



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTONOMA DE MEXICO

2
Zejun

FACULTAD DE INGENIERIA

EVENTOS VOLCANICOS AL SUR DE LA
CIUDAD DE MEXICO

T E S I S
Que para obtener el Título de
INGENIERO GEOLOGO
p r e s e n t a n

PABLO CERVANTES LAING
RICARDO JULIAN MOLINERO MOLINERO



México, D. F.

1995

FALLA DE ORIGEN

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México

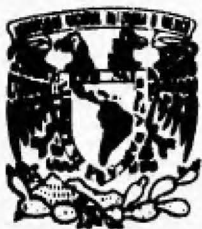


UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-032

SR. PABLO CERVANTES LAING
Presente.

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

EVENTOS VOLCANICOS AL SUR DE LA CIUDAD DE MEXICO

I	INTRODUCCION
II	METODOLOGIA
III	ESTUDIOS GEOLOGICOS
IV	ESTUDIOS VOLCANOLOGICOS
V	DISCUSION DE LOS RESULTADOS
VI	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES
	BIBLIOGRAFIA
	ANEXOS

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.

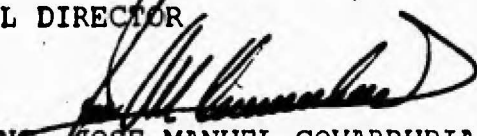
Asimismo le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

A t e n t a m e n t e

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Ciudad Universitaria, a 13 de junio de 1994

EL DIRECTOR


ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS

JMCS*EGLM*ggf*



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-031

SR. RICARDO JULIAN MOLINERO MOLINERO
Presente.

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

EVENTOS VOLCANICOS AL SUR DE LA CIUDAD DE MEXICO

I	INTRODUCCION
II	METODOLOGIA
III	ESTUDIOS GEOLOGICOS
IV	ESTUDIOS VOLCANOLOGICOS
V	DISCUSION DE LOS RESULTADOS
VI	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES
	BIBLIOGRAFIA
	ANEXOS

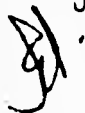
Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

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 13 de junio de 1994
EL DIRECTOR


ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS

JMCS*EGLM*ggf*



EVENTOS VOLCANICOS AL SUR DE LA CIUDAD DE MEXICO

TESIS DE LICENCIATURA PARA LA CARRERA DE INGENIERO GEOLOGO

FACULTAD DE INGENIERIA

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

SINODALES:

PRESIDENTE:	ING. HECTOR LUIS MACIAS GONZALEZ
VOCAL:	DR. HUGO DELGADO GRANADOS
SECRETARIO:	ING. JORGE NIETO OBREGON
1ER. SPTE.:	M. en C. GILBERTO SILVA ROMO
2DO. SPTE.:	ING. CLAUDIA MENDOZA ROSALES

DIRECTOR DE TESIS: DR. HUGO DELGADO GRANADOS

**PRESENTAN:
PABLO CERVANTES LAING
RICARDO J. MOLINERO MOLINERO**

AGOSTO, 1995.

RESUMEN

La zona de estudio se encuentra en la porción central de la Faja Volcánica Trans-Mexicana cuyo volcanismo se debe a la interacción de la Placa de Cocos con la Placa Norteamericana.

La estratigrafía de la zona está constituida por las siguientes unidades:

Formación Las Cruces, compuesta por dos miembros: Brecha piroclástica Cantimplora y Lava Dacítica Apilulco (Delgado y Martín del Pozzo 1989)

Formación Ajusco compuesta por la Dacita Santo Tomás, la Andesita Pico del Aguila y el Depósito de Avalancha de Escombros Zacatépetl, propuesto por primera vez en ésta tesis, en el cual fueron identificadas las 3 facies características de este tipo de depósitos, proximal, intermedia y distal. El Cerro Zacatépetl constituye un "hummock" o montículo característico de este tipo de depósitos. La longitud máxima de este depósito es de aproximadamente 16 kilómetros, mientras que se volúmen se calculó en 1.4 kilómetros cúbicos. El depósito se clasificó de tipo Bandai puesto que no se observó componente magmática. Su edad es Pleistoceno Temprano

Tefras Vivero formada tanto por flujos piroclásticos como depósitos de caída muy ácidos. Su edad es Pleistoceno Temprano.

Grupo Chichinautzín, representado por varias unidades volcánicas de composición andesítica, andesita-basáltica y basáltica constituidas por flujos de lava y depósitos piroclásticos. Sus edades van del Pleistoceno al Holoceno. Las unidades que se reconocieron fueron las siguientes: Andesita Conejo, Andesita Coamino, Formación Cuautzontle, Formación Man-nal, Basalto San Pedro Mártir, Basalto Tepetongo, Tefra Cuilotepec, Formación Fuentes Brotantes, Basalto Viborillas, Basalto Corregidora, Andesita Tenantongo, Formación Yololica y Formación Xictle, la cual fue el principal objeto de estudio de la zona.

La Formación Xictle se dividió en 2 miembros:

- Miembro de Tefras entronque: Para su estudio se realizaron 32 trincheras. Se reconocieron 3 eventos principales que dieron origen a éste miembro. Su volúmen se calculó en 0.3541 kilómetros cúbicos que equivale a 0.12 kilómetros cúbicos de roca densa. De un suelo bajo éstos depósitos se obtuvo una edad de 2025 ± 55 años. Estos depósitos se dispersaron hacia el sur y el suroeste. Los patrones de viento que originaron esta dispersión son muy parecidos a los patrones de viento observados en la actualidad.

- Miembro de Basaltos Pedregal: Se reconocieron 7 diferentes flujos, cuyo volúmen fue calculado en 0.964 kilómetros cúbicos. De un suelo bajo este depósito se obtuvo una edad de 1945 ± 55 años. En cuanto a su petrología vemos que son basalto de olivino, resultado de un magmatismo profundo que involucra a la litosfera oceánica sin que se observe una fusión parcial de grandes proporciones.

Estos dos miembros corresponden a dos fases eruptivas del Xictle, una efusiva clasificada como hawaiana y la explosiva clasificada como tipo Vulcaniana.

Haciendo una evaluación de los peligros y riesgos volcánicos en la zona, podemos ver que el principal riesgo lo constituyen las lavas por lo que la posibilidad de pérdidas humanas es reducida, aunque la posibilidad de pérdidas materiales es muy grande.

INDICE

RESUMEN	i
INDICE	ii
LISTA DE FIGURAS	vi
I INTRODUCCION	1
I.1 Estudios Volcanológicos en México	1
I.2 Objetivos del Presente Trabajo	1
I.3 Metas	2
I.4 Localización	2
I.5 Clima y Vegetación	2
I.5.1 Clima	2
I.5.2 Vegetación	3
I.6 Hidrología	3
I.7 Vientos	4
II METODOLOGIA	5
II.1 Mapa Geológico	5
II.1.1 Compilación Bibliográfica y Cartográfica	5
II.1.2 Mapa Fotogeológico Preliminar y Versión Final	5
II.2 Estratigrafía	6
II.2.1 Descripción de Afloramientos	6
II.2.2 Muestreo y Tratamiento de las Muestras	6
II.2.2.1 Petrografía	7
II.2.2.2 Análisis Químicos	7
II.2.2.3 Análisis Radiométricos	8
Carbono 14	8
Potasio-Argón	8
II.2.3 Estratigrafía del Xictle y Descubrimiento del Depósito de Avalancha de Escombros del Ajusco	8
II.3 Estudio de Piroclastos	9
II.3.1 Análisis Granulométricos	9
II.3.1.1 Tefras del Xictle	9
II.3.1.2 Depósito de Avalancha de Escombros	10
II.3.2 Mapa de Isopacas	10
II.3.3 Mapa de Isopletras	10
II.4 Análisis de Vientos	10
II.4.1 Discriminación de Niveles	11
II.4.2 Estadística por Nivel	11
II.4.3 Tratamiento y Presentación de los Datos	11
	ii

III ESTUDIOS GEOLOGICOS	12
III.1 Marco Geológico Regional	12
III.2 Estudios Previos	13
	iii
III.3 Geomorfología y Fisiografía	18
III.4 Estratigrafía	19
III.4.1 Plioceno	19
Formación Las Cruces	19
III.4.2 Pleistoceno	19
Formación Ajusco	19
Dacita Santo Tomás	20
Andesita Pico del Aguila	20
Depósito de Avalancha de Escombros Zacatépetl	20
Tefras Vivero	22
Grupo Chichinautzin	22
Andesita Conejo	23
Andesita Coamino	23
Andesita Magdalena	23
Formación Cuautzontle	24
Formación Man-nal	24
Basalto San Pedro Mártir	25
Basalto Tepetongo	25
Tefra Cuilotepec	25
Formación Fuentes Brotantes	25
Basalto Viborillas	26
Tillitas El Aguila	24
III.4.3 Holoceno	26
Grupo Chichinautzin	
Basalto Corregidora	26
Andesita Basáltica Tenantongo	26
Formación Yololica	26
Formación Xictle	27
Miembro de Tefras Entronque	27
Miembro de Basaltos Pedregal	28
Depósitos Coluviales y Aluviales	30
III.5 Petrología	30
III.5.1 Petrografía	31
III.5.2 Evolución Magmática	31
III.5.2.1 Procesos de Fusión Parcial	31
III.5.2.2 Procesos de Diferenciación Magmática	31
III.5.3 Afinidad Tectono-Magmática	32
III.6 Geología Estructural	33
IV ESTUDIOS VOLCANOLOGICOS	34
IV.1 Volcanismo	34
IV.1.1 Volcanes	34
IV.1.2 Erupciones	36
IV.1.3 Volcanismo Monogenético y Poligenético	37

IV.1.4	Volcanismo Efusivo y Explosivo	37
IV.1.4.1	Volcanismo Efusivo	37
	Comportamiento Físico y Propiedades de los Magmas	38
	Clasificación de los Magmas	39
	Temperatura	39
		iv
	Densidad	39
	Viscosidad	39
	Resistencia Crítica	40
	Flujo	40
IV.1.4.2	Volcanismo Explosivo	40
	Orígen	40
	Dinámica	41
	Tipos	44
	Hawaiiano y Estromboliano	44
	Pliniano	45
	Subpliniano	45
	Ultrapliniano	45
	Vulcaniano	45
	Surtseyano y Freatoplaniano	45
	Freático	46
	Productos Piroclásticos y Caracterización de los Depósitos	46
	Estructuras	47
	Características de la Tefra de Caída	49
IV.1.5	Facies Volcánicas	51
IV.1.5.1	Basadas en la Posición con Respecto a la Fuente	51
IV.1.5.2	Basadas en la Composición Primaria	52
IV.1.6	Colapso Estructural	52
IV.1.7	Peligros y Riesgos	53
IV.2	Mapa de Isopacas	54
IV.2.1	Cálculo de los Volúmenes	54
IV.2.2	Patrones de Viento	56
IV.3	Mapa de Isopletas	57
IV.3.1	Altura de la Columna	58
IV.4	Estudios Granulométricos	59
IV.5	Cartografía y Reconocimiento de los Depósitos de Avalancha de Escombros	59
IV.6	Morfología Volcánica	61
IV.6.1	Xictle-Paricutín	61
IV.6.2	Eventos Fisurales	62
V	DISCUSION	63
V.1	Historia Eruptiva del Sur de la Ciudad de México	63
V.1.1	Colapso del Ajusco	63
V.1.2	Erupción del Xictle	63
V.1.2.1	Efusiva	63
V.1.2.2	Explosiva	64
V.1.3	Otros Eventos	64
V.2	Evaluación de Peligros Volcánicos y Riesgos	64

V.2.1 Peligros	64
V.2.1.1 Lavas	65
V.2.1.2 Piroclastos (sin flujos piroclásticos)	65
V.2.2 Riesgos	65
VI CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	66
VI.1 Conclusiones	66
VI.2 Recomendaciones	iv
BIBLIOGRAFIA	66
Anexos y Apendice	68

LISTA DE FIGURAS

- Figura I.1** Localización del área de estudio.
Figura I.2 Localización de los manantiales "Peña Pobre" y "Las Fuentes".
Figura I.3 Corte transversal de vientos México-Veracruz para el año de 1993.
Figura II.1 Trinchera excavada en las inmediaciones del Volcán Xictle.
Figura II.2 Afloramiento del Depósito de Avalancha de Escombros Zacatépetl (FB-1).
Figura II.3 Patrón de vientos altos.
Figura II.4 Patrón de vientos bajos.
Figura III.1 Volcanismo en México.
Figura III.2 Lista de volcanes activos en México.
Figura III.3 Volcanismo en México: volcanes activos, campos volcánicos y calderas.
Figura III.4 Volcanes activos en la Faja Volcánica Trans-Mexicana.
Figura III.5 Interacción de la Placa de Cocos con la Placa Norteamericana.
Figura III.6 Fechamientos radiométricos para la zona del Xictle.
Figura III.7 Fases de actividad volcánica del Valle de México según F. Mooser.
Figura III.8 Mapa topográfico simplificado.
Figura III.9 Mapa geológico del Xictle y su entorno.
Figura III.10 Columna estratigráfica de la Formación Las Cruces (LC-1).
Figura III.11 Columnas estratigráficas del Depósito de Avalancha de Escombros Zacatépetl (P.ECOL y FB-1).
Figura III.12 Columnas estratigráficas del Depósito de Avalancha de Escombros Zacatépetl (ZAC-8 y CU-2).
Figura III.13 Columnas estratigráficas de las Tefras Vivero (BP-1) y del Cerro La Magdalena (Mg-1).
Figura III.14 Columnas estratigráficas del Volcán Cuautzontle (Cz-1), de las Tillitas El Aguila (Aj-3), del Volcán Man-nal (MN-2) y del Cerro Cuilotepec (Cl-1).
Figura III.15 Columnas estratigráficas del Basalto Tepetongo (Te-1 y Te-2).
Figura III.16 Columnas estratigráficas del Miembro de Tefras Entronque (Xt-13) y del Basalto Ciudad Universitaria (Xi-14 al Xi-19).
Figura III.17 Distribución de los flujos de basalto del Miembro de Basaltos Pedregal.
Figura III.18 Columnas estratigráficas del Basalto Pedregal de San Angel (CU-1).
Figura III.19 Tablas petrográficas de las Lavas del Xictle.
Figura III.20 Diagramas de álcalis contra sílice y de óxidos de fierro y magnesio contra sílice para las muestras del Xictle.
Figura III.21 Diagramas de Harker para las muestras del Xictle.
Figura III.22 Diagramas ternarios: olivino-nefelina-cuarzo normativos, AFM, tectonomagmático de Pearce y Cann, tectonomagmático de Pearce *et al.*, y tectonomagmático de Mullen para las muestras del Xictle.
Figura III.23 Diagramas de araña para las muestras del Xictle.
Figura IV.1 Clasificación de Walker.
Figura IV.2 Índice de explosividad volcánica (VEI).
Figura IV.3 Clasificación de las rocas volcánicas extrusivas de Streckeisen.
Figura IV.4 Características principales de una columna eruptiva.

- Figura IV.5** Principales características de las erupciones de tipo Hawaiiano y de tipo Estromboliano.
- Figura IV.6** Clasificación granulométrica de piroclastos.
- Figura IV.7** Características estructurales de los depósitos de piroclásticos.
- Figura IV.8** Terminología de unidades, subunidades y cunidades.
- Figura IV.9** Trincheras en el eje de dispersión de piroclastos del Xictle.
- Figura IV.10** Mapas de isopacas.
- Figura IV.11** Gráficas de Pyle.
- Figura IV.12** Variaciones de velocidad dentro de una columna eruptiva y gráficas de Carey y Sparks.
- Figura IV.13** Mapa de isopleas.
- Figura IV.14** Índice de explosividad volcánica y clasificación de Walker para el Xictle.
- Figura IV.15** Trincheras sobre el eje de dispersión de piroclastos del Xictle con los diagramas de frecuencias por tamaños.
- Figura IV.16** Imágen de satélite de la zona de estudio.
- Figura IV.17** Facies proximales del Depósito de Avalancha de Escombros Zacatépetl.
- Figura IV.18** Detalle del afloramiento FB-1(facies intermedia Depósito de Avalancha de Escombros Zacatépetl).
- Figura IV.19** Bloque en las facies intermedia del Depósito de Avalancha de Escombros Zacatépetl.
- Figura IV.20** Columnas estratigráficas en el Cerro Zacatépetl.
- Figura IV.21** Depósito de Avalancha de Escombros Zacatépetl (Cerro Zacatépetl).
- Figura IV.22** Depósito de Avalancha de Escombros Zacatépetl (Cerro Zacatépetl, columnas estratigráficas).
- Figura IV.23** Columnas estratigráficas del Depósito de Avalancha de Escombros Zacatépetl en sus facies proximal, intermedia y distal.
- Figura IV.24** Características principales de los flujos de lava del Xictle.
- Figura V.1** Recreación del colapso del Ajusco.
- Figura V.2** Fotografía aérea del área de estudio (1956).

I. INTRODUCCION

I.1 LOS ESTUDIOS VOLCANOLOGICOS EN MÉXICO

La década de los 90's ha sido declarada por la Organización de las Naciones Unidas como la "Década para la Reducción de los Desastres Naturales". El expresidente de México, Lic. Miguel de la Madrid Hurtado ha sido designado para presidir la organización de estos eventos. Los desastres naturales aparentemente se han incrementado, pero esto se debe en realidad, al crecimiento demográfico y al mejoramiento e incremento de los medios de comunicación. Uno de los desastres naturales más importante está relacionado con el volcanismo, primero por el impacto que tiene en las poblaciones cercanas al volcán, tanto económica como socialmente y segundo, por el impacto que tiene a nivel mundial, sobre todo las grandes erupciones que han inyectado aerosoles en la estratosfera afectando el clima.

Los volcanes en México representan un peligro potencial ya que se encuentran dentro de una zona activa tanto sísmica como volcánica conocida como el Cinturón de Fuego del Pacífico. En México hay 15 volcanes, dos campos volcánicos y cuatro calderas considerados activos. Pese al número de volcanes activos en México y a los desastres asociados a ellos como el caso del Parícutin (1943), de El Chichón (1980) y del Volcán de Colima (1990) no se tiene una tradición volcanológica en México. No obstante, recientemente la volcanología ha cobrado auge debido, principalmente, a la actividad del Volcán Popocatepetl. La amenaza de estos volcanes es importante para ciudades densamente pobladas como es el caso de la Ciudad de México que se encuentra en la parte central de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) y está rodeada por numerosos volcanes, algunos de los cuales son activos como el Volcán Popocatepetl y el Campo Volcánico de Chichinautzin (CVC); sin embargo, no se tienen estudios volcanológicos detallados de las zonas aledañas a ella, ni se cuenta con una cartografía geológica detallada.

En estas circunstancias nosotros queremos aportar un estudio geológico y volcanológico de la zona sur de la Ciudad de México, enfocándonos principalmente a la actividad del Volcán Xitle, así como a la evaluación del riesgo volcánico para esta zona, aprovechando los recursos con que actualmente se cuenta.

I.2 OBJETIVOS DEL PRESENTE TRABAJO

- 1) Determinar las características de la erupción del Volcán Xitle.
- 2) Reconstruir la erupción del Volcán Xitle y de otros eventos relacionados.
- 3) Extrapolar estos elementos y aplicarlos al análisis de peligros volcánicos.

I.3 METAS

- 1) Reconocimiento de la estratigrafía del Volcán Xitle.
- 2) Calibración de la estratigrafía mediante fechamientos radiométricos.
- 3) Elaboración de un mapa geológico del Volcán Xitle y su entorno a escala 1:40,000.

- 4) Reconocimiento de la mineralogía, paragénesis y química de las rocas volcánicas del Xitle.
- 5) Elaboración de mapas de isopacas de la zona del Volcán Xitle.
- 6) Elaboración de un mapa de isopleas de la zona del Volcán Xitle.
- 7) Caracterización de los depósitos piroclásticos del Volcán Xitle.
- 8) Recopilación de información eólica para la Ciudad de México.
- 9) Integración de la información geológica, volcanológica y eólica.

I.4 LOCALIZACION

El área de estudio se encuentra al Sur de la Ciudad de México y comprende, aproximadamente, 80 km² dentro de los 19° 22' y 19° 12' de latitud norte y los 99° 13' y 99° 16' de longitud oeste. La altitud promedio de la Cuenca de México es de 2240 m.s.n.m. (INEGI, 1990) y la altitud de los volcanes Ajusco y Xitle es de 3930 y 3120 m.s.n.m., respectivamente. En el área colindan las delegaciones: Tlalpan, Coyoacán, Magdalena Contreras y Alvaro Obregón; limita al SW con el Volcán Ajusco, al W y NW con la Sierra de las Cruces, al S, SE y E con la Sierra Chichinautzin y al N con la Ciudad de México. Las principales vías de acceso son: carretera federal No 95 MéxicoCuernavaca, carretera Picacho-Ajusco, Boulevard Adolfo López Mateos (Periférico), Avenida Insurgentes Sur y Calzada de Tlalpan (Figura I.1).

La hoja "Ciudad de México" (E14-2) de INEGI escala 1:250,000; las hojas "Ciudad de México" y "Milpa Alta" (E14 A39 y E14 A49) de INEGI, escala 1:50,000 y la carta urbana, "Ciudad de México Sur" de Sistemas de Información Geográfica, escala 1:40,000, cubren totalmente el área estudiada.

I.5 CLIMA Y VEGETACION

I.5.1 CLIMA

La Cuenca de México se localiza en la parte sur de la región climática centro, la cuál cuenta con vientos alisios (que se dirigen hacia el ecuador) y lluvias en el verano. El mesoclima de la Cuenca de México es templado subhúmedo. Para el área de estudio se tienen dos subclimas principales:

1) C (W) W (templado subhúmedo intermedio) en la región del Pedregal de San Angel con una precipitación total anual de 800 mm con temperaturas medias anuales de 15°C. Los meses más cálidos son mayo y junio y los más lluviosos son julio y agosto (INEGI, 1990).

2) C (E) (W) (w) (semifrío subhúmedo con alto grado de humedad) en la región del Ajusco con una precipitación total anual de 1129.5 mm con temperaturas medias anuales de 11.4°C (INEGI, 1992).

Datos de estaciones climatológicas hechas por INEGI (1990 y 1992):

	Altitud (m.s.n.m)	Temperatura media (°C)	Precipitación total (mm)
Pedregal de San Angel	2240	15	800
Tlalpan (delegación)	2260	16.25	881.7
San Miguel Ajusco	2889	11.4°	1129.5

I.5.2 VEGETACION

La vegetación del área muestra una gran variedad de especies, las cuales se encuentran afectadas por la altura y el tipo de suelo. En las zonas altas del Ajusco y de la Sierra Chichinautzin predominan los bosques de pinos (3300-4100 m.) y oyameles (entre los 2700 y 3000 m) con desarrollo de arbustos y zacates. Esto se ve afectado por el tipo de suelo, que se ha desarrollado en mayor grado en las grietas y laderas de los conos cineríticos que en los valles y superficies casi planas de los cráteres de los aparatos volcánicos. Es notorio que en la zona cubierta por cenizas del Xitle, el desarrollo de vegetación se limita a arbustos, zacates y cultivos con muy pocas plantas leñosas, mientras que en las lavas y conos, se tiene un aumento considerable de árboles. En la zona del Pedregal de San Angel, donde se desarrolla el malpaís, se tienen matorrales de "Palo Loco" con arbustos, zacates y algunos tipos de magueyes.

I.6 HIDROLOGIA

Debido a la actividad volcánica reciente, las formas erosivas del relieve son incipientes, de corta extensión y poca profundidad. La red fluvial en la Sierra de Chichinautzin tiene muy poco desarrollo por lo que no define cuencas fluviales amplias. La erosión fluvial es incipiente siendo más intensa en la porción sur de la sierra. En la región norte, donde se encuentra el Xitle, la erosión fluvial es débil sin que haya sistemas hidrológicos bien definidos y predomina la infiltración. Las corrientes temporales son en su mayoría de primer y segundo orden y se presentan en redes hidrológicas radiales y paralelas que drenan hacia la Cuenca de México.

Los arroyos más importantes son: Arroyo La Magdalena que se encuentra al noreste del área de estudio, fluye en dirección noroeste y limita las coladas basálticas del Xitle con la Sierra de Las Cruces (Afluente Principal: Arroyo Cienaguillas); Arroyo Eslava que se encuentra al este del área de estudio, fluye en dirección norte y limita la Sierra de las Cruces de las coladas basálticas del Xitle (afluentes principales: Arroyo Viborillas, Arroyo El Agua Escondida, Arroyo Chichicautitla, Arroyo Chichicarpa, Arroyo El Puente Volado, Arroyo Los Cedritos); y el Arroyo San Buenaventura que se encuentra en la parte suroeste, fluye en dirección noroeste y limita burdamente a las coladas del Xitle con las lavas del Volcán Yololica y las lavas de San Pedro Mártir.

En la zona existían manantiales debido al contacto entre unidades permeables y unidades no permeables. Fray Bernardino de Sahagún (Soustelle, 1974) menciona que en la zona de Coyoacán en el contacto de las coladas de basaltos se encuentran varios manantiales que son: Tezompa, Acuecuexatl, Tliatl, Huitzilatl, Xecheatli, Coatl. Marroquín y Sánchez (1901) nombran a los manantiales de "Las Fuentes" y "Peña Pobre" mencionando que el agua brota en el contacto entre las coladas basálticas y el terreno preexistente. Estos manantiales se localizan, el primero en la Barranca de Las Fuentes Brotantes (Tlalpan) en el parque nacional del mismo nombre y el otro en lo que era la fábrica de papel "Peña Pobre" (enfrente de la Villa Olímpica y la zona arqueológica de Cuicuilco) (Figura I.2). Blazquez (1948) además de los manantiales de "Peña Pobre" y "Las Fuentes" menciona otros en la zona del Pedregal: Lagunilla, El Jazmín, Ahuatontitla, Santa Ursula, San Francisco, Santo Niño; sin embargo, no da una localización de ellos.



Figura 1.2 Localización de los manantiales de 'Peña Pobre' y 'Las Fuentes'.

1.7 VIENTOS

El comportamiento de los vientos para la Ciudad de México, puede ser observado de forma esquemática en la Figura 1.3 que representa un corte transversal de vientos entre México y Veracruz para el año 1993, la cual fue proporcionada por el Servicio Meteorológico Nacional.

En ella es notoria la influencia de las montañas sobre los vientos para altitudes menores de 5800 metros sobre el nivel del mar y la relativa homogeneidad de los vientos arriba de esta cota. Se observa, para los niveles troposféricos superiores, un patrón definido de vientos provenientes del W para los meses de octubre a mayo. El cambio de dirección del W al E se da en junio y julio de manera transicional, comenzando a darse en niveles hasta cerca de los 10,000 m.s.n.m., invirtiéndose en agosto, de la misma manera a niveles cercanos a los 11,000 m.s.n.m. y en septiembre los vientos soplan hacia el W casi en todos los niveles. El cambio de patrón de vientos del E al W sucede en octubre de forma abrupta (GEVAP, 1995).

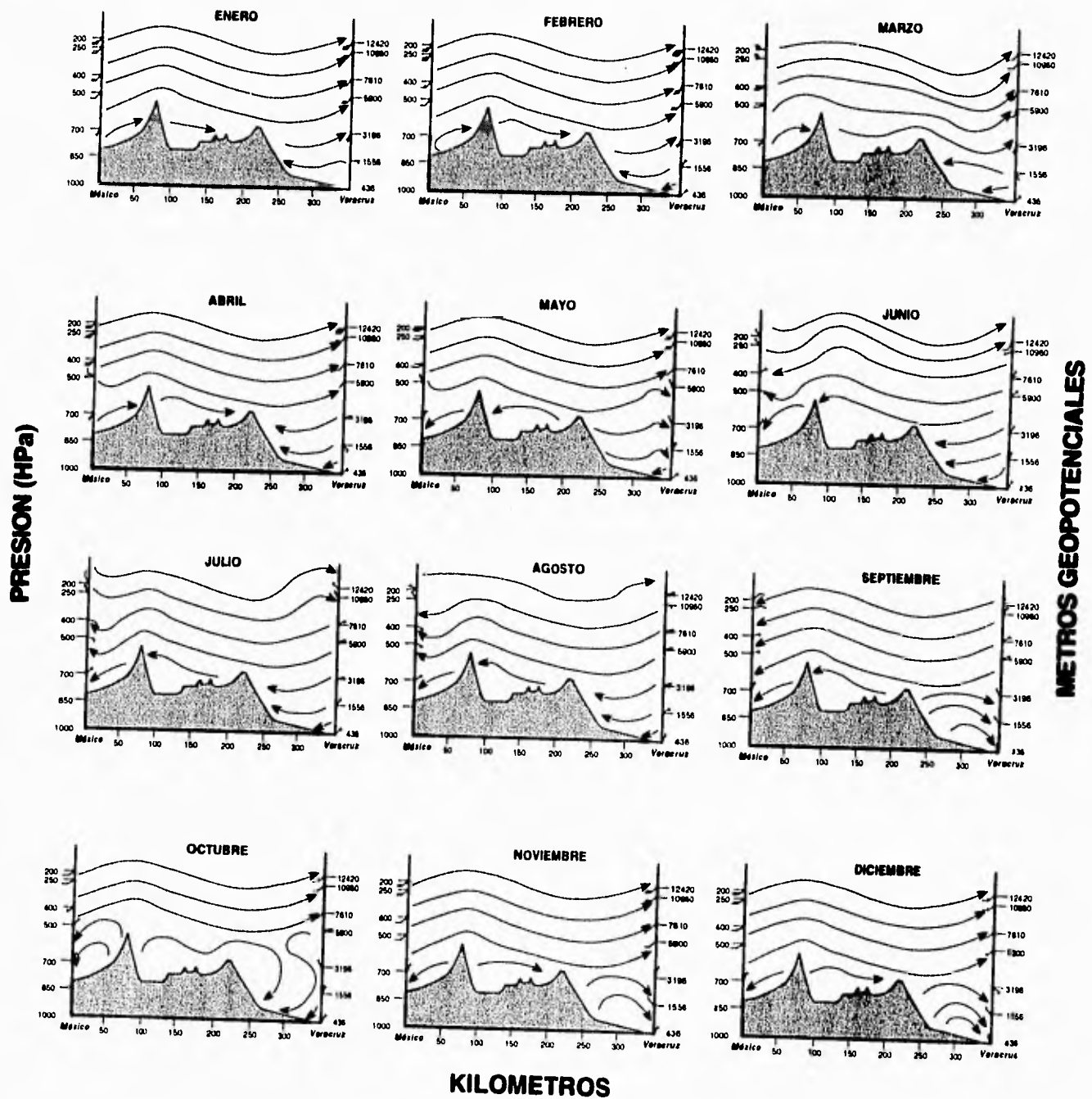


Figura 1.3 Corte transversal de vientos entre México y Veracruz para el año 1993, la cual fué proporcionada por el Servicio Meteorológico Nacional. Es notoria la influencia de las montañas sobre los vientos para altitudes menores de 5800 metros sobre el nivel del mar y la relativa homogeneidad de los vientos arriba de esta cota.

II METODOLOGIA

II.1 MAPA GEOLOGICO

II.1.1 COMPILACION BIBLIOGRAFICA Y CARTOGRAFICA

Se hizo una recopilación bibliográfica de los trabajos realizados en el área de estudio con el fin de contar con la información necesaria previa y conocer las diferentes interpretaciones y los problemas que presenta. Se realizó una búsqueda bibliográfica por computadora utilizando la base de información GEOREF, de la cual se obtuvieron la mayor parte de las referencias publicadas acerca del área de estudio. Se consultaron libros, revistas especializadas y tesis relacionadas con el área de estudio en las diferentes bibliotecas de la Universidad Nacional Autónoma de México, de INEGI y de El Colegio de México, inclusive, algunos de los artículos que no fue posible encontrarlos en México se pidieron a universidades de los Estados Unidos.

Por otro lado, se utilizaron las siguientes cartas topográficas y urbanas:

Escala 1:50,000 Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI)

MILPA ALTA E14 A 49

CIUDAD DE MEXICO E14 A 39

Escala 1:40,000 Sistemas de Información Geográfica (SIG)

CIUDAD DE MEXICO SUR

Escala 1:20,000 Sistemas de Información Geográfica (SIG)

CIUDAD UNIVERSITARIA

MILPA ALTA

XOCHIMILCO

SAN MIGUEL AJUSCO

Escala 1:10,000 Tesorería del Distrito Federal

COLONIA EDUCACION E14 A 39-44

CIUDAD UNIVERSITARIA E14 A 39-43

SAN BERNABE OCOTEPEC E 14 A 39-42

VILLACOAPA E 14 A 39-54

TLALPAN E 14 A 39-53

PEDREGAL DE CHICHICASPA E 14 A 39-52

SAN MATEO XALPA E 14 A 49-14

SAN MIGUEL AJUSCO E 14 A 49-13

VOLCAN AJUSCO E 14 A 49-12

y las fotografías aéreas de los vuelos sobre la Ciudad de México de los años de 1956, 1964 escala 1: 20,000 y de 1991, escala 1:15,000.

II.1.2 MAPA FOTOGEOLOGICO PRELIMINAR Y VERSION FINAL

Se realizó una interpretación de las fotografías aéreas y con ello, posteriormente, se elaboró un fotomapa preliminar. Se utilizaron las fotografías del vuelo de 1956, pero este no cubría totalmente la zona (faltando la parte sur) por lo que se completó con las fotografías de 1964 a la misma escala. Este vuelo se escogió debido a que es uno de los vuelos más antiguos que se tienen del área y se distinguen claramente los rasgos de las unidades en las zonas que actualmente están invadidas por la mancha urbana de la Ciudad de México. El vuelo de 1991 es el vuelo más reciente que se tiene de la zona, y al ser de mayor escala se reconocen muy bien las áreas en las que no ha crecido la ciudad, además se puede observar el crecimiento de la ciudad sobre los depósitos del Xictle y el impacto que ha tenido este crecimiento en la zona. Se distinguieron las diferentes unidades con base en su morfología y relieve en ambos juegos de fotografías. Se trasladó dicha interpretación a la cartografía escala 1:10,000 señalando todos los puntos importantes determinados en la fotointerpretación y definiendo puntos de verificación.

Una vez que se tuvo este primer mapa, se procedió a la verificación del mapa en el campo. Los afloramientos se buscaron entre las calles, jardines y lotes baldíos, lo que constituyó una dificultad mayor. Así, muchos de los puntos seleccionados para verificación se tuvieron que cambiar o, en su caso, eliminar. Con la información obtenida en los puntos de verificación y las relaciones estratigráficas observadas se elaboró la versión final del mapa geológico, trazando tanto los contactos geológicos fotointerpretados como los verificados en campo sobre la carta topográfica Ciudad de México Sur escala 1:40,000 de Sistemas de Información Geográfica.

II.2 ESTRATIGRAFIA

II.2.1 DESCRIPCION DE LOS AFLORAMIENTOS

Los afloramientos estudiados para la realización de este estudio pueden ser agrupados en dos: afloramientos empleados para la construcción del mapa geológico y afloramientos empleados para la construcción del mapa de isopacas e isopletas (trincheras).

El área de estudio presentó un problema para la ubicación de los afloramientos debido a que se encuentra cubierta por la ciudad (excepto en su parte sur). Por ello, los afloramientos tuvieron que ser buscados en parques públicos, terrenos baldíos, cortes de calles y edificios en construcción.

Para la descripción de estos afloramientos, se iniciaba dibujando un croquis en el cual se determinaba el número de unidades presentes y su espesor. Las unidades fueron descritas de arriba a abajo determinando su color, grado de intemperismo, estructuras presentes, tipo de litología (megascópicamente); para depósitos granulares se determinó la composición y porcentaje de la matriz, tamaño, tipo, angulosidad y porosidad de los diferentes clastos así como las estructuras presentes.

Para las trincheras en los depósitos de ceniza del Xictle, fue necesario describir el número de secuencias presentes, su espesor, tamaño y tipo de los diferentes clastos, así como su vesicularidad y angulosidad, la relación de material grueso y material fino en cada secuencia y los 10 clastos de mayor tamaño en los diferentes horizontes.

II.2.2 MUESTREO Y TRATAMIENTO DE LAS MUESTRAS

II.2.2.1 Petrografía

En los recorridos de campo, se obtuvieron muestras a las que se les hizo su petrología. Para ello se mandaron hacer láminas delgadas de todas las muestras de roca colectadas en el campo. Para la observación y descripción de las láminas se utilizó un microscopio petrográfico y un contador de puntos. En cada lámina se comenzó con una observación general y descripción de la textura de la roca, seguido por la diferenciación de los minerales presentes y la medición de los tamaños de los cristales. Con ésta determinación se hizo un conteo de 1000 puntos para conocer los porcentajes de los minerales presentes en las rocas.

II.2.2.2 Análisis Químicos

Se hizo una nueva recolección de muestras de las lavas del Xictle en conjunción con estudiantes y un profesor de la Universidad de Nevada, U.S.A. El muestreo se realizó en cada uno de los siete flujos de lava (definidos en el mapa geológico) correspondientes al Xictle, tratando de tomar una muestra cercana a la fuente (proximal) y otra lejana (distal) a la fuente. Se muestreo, también, el cráter del Xictontle y una cantera donde se tenían siete flujos sobrepuestos. Se obtuvieron 17 muestras de roca para análisis químicos. Las muestras deben de ser lo mas frescas posibles, no tener vesículas y ser afaníticas pero, debido a las características de los flujos, esto no fue posible en todos los casos, ya que los basaltos presentan muchas vesículas y fenocristales de olivino. Se trató de muestrear la base de cada flujo (cuando era posible) por que es la zona en donde existen menor número de vesículas. Se obtuvieron esquirlas de roca fresca y se limpiaron in-situ de cualquier alteración superficial y si era posible, de grandes vesículas. Se trituraron las esquirlas en un mortero de hierro para disminuir su tamaño. Para cada muestra, el mortero tenía que estar limpio ya que de lo contrario podría haber contaminación. Para limpiar el mortero, se pone un poco de la muestra en el y se tritura lo más posible tratando de limpiar el mortero completamente con la muestra triturada para librarlo de óxidos y restos de otras muestras, se tira la muestra y se agrega otro poco repitiendo la operación tirando luego el residuo. Se agrega el total de la muestra y se tritura a mano hasta tamaños menores a 0.5 centímetros. Se vacía la muestra en una bolsa de plástico previamente rotulada con el número de muestra y se limpia el mortero. Una vez trituradas todas las muestras, se procedió a la molienda de las mismas en un molino de cilindros de carburo de tungsteno marca HERZOG modelo HSM100H hasta alcanzar la malla 200. Hay que tener mucho cuidado de que no exista contaminación por lo que se deben limpiar con acetona los cilindros, el recipiente y la tapa, antes y después de cada muestra. Se colocan los cilindros en el recipiente y se vacía la muestra triturada en los espacios entre cilindros, se tapa y se coloca en el molino. Se muele por espacio de 2 a 3 minutos dependiendo de la malla que se quiera alcanzar y la dureza de la roca. Una vez molida la muestra se guarda en bolsas de plástico previamente rotuladas y se limpian los cilindros, recipiente y tapa para poner la siguiente muestra. Se trituraron y molieron 14 muestras. Estas muestras fueron analizadas en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) en el Instituto de Geología por el Sr. Rufino Lozano Santa Cruz en un espectrómetro de rayos X (Sequential X-Ray Spectrometer) marca Siemens modelo SRS3000 con base en dos programas de elementos mayores: uno involucrando estándares para basaltos y otro utilizando 27 estándares. Se obtuvieron solamente los resultados de los elementos mayores ya que el espectrómetro todavía no estaba calibrado para los elementos traza. Las diecisiete muestras obtenidas también se procesaron en la Universidad de Nevada, Las Vegas, Estados Unidos por Kelly Boland, desafortunadamente sólo nos mandaron los resultados de seis muestras con elementos mayores y traza. Los datos obtenidos fueron vaciados en una base de datos y se graficaron los resultados, utilizando los programas IGPET y McSUITE.

II.2.2.3 Análisis Radiométricos

Carbono 14

Las muestras para fechamientos de Carbono 14 se obtuvieron en dos localidades: una en una excavación de una construcción al lado del comedor central de C.U. (bajo las lavas) y otra en una rascadero de cenizas al sur del Xictle (bajo las cenizas). La primera muestra consistía de restos carbonizados de plantas que se encontraron en un suelo bajo las lavas. Estas muestras se sacaron con mucho cuidado utilizando una espátula de albañil y se recolectaron en una bolsa de plástico. Se trató de solo recoger carbón pero era imposible dadas las cuestiones de tiempo (sólo una hora para recolectar), así que se recolectó también parte del suelo. La otra muestra se recolectó en un suelo bajo la tefra del Xictle. Esta consistía de pequeños pedazos de carbón que no se podían separar fácilmente, por lo que se muestreo el suelo en sí. Las muestras se pusieron a secar en un horno el mismo día que fueron recolectadas para evitar la formación de hongos que alteren el carbón, a una temperatura de 60°C (ya que a temperaturas mayores el carbón se puede alterar y dar una fecha errónea) por espacio de 24 horas. Una vez secas, se empacaron en papel aluminio y se mandaron fechar a la Universidad de Arizona en Phoenix y fueron realizados por Austin Long.

Potasio-Argón

La muestra se obtuvo de un afloramiento ubicado en el Parque Ecológico en Lomas del Seminario en un escarpe junto a las vías del ferrocarril México-Cuernavaca. Corresponde a las facies proximal del depósito de avalancha de escombros. El escarpe presentaba una zona de roca triturada (matriz) extensa con macrocristales de hornblenda. Se sacaron 2.5 kilogramos de muestra en varios terrones cuidando de no incluir materia orgánica desarrollada en la superficie. Se secó la muestra en un horno a una temperatura de 60°C por espacio de un día. Una vez seca la muestra se molió a mano en un mortero de hierro para tratar de obtener hornblendas más puras. Se tamizó el material con agua en las mallas 42, 60, 80 y 200 para obtener un concentrado limpio libre de material tamaño arcilla formado principalmente de feldespatos y hornblendas. Se secó cada fracción por separado en el horno a una temperatura de 60°C por 24 horas. Las fracciones de mallas 42 y 60 se separaron por medio de líquidos pesados y magnéticamente. Se mandaron al Laboratorio Teledyne Isotopes, New Jersey, U.S.A. para el fechamiento de las hornblendas.

II.2.3 ESTRATIGRAFIA DEL XICTLE Y DESCUBRIMIENTO DEL DEPOSITO DE AVALANCHA DE ESCOMBROS DEL AJUSCO

La descripción de las unidades estratigráficas se hizo de acuerdo a la Guía Estratigráfica Internacional (International Stratigraphic Guide, 1994) y la calibración en el tiempo geológico fue de acuerdo a Harland et.al. (1990).

Para definir la estratigrafía del Xictle se analizaron las relaciones que existían entre las unidades y la morfología de cada unidad, asimismo se hizo una calibración con los fechamientos existentes y obtenidos. Se definieron los distintos eventos volcánicos en la zona distinguiéndose los depósitos característicos de cada etapa eruptiva (Las Cruces, Ajusco, Chichinautzin) diferenciando, a su vez, los eventos pertenecientes al Xictle de los eventos anteriores. Se dividieron los productos del volcán Xictle primeramente en efusivos (lavas) y explosivos (tefras). Dentro de los eventos efusivos diferenciamos los flujos de lava basádonos en parámetros morfológicos (cobertura vegetal, conservación de los rasgos superficiales, etc.) y

geológicos (contactos entre las lavas). Para las tefras se diferenciaron los eventos en las trincheras con base en criterios estratigráficos (estratificación gradada y capas de material más grueso en la base). Mientras se llevaba a cabo el estudio de la estratigrafía del Xictle y con el fin de conocer las relaciones entre las diferentes unidades de éste con las rocas circunvecinas, se descubrió un depósito que presentaban características muy singulares. Se compararon las características que presentaba este depósito con las características presentes en distintos tipos de depósitos volcánicos, llegando a que se trataba de un depósito proveniente del colapso de un edificio volcánico. Ahora bien, ¿Cuál fue el volcán que produjo dicho depósito? El único candidato posible era el Volcán Ajusco. Con esta base, se analizaron las rocas y se compararon con rocas del Ajusco. Estos derrumbes producen una topografía muy singular ya que dejan una serie de montículos (hummocks) que dan una apariencia aborregada al paisaje. Se identificaron algunos de estos montículos ya que la mayoría fue cubierta por eventos volcánicos posteriores. El principal fue el Cerro Zacatépetl. Se cartografió el depósito haciendo, en los pocos afloramientos existentes, una descripción detallada del mismo, se midieron los tamaños de clastos (promedio y mayores) y de matriz, se obtuvo el porcentaje de matriz y clastos y se tomaron muestras de los clastos para análisis petrográficos.

II.3 ESTUDIO DE PIROCLASTOS

II.3.1 ANALISIS GRANULOMETRICOS

II.3.1.1 Tefras del Xictle

Se reconocieron los depósitos de caída del Xictle con base en las características físicas que presentan los piroclastos, como son: el color, la vesicularidad, la angulosidad, el tamaño y las relaciones estratigráficas presentes, para así diferenciarlos de depósitos provenientes de otros volcanes. Basándonos en fotografías aéreas y recorridos de campo nos orientamos, primeramente, a delimitar el área cubierta por las tefras para poder cartografiarlas. Se excavaron 32 trincheras en el área cubierta por los piroclastos del Xictle, estas trincheras debían abarcar el espesor total del depósito así como permitir el trabajo y muestreo de una persona dentro de la misma, por lo que las trincheras variaron en profundidad de 30 cm a 3 m, y en superficie de 1 m x 0.5 m a 2 m x 1.5 m. En algunos sitios ya se tenía algo excavado debido a la extracción del material por los lugareños, en ellas se alcanzaron profundidades totales de 8 metros (Figura II.1). Se hizo una descripción detallada de las trincheras en la cual se asentó el espesor total del depósito, el espesor de cada uno de los diferentes eventos reconocidos, la descripción a detalle del material piroclástico y se midieron, para cada horizonte determinando, los diez clastos de mayor tamaño. Con base en las 32 trincheras excavadas se pudo definir el eje de dispersión de los depósitos piroclásticos del Xictle. Se diferenciaron tres horizontes guía (consistían en horizontes de material más grueso) que podían seguirse a lo largo de todas las trincheras. En las trincheras ubicadas en el eje de dispersión se muestreo cada uno de estos horizontes cuidando que no se contaminara la muestra con material de las partes supra o subyacentes a dichos horizontes. La muestra se tomó del horizonte completo. Se secó la muestra en un horno a una temperatura de 100°C. Una vez seca, se cuarteó y se tamizó una parte de la muestra. Las mallas utilizadas para la separación granulométrica fueron: -5 (31.5 mm), -4 (16 mm), -3 (8 mm), -2 (4 mm), -1 (2 mm), 0 (1 mm), 1 (0.5 mm), 2 (0.25 mm), 3 (0.125 mm) y 4 (0.0625 mm) y la charola. Dada la fragilidad del material, sobre todo en los tamaños grandes (superiores a la malla 0), se tamizó el material por menos tiempo en estas mallas, para evitar la ruptura del material. Las otras mallas se tamizaron por diez minutos en total ya que en los tamaños menores el material casi no se fracturaba. Se separó cada fracción

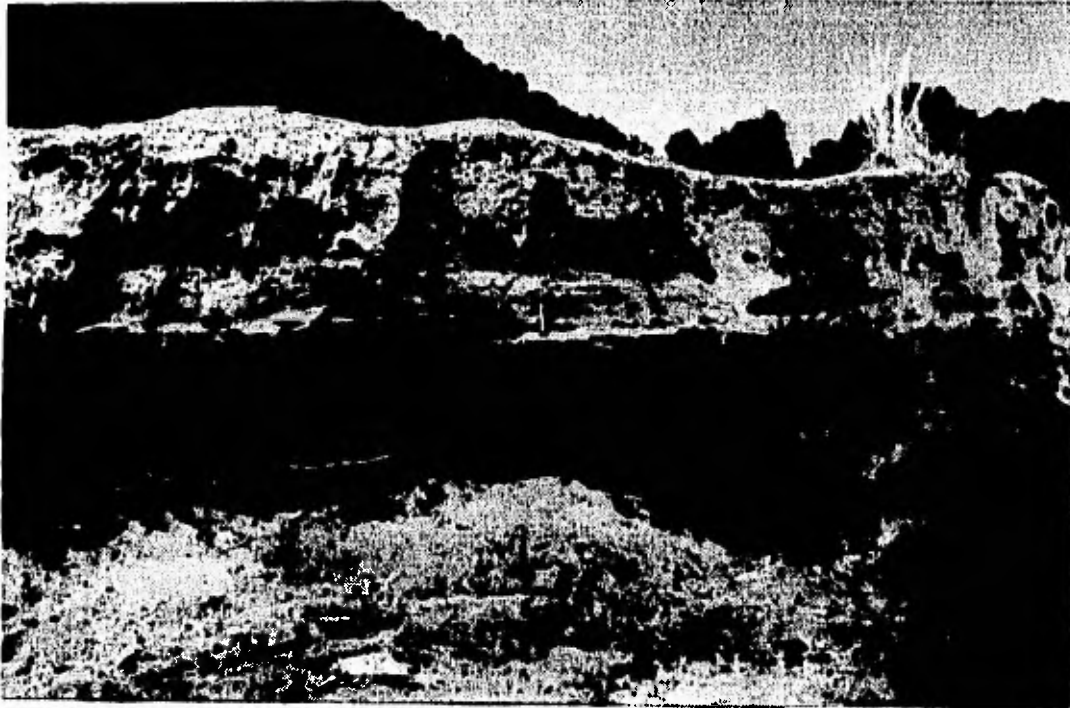


Figura II.1 Trinchera excavada en las inmediaciones del Volcán Xiclle para el estudio de los piroclastos (X1-9).



Figura II.2 Alforramiento del Depósito de Avalancha de Escombros Zacatépeli en el que se ve un gran bloque fragmentado (color oscuro) rodeado de material de color más claro (FB-1).

contenida en cada una de las malla y se pesó en una balanza electrónica. Los pesos obtenidos para cada fracción se procesaron en computadora para obtener los porcentajes tanto individuales como acumulativos del peso de la muestra así como el peso acumulativo. Con estos datos se construyeron los histogramas de frecuencias y la curva acumulativa de probabilidad, de la cual se sacaron los datos necesarios para obtener los parámetros de Inman (1952).

II.3.1.2 Depósito de Avalancha de Escombros

Dadas las características del depósito de avalancha de escombros, se describieron en los afloramientos sus características generales como su espesor, relaciones entre clastos y matriz, tipo de clastos y relaciones con otras unidades (Figura II.2). Se realizó un conteo de puntos (100) en un área de un metro por un metro para determinar los porcentajes de matriz y de clastos. Se hicieron columnas estratigráficas detalladas para los afloramientos visitados y se cartografió el depósito.

II.3.2 MAPA DE ISOPACAS

En la elaboración de los mapas de isopacas, lo primero que se hizo fue la observación y descripción en campo de los depósitos de caída provenientes del Xictle, como se explica en el punto anterior (Figura II.1). De cada una de las trincheras se hizo una descripción detallada en la cual se asentó el espesor total del depósito, el espesor de cada uno de los diferentes eventos reconocidos, las características a detalle del material piroclástico y se midieron, para cada horizonte determinando, los diez clastos de mayor tamaño. Las trincheras fueron marcadas en el mapa de campo. Estos puntos fueron copiados en un nuevo mapa para facilitar el dibujo de las curvas de isopacas. Una vez ubicado en el mapa las diferentes trincheras, poniendo a un lado el espesor medido de cada horizonte definido, se hizo la interpolación de los puntos para dicho horizonte, elaborando una curva cada 10 cm de espesor. De esta forma se completaron tres mapas de isopacas.

II.3.3 MAPA DE ISOPLETAS

Una vez hechas las trincheras, se hizo una diferenciación de estratos (unidades de caída), lográndose identificar 3 principales secuencias que se podían seguir a lo largo de todas las trincheras. De cada una de esas tres unidades principales se midieron los 10 clastos de mayor tamaño. La secuencia que contenía el mayor tamaño de clastos fue la segunda (Unidad de caída intermedia) por lo que, con estos datos, se trazaron las curvas del mapa de isopleas. Como en el mapa de isopacas, se transportó la ubicación de las trincheras a un nuevo mapa, escribiendo junto el promedio de los diez clastos de mayor tamaño del horizonte seleccionado (unidad de caída intermedia). Haciendo la interpolación de estos datos se construyó el mapa de isopleas. Cada una de las curvas representa la distancia máxima a la que determinado tamaño de clastos puede ser transportado.

II.4 ANALISIS DE VIENTOS

Los datos que se utilizaron para el análisis de los vientos fueron proporcionados por el Servicio Meteorológico Nacional, los cuales fueron obtenidos en la estación de radiosondeo localizada en el Aeropuerto Internacional de la Ciudad de México para los años 1976 a 1982. Estos datos estaban en forma de listado, indicando por una parte, los niveles equipotenciales en

milibares y por otra parte, la dirección y velocidad del viento para cada mes del año (GEVAP, 1995).

II.4.1 DISCRIMINACION DE NIVELES

Esta información se agrupó en dos: "vientos bajos" y "vientos altos", con el fin de distinguir las variaciones en dirección del viento debajo y arriba de la cima del Volcán Popocatepetl, que representa la máxima elevación alrededor de la Cuenca de México, sobre la cual el viento tiene un comportamiento que no se ve afectado por ninguna barrera topográfica. Para hacer esta separación, se tomó como cota de separación los 550 mb (para vientos bajos) y los 500 mb (para vientos altos), que representan aproximadamente los 5,500 metros sobre el nivel del mar que es muy cercana a la altura del Popocatepetl (GEVAP, 1995).

II.4.2 ESTADISTICA POR NIVEL

Con los datos de dirección del viento para los 7 años proporcionados, se construyeron rosetas (histogramas circulares) mensuales, tanto para vientos altos como para vientos bajos, donde cada barra apunta en la dirección de donde proviene el viento, e indicando los porcentajes de frecuencia para cada dirección del viento (GEVAP, 1995).

II.4.3 TRATAMIENTO Y PRESENTACION DE LOS DATOS

Los datos son presentados en las Figuras II. 3 y II.4. En la Figura II.3 se muestra el comportamiento mensual de los vientos altos, mientras que en la Figura II.4 se muestra el de los vientos bajos.

Estas figuras arrojan los siguientes datos: Los vientos que soplan abajo de los 5,500 m.s.n.m. son prácticamente aleatorios, aunque existen patrones de viento incipientes: uno es predominantemente al W de enero a abril, y en el otro, de junio hasta diciembre, los vientos provienen predominantemente del NE, aunque en noviembre y diciembre vuelven a aparecer los vientos provenientes del SW y W. Entonces, los vientos soplan del W de enero a abril y del NE de junio a octubre. Mayo, noviembre y diciembre son los meses con mayor dispersión de vientos.

Los vientos que soplan arriba de los 5,500 m.s.n.m. muestran una mayor regularidad. De enero a mayo, los vientos provienen del W, aunque en mayo también se observan vientos provenientes del oriente pero con menor frecuencia. De junio a octubre los vientos que predominan son del oriente, aún cuando se tienen máximos relativos del W y del N. Los vientos de noviembre y diciembre soplan de nuevo del W. Entonces, los vientos altos soplan de noviembre a abril del W y de junio a septiembre del E, los meses de mayo y octubre son de transición (GEVAP, 1995).

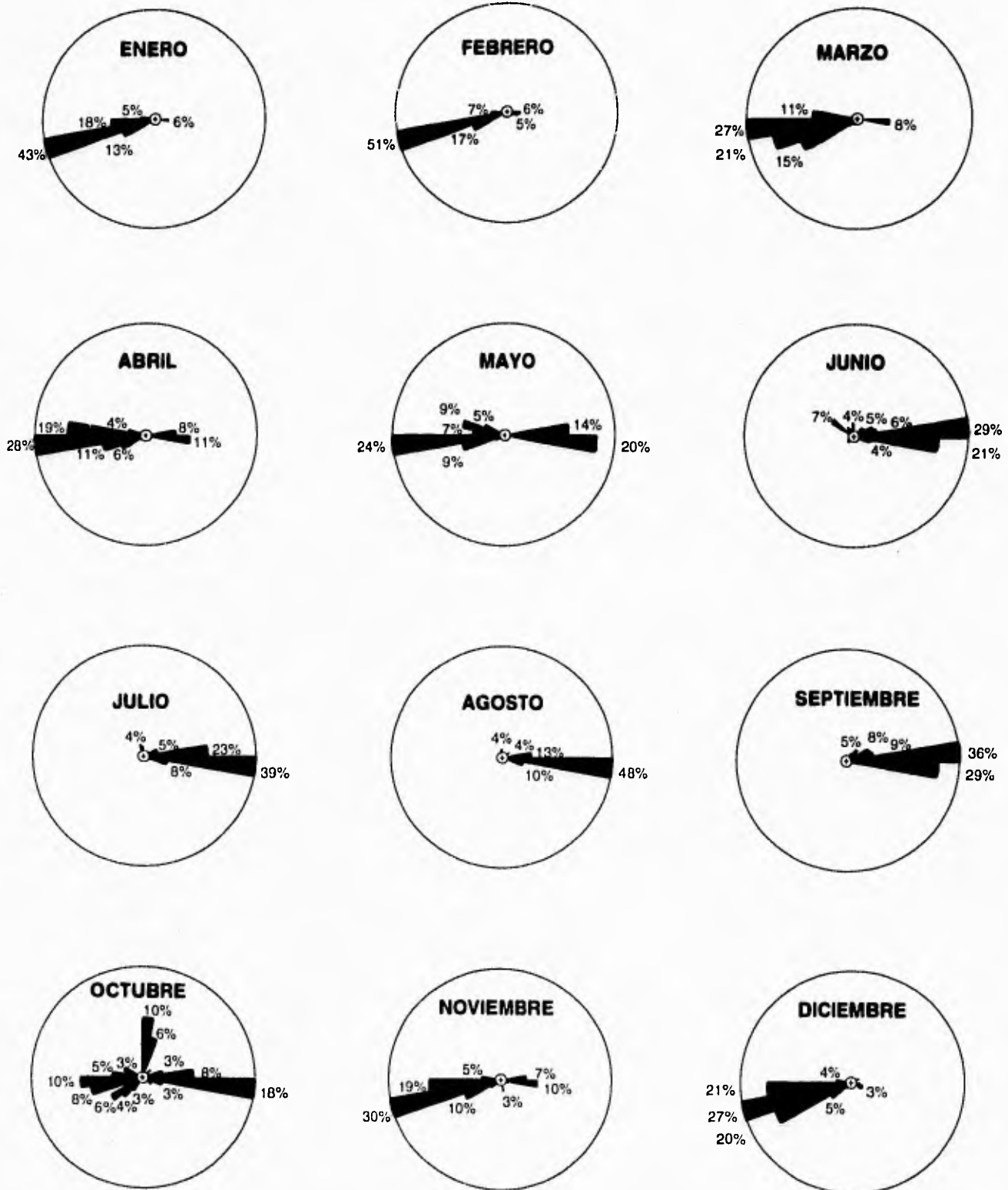


Figura II.3 Patrón de Vientos Altos (Mensual). Histogramas circulares que muestran los vientos que soplan arriba de los 5,500 m.s.n.m., indicando la frecuencia de ocurrencia de cada dirección en porcentaje, cada barra representa un rango de 10°. Datos 1976-1982. (GEVAP,1995).

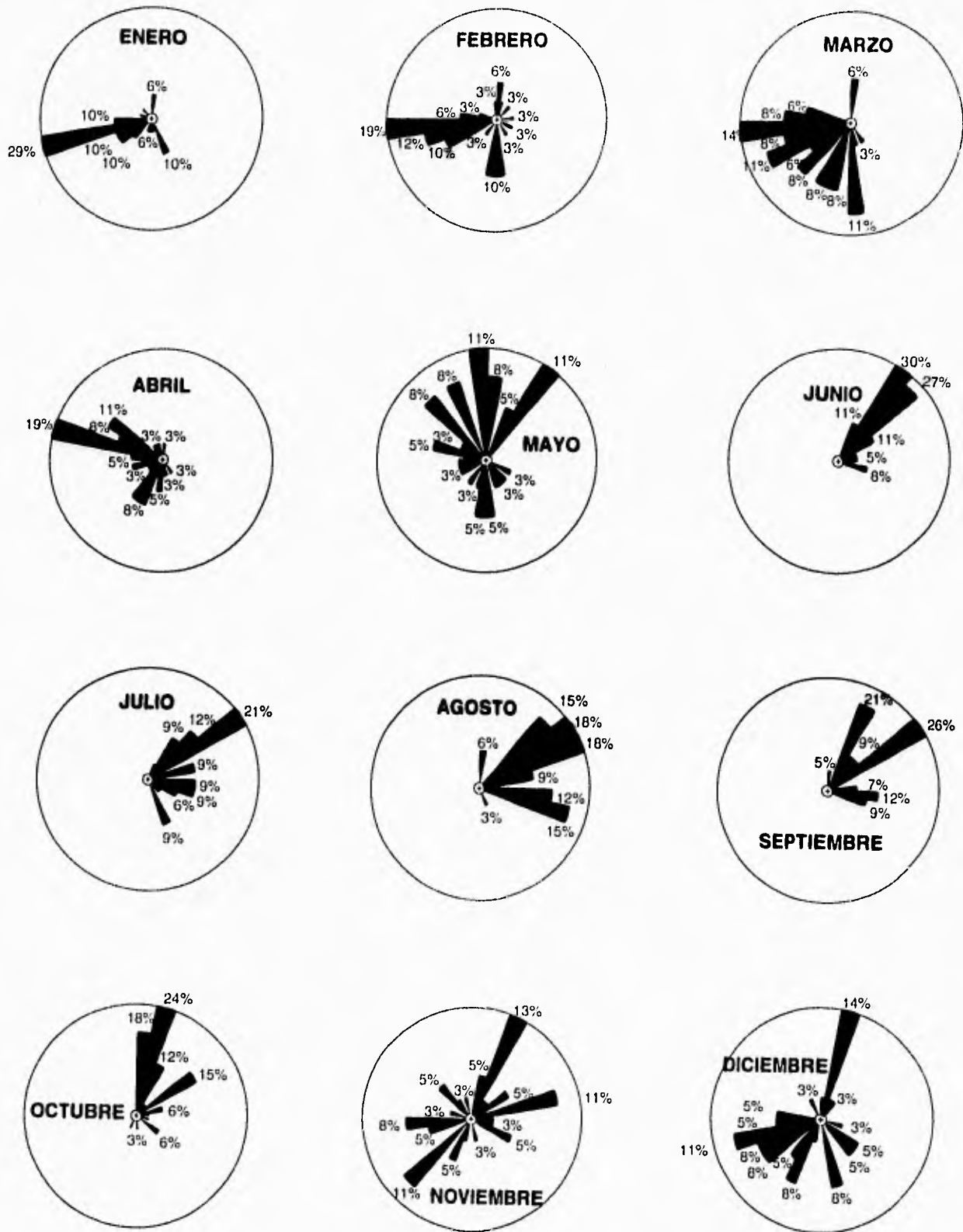


Figura II.4 Patrón de Vientos Bajos (Mensual). Histogramas circulares que muestran los vientos que soplan debajo de los 5,500 m.s.n.m., indicando la frecuencia de ocurrencia de cada dirección en por ciento, cada barra representa un rango de 10°. Datos 1976-1982. (GEVAP,1995).

III ESTUDIOS GEOLOGICOS

III.1 MARCO GEOLOGICO REGIONAL

La zona de estudio está ubicada en la provincia geológica de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) la cual es la unidad volcánica más importante de México (Ortega Gutiérrez, et. al. 1992). Esta es una faja que cruza de este a oeste la República Mexicana entre los paralelos 19° y 21°, desde las costas de Colima y Nayarit hasta el Estado de Veracruz. Tiene una longitud de aproximadamente 1000 km con una amplitud variable de 50 a 250 km y está formada por una gran variedad de rocas volcánicas de tipo calccalcalino (*Ibid.*) cuya edad abarca del Cenozoico superior a la actualidad (Figura III.1). Dentro de la FVTM hay un importante número de aparatos volcánicos activos, señalados por distintos autores (Figura III.2). Mooser (1958) presenta una lista de trece volcanes que han tenido una actividad histórica, que están en estado solfatárico o fumarólico y de campos solfatáricos o fumarólicos activos. Morán (1984) hace mención de los principales aparatos volcánicos de la FVTM tanto de los volcanes activos, como de algunos otros que no lo están pero que son importantes. Nelson (1990) hace una mención de los volcanes activos de México con base en su propio trabajo. El Centro Nacional para la Prevención de Desastres (CENAPRED, 1994) publica un folleto acerca de los volcanes, debido a la reciente actividad del Popocatepetl, en el cual menciona aquéllos volcanes que han desarrollado algún tipo de actividad eruptiva en tiempos históricos. No obstante el importante trabajo de cada compilador, la lista de volcanes activos de México resulta incompleta y confusa, por ello se presenta una recopilación diferente. Con base en estos estudios, se separa el volcanismo activo de acuerdo al tipo del mismo: volcanes, campos o zonas volcánicas activas y calderas (Figura III.3). Se puede ver que el frente volcánico de la FVTM está representado por los campos volcánicos y los volcanes activos mientras que las calderas se encuentran en la parte tras-arco (Figura III.4).

El volcanismo de la FVTM se debe a la interacción de la Placa de Cocos con la Placa Norteamericana (Demant, 1978) (Figura III.5). Al subducirse la Placa de Cocos bajo la Placa Norteamericana se dan condiciones de presión y temperatura que producen tanto la fusión parcial de la corteza oceánica como la fusión parcial de la corteza continental. El magma puede ascender directamente desde la zona de fusión parcial de la corteza hasta la superficie (como es el caso de la Sierra Chichinautzin) o llegar a cámaras magmáticas intermedias y de ahí salir a la superficie (como el caso del Popocatepetl).

La Cuenca de México se encuentra en la parte central de la FVTM entre los 98°15' y 99°30' W y los 19°00' y 20°00' N. Cuenta con una longitud de aproximadamente 110 kilómetros (N-S) y una amplitud de 80 kilómetros (E-W). La altitud oscila entre 2240 a 2390 m.s.n.m. Hacia su parte centro-oriental se encuentra la Sierra Chichinautzin, que está constituida por productos piroclásticos y derrames lávicos emitidos por una gran cantidad de centros volcánicos de composición andesítico-basáltica (Lugo, 1984). La estratigrafía general del área de estudio está compuesta por tres períodos principales de actividad volcánica (Delgado y Martín del Pozzo, 1993). Al oeste se tiene la Sierra de Las Cruces compuesta por volcanes poligenéticos de gran tamaño de composición andesítico-dacítica, al suroeste se encuentra el complejo volcánico del Ajusco, de composición andesítico-dacítica, y al sur, y comprendiendo la zona de estudio, el Grupo Chichinautzin que presenta un volcanismo monogenético de composición basáltica.

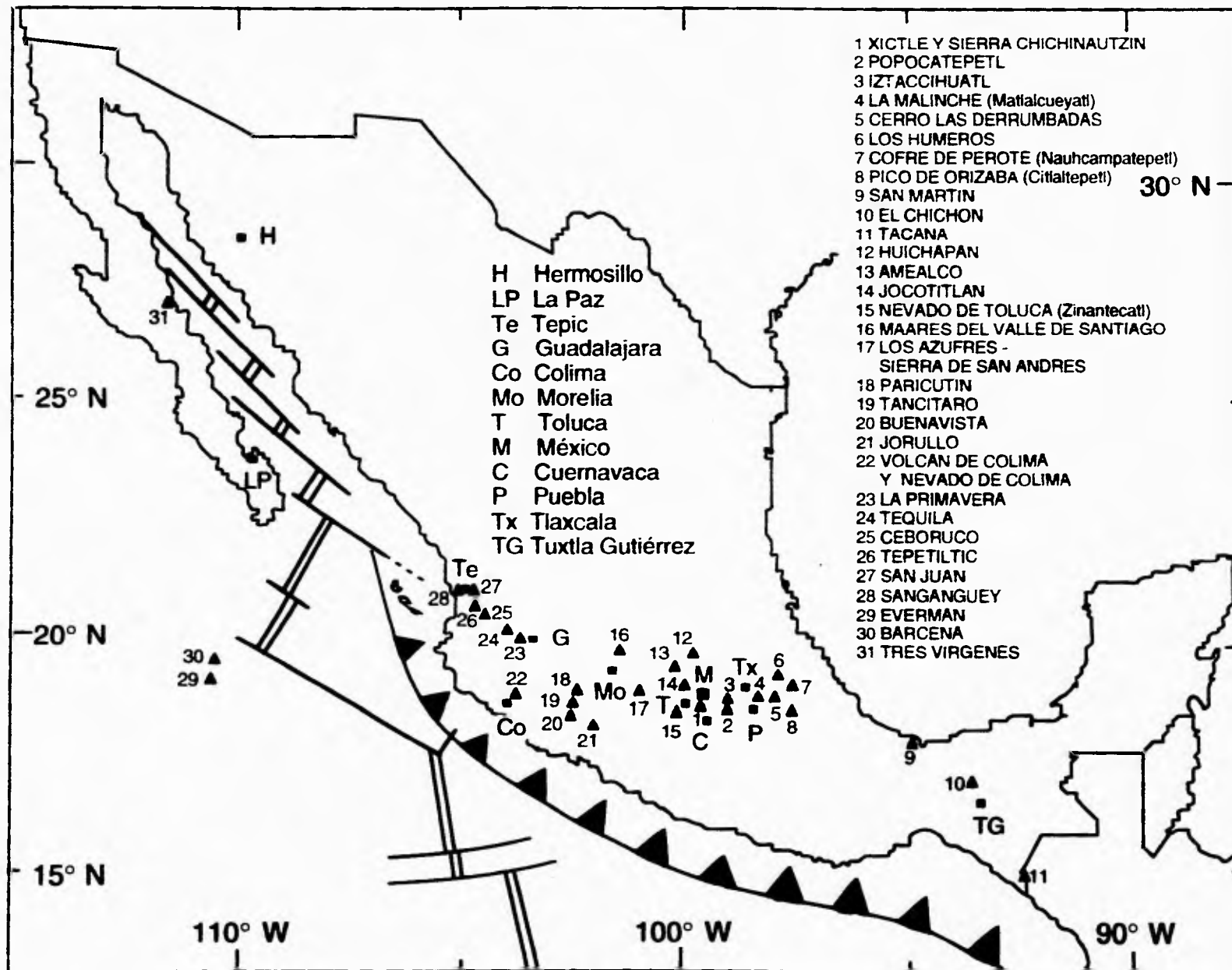


Figura M.1: Volcanismo en México.

VOLCAN	Morán (1984)	Mooser (1958)	Nelson (1990)	CENAPRED (1994)
Xictle	x	x	x	x
Popocatepetl	x	x	x	x
Iztaccihuatl	x			
La Malinche (Matlalcueyatl)	x		x	
Cerro las Derrumbadas	x			
Los Humeros	x			
Cofre de Perote (Nauhcampatepetl)	x			
Pico de Orizaba (Citlaltepetl)	x	x	x	x
San Martín	x	x	x	x
El Chichón	x	x	x	x
Tacaná	x	x		x
Huichapan	x			
Amealco	x			
Jocotitlán	x			
Nevado de Toluca (Zinantecatl)	x		x	
Maares del Valle de Santiago	x			
Los Azufres - Sierra de San Andrés	x	x		
Parícutin	x	x	x	x
Tancitaro	x			
Buenvista	x			
Jorullo	x	x	x	x
Volcán de Colima	x	x	x	x
La Primavera	x		x	
Tequila	x			
Ceboruco	x	x	x	x
Tepetitlic	x			
San Juan	x		x	
Sangangüey	x			x
Everman	x			x
Bárcena	x	x		x
Tres Vírgenes		x		x

Figura III.2 Lista de volcanes activos en México según varios autores.

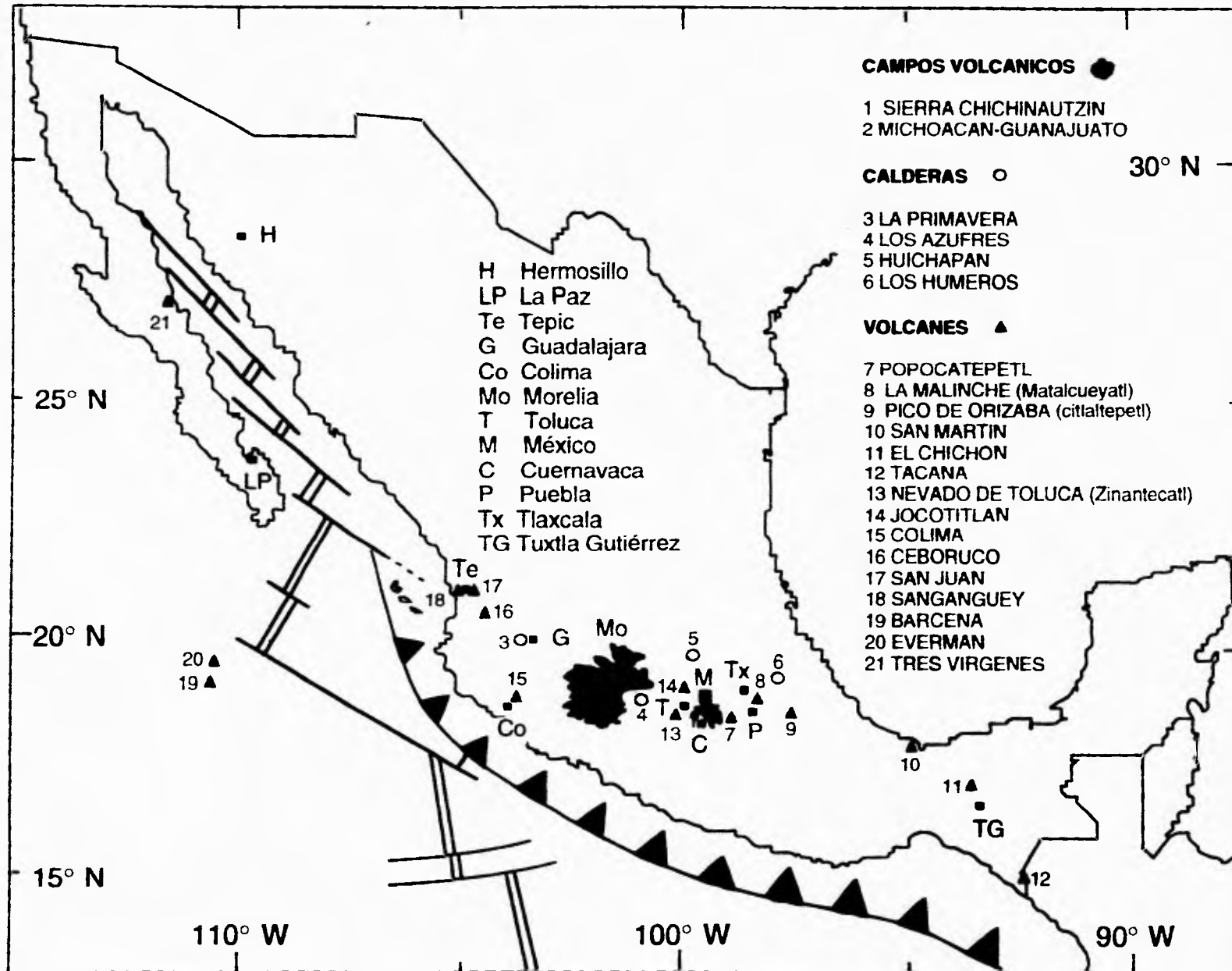
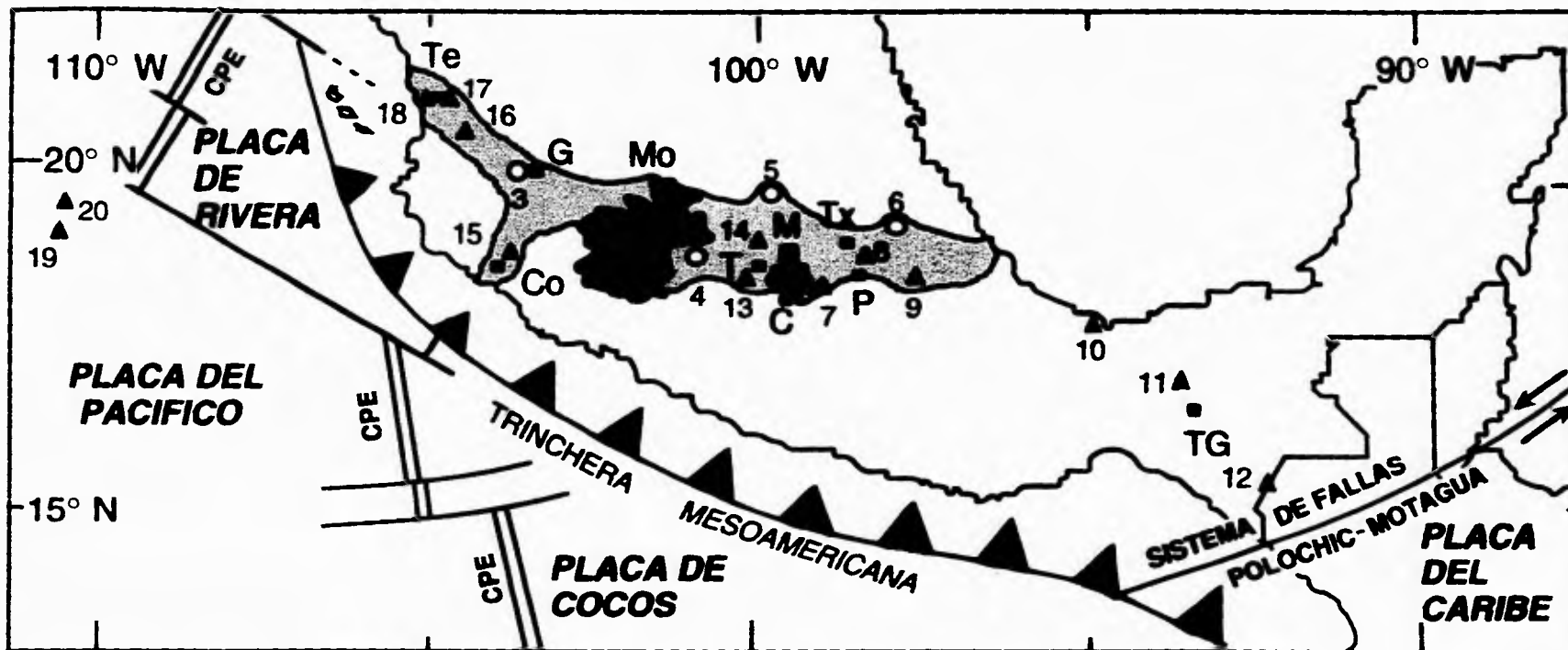


Figura III.3: Volcanismo en México: Volcanes activos, Campos volcánicos activos y calderas



CAMPOS VOLCANICOS ●

- 1 SIERRA CHICHINAUTZIN
- 2 MICHOACAN-GUANAJUATO

CALDERAS ○

- 3 LA PRIMAVERA
- 4 LOS AZUFRES
- 5 HUICHAPAN
- 6 LOS HUMEROS

VOLCANES ▲

- 7 POPOCATEPETL
- 8 LA MALINCHE (Mataalcueyatl)
- 9 PICO DE ORIZABA (Citlaltepetl)
- 10 SAN MARTIN
- 11 EL CHICHON
- 12 TACANA
- 13 NEVADO DE TOLUCA (Zinantecatl)
- 14 JOCOTITLAN
- 15 COLIMA
- 16 CEBORUCO
- 17 SAN JUAN
- 18 SANGANGUEY
- 19 BARCENA
- 20 EVERMAN

CIUDAD ■

- Te TEPIC
- G GUADALAJARA
- Co COLIMA
- Mo MORELIA
- T TOLUCA
- M MEXICO
- C CUERNAVACA
- P PUEBLA
- Tx TLAXCALA
- TG TUXTLA GUTIERREZ

Figura III.4 Volcanes activos en la Faja Volcánica Trans-Mexicana. Se puede observar que el frente volcánico está constituido por los campos volcánicos y los volcanes activos mientras que la parte tras arco está representada por las calderas.

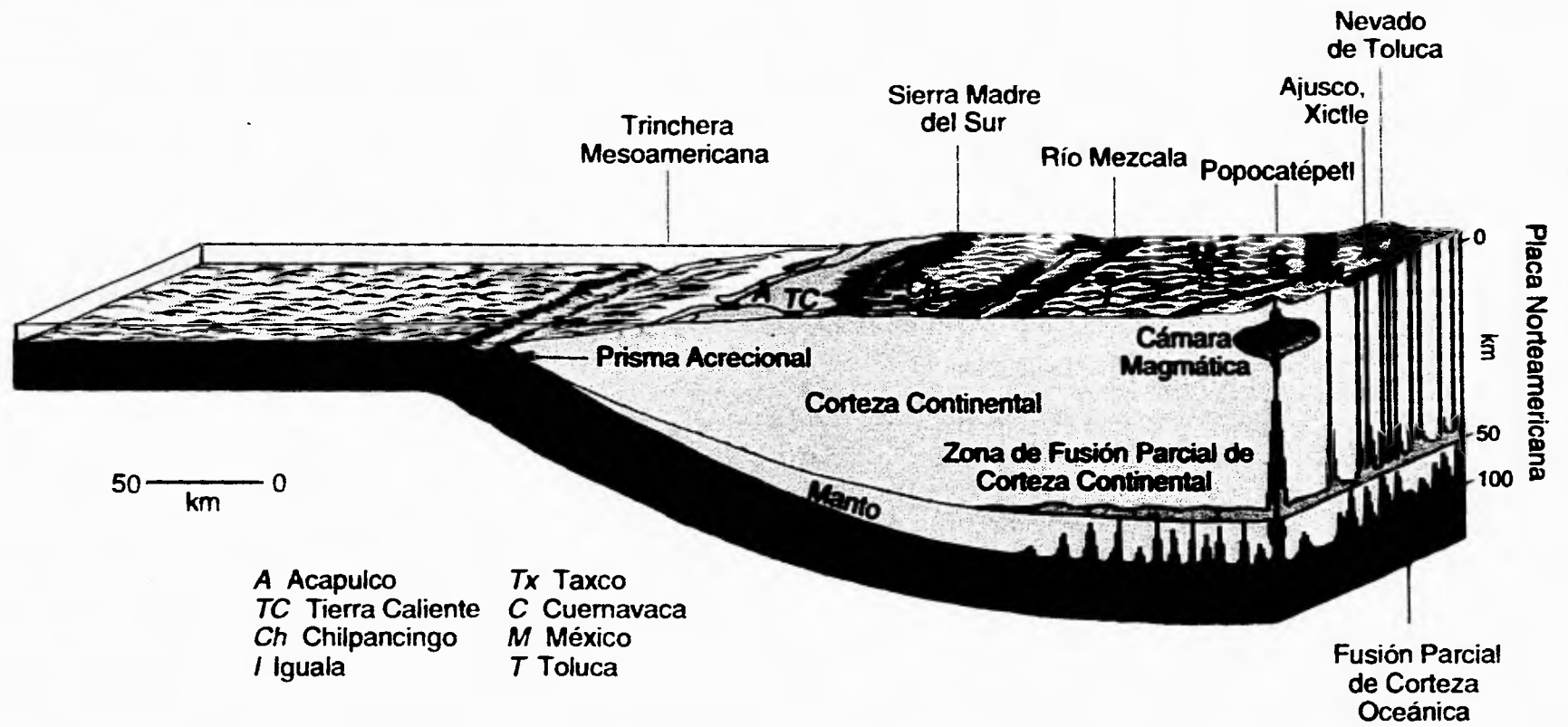


Figura III.5 Interacción de la Placa de Cocos con la Placa Norteamericana.

III.2 ESTUDIOS PREVIOS

Alexander Von Humboldt (1826) fue el primero en estudiar la geología de la Cuenca de México.

Félix y Lenk (1890) hicieron los primeros estudios geoquímicos de las rocas volcánicas de la Cuenca de México. Presentan el análisis químico de un basalto del Pedregal de Tlalpan y lo denominan basalto libre de hiperstena.

Ordoñez (1895) hizo estudios sobre las rocas eruptivas al Suroeste de la Cuenca de México, hizo notar la naturaleza reciente de las lavas del Xictle, midiendo su extensión en más de 60 km², da una descripción superficial del cono y de las lavas, aludiendo a las arrugas, grutas y túneles que éstas presentan. Describe la roca como un basalto.

Marroquín y Sánchez (1901) realizaron estudios de hidrología en el área del Ajusco y de Las Cruces, notando la permeabilidad de las rocas. Definen 2 tipos de rocas en la cadena de montañas del Ajusco: 1) andesitas de hornblenda traquitaoides y 2) dos tipos de basalto: unos ricos en olivino y otros ricos en hiperstena y augita.

Waitz y Wittich (1910) describen las lavas del Pedregal de San Angel como lavas basálticas y les dan un espesor variable, dependiendo de la forma del subsuelo, alcanzando más de 10 m. Según estos informes, las lavas se deslizaron en su mayor parte sobre una capa de cenizas, y el origen de las lavas lo sitúan a unos 12-16 km del Pedregal sin salir del cráter del Xictle, ubicando su fuente entre éste y la parte alta del Ajusco. Describen dos perfiles hechos en canteras. Ponen especial énfasis en los tubos de explosión de los que dan una descripción y los comparan tanto morfológica como químicamente con los basaltos circundantes y los denominan "tubos de explosión endogenéticos" ya que se "forman en la lava que al entrar en contacto con el límite superior de la capa de agua, causó la evaporación rápida del líquido y por la expansión de ese vapor la perforación de ella misma".

Wittich (1919) estudió los fenómenos micro-volcánicos del Pedregal de San Angel. Menciona que la lava es un basalto poroso de color gris, de grano fino y fenocristales de olivino que salió por unas grietas entre el Xictle y la población del Ajusco. Anterior a la efusión de la lava, el Xictle tuvo una fuerte "erupción de tobas y cenizas" que se depositaron en el valle. Hace la descripción de dos perfiles en canteras y menciona varios fenómenos como son: vesículas, tubos de explosión, titipiles (hornitos) y cuevas e incluso unas lavas que presentan inclusiones de cuarzo (encontrados solo en la cantera de San Angel) pertenecientes a otras lavas. De especial atención el hecho de que "en el camino encontró la corriente magmática unas lomas andesíticas, pertenecientes según su carácter petrográfico al antiguo macizo del Ajusco, del cual se habían desprendido en la época de hundimientos muy anteriores", estas lomas son: Zacayuca y Zacatepec (Zacatépetl). Aunque no propone una edad absoluta para el Pedregal, considera que es una formación muy moderna y por razones geológicas (frescura de la superficie de las lavas, sedimentos bajo la corriente de lava, vegetación en los suelos bajo la corriente de lava) y antropológicas (restos culturales) supone que puede haber sido en el primer siglo de la era cristiana.

Arellano (1948) hace una recopilación de algunos análisis químicos de las rocas volcánicas al sur de la Cuenca de México. Menciona la hibridez de las lavas del sur de la Cuenca de México con base en el alto contenido de sodio mostrado en el análisis químico de un basalto en el Pedregal de Tlalpan (basalto libre de hiperstena) realizado por Félix y Lenk (1890).

Schmitter (1953) presenta un estudio sobre la petrología y geoquímica de las lavas del Xitle. Estima una edad entre 5000 y 2500 años para la erupción del Xitle con base en la edad de la Formación Totolzingo y el ritmo de sedimentación posterior a la erupción del Xitle. Menciona al Xitle como un cono adventicio del Ajusco y a los cerros Zacatépetl y del Vivero (Bosque de Tlalpan) como domos andesíticos pliocénicos. Calcula la extensión del Pedregal en 72 km². Distingue por lo menos 5 flujos de lava. Describe los aspectos fisiográficos más relevantes como las grutas y los túneles de lava. Clasifica a la roca como un basalto de olivino con afinidad alcalina "basado en los valores de cuarzo y en la mínima presencia de cuarzo normativo", derivada de un magma gabro-diorítico.

Maldonado-Koerdell (1954) hace la descripción de un perfil geológico cercano a la pirámide de Cuicuilco en el que encuentra "una capa de tierra que contiene "tepalcate" y otros signos de haber servido de suelo a una población sedentaria y primitiva". Describe al Cerro Zacatépetl como una roca andesítica de color rojizo-blanquecino, sin porosidad que fue expulsada por volcanes de las serranías del Ajusco y de las Cruces. De acuerdo al testimonio arqueológico, propone que la erupción tuvo lugar entre; 2000 y 3000 años.

En la Figura III.6 se presentan varios fechamientos radiométricos por carbono-14 que se han hecho para diferentes muestras encontradas en la zona.

Arnold y Libby (1951) fecharon con carbono-14 una muestra de carbón bajo las lavas del Xitle en 2422 ± 250 años.

Libby (1955) Determina la edad de materia orgánica encontrada en la base del derrame en la zona cercana a Cuicuilco por el método de carbono 14 en 2,400 años (± 100).

Mooser (1957, 1963, 1975) describe de diferentes maneras la formación de la Cuenca del Valle de México, llegando a la conclusión de que hubo 7 fases del volcanismo: la primera, iniciada después de la emersión de las formaciones marinas en el Eoceno (grupo Tezontlapan), la segunda (grupo Xochitepec) durante en el Oligoceno Medio y compuesta por lavas intermedias y ácidas, la tercera y cuarta (fases Sierra inferior y superior) desarrolladas en el Oligoceno Tardío y Mioceno principalmente, compuestos por dacitas, la quinta (grupo Guadalupe), iniciada a fines del Mioceno originó efusiones andesíticas y dacíticas, y finalmente la sexta y séptima (grupo Transicional) fases que comprenden el Cuaternario. Finalmente la séptima fase (grupo Chichinautzin) culminó con la construcción de la Sierra Chichinautzin durante el Cuaternario Tardío (Figura III.7).

Lugo (1970,1984) hace un estudio geomorfológico de los conos volcánicos del sur de la Cuenca de México explicando los procesos morfogenéticos (endógenos y exógenos) presentes en la Cuenca de México, cuya relación compleja da como resultado las cadenas montañosas volcánicas y sus piedemontes que delimitan una planicie lacustre que ha evolucionado en el tiempo geológico condicionada por la erupciones volcánicas y variaciones climáticas.

Gunn y Mooser (1971) hacen 108 estudios geoquímicos para elementos mayores de los cuales en 90 incluyen determinaciones de elementos traza (Cr, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Ba, Th, Pb) de las rocas terciarias y recientes del Valle de México y de la región de Guadalajara. Concluyen que las lavas del Valle de México son predominantemente andesitas y dacitas cuya representación tridimensional de los componentes normativos muestran trenes compatibles con un origen de fusión parcial de un basalto toleítico; las andesitas basálticas se sobreponen con, y llegan a ser más básicas que las toleitas oceánicas, pero tienen mayor contenido de potasio, por

lo que sugieren que fueron generadas de material del manto a mayores profundidades. No encuentran basaltos verdaderos en la región de la Ciudad de México, aunque hay andesitas basálticas con olivino. De más de doce análisis de lavas con olivino modal, sólo dos análisis pertenecientes al Xitle fueron olivino normativas.

Negendank (1972,1973,1973a,1973b) realiza estudios geoquímicos y petrográficos de rocas del Valle de México. Propone que el Valle de México fue formado durante tres períodos de actividad volcánica de las composiciones siguientes:

Cuaternario: andesita cuarzo-latítica

Mioceno Tardío - Plioceno: leucoandesita cuarzo-latítica

Oligoceno - Mioceno: leucoandesita cuarzo-latítica

Hace notar una tendencia de desarrollo de productos dacíticos hacia productos de carácter andesítico en el terciario. El carácter calcalcalino de las rocas, sugiere que son productos de un magma primario andesítico con fusión parcial del material en la corteza inferior.

Mooser, *et al.* (1974) hacen una investigación paleomagnética en rocas terciarias y cuaternarias del Valle de México y sugieren que dos de las 7 fases eruptivas (Guadalupe y Chichinautzin) fueron probablemente de corta duración (<1 Ma) y que el grupo Chichinautzin se formó en los últimos 700,000 años. Señalan que la actividad volcánica que inició en el Oligoceno y que ha continuado hasta el presente ha sido, esencialmente, andesítica en composición.

Bloomfield (1975) hace estudios geológicos en el extremo occidental del Grupo Chichinautzin realizando estudios petrográficos, geomorfológicos, geoquímicos y estratigráficos en esta zona. Con base en parámetros geomorfológicos establece edades relativas para los conos y lavas, las cuales, para la zona que él estudió van de los 8390 a los 40,000 años. Menciona que las rocas de esta área son esencialmente andesitas, aunque algunas se podrían clasificar como basaltos alcalinos y dacitas.

McGehee (1976) hace un estudio de las lavas del Pedregal de San Angel señalando las estructuras que se tienen en las lavas, la longitud total de las mismas, y los tipos de lavas encontrados (pahoehoe y aa). Señala que la actividad explosiva precedió a las lavas que salieron de los cráteres subsidiarios a ambos flancos del Xitle.

Richter y Negendank (1976) realizan estudios de espectrografía por fluorescencia de rayos X y calcularon los promedios de los elementos mayores y trazas para los 3 períodos de actividad volcánica (Oligoceno/Mioceno, Mioceno Tardío/Plioceno y Cuaternario). Encontraron que en las rocas terciarias la composición promedio y variación era idéntica mientras que las rocas cuaternarias tienen menor contenido de SiO₂, K₂O, H₂O, Rb. con mayor contenido de TiO₂, Fe total, MgO, CaO, P₂O₅, V, Co, Ni, Cr y Zr. Proponen que el origen de los magmas es por anatexis parcial de la corteza inferior.

Badilla (1977) hace un estudio de las lavas del Pedregal de San Angel en su parte NE y describe una serie de estructuras como vesículas, tubos de explosión, túmulos, crestas de presión, flujos de lava, columnas y arrugas. Describe que la lava del área estudiada es de tipo pahoehoe y que cada flujo presenta tres zonas vesiculares (dependiendo de las características y cantidad de vesículas). Hace estudios petrográficos de la zona y describe a la lava como un basalto de olivino y piroxeno.

Herrero y Pal (1978) realizan un estudio paleomagnético de 113 muestras orientadas y colectadas en 15 localidades de la Sierra Chichinautzin (Las muestras se localizan en Tlalmanalco, Tepetlixpa, Juchitepec, Milpa Alta, Tlalnepantla, San Andrés, Carretera Picacho-Ajusco, Parres y Ciudad Universitaria), y reportan que todas las rocas tienen direcciones de magnetización remanente con polaridad normal (época Bruhnes), lo cual evidencia que la Sierra Chichinautzin es un grupo volcánico joven (menor a 0.69 Ma). Hay que hacer notar que la nueva calibración para la época Bruhnes de polaridad normal es de 0.78 Ma (Harland, 1990)) y si se toma en cuenta la morfología se puede ver que es mucho más joven que esa edad.

Enciso (1979) menciona que las lavas de El Pedregal se deben a un derrame fisural y que la dirección del flujo en general es de N60°E. Menciona también el alineamiento de los conos Xittle, Cuautzontle, Yololica y La Magdalena en dirección N60°W. Dice que las lavas son basálticas de tipo pahoehoe y corresponden a un tipo de volcanismo islándico porque hay efusión lenta de lava fluida a lo largo de una fractura mayor a siete kilómetros.

Scandone (1979) trata de evaluar el riesgo volcánico al Sur de la Ciudad de México. Para esto calcula la probabilidad de erupción utilizando los procesos estocásticos desarrollados por Wickmann en 1966. La probabilidad de erupción depende del récord histórico de erupción y el tiempo de reposo de algún volcán; calcula la tasa (muy alta) de erupción para la parte sur del Valle de México, dando como resultado 10^{-3} erupciones por año, por lo que propone alejar la expansión de la ciudad de México del área de la Sierra Chichinautzin.

Martin de Pozzo (1980,1982,1989) hace el estudio de 146 volcanes monogenéticos cuaternarios al sur de la Ciudad de México, correspondientes a la Sierra Chichinautzin. Divide a la Formación Chichinautzin en 5 unidades morfoestratigráficas:

- P/v 1: Pleistoceno, volcanismo andesítico con actividad estromboliana ($38,590 \pm 3,210$ años).
- P/v 2: Volcanismo andesítico basáltico ($30,500 \pm 1,160$ años)
- P/v 3: Volcanismo andesítico basáltico ($21,860 \pm 380$ años)
- P/v 4: Flujo andesíticos y basálticos con índice explosivo más bajo ($19,539 \pm 160$ años).
- Hv : Lavas en bloque de andesitas de hiperstena y olivino, y basálticas., flujos rápidos, ($8,400 \pm 70$ años).

La división se hace con base en características geomorfológicas y calibración radiométrica. Asimismo, reconoce principalmente tres tipos de estructuras volcánicas: a) flujo con espesores gruesos (30-70 m). b) conos de escoria y c) conos de lava (escudos y cónicos). En general considera que el índice explosivo (lava/piroclastos) es intermedio. Según Martin del Pozzo los depósitos piroclásticos indican un volcanismo estromboliano y surtseyano con productos de actividad tipo hawaiano. Menciona que el volcanismo tiene un límite máximo de 690,000 años debido a la juventud del relieve y a la polaridad magnética normal. Realiza estudios geoquímicos y paleomagnéticos en las rocas de la Sierra Chichinautzin, concluyendo que las lavas que formaron la Sierra Chichinautzin no provienen de una misma cámara magmática profunda ya que se presentan diferencias en las relaciones químicas. Según esta autora, el comportamiento irregular de los elementos como el potasio, rubidio y estroncio en relación al sílice indican que la cristalización fraccionada no fue el proceso dominante en la evolución de dichos magmas; además, los contenidos de calcio no se correlacionan con los de estroncio ni con los de magnesio por lo que excluye al fraccionamiento de la plagioclasa y del piroxeno como el mecanismo para producir las variaciones en la composición de los magmas. Las variaciones en los elementos traza e isótopos sugieren que existen varias líneas de diferenciación diferentes, lo cual puede deberse a procesos de fusión puntual en lugar de zonas

comunes de fusión (esto se apoya también en la falta de correlación con la edad entre distintos focos de emisión cercanos entre sí. Ubica la fuente de los magmas, tentativamente, en la zona de baja velocidad sísmica, entre la corteza y manto. Estos magmas provienen de por lo menos 3 tipos de materiales que se contaminan, siendo los principales contaminantes las tonalitas.

Verma (1981) con base en un estudio geoquímico, isotópico y de elementos traza de rocas de la Sierra Chichinautzin, clasifica a las rocas entre basaltos de olivino y andesitas. Menciona que tiene una edad aparente de 400 ± 210 Ma obtenida mediante una regresión lineal de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contra $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$; además, las razones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indican una similitud con rocas volcánicas de arcos de islas puramente oceánicas. Los valores bajos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ además de tener una variación significativa, indican un papel secundario de la contaminación de los magmas. Por otra parte, el modelado de los elementos traza sugiere que la plagioclasa \pm olivino \pm piroxeno juegan un papel importante en la cristalización fraccionada de los magmas en el Valle de México.

Bremer y Urrutia (1985) obtuvieron una edad de más de 700,000 años (época reversa de Matuyama) para el Ajusco, basándose en la magnetización remanente.

Verma y Armienta (1985) hacen un estudio de los elementos y tierras alcalinas de ocho basaltos y andesitas de la Sierra Chichinautzin (de las localidades mencionadas en Herrero y Pal, 1978) y de una dacita más antigua. Las rocas de la Sierra Chichinautzin pertenecen a la serie calcialcalina. Según estos autores, el magma debió haberse originado en el manto superior, con una pequeña contribución de la corteza oceánica alterada, sedimentos subducidos ó corteza continental. Una evidencia independiente fue obtenida del estudio de ^{10}Be en una muestra de un flujo de lava del Xictle tomada en Tlalpan, la cual no apoya que haya un componente de sedimentos subducidos en este magma. En base a los estudios geoquímicos realizados, los autores indican que la fuente de los magmas de la Sierra Chichinautzin se encuentra dentro del manto.

Delgado y Martín del Pozzo (1993) determinaron la estratigrafía de una pequeña área volcánica al sur de la Ciudad de México. Consideran que entre el Plioceno Tardío y el Holoceno ocurrieron 3 períodos eruptivos diferentes en la región donde se unen las sierras de Las Cruces, el Ajusco y Chichinautzin. Estos períodos son del más antiguo al más joven: a) Período eruptivo Las Cruces (Plioceno Tardío-Plioceno Temprano) caracterizado por actividad volcánica poligenética que da lugar a grandes estratovolcanes; b) Período eruptivo Ajusco (Pleistoceno Medio), caracterizado por volcanes de menor tamaño (como el Ajusco) y emplazamiento de domos andesíticos; y c) Período eruptivo Chichinautzin (Pleistoceno Tardío - Holoceno), con actividad volcánica predominantemente estromboliana y volcanismo monogenético; este período es contemporáneo con un período interglacial durante el Pleistoceno Tardío.

Walker (1991) Describe el origen de los tipos de vesículas y su distribución en las lavas del Xictle. Señala la existencia de una foliación penetrante en las vesículas de las lavas cercanas y oblicua a la base del flujo, esto indica que la lava inicialmente poseía un esfuerzo cortante. Propone un modelo evolutivo de las vesículas, desde las pequeñas vesículas hasta las megavesículas de la parte superior.

Urrutia (1994) realiza un estudio paleomagnético en las lavas del Xictle concluyendo que la dirección media del flujo del Pedregal tiene una declinación de 359° y una inclinación de 32.9° . De acuerdo a este autor, las inclinaciones medias presentan un patrón peculiar (al ser graficadas

contra la paleopendiente) ya que algunas muestras lejanas a la fuente presentan inclinaciones medias alrededor de 10° menores a la inclinación dipolar, lo cual puede estar relacionado a las condiciones de flujo y de enfriamiento. Los datos de un flanco de una cresta de presión indican que la remanencia se adquirió durante el desarrollo de la cresta. Las intensidades paleomagnéticas (por los métodos de Shaw y Teller) dan un valor de 57.13 ± 7.23 mT, el cual es un valor más alto que el valor actual. La susceptibilidad de anisotropía magnética muestra fábricas de flujo normal con planos de foliación horizontales y ángulos anisotrópicos pequeños lo que se correlaciona con las direcciones de flujo observadas.

III.3 GEOMORFOLOGIA Y FISOGRAFIA

La Cuenca de México se localiza en la porción centro-oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. Según la carta fisiográfica escala 1:1,000,000 de la SPP (1981) se localiza en la provincia fisiográfica del Eje Neovolcánico, subprovincia de Lagos y Volcanes de Anáhuac. Es una estructura geomorfológica con límites espaciales precisos delimitada para un parteaguas cerrado que la define como cuenca endorreica. Es una extensa altiplanicie con una altitud mínima de 2240 m.s.n.m., rodeada por todos lados por conjuntos de montañas jóvenes y antiguas, con algunas montañas sobre la planicie de la cuenca como son la Sierra de Sta. Catarina, la Sierra de Guadalupe y la Sierra Patlachique. Las sierras que conforman los límites naturales de la Cuenca de México son principalmente: la Sierra Chichinautzin en el extremo sur, la Sierra de las Cruces al sur-occidente, la de Monte Alto y Monte Bajo en el occidente, la Sierra Nevada y su extensión norte conocida como Sierra de Río Frío en el sur-oriental, y la Sierra de Pachuca al norte.

Los volcanes de la Cuenca de México tienen un amplio rango de composición y edad. Los más antiguos pertenecen a la Sierra de Pachuca (Oligoceno), seguidos de los de la Sierra de Las Cruces, Monte Alto y Ajusco (Mioceno-Pleistoceno), la Sierra Nevada y de Río Frío (Plioceno-Pleistoceno-Holoceno), y la de Chichinautzin (Pleistoceno-Holoceno).

En esta zona están presentes los 3 grandes grupos genéticos del relieve: endógeno, endógeno modelado y exógeno. El primero se refiere a un tipo volcánico acumulativo y el segundo comprende las formas volcánicas que han sido ya transformadas substancialmente por la erosión. El relieve exógeno está representado por tipos genéticos muy diversos como: glaciares, erosivos (gravitacionales), fluviales, lacustres, deluviales, coluviales, antrópicos (Lugo, 1984).

La altitud máxima del área de trabajo corresponde al Volcán Ajusco con 3930 m.s.n.m. y la altitud mínima corresponde a la Cuenca de México con 2240 m.s.n.m. Otros puntos de referencia son el Volcán Xitle con una altitud de 3120 m.s.n.m., el Volcán Cuautzontle con 2950 m.s.n.m., el Volcán Man-nal con 3170 m.s.n.m., el Volcán Yololica con 3040 m.s.n.m., el Cerro La Magdalena con 2940, el Cerro del Vivero con 2490 m.s.n.m. y el Cerro Zacatépetl con 2420 m.s.n.m. Fisiográficamente la clase del sistema de topofomas del área de trabajo es de sierra de tipo volcánico con estratovolcanes o estratovolcanes aislados (SPP, 1981). Hacia la parte oeste del área de trabajo hay varias cañadas y barrancas, la más importante es la Barranca de Contreras; otras son: Cañada Atzoma, Cañada Cainotitas, Cañada Tlalpuente, Cañada las Canoas, Cañada Tejocote y Cañada Agua Escondida (SPP, 1980). Otra barranca importante es la de Fuentes Brotantes que se localiza al centro del área de estudio. Los arroyos que bajan de la parte de la Sierra de Las Cruces que desaguan en la Cuenca de México, principalmente son

tres arroyos principales: el Arroyo Magdalena y el Arroyo Eslava (que terminan en el Río Churubusco) y el Arroyo San Buenaventura (que termina en San Pedro Mártir). (Figura III.8)

III.4 ESTRATIGRAFIA

A continuación se presenta la estratigrafía de la zona de estudio comenzando por la unidad más antigua observada. Se presenta con cada unidad una reseña histórica de la sinonimia (dado el caso). La columna estratigráfica compuesta se puede observar en la Figura III.9 en donde se presenta una vista general de la distribución de las unidades estratigráficas (para una vista completa del mapa geológico, referirse al anexo).

III.4.1 PLIOCENO

Formación Las Cruces (TLC)

La Formación Las Cruces representa el basamento de la secuencia estudiada. Originalmente definida como formación por Schlaepfer (1968) y descrita por Sánchez-Rubio (1978) como una serie de lavas dacíticas porfíricas es dividida por Delgado y Martín del Pozzo (1993) en dos miembros: a) Brecha Piroclástica Cantimplora; y b) Lava Dacítica Apilulco; ambas aflorando en el área. Esta formación aflora al oeste del área, al sur la formación presenta derrames dacíticos que se encuentran en contacto con el flujo basáltico Viborillas (definido más adelante) subyaciéndolo. Las dacitas están compuestas por una matriz microcristalina de plagioclasa, apatito y minerales opacos que rodean a cristales de plagioclasa (oligoclasa-andesina), hornblenda e hiperstena. Hacia el norte la formación está compuesta principalmente por una serie de depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas intercalados con depósitos de pómez (Figura III.10). El depósito está compuesto por bloques de dacitas color gris oscuro, con cuarzo y feldespatos, angulosos, menores a 40 centímetros, que adquieren una coloración rojiza con la alteración; y bloques de pómez color gris-blancuzco porosos con ferromagnesianos, subredondeados menores a 12 cm; todo esto soportado por una matriz de ceniza-lapilli. Este depósito se encuentra intercalado con depósitos de pómez color blanco, fibrosa con ferromagnesianos, de tamaños menores a 25 cm y que presenta una incipiente gradación normal. El primer depósito se puede interpretar como un flujo de bloques y cenizas y el segundo como un depósito de pómez de caída. Delgado y Martín del Pozzo (1993) le asignan una edad Plioceno- Pleistoceno Temprano.

III.4.2 PLEISTOCENO

Formación Ajusco (Q_{Aj})

Mooser (1962) propuso el nombre de "Andesita Ajusco" para las lavas superiores del Cerro del Ajusco y de la Sierra de Las Cruces que descansan discordantemente sobre rocas volcánicas más antiguas y están cubiertas por la Formación Tarango. Fue definida como formación por Schlaepfer (1968) que la define como una secuencia volcánica que constituye el complejo formado por el Cerro del Ajusco y las alturas adyacentes que cubren discordantemente rocas dacíticas más antiguas. La autora le asigna una edad de Mioceno Tardío al Plioceno Tardío y la correlaciona con la Formación Las Cruces. Delgado y Martín del Pozzo (1993) le asignan una edad mayor a los 0.73 Ma (Pleistoceno Medio) aunque Mora, *et al.* (1992) reportan una edad de 0.3 Ma. El Volcán Ajusco es en realidad un complejo volcánico que está constituido por varios eventos volcánicos que produjeron rocas de composición andesítica y domos dacíticos.

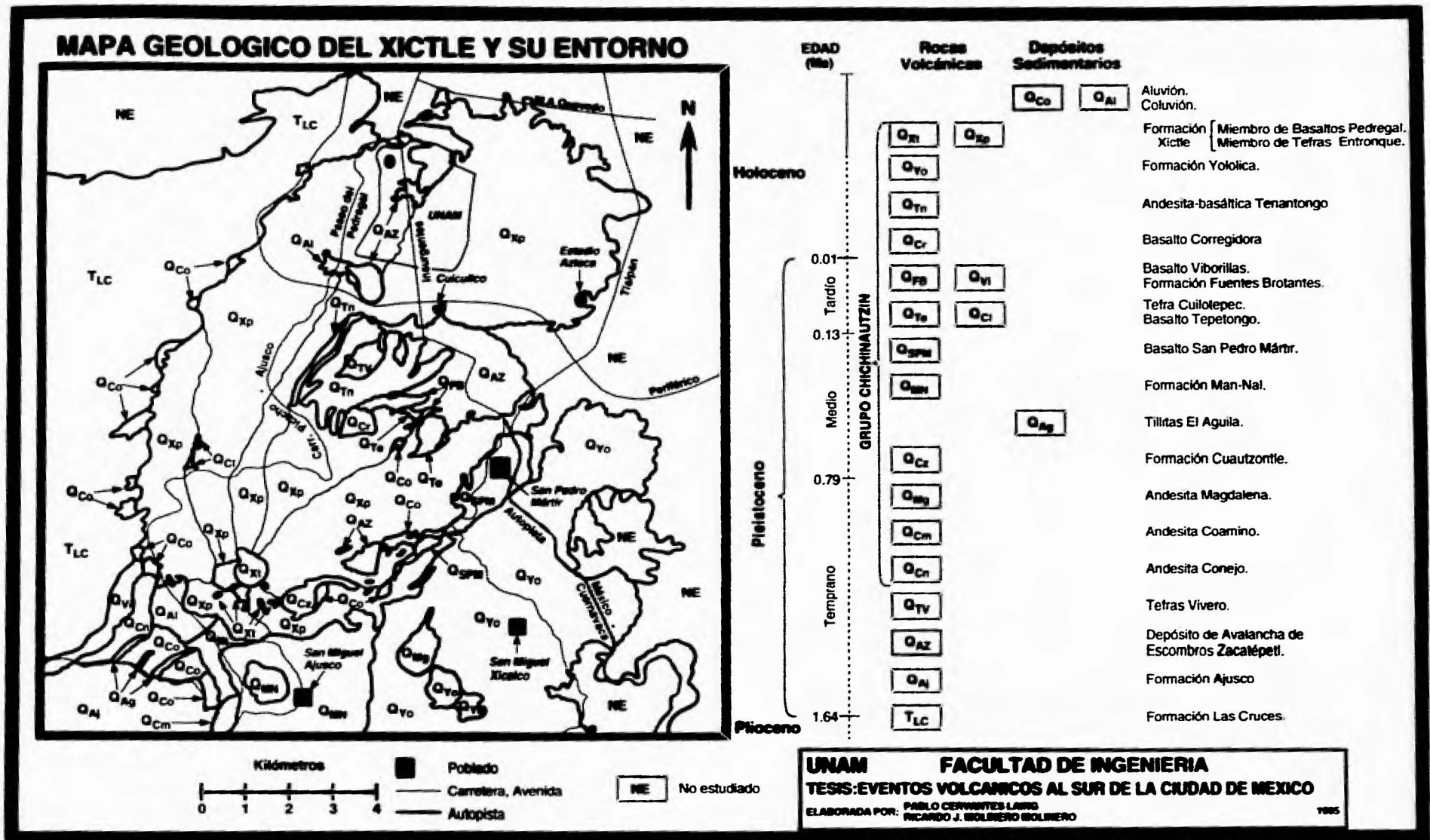
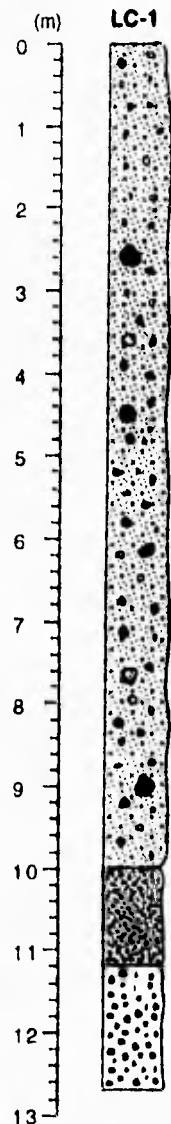


Figura III.9 Mapa geológico del Xicte y su entorno. Se muestra un mapa general del área de estudio, para mayor detalle referirse al mapa geológico en el anexo.



Depósito con matriz gravo arenosa compuesta por líticos con <40 cm; clastos de tres tipos: a) roca volcánica gris oscura con cuarzo y feldespatos, angulosas, b) roca volcánica gris blanca con feldespatos y ferromagnesianos, subredondeadas, <12 cm; c) roca volcánica rojiza alteración de la primera, <10 cm; flujo de bloques y cenizas; tamaño promedio de clastos es de 2.5 cm.

Depósito de pómez de caída (<25 cm) color crema-blanco, fibrosos, con ferromagnesianos; forma una faja continua con gradación normal incipiente.

Depósito soportado por matriz limo arenosa con clastos redondeados de rocas volcánicas; Tamaño máximo: 12cm, promedio 1.5 cm.

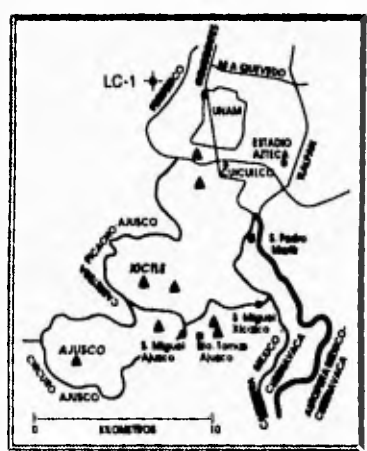


Figura III.10 Columna estratigráfica y localización del punto LC-1 de la Formación Las Cruces.

Un estudio más detallado de esta zona lo están llevando a cabo Esther Romero Terán y Fernando Isidoro Campos Sánchez quienes dividieron al Complejo Volcánico del Ajusco en Dacita Santo Tomás y Andesita Pico del Aguila. En este estudio se divide informalmente a la Formación Ajusco en tres miembros:

- a) Dacita Santo Tomás
- b) Andesita Pico del Aguila
- c) Miembro de Depósitos de Avalancha de Escombros Zacatépetl

Dacita Santo Tomás (QST)

Las dacitas Santo Tomás afloran al noreste del Volcán Ajusco formando el Cerro de Santo Tomás (domo dacítico), el cual es parte del Complejo Volcánico del Ajusco. La dacita tiene una textura porfirítica y presenta fenocristales de cuarzo, plagioclasa y hornblenda en una matriz afanítica color rosa.

Andesita Pico del Aguila (QPA)

La andesita Pico del Aguila forma la parte principal del edificio volcánico, incluyendo el Pico del Aguila. Es de color gris, con textura porfirítica; compuesta por fenocristales de plagioclasa, feldespato, biotita, hornblenda, piroxeno y olivino en una matriz afanítica de color gris compuesta por plagioclasa, feldespato, hornblenda, biotita y piroxeno; presenta magnetita (Muestra Aj-1).

Depósito de Avalancha de Escombros Zacatépetl (QAZ)

Originalmente, Wittich (1919) describe a parte de esta unidad como lomas andesíticas pertenecientes petrográficamente al Ajusco como resultado de desprendimientos anteriores (refiriéndose al Cerro Zacatépetl). Maldonado-Koerdell (1959) se refiere al Cerro Zacatépetl como una roca andesítica expulsada por volcanes de las serranías del Ajusco y de Las Cruces. Mooser (1962) incluye al cerro Zacatépetl dentro de la Formación Xochitepec (Oligoceno Tardío). Schlaepfer (1968) incluye al Cerro Zacatépetl y a las rocas que afloran al oeste de Tlalpuente como Rocas Volcánicas del Terciario Medio. Vazquez-Sánchez y Jaimés-Palomera (1989) incluyen al Cerro Zacatépetl como parte de la Formación Las Cruces.

En este estudio se define el Miembro de Depósitos de Avalancha de Escombros Zacatépetl para describir los depósitos formados por el colapso estructural del Volcán Ajusco, al no existir ninguna mención al mismo en la literatura, cabe señalar que dichos depósitos fueron identificados por primera vez durante este estudio. Este tipo de depósitos no habían sido reconocidos en detalle en el pasado hasta la erupción del Volcán Santa Helena, E.U.A., y no había sido reportado ningún evento de este tipo en la Ciudad de México, por esto, se decidió definirlo como un Miembro de la Formación Ajusco.

Este depósito no presenta muchos afloramientos puesto que ha sido cubierto por eventos volcánicos posteriores y obscurecido por el crecimiento de la Ciudad de México. El depósito presenta las facies características de los depósitos de avalancha de escombros (facies de matriz y facies de bloques) así como facies intermedias entre estas.

Para la facies de bloques (proximal) se define la sección que se encuentra dentro del Parque Ecológico de la Universidad Nacional Autónoma de México, al oeste de Tlalpuente. Para llegar a esta zona se toma la carretera Picacho-Ajusco y pasando la curva que se encuentra en el

kilómetro 6 se da vuelta a la izquierda por una calle hasta llegar a la entrada del parque ecológico (antes Lomas del Seminario). Se sigue por espacio de 2 kilómetros y se sube hacia la montaña (al sur) hasta llegar a las vías del tren. Otra forma es caminar por las vías del tren unos 3 kilómetros en dirección a Cuernavaca desde la carretera Picacho-Ajusco. El depósito de avalancha de escombros consta, en esta parte, de una roca dacítica coherente que en algunas partes presenta bandeamiento y que presenta fracturas muy irregulares (en rompecabezas). Existen grandes fracturas con pequeños bloques y matriz de ceniza-lapilli formada por cristales y material triturado de la misma roca, entre ellas. Los bloques de dacitas son angulosos y llegan a medir hasta 58 metros de longitud. La dacita presenta fenocristales de feldespatos, cuarzo, hornblenda y biotita en una matriz afanítica color gris-rosado. Se encuentra a 7.4 kilómetros de la parte más alta del Volcán Ajusco (Pico del Aguila). Aunque en algunas partes la roca se encuentra muy deleznable, se pudieron obtener hornblendas que se mandaron fechar por K-Ar. En la parte superior, este depósito desarrolla un suelo. El espesor de la unidad en esta localidad debe ser mayor a 50 metros, aunque es muy difícil saber su espesor total debido a que no se encontró la base del depósito. La sección se encuentra rodeada por las lavas de la Formación Xitle notándose un contacto claro entre estas unidades (Figura III.11a).

Para la facies intermedia se definen dos localidades: la Barranca de las Fuentes Brotantes y el Cerro Zacatépetl. La Barranca de las Fuentes Brotantes se encuentra dentro del parque nacional del mismo nombre, al sur de la Ciudad de México. Se llega por la Avenida de los Insurgentes hacia el sur y se sigue el señalamiento para el Parque Nacional Fuentes Brotantes. El depósito presenta dos partes, la superior, soportada por matriz y la inferior soportada por bloques. La parte inferior está soportada por clastos de andesita (fenocristales de feldespato, plagioclasa y piroxeno en una matriz afanítica) y dacitas (fenocristales de cuarzo, feldespato y plagioclasa en una matriz afanítica) que van desde 1.5 cm hasta 1.18 m con un promedio entre los 15 a 20 centímetros, angulosos a subangulosos que se encuentran en una matriz de ceniza gruesa (45% vol.) color ocre formada por el mismo material que los clastos, los clastos presentan una imbricación en dirección N40°E. La parte superior, soportada por una matriz de ceniza-lapilli (64% vol.), presenta clastos andesíticos y dacíticos de 0.5 a 50 cm., subangulosos a subredondeados, se presenta también imbricación de los clastos, aunque en menor grado que en la parte superior. Algunos clastos se puede ver que están fracturados muy irregularmente y se pueden diferenciar claramente del material circundante. A lo largo de la barranca se pueden observar grandes bloques andesíticos que llegan a alcanzar tamaños de hasta 7 metros, algunos presentan estrías glaciales. Este depósito forma una capa impermeable, por lo que favorece la formación de manantiales en el contacto con las lavas que la sobreyacen. El espesor de este depósito es de aproximadamente 25 metros. El depósito se encuentra sobreyacido por las Formación Fuentes Brotantes en un contacto claro. Se encuentra a 11 kilómetros del Pico del Aguila (Figura III.11b).

El Cerro Zacatépetl se encuentra al sur de la Ciudad de México entre las avenidas: Anillo Periférico, Boulevard Cataratas, Zacatépetl y Llanura. El Cerro Zacatépetl constituye, en si mismo, un muy buen afloramiento de esta unidad. Es un montículo (hummock) característico de este tipo de depósitos. En el Cerro Zacatépetl se encuentra el depósito de avalancha de escombros tanto soportado por bloques como soportado por matriz. Los bloques consisten de andesitas que van desde angulosas a subredondeadas con tamaños entre los 0.01 metros hasta más de 2 metros. La matriz es de ceniza-lapilli y está compuesta por fragmentos de los bloques y cristales provenientes de los mismos bloques y varía entre el 43% en volumen y el 57% en volumen. En algunas zonas se encontraron casi en su totalidad bloques dacíticos fragmentados (por lo que se ha dicho que es un domo dacítico) pero las relaciones existentes con los otros afloramientos y la litología permiten asegurar que es parte del depósito de avalancha de

escombros. En algunos afloramientos en contramos sobreyaciendo a esta unidad depósitos de flujos piroclásticos y depósitos de pómez de caída. Se encuentra a 12.5 kilómetros de la parte mas alta del Volcán Ajusco (Pico del Aguila). Tiene un espesor de por lo menos 80 metros. En la parte superior desarrolla un suelo. Rodean al Cerro Zacatépetl las lavas de la Formación Xictle sobreyaciendolo, el contacto es claro entre esta unidad y los basaltos (Figura III.12a).

La facies de matriz (distal) se encuentran dentro del campus de la Universidad Nacional Autónoma de México, a un lado del campo de béisbol localizado en el circuito exterior de Ciudad Universitaria, aproximadamente a 600 metros al sur del estadio Olímpico. El depósito de avalancha se encuentra soportado por una matriz de ceniza-lapilli (83% vol.) con bloques de andesitas y dacitas menores a 37 centímetros, subredondeados. El espesor es mayor a 2 metros. En la parte superior presenta un suelo arenoso-gravoso, sobre el cual se encuentran cenizas retrabajadas sobreyacidas a su vez por las lavas de la Formación Xictle. Los contactos son claros, aunque el contacto entre el suelo y el depósito de avalancha es transicional. Se encuentra aproximadamente a 14 kilómetros del Pico del Aguila (Figura III.12b).

El depósito de avalancha tiene una longitud aproximadamente de 16 kilómetros con un volumen aproximado de 1.4 km^3 . Muestra una disminución en el tamaño de los bloques en dirección noreste a lo largo del eje del depósito. La variedad litológica incluye tanto dacitas como andesitas. El depósito forma una topografía con una serie de montículos o "hummocks" que le dan una apariencia aborregada al paisaje. Muchos de estos "hummocks" están cubiertos por eventos volcánicos posteriores. En ninguno de los afloramientos se pudo encontrar la base del depósito ni su relación inferior. Dado que en un afloramiento no muy lejano a la facies de matriz (CU-1) no se encontró el depósito (en una excavación a un lado del comedor central) debajo de las lavas de la Formación Xictle y se encontraron depósitos de la Formación Las Cruces, se puede inferir que el depósito de avalancha de escombros sobreyace a esta Formación. La edad del depósito es posiblemente Pleistoceno Temprano.

Tefras Vivero (QTV)

Este depósito aflora en el Cerro del Vivero (dentro del parque Bosques del Pedregal). Está constituido por una serie de intercalaciones de depósitos pumfíticos (Figura III.13a). La pómez es de composición ácida presenta intercalaciones de material grueso de hasta 10 cm (promedio 4 cm) con material fino tamaño ceniza. El principal componente es una pómez de color blanco muy fibrosa, vesicular y angulosa, con pequeños cristales de ferromagnesianos. El color de intemperismo de esta pómez es ocre. Se llegan a observar fragmentos de rocas volcánicas andesíticas, angulosos y poco vesiculares de tamaños no mayores a 1 centímetro. La fuente de estos depósitos debe estar muy cercana a la sección observada debido al tamaño de los clastos, aunque seguramente se encuentra oscurecida por eventos posteriores. El depósito está formado tanto por flujos piroclásticos como por depósitos de caída. Este depósito forma todo el Cerro del Vivero. Sobreyace en la parte noreste al Miembro de Depósitos de Avalancha de Escombros Zacatépetl y subyace a las Andesitas Tenantongo. Edad: Pleistoceno Temprano.

GRUPO CHICHINAUTZIN

Definido originalmente por Fries (1960) como grupo para comprender a "todas las corrientes lávicas, tobas, brechas y materiales clásticos interstratificados depositados por agua, de composición andesítica o basáltica que descansan arriba de la Formación Cuernavaca o de unidades más antiguas"; nunca publicó ninguna subdivisión. Schlaepfer (1968) le cambia el rango de grupo a Formación Chichinautzin (1968). Bloomfield (1975), Martin del Pozzo

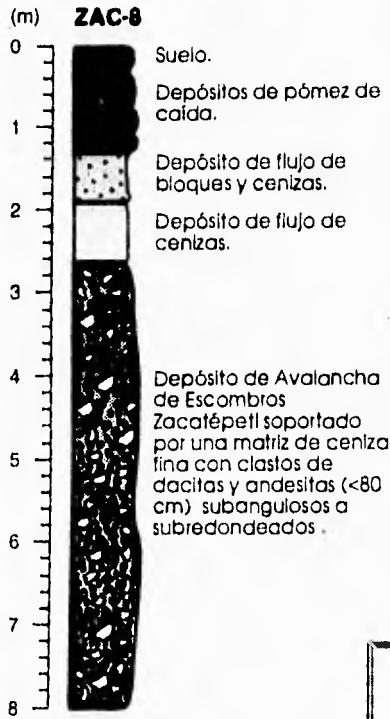


Figura III.12 a)

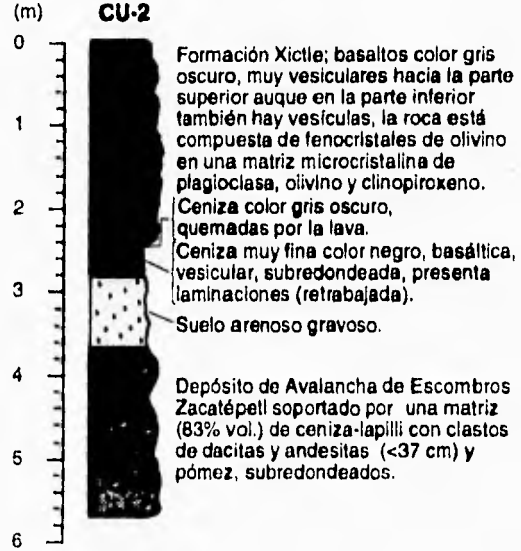


Figura III.12 b)



Figura III.12 c)

Figura III.12 a) Columna estratigráfica del Depósito de Avalancha de Escombros Zacatépetl en su facies intermedia en el Cerro Zacatépetl, el cuál es un montículo de dicho depósito. b) Facies distal del depósito de Avalancha de Escombros Zacatépetl localizado dentro del campus de la Universidad Nacional Autónoma de México a un costado del campo de beisbol, se encuentra sobreyacido por el Miembro de Basaltos Pedregal de la Formación Xictle. c) Localización de los puntos ZAC-8 (Cerro Zacatépetl) y CU-2 (Ciudad Universitaria).

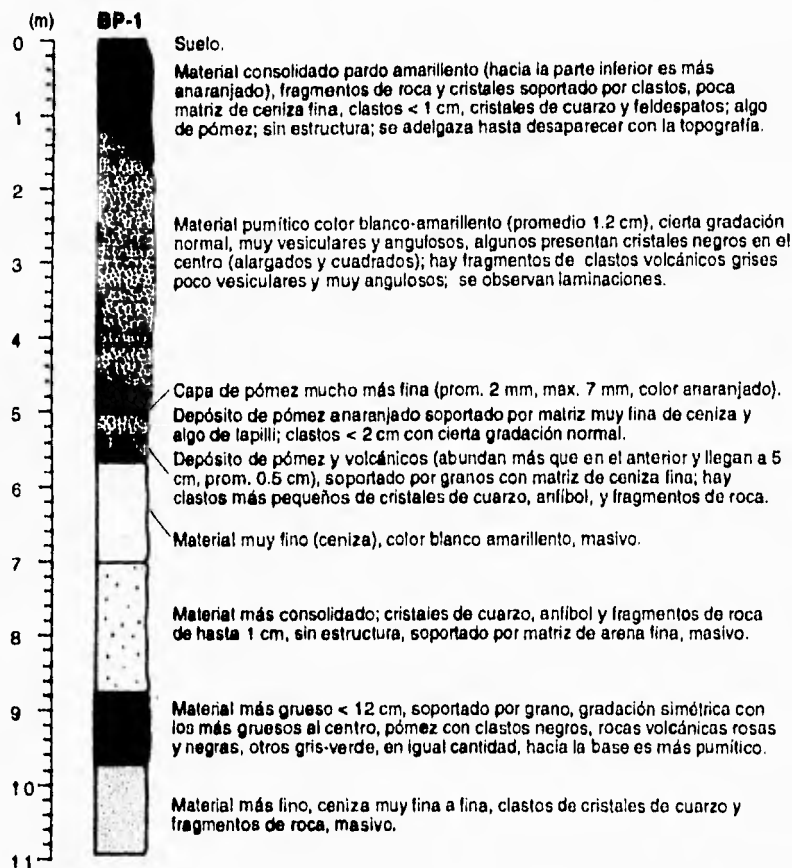


Figura III.13 a)

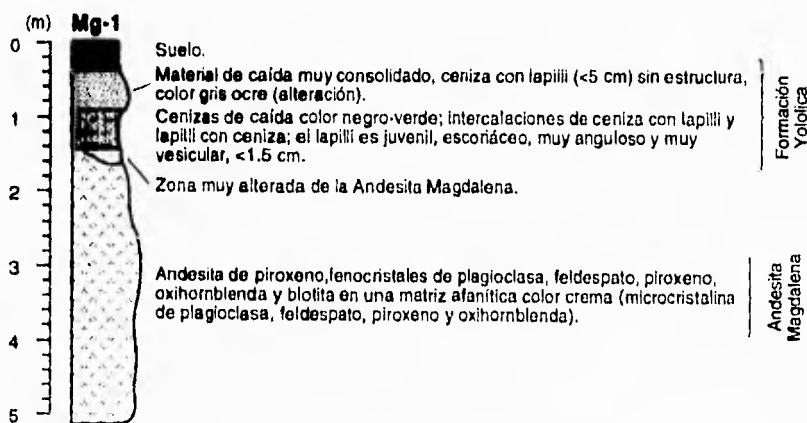
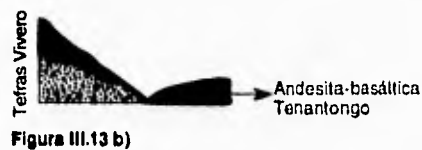


Figura III.13 c)

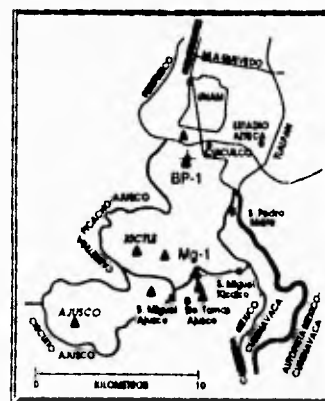


Figura III.13 d)

Figura III.13 a) Columna estratigráfica del punto BP-1 (Bosques del Pedregal) en la que se muestran las distintas unidades pertenecientes a las Tefras Vivero que se observan en el Cerro del Vivero. b) Relación existente entre las Tefras Vivero y la Andesita-basáltica Tenantongo, a unos 40 metros del punto BP-1. c) Columna estratigráfica del punto Mg-1 localizado en el flanco noreste del Cerro La Magdalena. d) Localización de los puntos BP-1 y Mg-1.

(1982) y Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) la siguen denominando Formación Chichinautzin. Delgado y Martín del Pozzo (1993) le vuelven a asignar el rango de grupo. De acuerdo a las edades de Bloomfield (1975) y a los parámetros geomorfológicos utilizados por Martín del Pozzo (1982), la edad más antigua del Grupo Chichinautzin, el Volcán Quepil, es de 38 ka. La edad más joven que se tiene para este grupo es la de la Formación Xictle (definida en este estudio) que tiene alrededor de 2 ka. En este estudio, el Grupo Chichinautzin abarca diez unidades Pleistocénicas y cuatro unidades Holocénicas. Las unidades Pleistocénicas son (de la más antigua a la más joven):

Andesita Conejo (QCn)
Andesita Coamino (QCm)
Andesita Magdalena (QMg)
Formación Cuautzontle (QCz)
Formación Man-nal (QMN)
Basalto San Pedro Mártir (QSPM)
Basalto Tepetongo (QTe)
Tefra Cuilotepec (QCI)
Formación Fuentes Brotantes (QFB) y
Basalto Viborillas (QVi)

Las cuatro unidades del Holoceno son:

Basalto Corregidora (QCr)
Andesita Tenantongo (QTn)
Formación Yololica (QYo) y
Formación Xictle (QX).

Andesita Conejo (QCn)

Aflora en la parte suroeste del área de estudio como un derrame de lavas andesíticas que forma escarpes pronunciados. Las partes superficiales de este flujo se encuentran muy alteradas desarrollando una capa de suelo. Está formado por una andesita con textura porfirítica compuesta por fenocristales de plagioclasa, biotita hornblenda y piroxeno en una matriz inequigranular de plagioclasa, feldespato potásico, hornblenda y biotita (Muestra Aj-2). Al sur sobreyace al Complejo Volcánico del Ajusco, se encuentra subyaciendo al norte a las lavas de la Formación Xictle, al oeste al Basalto Viborillas, y al norte por aluviones y coluviones. Su edad es Pleistoceno Temprano.

Andesita Coamino (QCm)

Schlaepfer (1968) las define como parte de las Rocas Volcánicas del Terciario Medio. Aflora en la parte suroeste del área de estudio, en el lado este del Cerro de Santo Tomás. Sobreyace al Complejo Volcánico Ajusco y subyace a Formación Man-nal. En su parte sur se encuentra cubierta por coluvión y por los depósitos de caída provenientes del Volcán Xictle. Su edad es Pleistoceno Temprano

Andesita Magdalena (QMg)

Schlaepfer (1968) incluye al Cerro La Magdalena dentro de las Rocas Volcánicas del Terciario Medio. Se encuentra al sur del área estudiada cercana al poblado de Magdalena

Petlacalco y abarca lo que es el Cerro La Magdalena. Consiste de lavas andesíticas (andesita de piroxeno) que están constituidas por fenocristales de plagioclasa, feldespato, piroxeno, oxihornblenda y biotita en una matriz microcristalina de plagioclasa, feldespato, piroxeno y oxihornblenda color crema. Los fenocristales de plagioclasa se encuentran corroídos. Estas rocas constituyen el Cerro La Magdalena (Figura III.13c). El cerro se encuentra rodeado por la Formación Yololica (al sur); a su vez hay tefras de caída del Volcán Yololica sobre este cerro. El cráter del Cerro La Magdalena se encuentra bastante erosionado no pudiéndose observar claramente. El espesor de esta unidad debe ser mayor a 100 metros y su edad debe ser Pleistoceno Temprano.

Formación Cuautzontle (Qcz)

Esta unidad comprende el Cerro Cuautzontle al sureste del Volcán Xictle. Consta de una andesita color gris rosado muy alterada de textura afanítica equigranular microcristalina con cristales de plagioclasa, feldespato, piroxeno, biotita y oxihornblenda; hay hematita producto de la alteración de minerales ferromagnesianos. El cráter de este volcán está muy erosionado. En la parte noreste del volcán, se puede ver un flujo andesítico de la misma composición que el volcán, extendiéndose a lo largo de aproximadamente un kilómetro alcanzando alturas de hasta 40 metros sobre el nivel circundante. Tanto el cráter como los flancos del volcán presentan tefras de caída provenientes del Volcán Xictle; asimismo, se encuentra rodeado por las lavas de la Formación Xictle (Figura III.14a). El espesor de esta unidad debe ser mayor a 80 metros. Su edad debe ser Pleistoceno Medio.

Tillitas el Aguila (QAg)

Inicialmente descrita por White *et al.* (1990). Está formada por material fragmentado por erosión glacial que ha sido depositado en el flanco noreste del Volcán Ajusco. El depósito está soportado por una matriz de arena y finos en proporciones semejantes compuesta por fragmentos de rocas volcánicas. Los clastos son andesíticos y dacíticos con tamaños que alcanzan los 50 centímetros, aunque el promedio es de 20 centímetros, subangulosos a subredondeados. Sobreyace al Complejo Volcánico del Ajusco y subyace a los depósitos de caída del Xictle y a los coluviones y aluviones (Figura III.14c). La edad de estos depósitos, según el autor citado anteriormente, es de aproximadamente 30 ka (Pleistoceno Medio).

Formación Man-nal (QMn)

Esta unidad abarca al Volcán Man-nal y sus productos que se extienden hacia el este hasta el poblado de Santo Tomás Ajusco. Se encuentra al sur del Xictle y al oeste del poblado de San Miguel Ajusco, estando este poblado, sobre los productos del Man-nal. El cono está compuesto de escoria, muy porosa la cual está constituida por fenocristales de olivino y clinopiroxeno dentro de una matriz microcristalina de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino, con magnetita en microcristales (Muestra MN-1). El cráter se encuentra poco erosionado y los flancos se encuentran cubiertos por los depósitos de caída del Xictle (Figura III.14d). Sobreyace en la parte noroeste a la Andesita Coamino y subyace a la Formación Xictle y a la Formación Yololica. La altura del cráter es de más de 100 metros conforme al nivel de los basaltos provenientes del Xictle. El espesor de esta unidad debe ser variable alcanzando en algunos lugares (borde del cráter) más de 100 metros. Su edad debe ser Pleistoceno Medio.

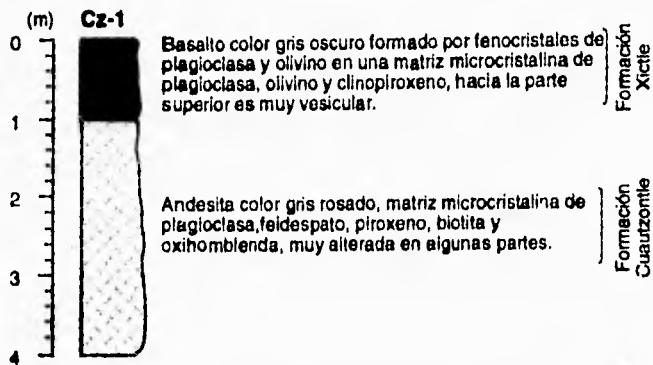


Figura III.14 a)



Figura III.14 b)

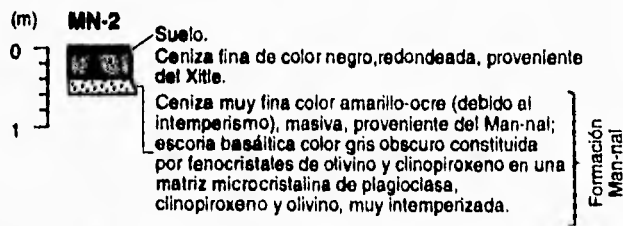


Figura III.14 d)

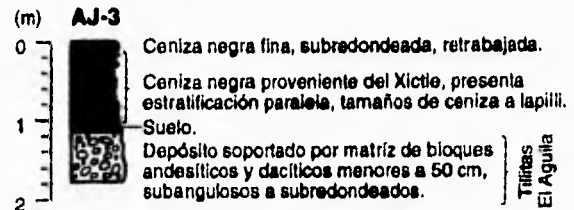


Figura III.14 c)

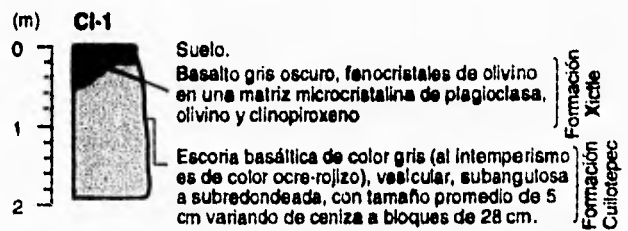


Figura III.14 e)



Figura III.14 f)

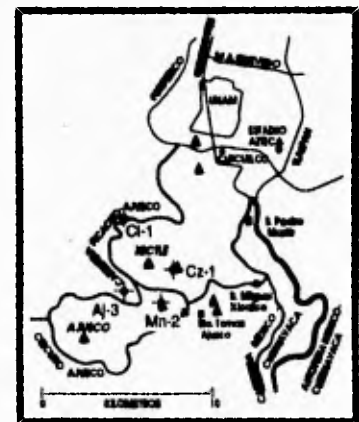


Figura III.14 g)

Figura III.14 a) Columna estratigráfica del punto Cz-1 (Volcán Cuautzontle). b) Relación con la Formación Xicltle. c) Columna estratigráfica del punto Aj-3 mostrando las relaciones entre la Formación Xicltle y las Tillitas El Aguila. d) Columna estratigráfica del punto MN-2 localizado en el flanco norte del Volcán Man-nal, sólo se encontró ceniza fina en este afloramiento, pero en el flanco sureste se encontró escoria basáltica de la cuál se da una descripción. e) Columna estratigráfica del punto CI-1 ubicado en el lado norte del Cerro Cuilotepec (Tetra Cuilotepec). f) Relación entre la Tetra Cuilotepec y la Formación Xicltle (a unos 10 metros del punto CI-1). g) Localización de los puntos.

Basalto San Pedro Mártir (QSPM)

La unidad se encuentra localizada entre el inicio de la Carretera Federal a Cuernavaca y la Autopista México-Cuernavaca, abarcando el pueblo de San Pedro Mártir. Está compuesta por bloques subredondeados a angulosos de material volcánico de composición basáltica que llegan a alcanzar tamaños hasta de 1.5 metros. El depósito está soportado por bloques, la matriz es de ceniza-lapilli y se encuentra muy alterada (Muestra SPM-1). Lo cubre un suelo arcilloso color pardo-ocre. Se encuentra subyaciendo en la parte sureste a los basaltos Yololica y en la parte norte a las lavas de la Formación Xictle. El espesor observado en el afloramiento es de 4 metros, pero el espesor total debe ser mayor. Su edad puede ser Pleistoceno Medio tardío.

Basalto Tepetongo (QTe)

Se encuentra localizado en la parte central del área de estudio al norte y al este del poblado de Tepetongo. Está formado por una lava en bloques de composición basáltica. Entre los bloques se observó material arenoso-arcilloso que nos indica su antigüedad; este material se formó por el intemperismo de las cenizas acarreadas por el flujo, sobre todo en la parte superior y en la frontal. Los clastos son basálticos y llegan a medir hasta 1.45 metros aunque el promedio es de 35 centímetros; son subangulosos a angulosos. Presenta una textura porfírica con fenocristales de clinopiroxeno, olivino, biotita y oxihornblenda en una matriz equigranular holocristalina de plagioclasa y piroxeno. Algunos clastos presentan una apariencia escoriácea pero son del mismo material. El flujo forma escarpes muy grandes de hasta 25 metros y termina abruptamente. El flujo ha sido cubierto en su mayoría por las lavas de la Formación Xictle por lo que no presenta una gran extensión. Subyace a este depósito, el depósito de avalancha de escombros. El contacto se notó debido a la diferencia en la pendiente pasando de una pendiente muy fuerte, en el caso del flujo, a una pendiente casi horizontal, en el caso de la avalancha. El contacto, aunque claro morfológicamente, no se puede observar debido a la vegetación, calles, casas y encharcamientos. Se encuentra sobreyacido en contacto claro por las lavas de la Formación Xictle y la Formación Fuentes Brotantes (Figura III.15a). Su espesor es de por lo menos 25 metros. Su edad es Pleistoceno Tardío.

Tefra Cuilotepec (QC)

La unidad se encuentra aflorando en el cerro Cuilotepec, a un lado de la carretera Picacho Ajusco, en la Colonia 2 de Octubre. De extensión muy limitada, forma un cono de escoria, con un espesor de por lo menos 10 metros, en forma de media luna. Esta compuesta de escoria basáltica, vesicular y subangulosa de color gris oscuro a ocre rojizo (debido al intemperismo). La escoria está muy intemperizada. Los tamaños encontrados son menores a 28 centímetros, siendo en promedio, 5 centímetros. Está subyaciendo a las lavas de la Formación Xictle (Figura III.14e). En la parte superior presenta una ligera capa de suelo incipientemente desarrollado. Su edad es Pleistoceno Tardío.

Formación Fuentes Brotantes (QFB)

Esta unidad se localiza en el inicio de la Barranca de Fuentes Brotantes, en la parte central del área de estudio. Está compuesta por un basalto de clinopiroxeno que consiste de fenocristales de clinopiroxeno y olivino en una matriz microcristalina de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino, con magnetita y hematita (alteración). La matriz presenta una estructura fluidal. La lava es vesicular, siendo las vesículas más abundantes en las partes superior e inferior; estas vesículas son pequeñas y alargadas conforme a la superficie. Se

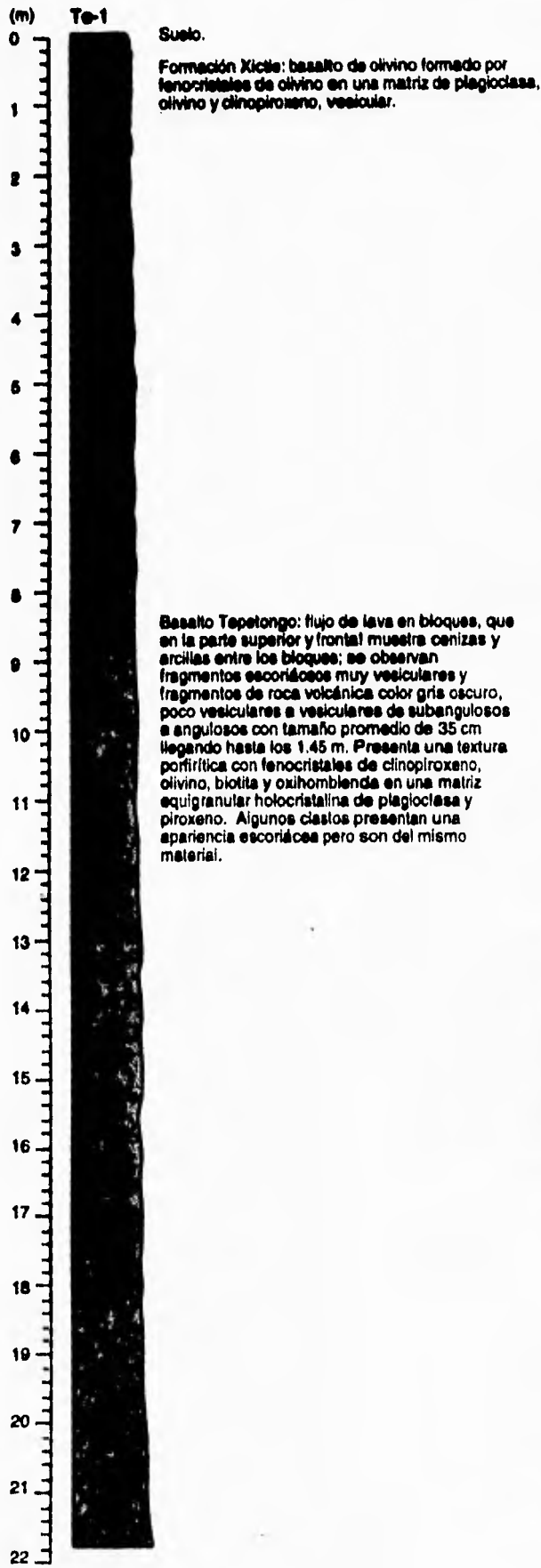


Figura III.15 a)

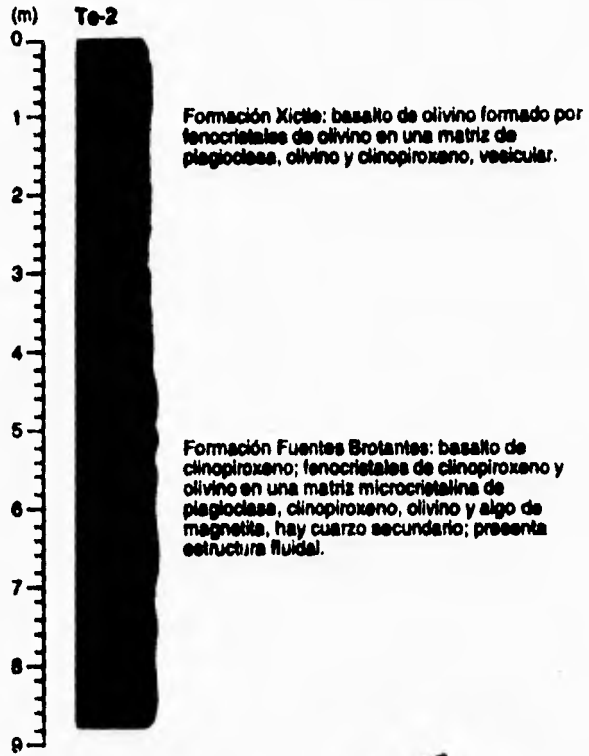


Figura III.15 b)



Figura III.15 c)

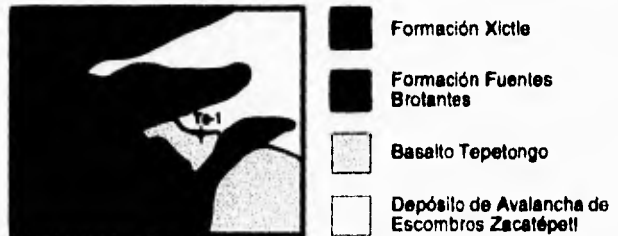


Figura III.15 d)

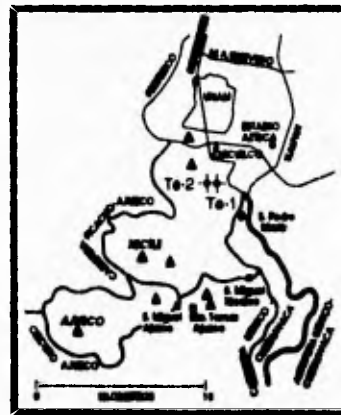


Figura III.15 e)

Figura III.15 a) Columna estratigráfica del punto Te-1 (Tepetongo). b) Columna estratigráfica del punto Te-2 (Tepetongo) que se encuentra cercano al punto Te-1. c) Relación entre las Formaciones Xictle y Fuentes Brotantes en el punto Te-2. d) Mapa geológico explicativo de la zona donde están ubicados los puntos Te-1 y Te-2 para mostrar las relaciones existentes entre las distintas unidades. e) Localización del los puntos Te-1 y Te-2.

encontró cuarzo relleno de cavidades. Tiene un espesor de 6 metros y se encuentra sobreyaciendo claramente al Depósito de Avalancha de Escombros Zacatépetl; a su vez, esta subyaciendo a las lavas de la Formación Xictle y al Basalto Tenantongo (Figura III.15b,c,d y Figura III.11b). Su edad es Pleistoceno Tardío tardío.

Basalto Viborillas (QVi)

Se encuentra al sureste del área de estudio entre la Formación Las Cruces y la Andesita Conejo. Es un basalto de olivino y piroxeno con textura porfirítica (Muestra AJ-4). La matriz es microcristalina y está compuesta de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino. Los fenocristales son de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno. Los fenocristales de plagioclasa se encuentran muy corroídos, y los de olivino están fuertemente alterados a iddingsita. Se encuentra sobreyaciendo a la Formación Las Cruces, al Complejo Volcánico Ajusco y a la Andesita Conejo; asimismo, está sobreyacida por las lavas de la Formación Xictle y coluvión. Su edad es de Pleistoceno Tardío tardío.

III.4.3 HOLOCENO

Basalto Corregidora (QCr)

El Basalto Corregidora se encuentran al noreste del Xictle, pero no presentan contacto con el edificio volcánico debido a que está cubierto en su mayoría por el Basalto Miguel Hidalgo en sus flancos este, sur y suroeste y por la Andesita-basáltica Tenantongo en su flanco noroeste; en el flanco norte sobreyace a la Formación Fuentes Brotantes. Está compuesto por una roca basáltica con textura porfirítica con fenocristales de olivino (muy alterados a iddingsita) dentro de una matriz microcristalina de plagioclasa (que muestra estructura fluidal), piroxeno y una nueva generación de olivino. Forma grandes escarpes de hasta 25 metros. Su espesor promedio debe ser de aproximadamente 20 metros. Su edad es Holoceno.

Andesita-Basáltica Tenantongo (QTn)

Esta unidad no es fácil reconocerla de las lavas del volcán Xictle ya que son muy parecidas. Petrográficamente la roca es un basalto aunque estudios geoquímicos demuestran que es una andesita-basáltica. Se encuentra localizada al oeste del Cerro del Vivero y fluye hacia el este hasta alcanzar la Avenida de Los Insurgentes. Las muestras X-12a y X-12 presentan una textura porfirítica con fenocristales de olivino, piroxeno, plagioclasa y cuarzo en una matriz afanítica de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno. Se encuentra sobreyaciendo al Depósito de Avalancha de Escombros Zacatépetl, a las Tefras Vivero, a la Formación Fuentes Brotantes y al Basalto Corregidora, a su vez, está sobreyacida por los flujos de lava de la Formación Xictle.

Formación Yololica (QYo)

Esta unidad se encuentra al sureste del área de estudio y conforma a las lavas y depósitos piroclásticos del Volcán Yololica. Está compuesta por lavas basálticas y cenizas, estas últimas encontrándose sobre el volcán La Magdalena. Las lavas (Muestra Yo-1) están compuestas por fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, y olivino en una matriz microcristalina compuesta de los mismos minerales. El olivino se encuentra muy fragmentado. La altura del cono es de 160 metros. Sobreyace a la Andesita Magdalena, a la Formación Man-nal, al Basalto San Pedro Mártir y subyace a Las lavas de la Formación Xictle. La edad es Holoceno.

Formación Xictle (QX)

Se ha designado Formación Xictle a todos los productos volcánicos (tanto lavas como tefras) expelidas por el Volcán Xictle. Se divide en este estudio en dos miembros:

a) Miembro de Tefras Entronque y

b) Miembro de Basaltos Pedregal.

La edad de esta formación es Holoceno.

Miembro de Tefras Entronque (QXt)

Se encuentra constituido por tefra que varía de ceniza muy fina a bloques, y que incluye al Volcán Xictle que es un cono cinerítico. La sección tipo se encuentra al sur del Volcán Xictle en un rascadero de cenizas junto a la carretera, a unos 500 metros del entronque del Circuito Ajusco. El depósito se encuentra subdividido en tres unidades de caída caracterizados por tener cada una en su parte inferior una capa de material más grueso (Figura III.16a). La unidad inferior está constituida por escoria, fragmentos líticos y vidrio. La escoria es muy vesicular y angulosa, de un color gris oscuro-verdoso que se intemperiza a un color amarillento. Los líticos son angulosos y más densos, pero de menor tamaño que la escoria. El vidrio es un vidrio color pardo oscuro, anguloso y de carácter basáltico. El espesor de esta secuencia es de poco menos de 40 centímetros. Presenta intercalaciones de ceniza-lapilli y lapilli-ceniza con tamaños menores a 1 centímetro. La base es de lapilli con ceniza con tamaños menores a 2.3 centímetros y un espesor de 9 centímetros. Los fragmentos son angulosos y tienen una forma un poco elongada. Bajo este tenemos intercalaciones de ceniza fina a gruesa con lapilli de hasta 3 milímetros. La unidad intermedia, está constituida por el mismo tipo de material, presenta intercalaciones de ceniza-lapilli (con laminaciones) y lapilli-ceniza con tamaños máximos para el lapilli de 2.5 centímetros. La base tiene un espesor de 10 centímetros y está constituida por lapilli menor a 2.8 centímetros, aunque al centro presenta una pequeña capa de ceniza-lapilli. Este evento tiene un espesor de unos 165 centímetros. La unidad superior presenta un espesor de unos 110 centímetros y se caracteriza por presentar una intercalación de laminaciones de ceniza a lapilli (menor a 2,5 centímetros), compuesto por el mismo material que las secuencias anteriores. Se observa en toda la secuencia una gradación normal. Hacia la base, se encuentra una capa de material tamaño lapilli (menor a 2.9 centímetros) que representa la base del evento superior. Tiene un espesor de unos 12 centímetros y está compuesto por el mismo material, pero de mayor tamaño.

El espesor total de la unidad es de 3 metros con 40 centímetros. Esta sobreyacida por depósitos retrabajados de cenizas y por un suelo incipientemente desarrollado. La subyace un suelo color pardo claro, limo-arcilloso que contiene carbón que fue fechado en 2025 ± 55 años. Este suelo es el mismo que se encuentra sobre el Volcán Man-nal.

Este depósito se adelgaza hacia el suroeste conforme al eje de dispersión dando una forma lobulada. Los tamaños de clastos van disminuyendo de igual manera. Verticalmente y en dirección del eje de dispersión, tiene una forma de cuña, mientras que perpendicularmente al eje de dispersión presenta una forma lenticular. El volumen del depósito, calculado con base en los mapas de isopacas, es de 0.35 kilómetros³. La principal estructura que se presenta es la estratificación gradada dentro de las secuencias. La orientación de las partículas es isotrópica. El espesor del cono cinerítico del Xictle es de unos 100 metros. Sobreyace al sur a la Formación Man-nal, al este a la Formación Cuautzontle y al suroeste a las Tillitas El Aguila. Se interdigita con el Miembro de Basaltos Pedregal y subyace a coluviones.

Miembro de Basaltos Pedregal (QXp)

Esta unidad, aunque estudiada desde 1895 por Ordoñez no ha sido descrita formalmente. Arnold y Libby (1951) fecharon una muestra de materia orgánica bajo esta unidad en 2422 ± 250 años. Fries (1960) la incluye dentro del Grupo Chichinautzin. Designamos a esta unidad como toda la actividad efusiva del Volcán Xictle que está representada por diferentes flujos de lava basáltica extruídos a través de una fisura con orientación WNW-ESE.

La unidad se encuentra constituida por siete conjuntos de flujos de lava basáltica. Estos se diferenciaron gracias a las características superficiales que se preservan en las lavas. Son de composición y aspecto muy similar. El espesor, de esta unidad es variable llegando a medir hasta 35 metros, este espesor depende de la topografía anterior, que como hemos mencionado anteriormente, estaba representada por "hummocks" y flujos de lava diversos. Muchos de estos fueron cubiertos por esta unidad, en otros casos, las lavas rellenaron depresiones, por lo que en estas zonas, el espesor es grande. Los flujos tienen una extensión de 70 kilómetros² con un volumen de lava extruída de 0.96 kilómetros³. Está limitada al sur por la Formación Man-nal, al este por la Formación Yololica, y al oeste por la Formación Las Cruces. Sus límites son: las Avenidas Miguel Angel de Quevedo (al norte), Tlalpan y carretera federal a Cuernavaca (al este), Circuito Ajusco (al sur) y Periférico (al oeste). Lo atraviesan la Avenida Insurgentes sur, el Periférico, y la Carretera Picacho-Ajusco. Los flujos son (Figura III.17):

- Basalto Agua Escondida (BAE)
- Basalto Héros de 1910 (BH)
- Basalto Miguel Hidalgo (BMH)
- Basalto Ciudad Universitaria (BCU)
- Basalto Pedregal de San Angel (BPSA)
- Basalto Seminario (BS)
- Basalto San Buenaventura (BSB)

El *Volcán Xictontle* es un cono de lava asociado al Volcán Xictle encontrándose ubicado en su flanco oeste. El espesor del cono es de 70 metros. Está compuesto por un basalto de olivino con textura porfirítica (Muestra Xi-6). Los fenocristales son de plagioclasa (22.3%) y olivino (8.7%), se encuentran en una matriz (56.4%) de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno, hay magnetita (0.4%) y hematita (0.2%), con 12% de vesículas. Es de notar que se observaron micas en muestra de mano, aunque no se pudieron identificar petrográficamente.

El *Basalto Agua Escondida* (BAE) fue el primero en salir, y probablemente esté asociado a la formación del cono del Xictontle. Se extiende hacia el noroeste desde el Xictontle y fluye en contacto con la Formación las Cruces hasta la altura de la colonia Ejidal del Pedregal donde es cubierto por el Basalto Pedregal de San Angel. Sobreyace a las Formaciones Ajusco y Las Cruces, a la Tefra Cuilotepec, al Basalto Viborillas y a la Andesita Conejo de manera clara. La sobreyacen y se interdigitan con aluviones y coluviones procedentes de las Sierras del Ajusco y de Las Cruces. Está compuesto de un basalto de olivino. La muestra Xi-7 presenta fenocristales de olivino (12.2%) en una matriz microcristalina de plagioclasa (33.9%), clinopiroxeno (21%) y olivino (12.7%); hay magnetita (0.5%) formando la matriz y como inclusiones en el olivino, 14.3% de vesículas. El espesor promedio de esta unidad es de aproximadamente 3 metros.

El *Basalto Héros de 1910* (BH) es de extensión limitada y se localiza al suroeste del Volcán Xictle, se encuentra en contacto con el Volcán Xictontle. Este flujo fluyó hacia el sur y

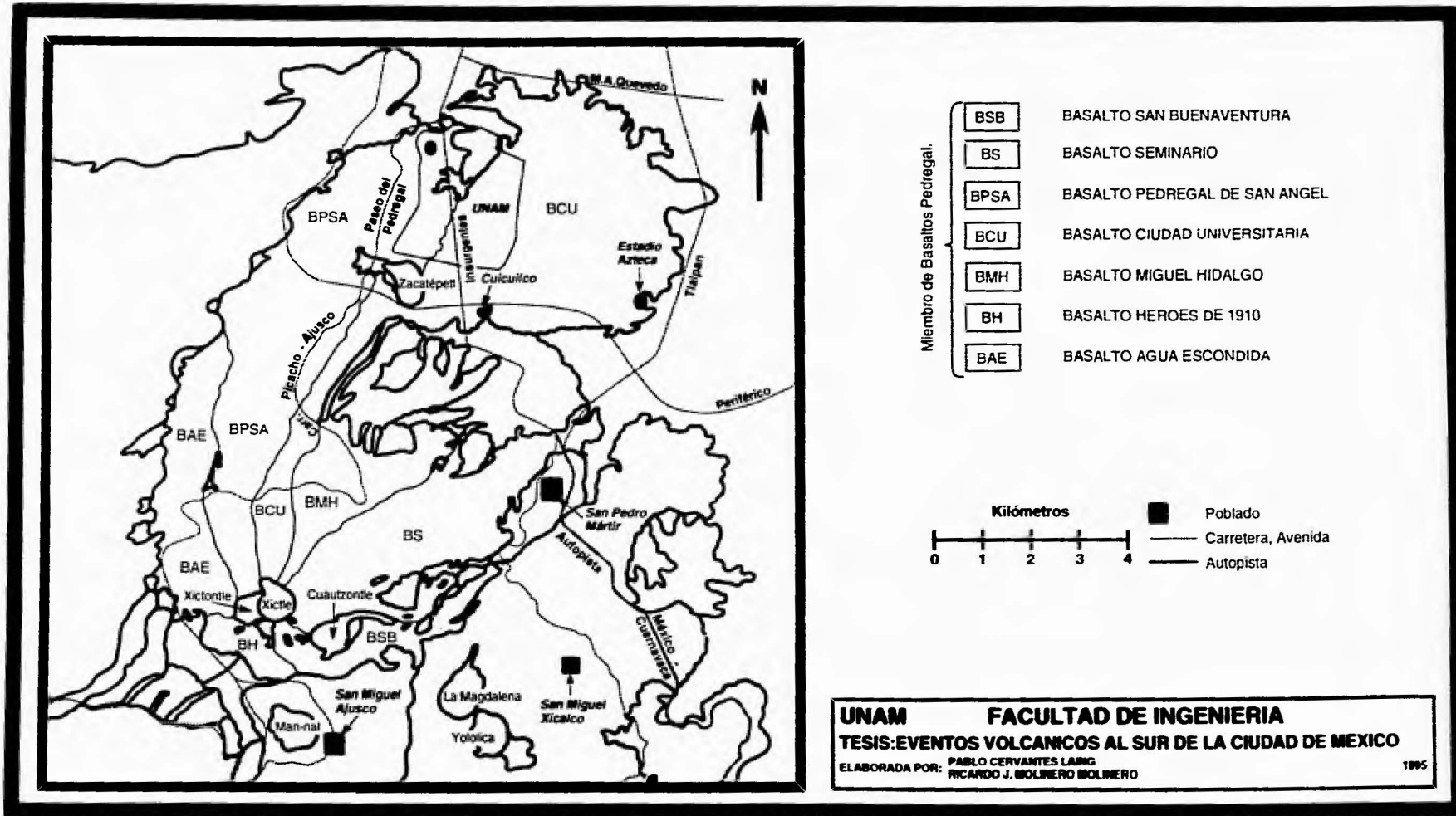


Figura III.17 Distribución de los flujos de basalto identificados para el Miembro de Basaltos Pedregal, Formación Xicte.

suroeste. Está formado de basaltos de olivino; Es una roca porfirítica con fenocristales de olivino en una matriz microcristalina de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno (Muestra Xi-4). Tiene un espesor de aproximadamente 2 metros. Sobreyace a la Formación Man-nal, al Basalto Agua Escondida y a coluviones. Subyace al Basalto San Buenaventura.

El *Basalto Miguel Hidalgo* (BMH) se extiende al noreste del Volcán Xictle y fluye rodeando el flanco este del Cerro del Vivero. Está compuesto de un basalto de olivino formado por fenocristales de olivino en una matriz de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno (Muestra Xi-9). Sobreyace al Depósito de Avalancha de Escombros Zacatépetl, a la Formación Fuentes Brotantes, al Basalto Tepetongo, a las Tefras Vivero, a la Andesita-basáltica Tenantongo y al Basalto Corregidora; subyace al Basalto Ciudad Universitaria y al Basalto Seminario. El espesor es de 8 metros

El *Basalto Ciudad Universitaria* (BCU) se extiende desde la parte sur del Volcán Xictle hacia el sur y luego al sureste cubriendo la mayor parte del Campus de Ciudad Universitaria y llegando hacia el este hasta la calzada de Tlalpan y al norte hasta Miguel Angel de Quevedo. Esta unidad está compuesta por varios flujos de lava basáltica siendo los más extensos de la zona estudiada. Arnold y Libby (1951) obtuvieron una fecha de material orgánico encontrado bajo las lavas de la zona arqueológica de Cuicuilco y que fechó en 2422 ± 250 años. Sobreyacen al Depósito de Avalancha de Escombros Zacatépetl, al Depósito de Tefras Vivero, a la Andesita-basáltica Tenantongo y al Basalto Miguel Hidalgo y son sobreyacidos por el Basalto Pedregal de San Angel.

La sección se encuentra en una cantera de basalto explotada por el DDF que se encuentra ubicada al este del Campus de Ciudad Universitaria. Está limitada al oeste por la Avenida Dalias, al norte por el estacionamiento de la estación Universidad de la línea 3 del Metro, al este por los asentamientos del Pedregal de Santo Domingo y al sur por la Avenida de la Imán. La sección tiene un espesor de aproximadamente 30 metros y está conformada por lavas basálticas (Figura III.16b). Se observan por lo menos siete flujos diferentes. Cada flujo presenta hacia la parte superior un aumento tanto en el tamaño como en la cantidad de vesículas, la cual separa a los distintos flujos. En algunas partes se pueden observar tubos de explosión que se caracterizan por presentar una zona de material brechado verticalmente que atraviesa uno o varios flujos. Los flujos son basaltos de olivino y clinopiroxeno. Presentan fenocristales de olivino en una matriz afanítica. Microscópicamente presentan una textura porfirítica con fenocristales de olivino en una matriz microcristalina de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno con algo de hematita, magnetita y vidrio. El piso de la cantera es predominantemente arenoso, siendo probable que antes de las emisiones de las lavas se hayan acumulado sedimentos en un medio lacustre. Aunque no se pudo analizar el piso, debido a que al llegar a la base de las lavas empieza a brotar agua, el espesor máximo de las lavas en la cantera es de 35 metros. Sin embargo, se puede decir que las lavas se encuentran sobreyaciendo claramente a depósitos de tefra retrabajada depositadas en un ambiente lacustre. El espesor de esta unidad es de 25 metros. Se desarrolla en la parte superior un ligera capa de suelo muy mal desarrollado, sobre todo en las fracturas, y se da una vegetación de malpaís.

El *Basalto Pedregal de San Angel* (BPSA) se extiende desde el flanco norte del Xictontle hacia el norte hasta llegar al Pedregal de San Angel. Este flujo cubre parte del Campus de Ciudad Universitaria llegando hasta Avenida Universidad. Se encuentra sobreyaciendo a la Formación Las Cruces, al Depósito de Avalancha de Escombros Zacatépetl, a la Tefra Cuilotepec, al Basalto Ciudad Universitaria y al Basalto Agua Escondida. En la sección CU-1 (Figura III.18) se tienen dos flujos con espesores irregulares, uno que alcanzo los 10 metros y

otro de unos 2.3 metros ambos separados claramente por depósitos retrabajados de ceniza. Ambos presentan en su parte inferior un ligero espesor de lava muy vítrea y muy vesicular, señal de que se emplazaron en un ambiente con alto contenido de agua. Una muestra de carbón tomada bajo estas lavas dio una edad por carbono-14 de 1945 ± 55 años. Por otro lado, en la sección CU-2 (Figura III.12b) se tienen espesores de 2 a 3 metros sobreyaciendo a depósitos de cenizas retrabajadas que sobreyacen al Depósito de Avalancha de Escombros Zacatépetl. El basalto está formado por fenocristales de olivino (8.7%) que se encuentran dentro de una matriz microcristalina de plagioclasa (40%), olivino (14.2%) y clinopiroxeno (11.5%), con hematita (5.2%), vidrio (2.6%) y magnetita (1.2%) con 16.6% de vacíos (Muestra Xi-11). El espesor promedio es de 10 metros.

El *Basalto Seminario* (BS) se extiende al noreste del Xictle, pasando por Lomas del Seminario hasta el Viaducto Tlalpan. Están constituidos por flujos de basaltos de olivino. La roca es porfirítica con fenocristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno en una matriz afanítica. Sobreyacen al Depósito de Avalancha Zacatépetl, a la Formación Cuautzontle, al flujo basáltico San Pedro Mártir, al Basalto Tepetongo, a la Formación Fuentes Brotantes y al Basalto Miguel Hidalgo. Subyace al San Buenaventura; subyace a aluviones y coluviones. Su espesor es de 7 metros.

El *Basalto San Buenaventura* (BSB) fue el último en salir. Fluyó hacia el sur y sureste, rodeando al Volcán Cuautzontle para luego dirigirse hacia el este y noreste. Está compuesto de basaltos de olivino (Muestra Xi-5) con fenocristales de plagioclasa (20.6%) y olivino (6.7%) en una matriz microcristalina (43.1%) de plagioclasa olivino y clinopiroxeno, con hematita (1.1%) y magnetita (0.7%) con 27.8% de vacíos. El olivino se encuentra muy alterado a iddingsita. El espesor de esta unidad es de aproximadamente 2.5 metros. Se encuentra sobreyaciendo a la Formación Cuautzontle, a la Formación Man-nal, al Basalto San Pedro Mártir, a la Formación Yololica y al Basalto Seminario; asimismo, subyace a depósitos de aluviones y coluviones.

Depósitos Coluviales y Aluviales (QCo) (QAI)

Los depósitos aluviales y coluviales consisten principalmente en clastos volcánicos derivados del material suelto del Grupo Chichinautzin, Formación Ajusco y Formación Las Cruces. En general cubren a los volcánicos del Grupo Chichinautzin aunque pueden estar interdigitados con ellos. Se encuentran rellenando depresiones y formando llanos.

III.5 PETROLOGIA

Para poder comparar la génesis y evolución del magmatismo que dio origen al Xictle se tomaron muestras de roca de cada uno de los flujos de lava, con el fin de que, conociendo la secuencia estratigráfica y localización espacial de cada muestra, se pudiera reconocer la evolución magmática en términos de la petrografía y la química de las rocas.

Se procuró tener muestras de la secuencia volcánica, en el sentido vertical, pero también se procuró tener muestras de las lavas en sus facies proximal y distal.

III.5.1 PETROGRAFIA

La mineralogía observada en todas las muestras del Xictle fue la misma y consiste esencialmente de una matriz de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno envolviendo fenocristales de olivino. Como mineral secundario se observó la magnetita.

La diferenciación entre fenocristales y microfenocristales (formando la matriz) de cada uno de los minerales presentes se hizo tomando en cuenta parámetros de tamaño principalmente.

Utilizando las tablas en la Figura III.19, se observan algunas características fundamentales en las lavas del Xictle. Se puede ver que la facies proximal muestra una mayor abundancia, en general, de fenocristales de plagioclasa, comparativamente con la facies distal, sin embargo, la facies distal posee sistemáticamente mayores porcentajes de plagioclasa. Esto indica que, para el caso de la facies proximal, el magma tuvo una mayor residencia en la corteza que permitió a la plagioclasa crecer, mientras que la facies distal representa las primeras porciones en salir a la superficie de cada "batch" de magma. El olivino por su parte, no muestra esto con claridad pues no participa en la diferenciación y los porcentajes tan regulares en lavas proximales y distales sólo indican la gran homogeneidad del magma. El clinopiroxeno muestra un comportamiento intermedio entre la plagioclasa y el olivino. Hay un mayor desarrollo de clinopiroxeno en la facies distal con respecto a la proximal. Observando los totales de cada fase mineral, parece haber mayor plagioclasa en la facies proximal, pero menores cantidades de olivino y clinopiroxeno. Esto está asociado con un proceso de diferenciación magmática (cristalización fraccionada).

III.5.2. EVOLUCION MAGMATICA

III.5.2.1 Procesos de Fusión Parcial

De acuerdo al diagrama de álcalis contra sílice (Figura III.20a), la mayoría de las muestras caen en el campo de los basaltos, aunque algunas de ellas se localizan cerca o en el campo de las andesitas basálticas. También se puede apreciar que todas las muestras caen en el campo de las rocas calci-alcálicas (subalcalino).

Esto quiere decir que las rocas del Xictle han sido originadas por fusión parcial en el manto, sin embargo, ésta fusión no es muy grande por lo que se genera un magma basáltico calci-alcálico con tendencias alcálicas que nos sugiere una fusión parcial profunda, posiblemente involucrando a la placa oceánica, dicho esto con base en la observación de las tendencias de los elementos traza en la Figura III.23, pues no se observa una clara anomalía de Niobio (característica de los arcos magmáticos), pero que definitivamente la "suite" es calci-alcálica.

III.5.2.2 Procesos de diferenciación magmática

En el diagrama de Harker (Figura III.21) de MgO - SiO₂ se pueden observar dos tendencias; la inflexión en la curva denota un incremento en la cristalización de la plagioclasa en la facies proximal mientras que en la distal es mayor el contenido de olivino y clinopiroxeno, esto no quiere decir que el olivino y el clinopiroxeno desaparezcan cuando se da la inflexión, sino más bien es un aumento en los tamaños de los minerales.

En el diagrama de Na₂O - SiO₂ se observa un aumento en el tamaño de la plagioclasa de las muestras proximales a las distales. En las distales el tamaño es menor aunque este aumento no se manifiesta en el contenido total de la plagioclasa.

TESIS SIN PAGINACION

COMPLETA LA INFORMACION

MUESTRAS DISTALES													
Muestra No.	Flujo No.	Nombre Flujo	Plagioclasa		Olivino		Clinopiroxeno		Magnetita	Vesículas	Totales		
			Pheno.	Matriz	Pheno.	Matriz	Pheno.	Matriz			plag.	oliv.	cpx.
Xi-14	V	C.U.	3.5	49.2	9.2	13.8		13.6	0.3	10.4	52.7	23	13.6
Xi-15	V	C.U.		46.3	10.3	14.7		8.8	0.1	19.4	46.3	25	8.8
Xi-16	V	C.U.		53.6	13.6	13.5		7.3	0.4	11.6	53.6	27.1	7.3
Xi-17	V	C.U.		51.8	7.8	12.6	5.8	8.8	0.2	10.2	51.8	20.4	14.6
Xi-18	V	C.U.		52.3	5.9	12.2		15.9	0.5	13.2	52.3	18.1	15.9
Xi-19	V	C.U.	2.6	43	5.7	15.1		13.8	0.3	19.2	45.6	20.8	13.8
Xi-11	VI	Pedregal		42.6	8.7	16.4		14.5	1.2	16.6	42.6	25.1	14.5
Xi-13	VII	Seminario	1.3	49.8	4.1	14.2		11.6	0.6	18.4	51.1	18.3	11.6
MUESTRAS PROXIMALES													
Muestra No.	Flujo No.	Nombre Flujo	Plagioclasa		Olivino		Clinopiroxeno		Magnetita	Vesículas	Totales		
			Pheno.	Matriz	Pheno.	Matriz	Pheno.	Matriz			plag.	oliv.	cpx.
Xi-6		Xictontle	22.3	33.8	8.7	10.2		12.6	0.4	12.6	56.1	18.9	12.6
Xi-7	I	Agua Escondida		38.9	12.2	12.7		21	0.8	14.3	38.9	24.9	21
Xi-9	IV	Miguel Hidalgo	4.8	35.7	8.1	15.5		18	0.4	17.5	40.5	23.6	18
Xi-8	V	C.U.		56.3	5.8	15.5		9.8		12.6	56.3	21.3	9.8
Xi-10	VII	Seminario	8.9	40.1	3.5	8.4		11.4		25.7	49	11.9	11.4
Xi-5	VIII	San Buenaventura	20.6	29.3	6.7	6		8.9	0.7	27.8	49.9	12.7	8.9

Figura III.19 Estudios petrográficos de las lavas del Xictle. Se dividieron en proximales y distales. Los datos están expresados en porcentaje.

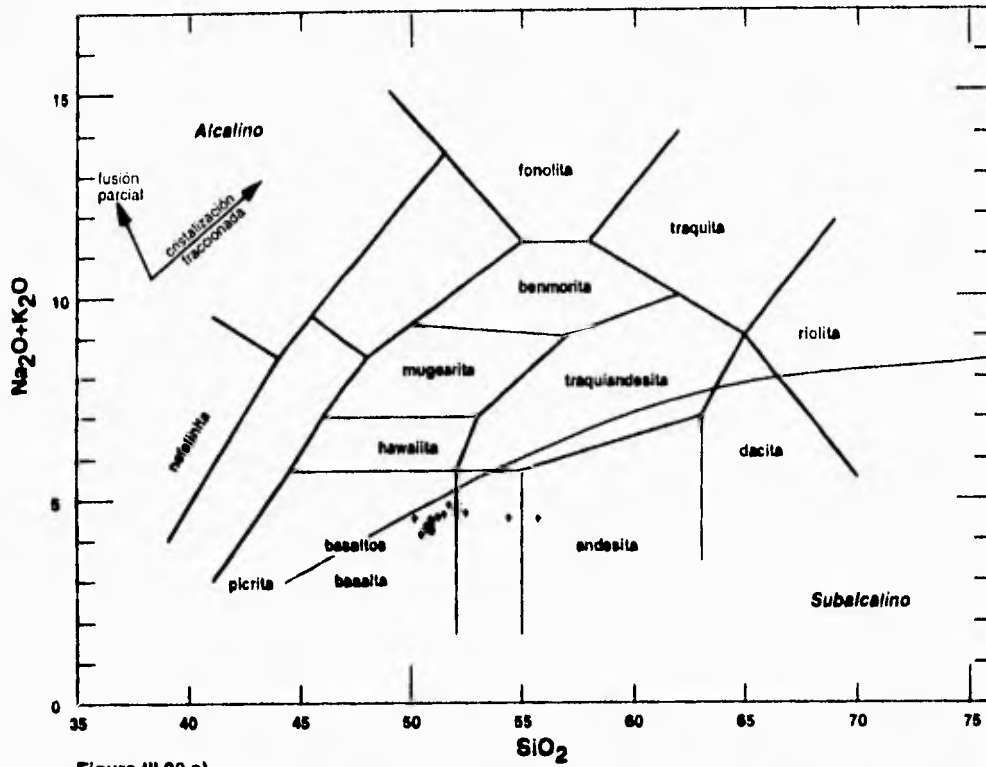


Figura III.20 a)

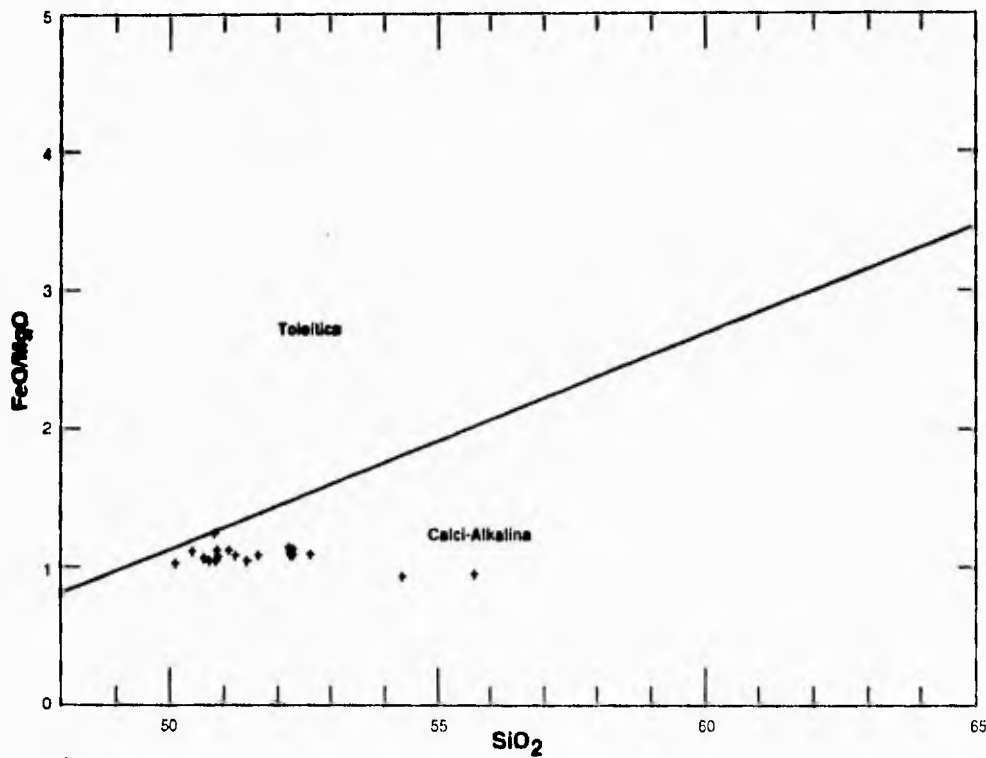


Figura III.20 b)

Figura III.20 a) Diagrama de álcalis contra sílice en donde se puede observar que la mayoría de las muestras caen en el campo de los basaltos, sólo dos muestras se salen del patrón, estas corresponden a Xi-12 y Xi-12a las cuales no pertenecen al Xicite (Andesita Basáltica Tenantongo); asimismo caen en el campo subalcalino. b) En el diagrama FeO/MgO - SiO₂ se separa a la serie subalcalina en serie toleítica y calci-alcalina, nuevamente se observa que las muestras se localizan en el campo calci-alcalino y que dos muestras se diferencian de las demás (Xi12 y Xi12a).

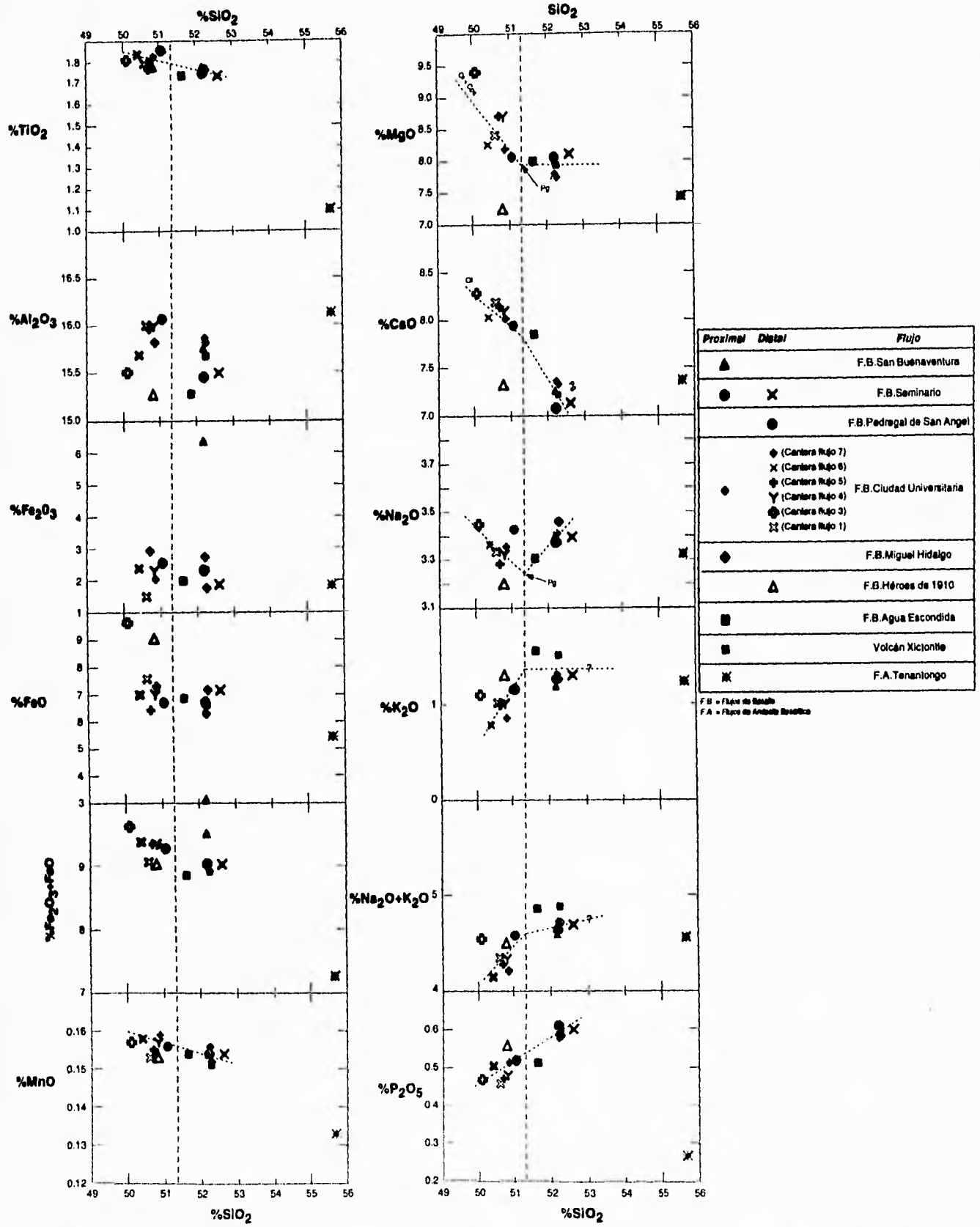


Figura III.21 Diagramas de Harker. Se presentan los diagramas de Harker para todos los elementos mayores. Las líneas punteadas verticales denotan la separación entre la facies proximal (derecha) y la distal (izquierda); las otras líneas punteadas marcan "trends" en la cristalización. La muestra del flujo Tenantongo se sale completamente de los patrones de las muestras del Xitle. Pg = plagioclasa, Cpx = clinopiroxeno, Ol = olivino.

Como se dijo anteriormente, las fases mineralógicas más preponderantes son el olivino, la plagioclasa y el clinopiroxeno como se observa en la petrografía, pero que los análisis químicos confirman también esta característica. Los diagramas de Harker (Figura III.21) ($MgO - SiO_2$) indican que para cada "batch" de magma se da una cristalización primaria dominada por la presencia o formación de olivino y clinopiroxeno, lo cual coincide con el tamaño y abundancia porcentual de estos minerales en los flujos de lava distales que son los productos primarios de cada "batch" de magma, conforme avanza la extrusión de estos "batch", el magma va siendo diferenciado predominando la fase rica en plagioclasa y decrece el clinopiroxeno. Este comportamiento se manifiesta también en la petrografía y puede ser observado en los diagrama explicados anteriormente ($MgO - SiO_2$ y $Na_2O - SiO_2$).

Se observa una frontera bien definida a los 51.3% de SiO_2 que divide a los productos proximales y distales y permite definir el "trend" de la fuente.

A partir de la cartografía se pudo distinguir que el flujo de lava de Bosques del Pedregal es de diferente edad al los del Xictle, ya que presentan rasgos morfológicos distintos como: mayor cobertura arbórea y un mayor grado de erosión, este rasgo es confirmado por los análisis químicos, lo cual es un descubrimiento adicional ya que por mucho tiempo se pensó que eran parte del evento eruptivo que dio origen al Xictle. En los diagramas de Harker se puede observar que las muestras de este flujo se separan completamente de las muestras del Xictle.

Parece observarse además, un enriquecimiento en K_2O conforme avanza la erupción observándose que las rocas de facies proximales a raíz de éste enriquecimiento se acercan al campo de las rocas alcalinas ricas en potasio.

III.5.3. AFINIDAD TECTONO-MAGMATICA.

La Sierra Chichinautzin se relaciona comúnmente con la subducción de la Placa de Cocos debajo de la de Norteamérica (Figura III.5). Por ello, el Xictle sería obviamente un volcán de carácter típico de márgenes continentales y se esperaría que sus rocas tuvieran una afinidad calcialcalina. En efecto, esto se observa claramente en el diagrama $Na_2O + K_2O - SiO_2$ (Figura III.20a), resultando la "suite" subalcalina, esto se observa también en el diagrama Nefelina-Olivino-Cuarzo normativos (Figura III.22a). El diagrama AFM (Figura III.22b) muestra lo mismo así como el diagrama $FeO/MgO - SiO_2$ (Figura III.20b) en el que, incluso, se separan las dos series subalcalinas, toleítica y calcialcalina, resultando que la rocas del Xictle caen en el campo de la serie calcialcalina justo en la zona de mayor diferenciación magmática, debido al bajo contenido de Fe y la abundancia de MgO y de álcalis. Sin embargo, algunas muestras que corresponden a los primeros flujos de lava se muestran con tendencias alcalinas. En contraste, los diagramas tectonomagmáticos (Figura III.22) muestran que las rocas del Xictle corresponderían a un ambiente de cresta oceánica (OIB), y en ocasiones a una zona de arco (particularmente en los diagramas que incluyen elementos litófilos como el Zr y el Sr). Aun más, los diagramas de araña (Figura III.23) muestran que el contenido de los elementos traza es muy similar a OIB y que en características típicas de los basaltos calcialcalinos como la anomalía de Nb (elemento compatible) no existe por lo que su afinidad en términos de elementos traza es con rocas tipo OIB en lugar de rocas típicas de arcos magmáticos de margen continental. Por comparación, la Figura III.23b muestra los patrones de elementos traza del Xictle con respecto a los "trends" de rocas de Isla Socorro en el occidente de México a 700 kilómetros de las costas y se observa gran similitud en sus trazas. Así, los patrones geoquímicos indican que, en términos de elementos mayores las rocas del Xictle son típicas de

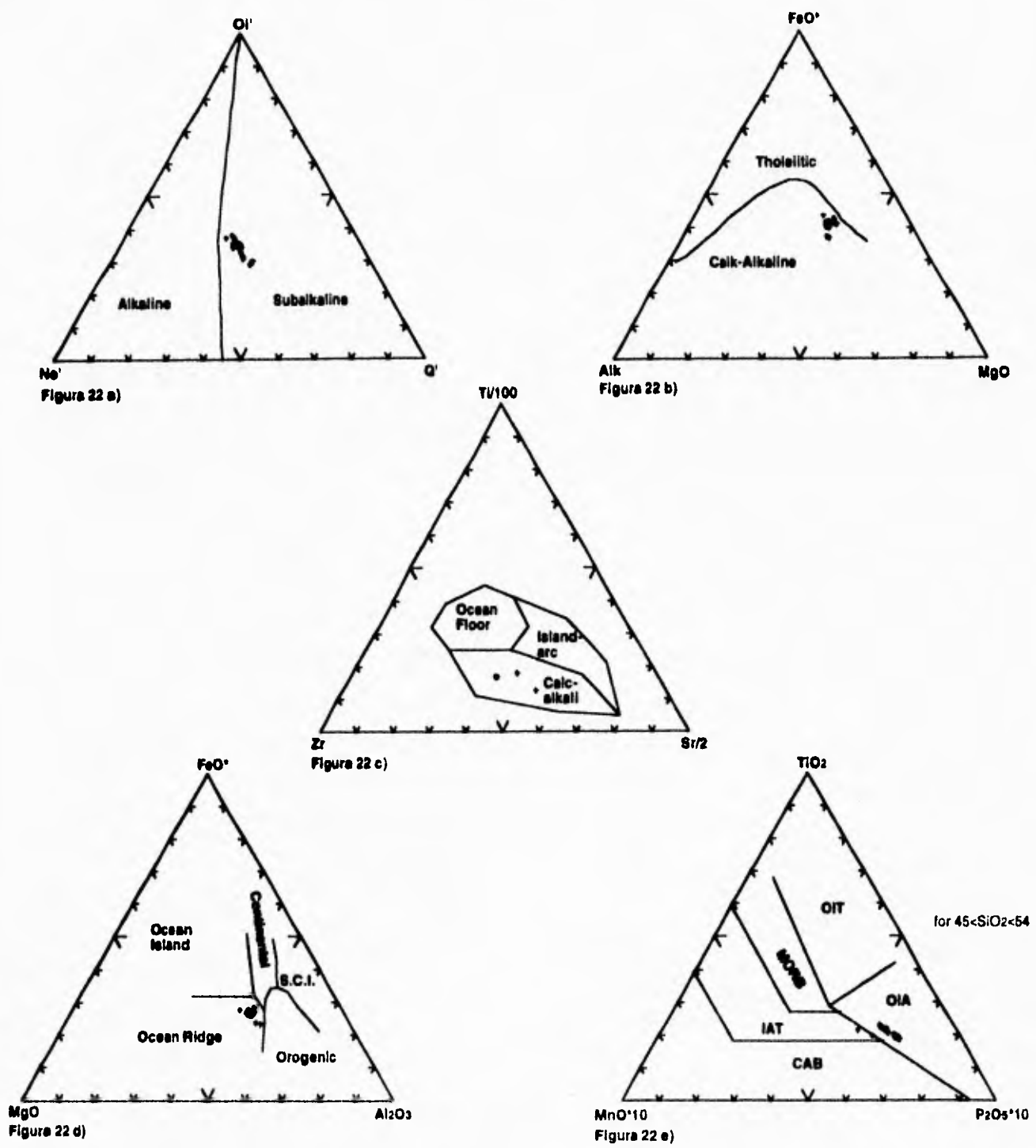


Figura III.22 a) Diagrama Olivino-Notelina-Cuarzo normativos (Irvine y Baragar, 1971) en el que se separa la serie alcalina de la subalcalina; se observa que las muestras de la zona se localizan dentro de la serie subalcalina, lo cual se confirma también en el diagrama de álcalis contra sílice. b) Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) en el que se diferencian las serie Toleítica de la Calci-alcalina; las muestras de la zona de estudio se localizan dentro de la serie calci-alcalina. c) Diagrama tectonomagmático de Pearce y Cann (1973) en el cual se presentan tres campos: Basaltos de piso Oceánico (Ocean Floor), Basaltos Calci-alcalinos (Calc-alkali), y Toleítas de arco de islas (Island-arc); las muestras se localizan en el campo calci-alcalino. d) En el diagrama tectonomagmático de Pearce, *et al.* (1977) se dan cinco campos: Isla Oceánica (Ocean Island), Continentales (Continental), Isla de Centro de Expansión (S.C.I. Spreading Center Island), Orogénico (Orogenic) y Cresta Oceánica (Ocean Ridge); las muestras se localizan en el campo de cresta oceánica. e) El diagrama tectonomagmático de Mullen (1983) discrimina las rocas basálticas y propone cinco campos: OIT Toleíta de Isla Oceánica; OIA Basalto Isla Oceánica alcalina, MORB Basalto de Cresta Oceánica, IAT Toleíta de Arco de Islas, CAB Basalto de Arco de Islas calci-alcalino; en este diagrama las muestras se localizaron en el campo OIA. Los OIB (Basaltos de Isla Oceánica) comprenden los campos OIT y OIA.

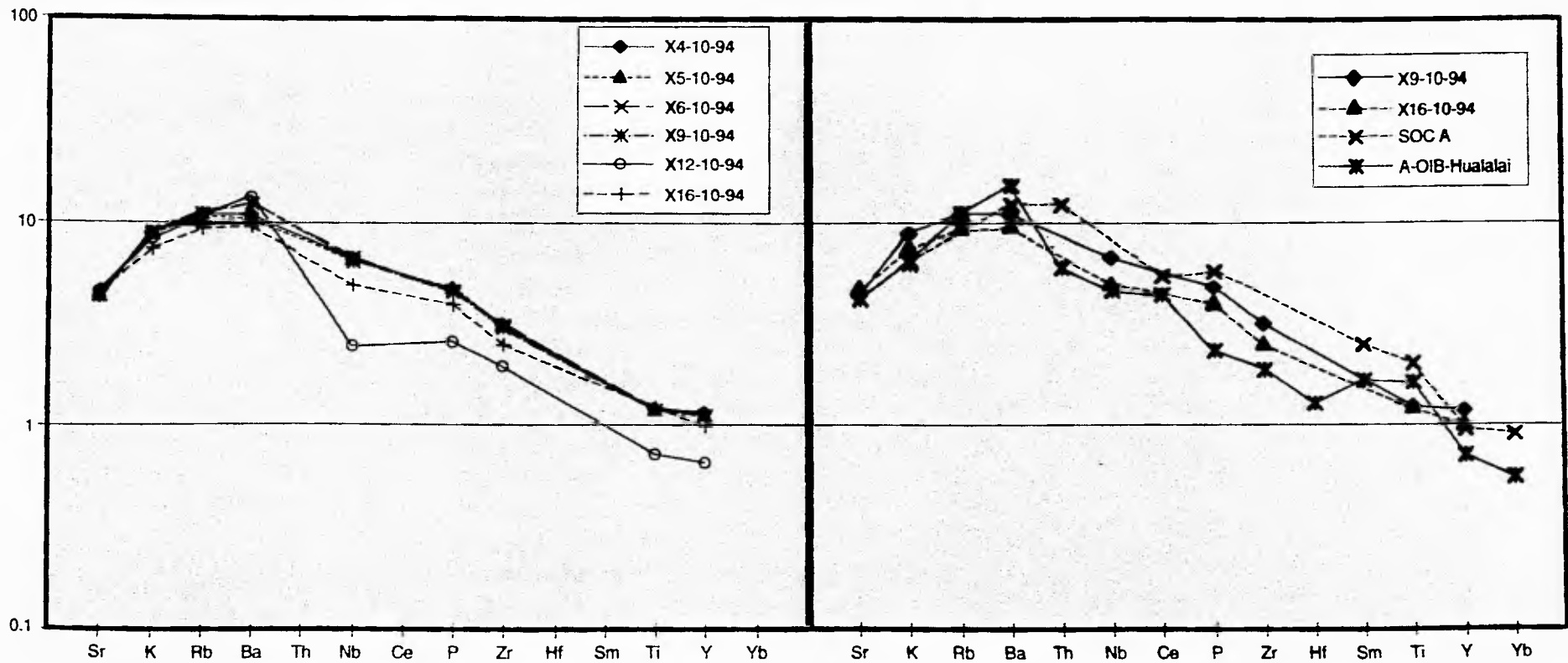


Figura III.23 a)

Figura III.23 b)

Figura III.23 Diagramas de araña, normalizados a MORB con las constantes de Pearce (1983) (Wilson, 1980). **a)** Contenido de elementos traza de las muestras del Xite es muy similar a los OIB, la muestra X-12 nuevamente se sale del patrón de las rocas asociadas a la erupción del Xite. **b)** se comparan los patrones de elementos traza del Xite con los de la Isla Socorro y con un OIB de Hawaii; se observa una gran similitud entre los patrones del Xite y los de la Isla Socorro.

arco magmático continental, pero en términos de los elementos traza, las rocas tienen afinidades de OIB. Esto ha sido explicado por Verma (1995) de la siguiente manera: el origen de este volcanismo está relacionado a procesos tensionales dentro del Faja Volcánica Trans-Mexicana con la litosfera continental teniendo una fuente OIB, el cual no está relacionado con la subducción de la Placa de Cocos.

Sin embargo, una explicación alternativa sería que la mayor parte de las rocas en la Placa de Cocos posee una composición cercana a OIB debido a la cercana presencia de un "hot spot" asociado a la cresta del Pacífico Oriental. De esta manera, las rocas de la litosfera oceánica que son subducidas debajo de México sufren un proceso de fusión parcial que a su vez produce fusión parcial en el manto litosférico encima de la zona de Benioff. Así, las rocas resultantes son afectadas por los procesos comunes de un ambiente convergente pero heredan las trazas de la composición de la placa oceánica, parcialmente. Esto indicaría que el origen del magmatismo es muy profundo al involucrar a la litosfera oceánica pero sin que se observe una fusión parcial de grandes proporciones.

III.6 GEOLOGIA ESTRUCTURAL

De acuerdo con Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989), los rasgos estructurales plio-cuaternarios en la zona de la Sierra Chichinautzin, se infieren con base en claros alineamientos de conos cineríticos monogenéticos, tomando en cuenta que también este tipo de conos volcánicos es indicador de zonas tensionales. Con base en esto, se sabe que los principales alineamientos en la zona son este-oeste.

Según Martín del Pozzo (1989), existe un fallamiento este-oeste que corta algunos de los conos y lavas cuaternarias. También afirma que el alineamiento de conos y conos sobrepuestos es predominantemente este-oeste.

El rasgo estructural más importante en la zona de estudio es el alineamiento de 4 volcanes: El Xictle, Cuautzontle, Magdalena y Yololica. El rumbo de dicho alineamiento es N65°W.

Este alineamiento aunque no corresponde exactamente con los alineamientos este-oeste, conserva la misma tendencia por lo que se puede considerar como una manifestación del fallamiento observado en la zona.

Este alineamiento se encuentra definiendo una fisura a través de la cual fueron extruídas las lavas del Xictle. Esto quiere decir que dichos productos no fueron extruídos a través de la boca del volcán.

IV ESTUDIOS VULCANOLOGICOS

IV.1 VOLCANISMO

El volcanismo es un proceso íntimamente relacionado con la tectónica global. Se presenta tanto en márgenes constructivas de placas (dorsales oceánicas y cuencas tras-arco), en márgenes destructivas de placas (arcos insulares y márgenes continentales activas), así como dentro de las placas (islas oceánicas, dorsales continentales, magmatismo alcalino y provincias toleíticas continentales). Las rocas volcánicas se pueden agrupar de acuerdo a sus características químicas y petrológicas en varias series magmáticas. Las tres principales series magmáticas son: La serie toleítica caracterizada por rocas ricas en hierro; la serie calcialcalina caracterizada por un contenido relativamente pobre en hierro pero enriquecida en sílice y alúmina; y la serie alcalina caracterizada por tener un alto contenido en álcalis (Cas, 1987).

IV.1.1 VOLCANES

Un volcán es un monte, montículo o una capa de asociaciones de rocas ígneas localizadas, hechas de piroclastos, flujos y/o intrusiones (Fisher and Schmincke, 1984). Es en sí, el edificio producido por la acumulación de material. Los volcanes se pueden clasificar con base en distintos criterios:

Por su regularidad y violencia (Scrope, 1862):

- permanentes
- moderados
- paroxismales

Por el tipo de material expelido y el carácter general de la erupción:

- a) Dana (1890):
 - explosivos (Krakatau, piroclásticos)
 - intermedios (estratovolcanes)
 - tranquilos (Hawaii, lava)

- b) Mercalli (1907):
 - Hawaiiano
 - Stromboliano
 - Volcaniano
 - Peleano
 - Islandiano
 - Vesuviano
 - Plininano
 - estado Solfatárico

Por la forma del cráter (Breed, 1964):

- simétrico
- asimétrico
- quebrado
- sin cráter
- alargado

Por la morfología del edificio volcánico

- a) Moriya (1978):
 - domos-cúmulos
 - domos
 - domos con flujos
 - domos de lava planos
 - criptodomas
- b) Pike (1974):
 - escudos de lava
 - estratovolcanes
 - planicies de flujos de cenizas centrados
 - conos pequeños de tefra
 - maares
 - mesas
 - domos de lava silícea
- c) Suzuki (1977):
 - estratovolcán
 - estratovolcán con caldera
 - volcán de escudo
 - volcán de escudo con caldera
 - volcán de caldera
 - volcán monogenético
 - a su vez pueden ser de:
 - I arcos insulares
 - A zona alpina
 - C continentales
 - O oceánicos
 - R dorsales

Por la forma, el tamaño y la composición del edificio: (Ollier, 1988)

- 1) Formas asociadas con lavas basálticas fluidas
 - escudos
 - escudos con meseta y cráter (Hawaii)
 - escudo con cráter (Islandia)
 - domos
 - conos
 - montículos
 - discos
- 2) Formas asociadas con lavas ácidas
 - tholoides
 - domos-cúmulos
 - domos-taponos
 - espinas
 - cuellos (por erosión)
- 3) Formas asociadas con tefra
 - conos escoriáceos
 - montículos escoriáceos
 - conos escoriáceos anidados
 - conos litorales
 - maares (anillos de tobas)

- 4) Formas asociadas con material mezclado
 - estratovolcanes
 - inraglaciares
 - inraglaciares de meseta
 - inraglaciares de cordillera
- 5) Formas mixtas
 - compuestos
 - conos parásitos o múltiples
 - montañas submarinas
 - criptovolcanes
 - guyots

IV.1.2 ERUPCIONES

Una erupción volcánica es un evento o fenómeno con características determinadas pudiéndose clasificar de acuerdo a varios parámetros:

Actividad y tiempo entre eventos (Ollier, *op. cit*)

- activos
- extintos
- dormidos

Tipo de conducto (Rittman, 1962)

- cerrado
- abierto
- inicial

Forma y manera de emisión del material (Ollier, 1988)

- central
- fisural
- areal

Espaciamiento en el tiempo

- Monogenética
- Poligenética

Forma y localidad del conducto (central)

- continente (de pipa)
 - de cima, terminales
 - de flanco, subterminales
 - afuera de la base, excéntricos
- océano (de fisura)

Por la violencia de la erupción (relacionado con el tipo de roca, curso de la actividad eruptiva, relieve resultante y explosividad.

Walker (1973a) (Figura IV.1)

Newall & Self. (1982) Índice de Explosividad Volcánica (VEI): Integración de los datos usando la clasificación de Walker (1973a) y métodos subjetivos clásicos (Figura IV.2).

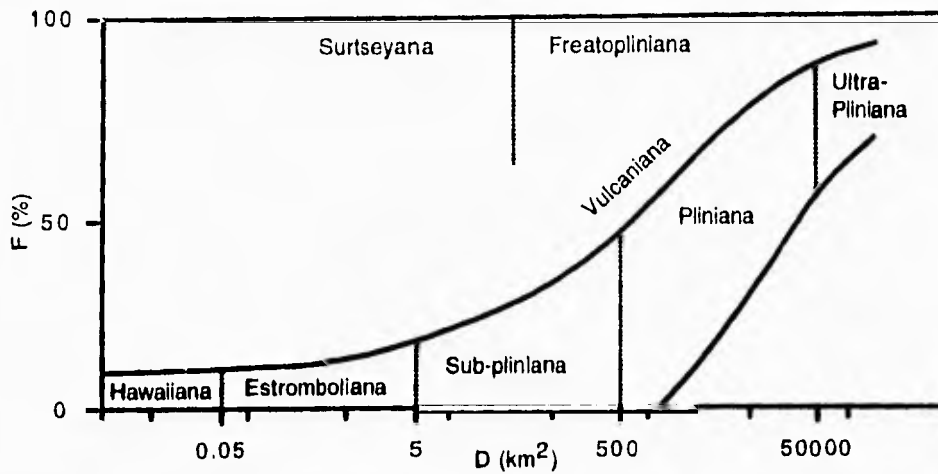


Figura IV.1 Clasificación de los depósitos de caída según Walker (1973a). F% es el porcentaje en peso del depósito menor a 1 mm a lo largo del eje de dispersión donde cruza la isopaca de espesor máximo 0.01; D es el área cubierta por la isopaca de espesor máximo 0.01. (Modificado por Self y Sparks, 1978; Walker, 1980; y Wright, *et al.*, 1980).

VEI	0	1	2	3	4	5	6	7	8	
Descripción de la erupción	no explosiva	pequeña	moderada	moderada-grande	grande	muy grande				
Volumen de piroclastos (m ³)	<10 ⁴	10 ⁴ -10 ⁶	10 ⁶ -10 ⁷	10 ⁷ -10 ⁸	10 ⁸ -10 ⁹	10 ⁹ -10 ¹⁰	10 ¹⁰ -10 ¹¹	10 ¹¹ -10 ¹²	>10 ¹²	
Altura de la columna (km) ^a	<0.1	0.1-1	1-5	3-15	10-25	>25				
Clasificación	— Hawaiiana —		— Estromboliana —			— Vulcaniana —		— Pliniana —		— Ultra-Pliniana —
Duración (horas de explosiones continuas)			<1	1-6		6-12		>12		
Inyección a la Tropósfera	despreciable	menor	moderada	substantial						
Inyección a la Estratósfera	no	no	no	posible	definitiva	significativa				
Erupciones ^b	443	361	3108	720	131	35	16	1	0	

Figura IV.2 Índice de Explosividad Volcánica (VEI). Se muestran las características principales de las erupciones así como su clasificación; de acuerdo a esto se le asigna a la erupción un determinado VEI. (Newhall and Self, 1982).

^a para VEI entre 0 y 2, la altura de la columna está dada en kilómetros sobre el borde del cráter, para VEI entre 3 y 8, la altura de la columna está dada en kilómetros sobre el nivel del mar.

^b número de erupciones totales en el catálogo de volcanes activos (Simkin, *et al.*, 1981).

Con base en los productos volcánicos (Ollier, 1988)

Lava (magmas básicos e intermedios)

Islandianos

Hawaianos

Flujos viscosos de lava

Pumíticos (magmas ácidos)

Estrombolianos

Vulcanianos

Plinianos

Peleanos

Krakatoa

Erupciones formadoras de islas

Con base en la participación de agua (Ollier, *op. cit*)

freática

hidrovolcánica

magmática

hidromagmática

IV.1.3 VOLCANISMO MONOGENETICO Y POLIGENETICO

Las erupciones volcánicas dependiendo de su espaciamiento en el tiempo se pueden clasificar en monogenéticas y poligenéticas. Los volcanes poligenéticos son aquellos que resultan de varias erupciones separadas por largos períodos de tiempo y que incluyen magmas diferentes (Cas, 1987). Se caracterizan por tener varias o varios centros eruptivos. Los volcanes monogenéticos resultan de una sola erupción o fase eruptiva, pudiendo durar varios años pero involucrando solamente un tipo de magma y solo un sistema de conductos simples que se usan solo durante la erupción o la fase eruptiva (Cas, 1987).

IV.1.4 VOLCANISMO EFUSIVO Y EXPLOSIVO

En este estudio nos ocuparemos principalmente de:

- Erupciones explosivas - consistentes en depósitos volcanoclásticos.
- Erupciones efusivas - consistentes en lava coherente.

IV.1.4.1 Volcanismo Efusivo

El volcanismo efusivo es esencialmente un volcanismo no explosivo y se caracteriza por flujos de material magmático coherente expulsados a la superficie durante la actividad volcánica llamado, comúnmente lava. Los flujos de lava tienen grandes variaciones en tamaños y formas así como en su superficie y características internas. Para que se de un volcanismo de tipo efusivo se requiere que además de un bajo contenido en sílice, el contenido de volátiles exsueles en la cámara magmática antes y durante la erupción sea lo suficientemente bajo para prevenir que se forme una presión de gases que puedan causar una fragmentación explosiva. Es por esto, que para la mayor parte de los volcanes (con excepción de los basálticos) el volumen de volaniclastos es mayor al volumen de lava extruída. Para que magmas con alto contenido de volátiles formen flujos, es necesario que se desgasifiquen, ya sea por un escape directo de volátiles exsueles o por una actividad explosiva previa o contemporánea. Esta exsolución de gases aumentará la viscosidad y el esfuerzo cortante del magma, lo cuál afectará la movilidad, distancia y espesor del flujo. Esto no pasa en magmas básicos que son fluidos y móviles sin

importar el contenido de agua o volátiles debido a su menor contenido de sílice. En general el volumen y espesor de un flujo de lava disminuye conforme el contenido de sílice aumenta. Las lavas basálticas pueden ser extruídas por fisuras, áreas o conductos centrales. Los sistemas de fisuras pueden ser muy largos dando como resultado flujos muy extensos. Los conductos centrales son típicos de grandes volcanes basálticos, conos de escoria y otros volcanes basálticos menores, pero comúnmente están asociados a fisuras. Las lavas basálticas pueden salir como flujos coherentes o como fuentes de lava.

Un parámetro muy utilizado para la descripción de la geometría de las lavas es la "relación de aspecto" (aspect ratio) que se define como el espesor promedio entre la extensión horizontal.

La forma de las lavas está relacionada con tres parámetros principales que son la tasa de efusión, las propiedades físicas y la pendiente. Walker (1973b) muestra que la distancia recorrida por un flujo es proporcional a la tasa de efusión y dependiendo de esta, se pueden formar flujos simples o compuestos. Las principales propiedades físicas que influyen en el comportamiento de las lavas son la resistencia crítica entre la lava y la base y la temperatura. El ancho del flujo varía inversamente a la pendiente del terreno, aunque esta no afecta en mayor medida a la longitud del flujo.

Los flujos de lava presentan una gran variedad de características superficiales cuya preservación en el registro geológico es muy limitada. Principalmente se divide a los flujos en flujos laminares que producen lavas tipo pahoehoe y AA, y en flujos no laminares que producen lavas en bloques y almohadilladas. Las lavas pahoehoe se caracterizan por tener superficies lisas o acordonadas mientras que en las AA, las superficies son gruesas y fragmentadas. Las lavas pahoehoe son generalmente muy fluidas y fluyen rápidamente, internamente presentan un gran número de vesículas esferoidales lisas y regulares. Las lavas AA forman flujos más gruesos y avanzan más lentamente, el frente avanza lentamente y se va inclinando hasta que una parte se rompe y se colapsa, este proceso se repite conforme el flujo va avanzando; internamente se caracteriza por vesículas elongadas irregulares y de una estratificación de lava masiva entre fragmentos de lava.

Los flujos de lava pueden dar lugar a distintas formas morfológicas como son:

- conos de salpicadura y hornitos
- conos de escoria y cineríticos
- túmulos y extumescencias
- burbujas de lava
- crestas de presión
- levees
- cuevas y túneles
- depresiones de colapso
- disyunciones columnares

Comportamiento Físico y Propiedades de los Magmas

La reología es el estudio del comportamiento deformacional de los materiales. Los factores que afectan el comportamiento reológico de los magmas son; la temperatura, la densidad, la viscosidad, la resistencia crítica y los esfuerzos mecánicos y tensiles. La viscosidad del magma está controlada por muchas variables, tales como presión, temperatura, composición química,

contenido de cristales y contenido de burbujas. La mayoría de las lavas y flujos de escombros fluyen de manera laminar debido a su alta viscosidad.

Clasificación de los Magmas

Se puede hacer basándose en la química del magma o de la roca y basándose en la mineralogía modal (Cas, 1987). Químicamente, las rocas volcánicas se pueden subdividir en:

- | | |
|------------------------|---|
| a) silíceas o félsicas | (alto contenido de sílice >63% SiO ₂) |
| b) intermedias | (52-63% SiO ₂) |
| c) máficas | (45-52% SiO ₂) |
| d) ultramáficas | (< 45% SiO ₂) |

Estas se pueden subdividir dependiendo la abundancia relativa de Al₂O₃ molecular, con los álcalis y calcio total (Na₂O+ K₂O+ CaO). Estos contenidos se reflejan en la mineralogía. Mineralógicamente se pueden clasificar de acuerdo a la abundancia modal relativa de sus minerales félsicos (QAPF) en el diagrama de Streckeisen (1979) (Figura IV.3). Las rocas máficas y ultramáficas (aquéllas con un alto contenido de minerales ferromagnesianos), se distinguen por la abundancia de los minerales máficos.

Temperatura

riolíticos	700 - 900°C
dacíticos	800 - 1100°C
andesíticos	950 - 1200°C
basálticos	1000 - 1200°C

Densidad

La densidad está en función de la temperatura, la presión y el tipo de magma.

Viscosidad

Refleja la resistencia interna al flujo de una sustancia cuando se aplica un esfuerzo cortante. Se ve afectada por la cohesión del magma, la presencia de sólidos, el ascenso y la liberación de presión, la cristalización, el enfriamiento y la desgasificación, por lo que un magma cambia su viscosidad durante su historia. La viscosidad afecta la movilidad y la forma de lavas y tasa de vesiculación.

Factores que controlan la viscosidad en los magmas: (Cas, 1987)

- Presión (la viscosidad baja conforme aumenta la presión).
- Temperatura (la viscosidad aumenta con el enfriamiento).
- Contenido de volátiles (baja la viscosidad conforme aumenta el contenido de agua). La solubilidad del agua en el magma está controlada por
 - la temperatura (aumenta la solubilidad conforme baja la temperatura y aumenta la presión),
 - la presión (aumenta la solubilidad conforme aumenta la presión) y otros
 - los volátiles (disminuye la solubilidad conforme aumenta el contenido de otros volátiles)

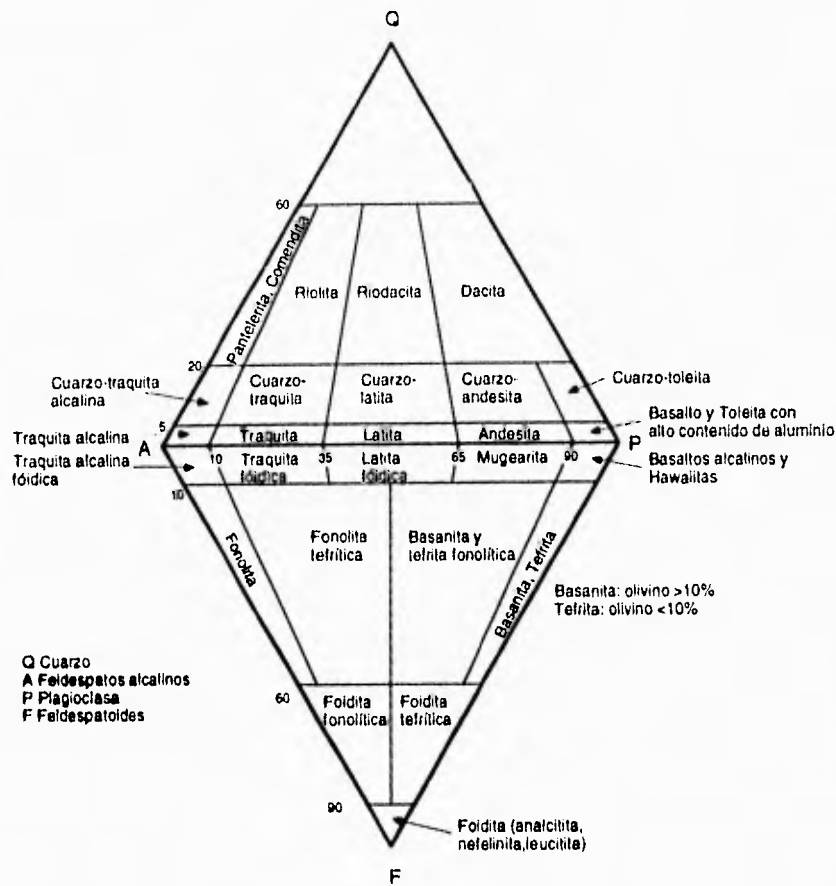


Figura IV.3 Clasificación de las distintas rocas volcánicas extrusivas de acuerdo a la abundancia relativa de los minerales félsicos (cuarzo, feldespatos alcalinos, plagioclasa, feldespatoides). Los nombres se determinan ignorando los minerales máficos y recalculando al 100% cuarzo, feldespatos alcalinos, plagioclasa y feldespatoides. La suma de los minerales máficos (M) se usa para distinguir entre basalto (M=35-90) de la andesita (M = 0-35). (Streckeisen, 1979).

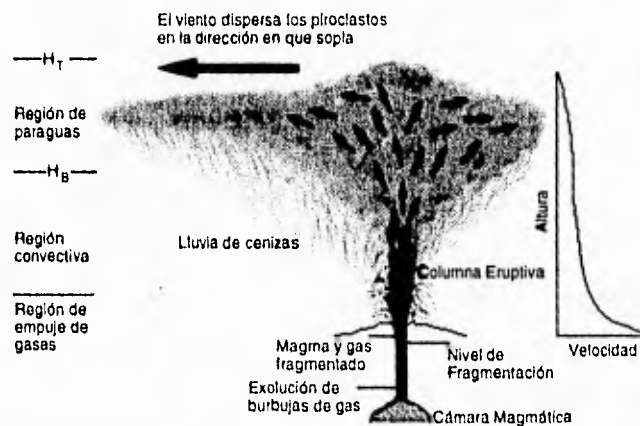


Figura IV.4 Características principales de una columna eruptiva. La convección hace que las partículas lleguen hasta la altura H_B ; el desplazamiento lateral se lleva a cabo arriba de H_B , con el material moviéndose hacia afuera radialmente. El momentum de las partículas hace que algunas de estas lleguen hasta la altura H_T . (Carey y Sparks, 1986 y Wilson, 1980).

- Composición química (aumenta la viscosidad con el aumento de sílice)
- Contenido de cristales (aumenta la viscosidad efectiva del magma)
- Contenido de burbujas (depende del grado de vesiculación, tamaño y distribución de las burbujas y de la viscosidad del magma intersticial).

Resistencia Crítica (Yield Strength)

La resistencia mecánica de una roca disminuye rápidamente conforme el grado de fusión parcial aumenta. Conforme un magma cristaliza, incrementa su resistencia con base en el aumento de cristales.

Flujo

Hay esencialmente dos estados de flujo: turbulento y laminar, que dependen del número de Reynolds (laminar menor a 500, turbulento mayor a 2000). El Número de Reynolds es un número adimensional que expresa el balance entre las fuerzas de viscosidad e intersticiales de un pequeño elemento de un fluido en movimiento; es directamente proporcional a la densidad del fluido, a la velocidad del mismo y al diámetro del espacio entre poros por donde pasa el fluido, e inversamente proporcional a la viscosidad del mismo (The Concise Oxford Dictionary of Earth Sciences, 1990). Debido a la viscosidad y la alta resistencia del magma, la mayoría de los magmas tienen un flujo laminar (Cas, 1987).

IV.1.4.2 Volcanismo Explosivo

Origen

Cabe aclarar que las rocas volcánicas pueden ser producidas tanto por procesos volcánicos primarios (aquéllos que son contemporáneos a la erupción) como por procesos secundarios superficiales (intemperismo, erosión, etc.). En los procesos secundarios la manera de formación de volcánoclastos se le ha llamado fragmentación epiclástica, estos procesos no son de origen volcánico e incluyen al colapso gravitacional, a la erosión, al intemperismo así como al transporte de material por agua o aire. Los procesos primarios se pueden dividir en procesos autoclásticos que son aquellos procesos que producen fragmentos por fricción mecánica o por enfriamiento y en erupciones piroclásticas, es decir, aquéllos procesos que producen piroclastos (partículas expelidas a través de conductos volcánicos sin hacer referencia al origen o causa de la erupción).

Las erupciones piroclásticas se pueden dividir en explosiones magmáticas, explosiones freáticas y explosiones freatomagmáticas. Las explosiones freáticas y freatomagmáticas se deben a la interacción entre magma y agua y se agrupan en lo que se llama actividad hidrovulcánica. El agua que interviene en este tipo de explosiones puede ser agua superficial (mar, lago) o agua del subsuelo y dependiendo del grado de interacción entre el magma y el agua se darán distintos tipos de erupciones y productos. En general, los productos piroclásticos formados por este tipo de actividad y por el enfriamiento rápido y granulación mecánica de la lava al contacto con el agua o sedimentos saturados con agua se llaman fragmentos hidroclásticos. Dados los objetivos del presente trabajo, nos ocuparemos con más detalles de las explosiones magmáticas.

Dinámica: Fragmentación debido a Explosiones Magmáticas

Los volátiles disueltos en el magma no sólo afectan la viscosidad y las temperaturas de fusión y de enfriamiento de éste, sino que también afectan la naturaleza de las erupciones volcánicas en el hecho de que sean explosivas o no explosivas. El componente volátil asociado con la mayoría de la actividad volcánica es el agua, aunque el bióxido de carbono es un volátil importante en la exsolución temprana para los basaltos. La solubilidad de los volátiles en el magma está controlada, por lo menos en parte, por la presión de confinamiento, y su solubilidad decrece mientras el magma sube a niveles corticales más someros con menores presiones de confinamiento. A una cierta profundidad, la solubilidad decrece lo suficiente para que el bióxido de carbono y el agua comiencen a exsolverse del magma y formen fases fluidas separadas. La profundidad a la cual esto ocurre depende del tipo de magma, del contenido de volátiles en ese momento, y de la presión de vapor del agua disuelta y del dióxido de carbono en relación a la presión confinante. La exsolución ocurrirá cuando la presión de vapor iguale a la presión confinante. A mayor contenido de volátiles magmáticos, mayor será la profundidad a la cual comenzará la exsolución. La presión confinante de cualquier punto bajo la superficie es una función del campo local de esfuerzos que puede ser definido por tres componentes orientadas ortogonalmente llamadas: esfuerzo máximo principal (σ_1), esfuerzo intermedio principal (σ_2), y esfuerzo mínima principal (σ_3). A un nivel cortical relativamente somero el régimen de presión no es únicamente hidrostático, por lo que, la presión confinante no es solamente el peso litostático vertical ($=\sigma_1$) $\sigma_1=\sigma_2=\sigma_3$ y la presión confinante está definida de mejor manera como el promedio de los 3: $(\sigma_1+\sigma_2+\sigma_3)/3$. Si la exsolución de los componentes volátiles no es inducida por cristalización se llama primer hervor (*first boiling*) o exsolución-vesiculación descompresional. Su efecto inmediato es el de aumentar la viscosidad y la resistencia crítica del magma, porque, en el caso del agua, esta ya no contribuye a disminuir la viscosidad. Este primer hervor se ve reflejado por la presencia de vesículas. Esta fase exsuelta tiene una presión de vapor la cual fraccionará el magma de manera explosiva si esta presión sigue aumentando. La presión de vapor está en función del contenido de volátiles inicial del magma y de la temperatura.

La cristalización concentra los volátiles disueltos en el resto del magma que aún está líquido, lo cual causa que las presiones de vapor aumenten. Asimismo, el calor latente soltado a través de la cristalización mantendrá la temperatura y las presiones de vapor altas. Si la presión de vapor es igual a la presión confinante se da una ebullición (segundo hervor o exsolución-vesiculación inducida por la cristalización). La fase exsuelta causa un incremento muy grande en la presión de la cámara magmática y un aumento potencial del volumen. Una vez que un magma ha alcanzado este estado, se pueden dar dos condiciones en las que puede ocurrir una fragmentación del magma debido a la exsolución de volátiles: a) una cámara magmática o conducto sellado cercano a la superficie y b) una fuente abierta que erupta magma en vesiculación.

En el caso de un conducto sellado, si la presión de la cámara magmática es igual o excede al esfuerzo principal mínimo de la roca encajonante, el techo de la cámara magmática y el edificio volcánico fallará dándose un evento explosivo. En el caso de una fuente abierta, esta puede ser subaérea o subacuosa. En el caso de una fuente abierta subaérea, si el magma se sobresatura ligeramente de volátiles ocurrirá una nucleación de burbujas. El crecimiento de una burbuja estará controlado por la difusión de volátiles disueltos en el magma hacia la burbuja y por la tasa a la que se reduce la presión de confinamiento conforme asciende el magma y las burbujas. En este caso, la presión confinante es esencialmente la presión "magmaestática" de la

columna de magma. El crecimiento de las burbujas por descompresión (disminución en la presión magmática debido al ascenso de burbujas y/o magma) está controlada por la velocidad de ascenso del magma, por la razón a la que el magma se fracciona y se remueve de la superficie de la fuente y por el ascenso de las burbujas dentro del magma; otros factores que afectan el crecimiento de burbujas son las propiedades del magma como la densidad, la tensión superficial, la viscosidad y los coeficientes de solubilidad y la difusión del gas con el magma. La difusión depende de la viscosidad. Las burbujas no pueden crecer indefinidamente (ya que no pueden crecer separadas unas de otras), esto se puede deber a que el magma tiene que pasar entre las burbujas a través de canales muy complicados. La exsolución rápida de volátiles hace que haya un aumento rápido en la resistencia viscosa hacia el crecimiento de las burbujas, y un aumento en el esfuerzo tensil del magma. Además, las burbujas no se revientan debido a que no hay un gradiente de presión significativo a través de las paredes de las burbujas. Bajo estas condiciones, los volátiles continuarán difundiendo del magma a la burbuja hasta que se alcance el equilibrio entre la presión de fluido en la burbuja y la presión de vapor de los volátiles disueltos en el magma. El magma se fragmenta explosivamente en la superficie libre de la fuente debido a que existe un gradiente de presión muy grande entre el magma en vesiculación y la atmósfera (Figura IV.4). En el caso de fuentes abiertas subacuosas, los mismos parámetros físicos controlan la expansión explosiva de volátiles, pero hay que agregarles los efectos de la presión hidrostática y la interacción entre el magma-agua.

La mayoría de los magmas no son sistemas cerrados simples por lo que su química e historia eruptiva están controlados por la mezcla de magmas formados o evolucionados separadamente. La esencia de que una mezcla de magmas pueda desatar, erupciones está en que dos magmas a diferente temperatura y con diferente contenido de volátiles entran en contacto en una cámara magmática. La erupción puede ser iniciada por :

- La adición de un magma a una cámara magmática que puede producir que la presión de fluidos total de la cámara magmática exceda el esfuerzo mínimo principal y al esfuerzo tensil de la roca encajonante llevando al rompimiento del techo de la cámara y salida del magma. Si el contenido de volátiles combinado es suficientemente alto, entonces la disminución en la presión confinante puede dar una exsolución y crecimiento de burbujas rápido produciendo una erupción explosiva; si el contenido de volátiles es bajo puede ocurrir una erupción de lava con poca actividad explosiva.

- Si un magma riolítico con contenido moderado de volátiles es inyectado por un magma básico en la parte inferior, el calentamiento de la base del magma causará un levantamiento convectivo del magma riolítico, además de incrementar la presión de volátiles en el magma. Conforme asciende se descompresiona y los volátiles se exsuelven aumentando la presión de gases y de fluidos en la cámara.

- El ascenso del magma básico inyectado puede tener un alto contenido de volátiles que se exsuelven durante el ascenso y se transfieren durante la convección, difusión y mezcla a un magma riolítico con bajo contenido de volátiles lo cual lleva a un aumento de presión de fluidos y a una erupción explosiva.

- Conforme un magma básico caliente entra en contacto con un magma riolítico más frío, la transferencia de calor del magma básico al riolítico causará un enfriamiento rápido del magma básico, que puede causar cristalización y llevar a una exsolución en el fluido básico residual aumentando la presión total de fluidos en la cámara.

Se define como fase eruptiva a la actividad volcánica esencialmente continua pero de intensidad variable y que por lo general dura de unas horas a varios días. Una erupción es un grupo de fases eruptivas relacionadas generalmente por la homogeneidad en la composición, cambios sistemáticos en la composición, o la manera en que fueron eruptados o emplazados los productos volcánicos. Un sistema eruptivo piroclástico consiste de: a) una mezcla de gases y piroclastos que se extiende desde el nivel de desintegración de la columna magmática hasta la superficie de la tierra y b) una columna eruptiva visible que se extiende desde la superficie hasta alturas de 50 kilómetros. Una columna eruptiva se puede definir como una dispersión sólido-gas, que forma la columna de un sistema eruptivo que se extiende en la atmósfera desde la superficie de la fuente antes de que ocurra una dispersión lateral. Las propiedades físicas y los procesos dinámicos dentro de una columna eruptiva afectan a muchos de los atributos físicos de los depósitos piroclásticos. Se puede dividir una columna eruptiva en dos partes principales: la parte inferior (empuje gaseoso) y la parte superior (empuje convectivo). En la primera, la fuerza principal es la expansión de los gases volcánicos y la presión del vapor que se expande. La velocidad inicial para esta parte va de 100 m/s a 600 m/s y la densidad de masa (densidad total) depende de las densidades combinadas de los gases y de cada componente sólido así como de la relación entre el gas y las partículas sólidas. Al salir de la fuente, la densidad de la columna es mayor que la del aire (proporcional a la relación sólido-gas). Con la caída de los clastos de mayor tamaño y la entrada de aire a la columna eruptiva, la densidad se reduce y cuando esta densidad es menor a la de la atmósfera, da lugar a un ascenso convectivo, formando así la segunda parte (empuje convectivo) de la columna eruptiva. Conforme los clastos sean de menor tamaño, se tendrá un mayor intercambio de calor y por lo tanto, la columna será más alta. El empuje convectivo forma alrededor del 90% de la altura de la columna. Los cambios en la temperatura, especialmente en la tropopausa, hacen que las plumas convectivas adquieran una forma de hongo, asimismo, el desplazamiento lateral es muy pronunciado en esta zona caracterizada por vientos muy fuertes (corrientes de chorro).

La base de una columna eruptiva es una región de empuje de gases dominada por momentum, donde las velocidades son altas (cientos de m/s) y hay gran desaceleración. En la región baja de la columna, los clastos de mayor tamaño son inicialmente acelerados por el gas y luego desarrollan trayectorias balísticas que están influenciadas muy claramente por el movimiento de la desaceleración de gases a su alrededor. El comportamiento de estos clastos balísticos está determinado por procesos que ocurren en la base de la columna y su alcance depende de la velocidad inicial, el ángulo de expulsión, el tamaño y la densidad.

La región convectiva de la columna es donde dominan las fuerzas de flotación; típicamente ocupa la mayor parte de la altura de la columna. Aunque las velocidades son menores que en la región anterior, pueden ser desde decenas hasta 200 m/s. La velocidad de la columna decrece constantemente con la altura. Los datos obtenidos por observación y por modelos sugieren que a través de la mayor parte de la altura de la columna, la velocidad media en el eje central decrece aproximadamente en forma lineal con respecto a la altura. Las velocidades convectivas a una altura determinada también aumentan sistemáticamente con la tasa de descarga de magma y por ende con la altura total de la columna. Las velocidades convectivas en las columnas son suficientemente grandes para que, en la mayoría de las situaciones, la mayor cantidad de los fragmentos expulsados son cargados hasta la parte alta de la zona de convección. Algunos clastos son cargados al borde de la columna donde las velocidades son pequeñas y las partículas caen. Sin embargo, exceptuando las erupciones más débiles, las velocidades convectivas en la línea central son suficientemente grandes para cargar clastos del tamaño de un puño hasta cerca de la parte más alta de la columna. La mayoría de los clastos son llevados dentro de la columna ascendente y no siguen trayectorias balísticas. La parte más alta de la columna es caracterizada

por la intrusión lateral dentro de la atmósfera para formar una región de sombrilla, la base de esta región está definida por el nivel de densidad neutral. La altura (H_B) es la altura donde la pluma ascendente tiene la misma densidad que la atmósfera que la rodea. La cima de esta región (altura H_T) está controlada por el momento de la columna a la altura H_B , que causa que la columna se levante considerablemente arriba de H_B . La relación típica $(H_T - H_B) / H_T$ está entre 0.25 hasta 0.3 (Figura IV.4). Bajo situaciones estables puede ocurrir poca entrada de aire sobre H_B pero la continuidad demanda que la nube fluya lateralmente en forma radial. Los clastos que entran a la región de sombrilla serán transportados lateralmente por el flujo en grandes columnas, las velocidades pueden ser grandes y el transporte lateral substancial debido también a la influencia de los vientos. El rango máximo alcanzado por un clasto de un determinado tamaño y densidad está determinado por los movimientos en esta región (Carey y Sparks, 1986).

Tipos

Las erupciones volcánicas y fases eruptivas se clasifican de acuerdo a diferentes criterios cualitativos; y en algunos casos, tienen nombres de volcanes donde ha ocurrido un cierto comportamiento eruptivo. El estilo eruptivo de un cierto volcán puede variar en un corto intervalo de tiempo durante la erupción, asimismo, un volcán puede presentar diferentes estilos eruptivos a lo largo de su vida. Walker (1973a) hace una clasificación de acuerdo a datos obtenidos en el campo y en el laboratorio, así como de observaciones directas de los depósitos de caída, en función del grado de fragmentación y del área de dispersión. Define el área de dispersión como el área incluida por la isopaca de espesor máximo 0.01 y al grado de fragmentación (F%) como el porcentaje del material menor a 1 milímetro o como el punto donde la isopaca de espesor máximo 0.1 cruza el eje de dispersión (Figura IV.1).

Hawaiano y Estromboliano

Los depósitos de este tipo son producto de erupciones y explosiones tranquilas de magmas basálticos o casi basálticos que eyectan escorias y plastas que comúnmente se encuentran acompañados de efusión de lavas. Las fuentes para este tipo de eventos pueden ser fisuras o conductos sencillos aunque la actividad para las fisuras se suele localizar rápidamente en algunos puntos, las características de este tipo de erupciones se resumen en la (Figura IV.5). Walker (1973a), diferencia a estos dos tipos de volcanismo diciendo que las erupciones hawaianas tienen actividad efusiva basáltica con baja explosividad, una dispersión menor a 0.05 kilómetros² y con un índice de explosividad muy bajo mientras que las de tipo estromboliano tienen una explosividad un poco mayor y una dispersión mayor a 0.05 kilómetros². La actividad estromboliana es intermitente y de magmas más viscosos, los productos piroclásticos consisten en bombas, escorias y cenizas con una dispersión mayor y mayor abundancia de tefra de tamaño fino (Fisher and Schmincke 1984), por su parte las erupciones hawaianas presentan muchos acnelitos que son materiales juveniles con superficies lisas y tefra formada a partir de spray de lava solidificado (cabellos y lágrimas de Peleé).

El mecanismo en las erupciones Hawaianas es esencialmente de fuentes de lava, formadas por borbotones de magmas casi continuos. En las estrombolianas, las erupciones consisten de una serie de explosiones diferentes separadas por períodos de menos de 0.1 segundos a varias horas, estas explosiones se piensa que se dan en el momento en que una o varias burbujas grandes de gas estallan en la superficie del magma en la fuente.

Características de las partículas y de los depósitos		Procesos eruptivos y de transporte
Composición de la Roca: Basáltica	indica →	Bajo contenido de volátiles magmáticos, alta difusividad, baja viscosidad del magma
Clastos: Vesiculares Pequeñas partículas vítreas a bombas de forma aerodinámica La taquilita es común Escoria y pómez Fragmentos accidentales son raros Amplio rango, desde spatter soldado a escoria sin soldar y capas de pómez	indica →	Transporte balístico, columnas eruptivas bajas
Tamaño de grano: Moderado; grandes bloques o bombas y ceniza fina es rara	indica →	Fragmentación debido a la expansión de grandes burbujas y bolsas de gas; tiempo de residencia corto en el sistema de transporte que previene el desgaste
Clasificación: Buena a muy buena	indica →	Producción insignificante de partículas de tamaño ceniza
Estructuras: Estratificación masiva; estratificación no muy bien definida denotada por cambios en los tamaños; alineamiento de partículas fluidas por deformación	indica →	Acumulaciones cercanas a la fuente; partículas altamente fluidas; alta temperatura
Volumen: Pequeño (< 1km ³)	indica →	Cámaras magmáticas pequeñas
Geometría: Conos de escoria y de platas	indica →	Transporte balístico, fuentes de lava; columnas eruptivas bajas
Alteración fumarólica y pipes: Alteración común cercana a la fuente	indica →	Temperaturas deposicionales altas de componentes incompletamente desgaseados
Soldamiento: En algunos casos es común	indica →	Altas temperaturas (> ca. 1000 C) y tiempo bajo de residencia en tránsito; fuentes de lava
Asociaciones: Con flujos de lava	indica →	Alta tasa de erupción que lleva a un soldamiento completo desde las fuentes de lava y la generación de flujos de lava.

Figura IV.5 Principales características de las erupciones de tipo hawaiano y de tipo estromboliano. (Fisher and Schmincke, 1984.)

Tamaño (mm)	Piroclasto	Depósito piroclástico		
		Tefra sin consolidar	Roca piroclástica consolidada	
256	grueso ----- fino	bloque, bomba	aglomerado, estrato de bombas o bloques, o tefra de bloques o bombas	aglomerado, brecha piroclástica de bloques o bombas
64	-----	lapilli	estrato o capa de lapilli, o tefra de lapilli	toba o brecha de lapilli
2	-----		ceniza gruesa	toba gruesa
1/16	grueso ----- fino	ceniza	ceniza fina	toba fina

Figura IV.6 Clasificación Granulométrica de los Piroclastos; se muestran los tamaños, nombres y depósitos piroclásticos que forman. (Fisher and Schmincke, 1984), (Cas, 1987).

Pliniano

Los depósitos de caída plinianos son productos de erupciones muy explosivas de magmas altamente viscosos de tipo félsico. Se presentan capas de pómez con una distribución muy amplia derivada de una columna eruptiva alta que resulta de una erupción voluminosa rica en gases con un alto índice eruptivo. Son, esencialmente, eventos relativamente continuos de alta energía en donde un flujo continuo y turbulento de gas y magma fragmentado se libera a la atmósfera a través de un conducto. La alta velocidad de eyección resulta en una columna eruptiva alta que forma depósitos casi homogéneos y prácticamente sin estratificación interna, predominantemente compuestos de pómez. El grado de fragmentación (F%) es relativamente bajo.

Subpliniano

Se asemejan a los depósitos plinianos pero tienen una distribución menor (5 y 500 km²) según Walker (1973a). Los mecanismos y dinámica son los mismos que en los plinianos pero en menor escala.

Ultrapliniano

Depósitos plinianos con una distribución extrema en los que la columna eruptiva alcanza alturas muy grandes.

Vulcaniano

Son depósitos delgados de poco volumen (<1km³), estratificados, de ceniza que contiene grandes bloques y bombas cercanas a la fuente. Son de composición intermedia (basáltico-andesítico, andesítico, dacítico). La actividad se da como explosiones discretas a intervalos de 10 minutos a horas (Cas, 1987) que producen una serie de columnas eruptivas entre 5 y 10 kilómetros de altura. Tienen una dispersión grande pero son de grano fino. En general el material es en su mayor parte accesorio o cognado. Se pueden dar flujos piroclásticos de pequeño volumen. Fisher y Schmincke (1984), considera a las erupciones vulcanianas como erupciones explosivas caracterizadas por la interacción agua-magma. Esta interacción produce el calentamiento y la evaporación del agua del subsuelo, sin que esta sea una mezcla violenta como en el caso de las erupciones freatomagmáticas. Hace que se acumule la presión hasta que la capa superior falle haciendo que el material sea eyectado verticalmente a velocidades de hasta 200 m/s.

Surtseyano y Freatopliniano

Se usan para describir depósitos de caída resultantes de erupciones en el mar, en un lago o por el contacto con el agua del subsuelo. Presentan un grado de fragmentación extrema debido a la interacción explosiva y violenta entre el agua y el magma. Walker (1973a) las diferencia con base en la dispersión, teniendo en las Surtseyanas una dispersión moderada mientras que las freatoplinianas presentan una dispersión muy grande. Se asocian generalmente a magmas de composiciones específicas, basálticas para las surtseyanas y riolíticas para las freatoplinianas, aunque dadas las condiciones necesarias, cualquier magma puede producir la dispersión y fragmentación que definen a estos dos tipos.

Surtseyanas, (Walker, 1973a) es el depósito resultante de una erupción basáltica en el mar o lago que produce un anillo de ceniza con un grado de fragmentación alto y dispersión moderada. Kokelaar (1982) menciona que una verdadera erupción surtseyana es cuando el agua inunda la parte superior de una fuente abierta, mientras que cuando es debido a agua del subsuelo es una erupción freatomagmática verdadera. Los depósitos son muy finos y laminados debido a varias explosiones cortas.

Freatoplinianas: Caracterizadas por amplia dispersión debido a una columna eruptiva muy alta. Los depósitos son muy finos y pueden estar laminados.

En ambos casos se puede formar lapilli acrecional y encontrarse interestratificados con oleadas (surges) basales. El mecanismo de fragmentación es tanto por exsolución de volátiles en el magma (en una primera etapa) como por la eficiencia en la mezcla entre agua y magma (en una segunda etapa) es decir, por fragmentación hidrovulcánica.

Freático

Son explosiones de vapor dentro de la roca encajonante debidas a una fuente magmática de calor.

Productos Piroclásticos y Caracterización de los Depósitos

Los depósitos piroclásticos están compuestos de piroclastos que son cualquier fragmento liberado en una erupción volcánica. Pueden tener un amplio rango de tamaños sin depender de su origen (Figura IV.6). El término tefra es un termino colectivo para todos los depósitos piroclásticos sin importar el tamaño. El material expelido puede ser de 3 tipos: juvenil, cognado y accidental.

Material juvenil: es el derivado directamente del magma eruptado y consiste de partículas densas o infladas de material fundido que se ha enfriado o de cristales que estaban en el magma previamente a la erupción.

Material cognado: es el derivado de rocas volcánicas fragmentadas comagmáticas de erupciones previas del mismo volcán.

Materiales accidentales: son los derivados del basamento subvolcánico y por lo tanto pueden ser de cualquier composición.

A su vez pueden contener cristales, líticos y fragmentos vítreos. Hay que hacer una diferencia entre pómez y escoria. La pómez es un producto común de erupciones magmáticas explosivas de magmas silíceos a intermedios, es de color claro, muy vesicular y comúnmente flota en el agua; la pared de las burbujas consiste de vidrio translúcido. La escoria es producto de erupciones magmáticas de magmas máficos, son de color oscuro, vesiculares pero no flotan en el agua; están compuestas de taquilita (vidrio color oscuro, casi opaco debido al óxido de hierro microcristalino). Los acnelitos (shards) son partículas vítreas angulares de tamaño ceniza resultantes de la fragmentación explosiva de las paredes de las vesículas, derivados de magmas silíceos. Su contra parte máfica son las lágrimas y cabellos de Peleé.

Además de los productos arriba mencionados también se puede formar lapilli acrecional que es el lapilli que se forma como agregados húmedos de ceniza en las nubes eruptivas, debido

a lluvia que atraviesa nubes secas eruptivas; lapilli acorazado (armored) que se forma cuando ceniza húmeda se pega alrededor de un núcleo sólido (cristal, pómez, líticos) durante erupciones hidroclásticas; brechas volcánicas que son cualquier roca volcánica compuesta predominantemente por partículas volcánicas angulosas mayores a 2 milímetros; bombas volcánicas que se clasifican de acuerdo a su forma, si tienen bordes de lava rodeando centros de material cognado o accidental se denominan bombas acorazadas; platas (spatter): que son bombas basálticas, formadas por material fundido casi en su totalidad que se soldan rápidamente al impactarse.

Muchas características estructurales son útiles para la interpretación e identificación de los piroclastos (Figura IV.7).

Estructuras

Estrato piroclástico (pyroclastic bed):

Se puede definir como estrato a una capa mayor a 1 centímetro de espesor, mientras que las laminaciones son menores a 1 centímetro. Una secuencia de estratos con estructura interna, textura o composición distintiva que los diferencian de otras capas superiores o inferiores se denominan unidades de estratificación. Se pueden definir dentro de un estrato dos o más sub-unidades dependiendo de las características que presenten (p. ej. estratificación interna). Las distintas unidades de estratificación se deben a diferentes condiciones en el sitio de la erupción o durante su transporte por lo que tienen una importancia genética. Una co-unidad se define en base a similitudes a mayor escala y pueden incluir más de una unidad. (Figura IV.8).

Estratificación gradada :

Se debe a cambios verticales progresivos en el tamaño o densidad de las partículas.

Estratificación gradada normal: disminución hacia arriba en el tamaño o densidad de las partículas dentro de un estrato.

Estratificación gradada invertida: incremento hacia arriba en el tamaño o densidad de las partículas, comúnmente es invertida en una pequeña zona de la base del estrato, transformándose a normal para las partes superiores.

Estratificación gradada simétrica: puede ser inversa a normal o viceversa.

Estratificación gradada sencilla: solo hay una gradación en el estrato.

Estratificación gradada múltiple: más de una capa gradada dentro del estrato.

Estratificación cruzada :

Estratificación interna que presenta un ángulo con los contactos del "bed" en el que ocurre, o, estratificación de "beds" que se encuentran en un ángulo con toda la estratificación de varios "beds" contiguos. Se desarrolla por el movimiento de granos a través de una superficie, llevados por corrientes de agua o aire y desarrollan "ripples" y dunas de varios tamaños.

	Característica	Depósitos en los que son características
Geometría general de los depósitos	<i>Distribución areal</i> 1. Forma de abanico o lobulada 2. Relleno de valle	Caída y flujo piroclástico Flujo piroclástico
	<i>Distribución vertical</i> 1. Cuña (en dirección del transporte) 2. Lenticular (perpendicular al transporte) 3. Perfil del valle	Caída y flujo piroclástico Caída y flujo piroclástico Flujo piroclástico
Estratificación primaria	<i>Relaciones entre las superficies superior e inferior</i> 1. Techo plano, base sigue la topografía 2. Techo paralelo a la base	Flujo piroclástico Caída y flujo piroclástico de meseta
	<i>Relaciones basales</i> 1. Cubriendo obstáculos 2. Estructuras en el lado de barlovento de los obstáculos	Caída Flujo piroclástico
	<i>Estructuras internas</i> 1. Estratificación gradada 2. Estratificación cruzada 3. Estratificación masiva 4. Imbricación	Caída y flujo piroclástico Oleada piroclástica Flujo piroclástico Flujo piroclástico
	<i>Forma de los estratos</i> 1. Planos 2. Antiduna 3. "Chute-and-pool"	Oleada piroclástica Oleada piroclástica Oleada piroclástica
Estructuras post-deposicionales	<i>Estructuras en las superficie superior</i> 1. "Bedding sags" 2. Estratificación convoluta 3. Marcas de carga y "bedding sags" 4. Fracturas de lodo 5. "Rills"	Oleada basal Oleada basal Oleada basal Oleada basal Oleada basal

Figura IV.7 Algunas características estructurales de los depósitos piroclásticos. Nota: Flujo piroclástico se refiere tanto a flujos piroclásticos fríos y calientes como a lahares. (Fisher and Schmincke, 1984).

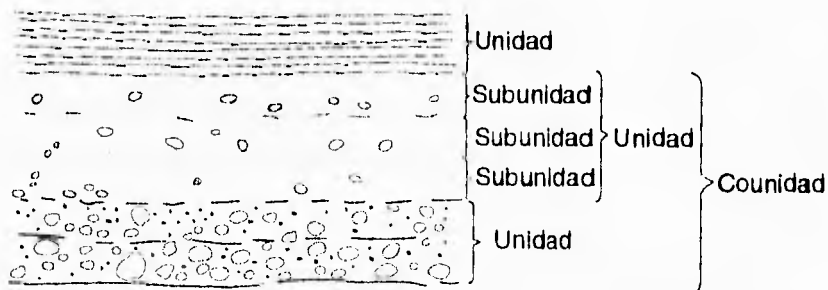


Figura IV.8 Terminología de unidades, subunidades, y coudades, útiles para designar secuencias piroclásticas verticales esencialmente continuas. (Fisher and Schmincke, 1984).

Estratificación masiva :

Estratos gruesos sin laminaciones internas visibles o manifestaciones obvias de organización de fragmentos. Parecen ser homogéneos y comúnmente mal clasificados. Pueden consistir en material de tamaño ceniza predominantemente, pero comúnmente contienen lapilli y bloques diseminados irregularmente en una matriz de ceniza.

Imbricación :

Alineamiento de fragmentos individuales o bandas de fragmentos dentro de una estrato sin estructura (alignment bedding). "Orientation bedding" es un grupo de fragmentos tabulares o planos orientados aproximadamente paralela a los contactos (fábrica anisotrópica). La imbricación es raramente continua en grandes distancias.

Estructuras de deformación penecontemporáneas:

Estructuras internas y externas formadas anteriormente a la consolidación del material.

Textura:

Se refiere al tamaño, a la forma, a la fábrica y al empaque.

Tamaño:

Tamaño absoluto: está determinado por los procesos explosivos, vesiculación, tipo y longitud de transporte.

Distribución por tamaños: determinada por como fueron transportados y depositados los fragmentos. La distribución areal de tamaños máximos sirve para: calcular la energía de la erupción, dirección a la fuente, idea de la capacidad de transporte del sistema; y la distribución por tamaños sirve para determinar la hidrodinámica de los procesos de flujo, como se transporta y depositan las partículas y los diferentes tipos de transporte, dirección de transporte y ambiente de depósito

Forma y redondeamiento:

Está determinado por la abrasión y la fragmentación durante la extrusión y el transporte. La forma está definida por las longitudes relativas de las partículas y su angulosidad. Los fragmentos piroclásticos tienden a ser equidimensionales o algo elongados. El redondeamiento es más importante que la forma para interpretar la historia del transporte. Algunos fragmentos se redondean durante la eyección repetitiva y regreso a la fuente y otros por tensión superficial. Los fragmentos de pómez en flujos piroclásticos están mejor redondeados que en los depósitos de caída.

Fábrica:

Está determinada casi exclusivamente por la mecánica deposicional, con excepción del aplanamiento de los "shards" y pómez durante el soldamiento de flujos piroclásticos o depósitos de caída. Se define fábrica como la orientación o falta de orientación de un fragmento.

Fábrica de deposición: formada en el momento de la depositación.

Fábrica de deformación: producida por esfuerzos externos.

Fábrica isotrópica: orientación es al azar.

Fábrica anisotrópica: fragmentos presentan una orientación preferencial.

Empaque:

Es el espaciado o densidad de patrón de los fragmentos.

Características de la Tefra de caída

Las formas de transporte para la tefra de caída son: 1) trayectoria balística y 2) suspensión turbulenta. La tefra que cae de la atmósfera a la tierra se llama tefra de caída subaérea mientras que la que se deposita en el agua se llama subacuosa. Las capas de ceniza con una amplia distribución son muy buenos horizontes estratigráficos ya que se depositan en un período de tiempo corto. Tres valores frontera dominantes de la velocidad de asentamiento para un conjunto de condiciones dadas afectan la distribución y clasificación de tefra subaérea: 1) Los fragmentos con velocidades de asentamiento grande siguen trayectorias balísticas que son poco afectadas por el viento y por la nube eruptiva en expansión; 2) partículas suspendidas por turbulencia en la nube eruptiva pero muy pesadas para ser trasladadas por los vientos atmosféricos y; 3) aquellas partículas tan livianas que pueden ser suspendidas por el viento. La clasificación de la tefra ya sea por tamaño o densidad es raramente perfecta; sin embargo, el tamaño máximo de las partículas y sus coeficientes de clasificación decrecen de manera general conforme la distancia a la fuente crece.

Componentes:

La tefra de caída se compone de tres elementos principales: 1) cristales, 2) líticos o fragmentos vítreos densos, 3) pómez. Cerca de la fuente, los depósitos de tefra de caída balística consisten de lapilli (vesicular a denso) con cantidades menores de ceniza y con una proporción de bloques y bombas alta. Hacia la fuente se vuelven más soldadas y pueden gradar a aglutinados.

Distribución areal:

Las capas de tefra de caída tienen dos patrones extremos con muchas variaciones: patrones circulares de columnas eruptivas bajas durante vientos en calma y patrones elípticos o en abanico de columnas altas que se encuentran con vientos fuertes unidireccionales. Tienden a formar cuñas suaves que simétricamente se van desvaneciendo a lo largo de un eje y se definen mejor por un mapa de isopacas construido con base en numerosas mediciones de espesores. Se infiere que la fuente se encuentra dentro del contorno máximo de espesor, pero el máximo puede estar desplazado en dirección del viento o puede haber más de un máximo.

Volumen:

Se puede estimar fácilmente por medio de los mapas de isopacas. Los datos de volumen sirven para estimar volúmenes de cámaras magmáticas y calcular la energía de la erupción para así construir escalas de intensidad y magnitud de una erupción.

Estructuras:

Estratificación: en general, la estratificación en depósitos de caída cercanos a la fuente consiste de capas gradacionales alternando de grano grueso a fino, sin planos de estratificación bien definidos. Esto depende de la duración y fluctuaciones en la energía de la erupción, volumen y

tasa de descarga de tefra, dirección y fuerza de los vientos y el intervalo de tiempo entre erupciones, durante los cuales puede haber erosión o intemperismo.

Estratificación en manto: comúnmente la tefra de caída cubre todo excepto pendientes mayores a 25° - 30° como si fuera una manta, esto es característico de la tefra de caída. El aire, el agua y la gravedad inmediatamente empiezan la remoción de material hacia las áreas bajas. La tasa de remoción depende del agente de transporte, del tamaño y la forma de las partículas, del ángulo de la pendiente, de la tasa de deposición, de la cantidad y tipo de vegetación y del clima.

Estratificación gradada: se supondría que partículas que caen de la atmósfera formarían capas gradadas (densidad o tamaño) con las partículas de mayor tamaño y más pesadas en la base; pero muchos factores alteran esto, como son, las fluctuaciones en la energía de la columna, la dirección y la fuerza del viento, las turbulencias en la columna eruptiva y la lluvia. Conforme se aleja de la fuente y el transporte de partículas es por el viento más que por fluctuaciones en la energía de la columna, la gradación normal es más común.

Orientación: La orientación de las partículas en los depósitos de caída es generalmente isotrópica.

Parámetros de tamaño:

Tamaños máximos: los diámetros máximos de los fragmentos líticos y pumíticos de los depósitos de caída se han usado para inferir la ubicación de la fuente, la energía volcánica relativa, la inclinación de la columna eruptiva y la dirección del viento. La media aritmética de cada conjunto de mediciones de tamaño máximo de pómez hechas en el campo se grafica como un mapa de isopleas. El tamaño máximo de líticos es aproximadamente la mitad del de las pómez en el mismo afloramiento dependiendo de sus densidades relativas; se observa un decrecimiento exponencial en el diámetro máximo de los dos tipos de partículas conforme se alejan de la fuente. Los patrones de distribución de isopleas que difieren de los de isopacas, se pueden deber a cambios direccionales del viento a diferentes altitudes o a columnas eruptivas inclinadas.

Diámetro medio: este decrece exponencialmente (en forma general) conforme la distancia a la fuente aumenta, pero en detalle, es raramente sistemático.

Clasificación: es importante para distinguir los depósitos de caída de los depósitos de flujos piroclásticos. Esta mejora conforme a la distancia. Muchas variaciones en las partes cercanas a la fuente se deben a las diferencias entre pómez, cristales y líticos. Otro factor que influye en la clasificación es el incremento relativo en la densidad de las pómez con el decrecimiento en tamaño, por lo que a tamaños pequeños las densidades del vidrio, líticos y cristales son similares.

Fraccionamiento eólico: se debe a diferencias en las velocidades de asentamiento entre cristales y vidrio debido a las diferencias en densidades, resultando que las menos densas suban más y por lo tanto serán acarreadas más lejos por el viento. Hay que distinguir entre: diferenciación eólica (cambios químicos con la distancia) y fraccionamiento eólico ya que diferentes tipos de componentes en un sistema se pueden fraccionar unos con respecto a otros.

IV.1.5 FACIES VOLCANICAS

La vulcanología se ha visto beneficiada en los últimos años por la sedimentología, particularmente, con el concepto de facies, el cuál ha sido usado para identificar características particulares de las rocas volcánicas, que nos llevan a su interpretación, procesos de deposición y ambientes deposicionales. Los tipos de rocas en terrenos volcánicos se pueden subdividir en 4 grandes grupos: lavas, piroclastos, autoclastos y epiclastos (Cas, 1987). Las lavas tienen una geometría, una morfología, una estructura interna, una movilidad y un flujo variable que se puede atribuir a las variaciones en las propiedades físicas y químicas de los magmas. Las rocas piroclásticas se pueden subdividir en depósitos de caída, de flujo y de oleadas piroclásticas (surges). Las rocas autoclasticas son rocas de origen no explosivo que se originan del enfriamiento del magma en contacto con el agua o por el brechamiento en un flujo de lava. Los epiclastos son materiales volcánicos redepositados.

Las relaciones estratigráficas en los terrenos volcánicos son, en general, complejas y para el entendimiento de éstas y sus sucesiones es necesario tomar en cuenta la existencia de diferentes centros volcánicos, sus características distintivas y estratigráficas, así como el ambiente tectónico en el que ocurre el volcanismo.

Una facies es un cuerpo o un intervalo de roca o sedimentos que tienen una característica única definible que las distingue de otras facies o intervalos de roca o sedimentos. Estas características pueden ser composicionales o texturales, o pueden estar basadas en estructuras sedimentarias o fósiles. Una facies es por lo tanto, el producto de una serie de condiciones físicas, químicas y biológicas únicas en el ambiente deposicional.

Selley (1978), hace medición de 5 caracteres esenciales de las facies que son: geometría, litología, estructuras sedimentarias, paleocorrientes o patrones de movimientos de sedimentos, y fósiles. La geometría describe la forma tridimensional de una facies y de sus componentes. La litología presenta tres aspectos: constituyentes físicos, composición y textura. Las estructuras sedimentarias se producen antes, durante y después de la deposición por lo que son muy importantes ya que reflejan las condiciones deposicionales y el modo de transporte y de deposición. Los patrones de movimiento de sedimentos se pueden usar para reconstruir la paleogeografía. Los fósiles son indicadores de paleoambientes.

Una vez que se han determinado y descrito las facies individualmente, es necesario establecer una relación entre ellas, para evaluar hasta que punto están genéticamente relacionadas. Hay que considerar las relaciones espaciales y temporales entre las facies.

Fisher y Schmincke (1984) definen como unidad eruptiva a un depósito de material volcánico producido durante una erupción o durante una fase eruptiva. Una acumulación de material volcánico que comprende una unidad cartografiable y definida como una formación estratigráfica puede incluir varias unidades eruptivas, y, en muchos casos, los flujos de lava individuales pueden considerarse como unidades eruptivas.

Facies Volcánicas:

IV.1.5.1 Basadas en la Posición con Respecto a la Fuente

Proximales (flujos de lava y escombros piroclásticos).

Intermedias (rocas alrededor del centro volcánico y conos producidas por procesos de caída, flujos piroclásticos, flujos de lava y fragmentos retrabajados; con la distancia hay mayor cantidad de piroclastos resedimentados y epiclastos).

Distales (depósitos de caída lejanos).

Caldera (se deben al colapso de una caldera; dan lugar a variedades especiales de facies proximales y distales)

IV.1.5.2 Basadas en la Composición Primaria

Composicionales: consisten de asociaciones de rocas volcánicas química y petrológicamente relacionadas que son esencialmente equivalentes en el tiempo, pero pueden estar separadas en el espacio; se caracterizan en términos de series magmáticas.

Petrofacies: se usan para establecer relaciones estratigráficas burdas en áreas con estructuras complejas, especialmente con rocas piroclásticas y epiclásticas

IV.1.6 COLAPSO ESTRUCTURAL

Los depósitos de avalancha de escombros (DAD) son producidos por el colapso estructural de una parte del edificio volcánico (Ui, *et al.*, 1986). Geomorfológicamente están caracterizados por una topografía "hummocky" con numerosos montículos y depresiones cerrados, no tienen una tendencia predominante de alineamiento aunque pueden presentar un alineamiento del eje mayor en dirección a la fuente, forman pendientes fuertes en la margen distal, se forman "levees" en ambos lados y algo muy importante es la forma de herradura del área fuente (Ui, 1989; Siebert, 1984). El área fuente presenta una depresión con una profundidad mayor relativa a la longitud, con paredes altas y el fondo con una pendiente muy baja, en el perfil se nota un cambio de pendiente brusca entre el fondo y las paredes. Los "hummocks" tienden a aparecer en grupos y son de forma elíptica u oval, generalmente los "hummocks" más grandes se encuentran cercanos al eje del depósito disminuyendo hacia las márgenes, mientras que la densidad de colinas puede incrementar hacia las márgenes .

Texturalmente es una mezcla de escombros con muy mala clasificación en el que el constituyente principal es el material lítico del volcán. Son de grano grueso y se presentan megabloques que pueden ser transportados a grandes distancias. Existe la presencia de grandes bloques de composición homogénea rodeados de fragmentos molidos (que conforman la matriz) de composición similar, puede haber contactos muy bien definidos con bloques y/o matriz de otras composiciones debido a una mezcla incompleta de los elementos. Se presenta un patrón de fracturas en "rompecabezas". La fragmentación de los bloques incrementa conforme la distancia. Se pueden encontrar segmentos del cono anterior que contengan unidades estratificadas sin consolidar, reteniendo la estratificación primitiva. El agua no juega un papel importante en el emplazamiento debido a que no es la fase continua. Al adquirir agua y segregarse pueden pasar, en algunas partes, gradualmente a lahares.

Los factores que pueden contribuir a un colapso estructural del edificio volcánico son diversos, entre ellos se pueden mencionar:

- ajustes gravitacionales que llevan al asentamiento del cono, con la consiguiente deformación en la base del mismo.

- rompimiento y deslizamiento a lo largo de fallas.
- acumulación de gran cantidad de material volcánico alrededor de la fuente resultando en una falla de un segmento del cono debido a un temblor o a una erupción explosiva.
- falla mecánica del edificio volcánico.
- pendientes fuertes (mayores a 20°).
- temblor de alta magnitud.
- dilatación por intrusión de una serie de diques paralelos.
- alteración hidrotermal que debilite el cono.
- migración de la fuente paralelamente al eje de la avalancha.
- reducción en el aguante del edificio debido a saturación de aguas hidrotermales.

Los DAD presentan dos facies principales: Facies de Bloques (proximales) y Facies de Matriz (distales). En las facies de bloques se tiene un material relativamente coherente, sin consolidar, con fragmentos derivados del volcán fuente; se preserva la estructura interna original pero esta puede encontrarse deformada, afallada o fracturada. Se encuentra una mayor cantidad de fracturas en rompecabezas debido al mayor tamaño de los bloques, el porcentaje de matriz es pequeño, los clastos son angulosos, y se encuentran marcas de percusión sólo en la unión de dos fracturas. En las facies de matriz se tiene material sin clasificar y sin estratificar de varios clastos volcánicos o de clastos tomados del suelo durante el movimiento, los clastos pueden estar ligeramente pulidos, y se encuentran más redondos. No se da una mezcla completa de todos los materiales y las fracturas en rompecabezas van siendo cada vez menor. El tamaño de los clastos es menor y aumenta el contenido de matriz.

Se pueden dividir en dos tipos principales: Bandai y Bezymianny. Los de tipo Bandai, se caracterizan por no tener una componente magmática, es decir, que no se tienen evidencias de una actividad magmática durante, ni posterior a su generación ni existe actividad volcánica precursora. Los de tipo Bezymianny presentan actividad sísmica y se tiene una componente magmática. Se asocian a explosiones dirigidas seguidas de erupciones plinianas, por lo que hay depósitos en la superficie de la avalancha. La actividad volcánica posterior culmina con pequeñas erupciones y/o la construcción de un domo.

Estos depósitos se diferencian de los lahares, en que los lahares, aunque tienen texturas internas similares a los DAD en sus facies de matriz no presentan hummocks, su superficie relativamente plana, los clastos mayores están rodeados de material fino con varios tipos de clastos mezclados, los bloques se concentran hacia la parte superior formando estratificación gradada inversa. Se diferencian de los depósitos de nubes ardientes en que, en estas la superficie es plana y presentan un patrón regular ondulante, los fragmentos son juveniles densos y el depósito es masivo. De las morrenas glaciares en que la forma de las morrenas terminales es similar pero no se tiene una mezcla de clastos, algunas partes son similares en textura y estructuras internas a las facies de matriz, no hay bloques fracturados, y los clastos presentan caras pulidas y con estrías.

La frecuencia, de este tipo de eventos se estima que es de 4 eventos por cada 100 años mundialmente. Están precedidos por largos períodos de reposo.

IV.1.7 PELIGROS Y RIESGOS VOLCANICOS

La diferencia entre peligro volcánico y riesgo volcánico reside en que un peligro se basa en la probabilidad de que un área determinada se vea afectada por productos o procesos volcánicos potencialmente destructivos en un intervalo dado de tiempo. Riesgo es la posibilidad de

pérdidas humanas, propiedades, capacidad productiva, etc., dentro de un área determinada sujeta a los peligros. Para evaluar el riesgo hay que considerar el costo, la vulnerabilidad y el peligro de un área determinada; en el costo se puede incluir el número de vidas humanas, las propiedades, la infraestructura y la capacidad productiva, mientras que la vulnerabilidad es una medida (en %) de la proporción del costo susceptible a ser perdido en un evento dado (Tilling, 1993).

IV.2 MAPA DE ISOPACAS

El mapa de isopacas representa la distribución espacial de los productos piroclásticos, como resultado de una erupción volcánica explosiva. Cada curva representa el límite para un determinado espesor.

Del mapa de isopacas podemos conocer:

- a) El volumen de material piroclástico lanzado durante una erupción.
- b) La dirección preferencial de los vientos al momento de la erupción y así poder determinar los riesgos y peligros volcánicos.

Para los depósitos de caída de la erupción del Xictle, se realizaron 3 mapas de isopacas, uno por cada unidad de caída reconocida en todas las trincheras en las que se observó el depósito completo. En la Figura IV.9 se presentan las columnas estratigráficas de las trincheras excavadas sobre el eje de dispersión y en ellas se correlacionan estas tres unidades. La figura IV. 10 presenta los mapas de isopacas obtenidos en este estudio.

Para las unidades de caída 1 y 2 se reconoció el espesor total en todas las trincheras y se puede observar que el comportamiento de las curvas es muy parecido. Para la unidad 3 se reconoció el espesor en las trincheras más alejadas, sin embargo, el comportamiento de las curvas trazadas es muy similar al de las 2 secuencias anteriores, por lo que se hizo una extrapolación de las curvas quedando el mapa que se presenta.

Una vez trazados los mapas de isopacas, se hizo la determinación de volúmenes y comportamiento de los vientos.

IV.2.1 CALCULO DE LOS VOLUMENES

Para este cálculo se utilizó el método de Pyle (1989), basado en el hecho de que varios parámetros de los depósitos de caída de tefra, como el espesor, decrecen en forma lineal cuando el logaritmo de dicho parámetro es graficado contra la distancia. Esto implica que el decremento en espesor sigue las leyes del decaimiento exponencial. De esta forma, Pyle propone una nueva forma en el tratamiento de los datos, que consiste en graficar el logaritmo del espesor contra la raíz cuadrada del área de la isopaca. Este método elimina complejidades causadas por la distorsión del contorno de la isopaca debido al viento o a procesos secundarios de engrosamiento del espesor.

Los mapas de isopacas de depósitos de caída pueden ser descritos simplemente en términos del decaimiento exponencial hacia afuera del punto de máximo espesor.

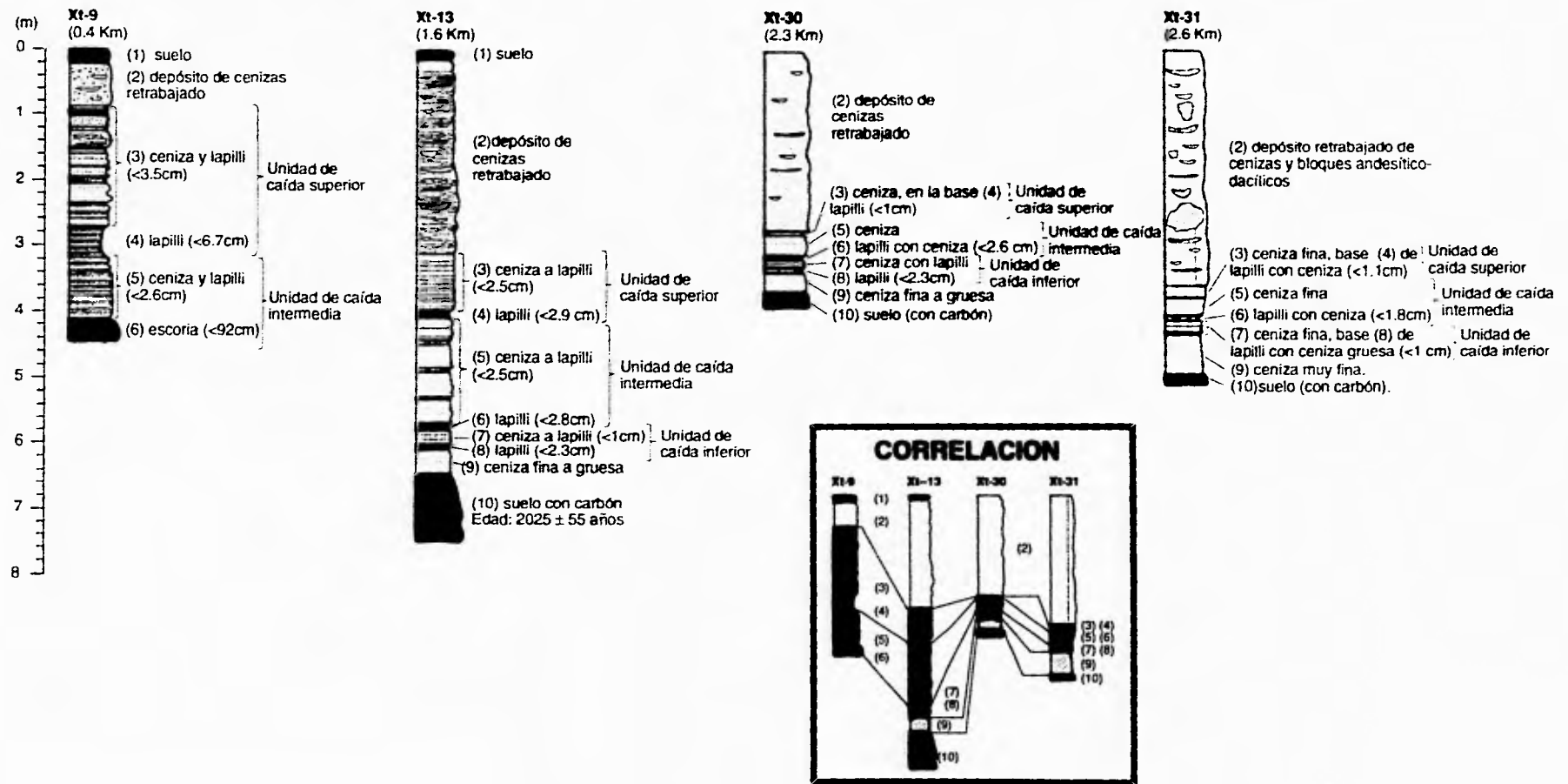


Figura IV.9 Trincheras excavadas a lo largo del eje de dispersión de proclastos del Xicfle en donde se muestran las distintas unidades y la correlación que hay entre estas. La distancia indicada es la distancia entre el cráter del Xicfle y el punto.

La estimación de un simple cono exponencial provee un medio confiable y autoconsistente para la estimación de volúmenes de tefra de caída. El volumen de un depósito de isopacas circulares sería:

$$V = 13.08 T_o bt^2$$

donde V es el volumen total del depósito, T_o es el espesor máximo extrapolado y bt es la distancia a la cual el espesor del depósito se reduce a la mitad y representa la tasa promedio del adelgazamiento para todo el depósito y puede ser calculada de la pendiente de la gráfica antes mencionada.

Como las isopacas en este caso no son circulares se utilizó la solución mas general para isopacas elípticas, la cual es:

$$V = 13.08 T_o bt^2 / \alpha$$

donde α está relacionada con la excentricidad promedio de la isopaca, calculada por:

$$\alpha^2 = Y^2 / X^2$$

donde Y es el eje mayor de la elipse y X es el eje menor.

Con este procedimiento se obtuvieron los siguientes resultados para las 3 unidades reconocidas:

Unidad de Caída superior (Figuras IV.10a y IV.11a)

$$\begin{aligned} bt &= 1.48 \text{ km} & T_o &= 0.002 \text{ km} & \alpha &= 0.5348 \\ V &= 13.08 (2.19) (0.002) / 0.5348 \\ V &= 0.1071 \text{ km}^3 \end{aligned}$$

Unidad de Caída intermedia (Figuras IV.10 y IV.11b)

$$\begin{aligned} bt &= 1.58 \text{ km} & T_o &= 0.0018 \text{ km} & \alpha &= 0.4079 \\ V &= 13.08 (0.0018) (2.496) / 0.4079 \\ V &= 0.1441 \text{ km}^3 \end{aligned}$$

Unidad de Caída inferior (Figuras IV.10c y IV.11c)

$$\begin{aligned} bt &= 1.47 \text{ km} & T_o &= 0.0015 \text{ km} & \alpha &= 0.5116 \\ V &= 13.08 (0.0015) (2.161) / 0.5116 \\ V &= 0.0829 \text{ km}^3 \end{aligned}$$

Volumen del cono

Para el cálculo del volumen del cono se utilizó la fórmula propuesta por Hasenaka y Carmichael (1985):

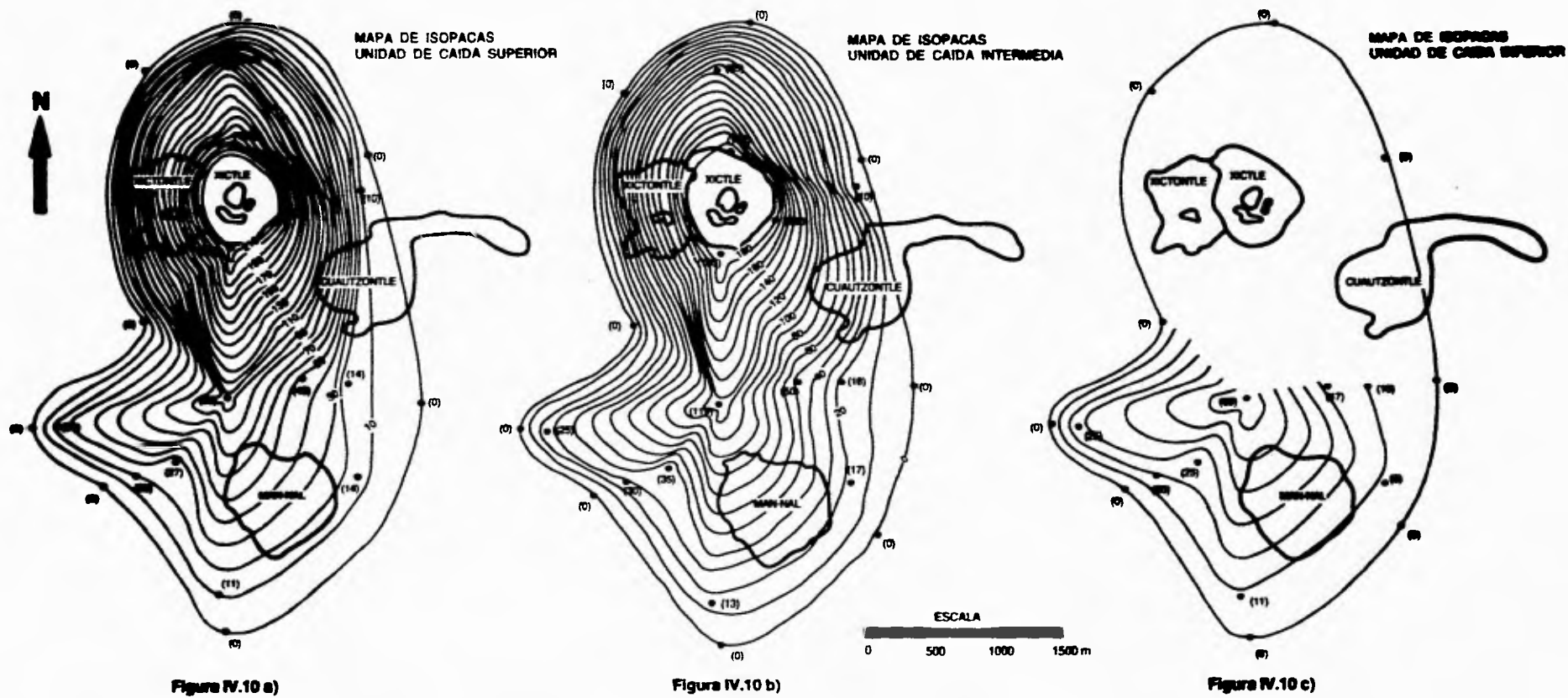


Figura IV.10 a)

Figura IV.10 b)

Figura IV.10 c)

Figura IV.10 Mapas de isopacas. a) Mapa de isopacas para la unidad de caída superior (isopacas en centímetros). b) Mapa de isopacas para la unidad de caída intermedia (isopacas en centímetros) c) Mapa de isopacas para la unidad de caída inferior (isopacas en centímetros).

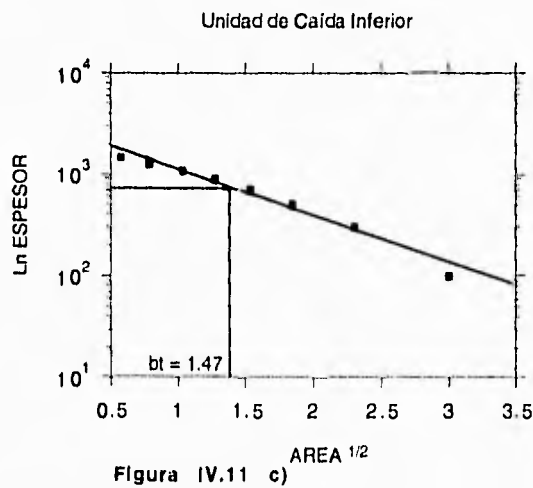
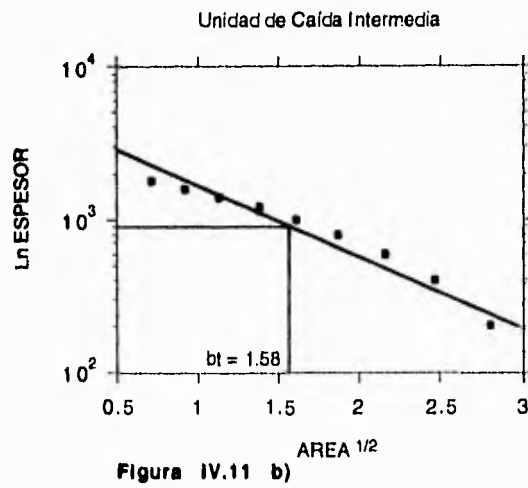
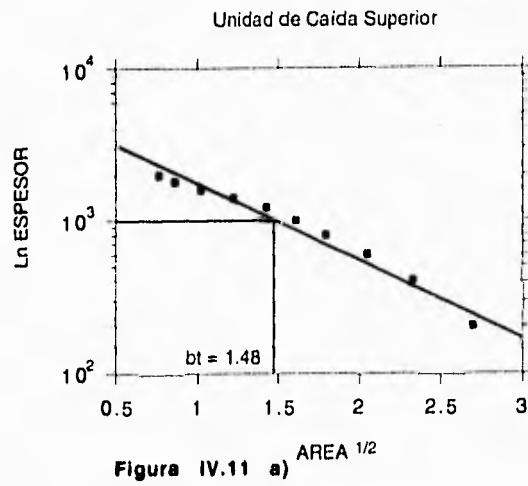


Figura IV.11 Gráficas propuestas por Pyle (1989) para determinar el valor de b_t el cual es necesario para la determinación del volumen del depósito. **a**) Cálculo de b_t para la unidad de caída superior, **b**) para la unidad de caída intermedia y **c**) para la unidad de caída inferior.

$$V = \pi H (AD/2)^2/3$$

donde H es la altura del cono y AD es su diámetro promedio. Así:

$$V = 3.1416(150)(715/2)^2/3$$
$$V = 0.02 \text{ km}^3$$

De esta manera, el cálculo del volumen total del depósito sería la suma de los volúmenes de los 3 depósitos calculados, más el volumen del cono:

$$V_T = 0.1071 + 0.1441 + 0.0829 + 0.02$$
$$V_T = 0.3541 \text{ km}^3$$

Para el cálculo del volumen total de material expedido por un volcán, es necesario convertir el volumen de cenizas en su volumen correspondiente de roca densa.

El factor de conversión es 1/3 debido a que la misma cantidad de material expulsado en forma de cenizas ocupa 3 veces más volumen que aquel expulsado en forma de roca (Cas, 1987)

De esta forma, el volumen de roca densa sería:

$$V_T = 0.12 \text{ km}^3$$

IV.2.2 PATRONES DE VIENTO

De acuerdo al análisis de vientos realizados en el capítulo anterior, observamos que los vientos superficiales (abajo de los 3000 m) tienen una fuerte tendencia N-S, mientras que los vientos de estratos superiores soplan del W y WSW de noviembre a abril y del E (ENE, E y ESE) de mayo a octubre.

Al observar los mapas de isopacas de los 3 depósitos reconocidos, podemos decir que la distribución de las partículas es muy parecida, pudiéndose diferenciar dos tendencias claramente. La primera hacia el sur y la segunda hacia el oeste.

La mayor cantidad de material, en el que se incluye el material grueso, fue desviado hacia el sur por lo que podemos decir que esta dirección fue dada por el patrón de vientos bajos o superficiales ya que los clastos de mayor tamaño difícilmente alcanzan grandes alturas.

Por otro lado, la segunda dirección de vientos, acarreó partículas más pequeñas hacia el oeste, las cuales, en una columna eruptiva, alcanzan las mayores alturas por lo que podemos decir que esta dirección está definida por patrones de viento superiores.

Al comparar el comportamiento de los vientos durante la erupción del Xitle con el comportamiento de los vientos actualmente, nos damos cuenta que son consistentes ya que los vientos superficiales continúan presentando una tendencia N-S en las capas atmosféricas superficiales y una tendencia E-W para las capas superiores con una influencia mayor de los vientos provenientes del Atlántico.

De aquí, podemos afirmar que los vientos en el área no han variado notablemente en los últimos 2,000 años y por ello el análisis de las cenizas del Xitle puede ser utilizado para evaluar los peligros volcánicos para erupciones futuras en el área sur de la Ciudad de México.

IV.3 MAPA DE ISOPLETAS

El mapa de isopletas representa la distribución de los tamaños mayores de clastos en un determinado depósito de caída.

Del mapa de isopletas podemos conocer principalmente la altura de la columna eruptiva y definir de esta forma, el tipo de erupción del Xitle.

De acuerdo con Carey y Sparks (1986), la construcción de el mapa de isopletas surge de las siguientes observaciones:

En cualquier zona dentro de una columna eruptiva existen clastos cuya velocidad terminal de caída es exactamente igual a la velocidad de ascenso de la columna. Comparando estas velocidades de caída con el campo de las velocidades verticales de la columna se construyen envolturas de soporte de clastos, es decir, zonas en las cuales determinados tamaños de clastos son mantenidos dentro de la columna sin que caigan.

La geometría de éstas envolturas tiene un importante control en la caída del material arrojado en la erupción. En la zona convectiva de la columna los lados de la envoltura convergen hacia abajo encerrando una región con la forma de un cono invertido (Figuras IV. 12a y b). Cualquier clasto que abandone ésta zona caerá en regiones con menor velocidad de ascenso y por acción de la gravedad caerá finalmente. Sin embargo, clastos con trayectorias dentro de la envoltura pueden alcanzar la parte superior de la región con forma de sombrilla. Aquí la envoltura se cierra y existe un altura máxima en la cual un clasto puede ser soportado. No obstante, los clastos volverán a caer dentro de la región de soporte a menos que ellos abandonen la envoltura en la esquina donde la región de soporte es más ancha.

Es esta zona ancha el factor determinante para el máximo tamaño de clastos en un determinado depósito de caída, y es con éste máximo tamaño de clastos que se construyen los mapas de isopletas.

Si la velocidad del viento fuera 0 m/s durante la erupción, la forma de las curvas de isopletas sería circular. Este caso sucede en muy contadas ocasiones ya que generalmente el viento tiene velocidades mayores, ocasionando que la forma de las curvas isopletas sea elíptica. Cuando éste caso sucede, al eje mayor de la elipse se le llama rango sobre la dirección del viento (downwind range) y al eje menor, rango perpendicular a la dirección del viento (crosswind range).

El mapa de isopletas que se presenta en la Figura IV.13, se construyó para la unidad intermedia de los depósitos de caída, ya que presentaba los mayores tamaños de clastos y se podía seguir a lo largo de todas las trincheras. Con éste mapa se calculó la altura de la columna eruptiva.

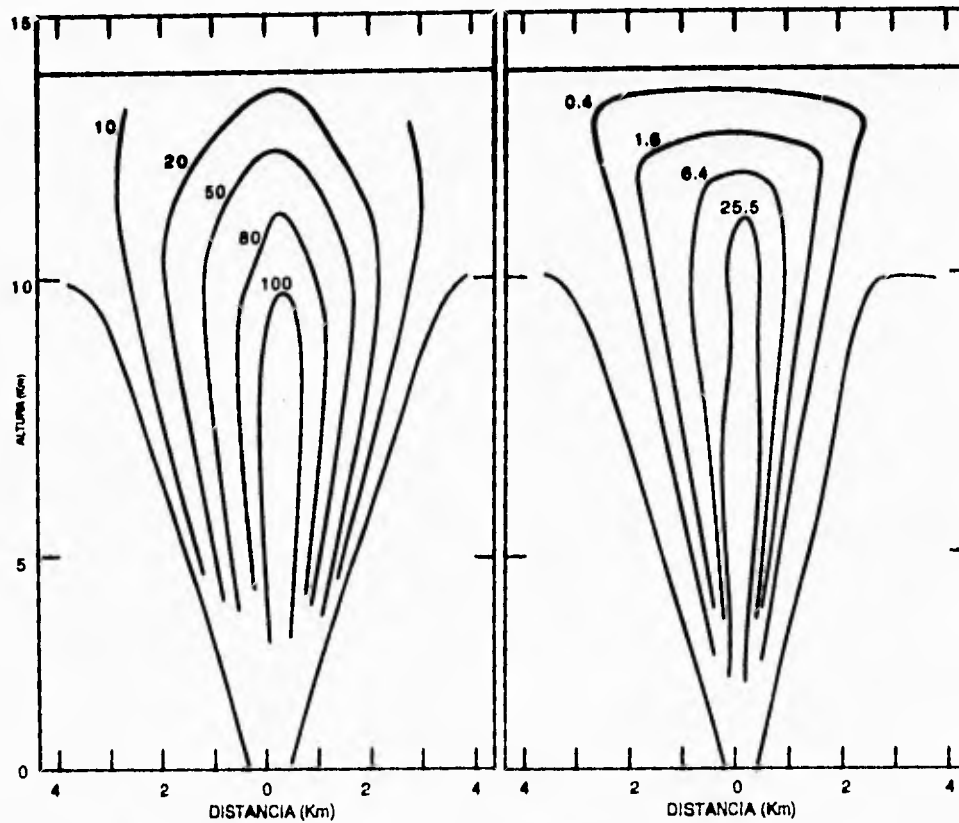


Figura IV.2 a)

Figura IV.2 b)

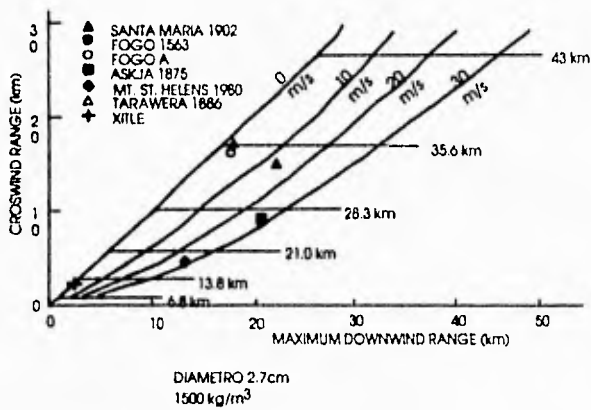


Figura IV.2 c)

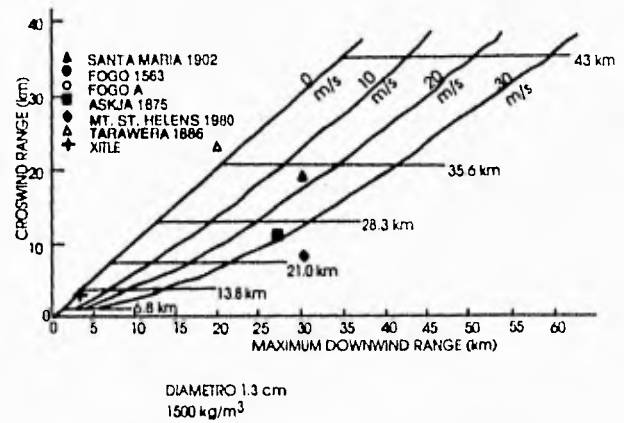


Figura IV.2 d)

Figura IV.12 a) y b) Variaciones de Velocidad dentro de una columna eruptiva de $H_B = 10$ km y $H_T = 13.8$ km expresados como a) envolturas de igual velocidad en m/s y b) envolturas de soporte de partículas donde la velocidad de ascenso local es justamente igual a la velocidad terminal de caída de clastos con diámetros de 0.4, 1.6, 6.4 y 25.6 cm y una densidad de 2500 kg/m^3 (Carey y Sparks, 1986). c) y d) Gráficas propuestas por Carey y Sparks (1986) para el cálculo de la altura de la columna eruptiva. c) Altura de la columna a partir de la isopleta 2.7 cm y d) altura de la columna a partir de la isopleta 1.3 cm.

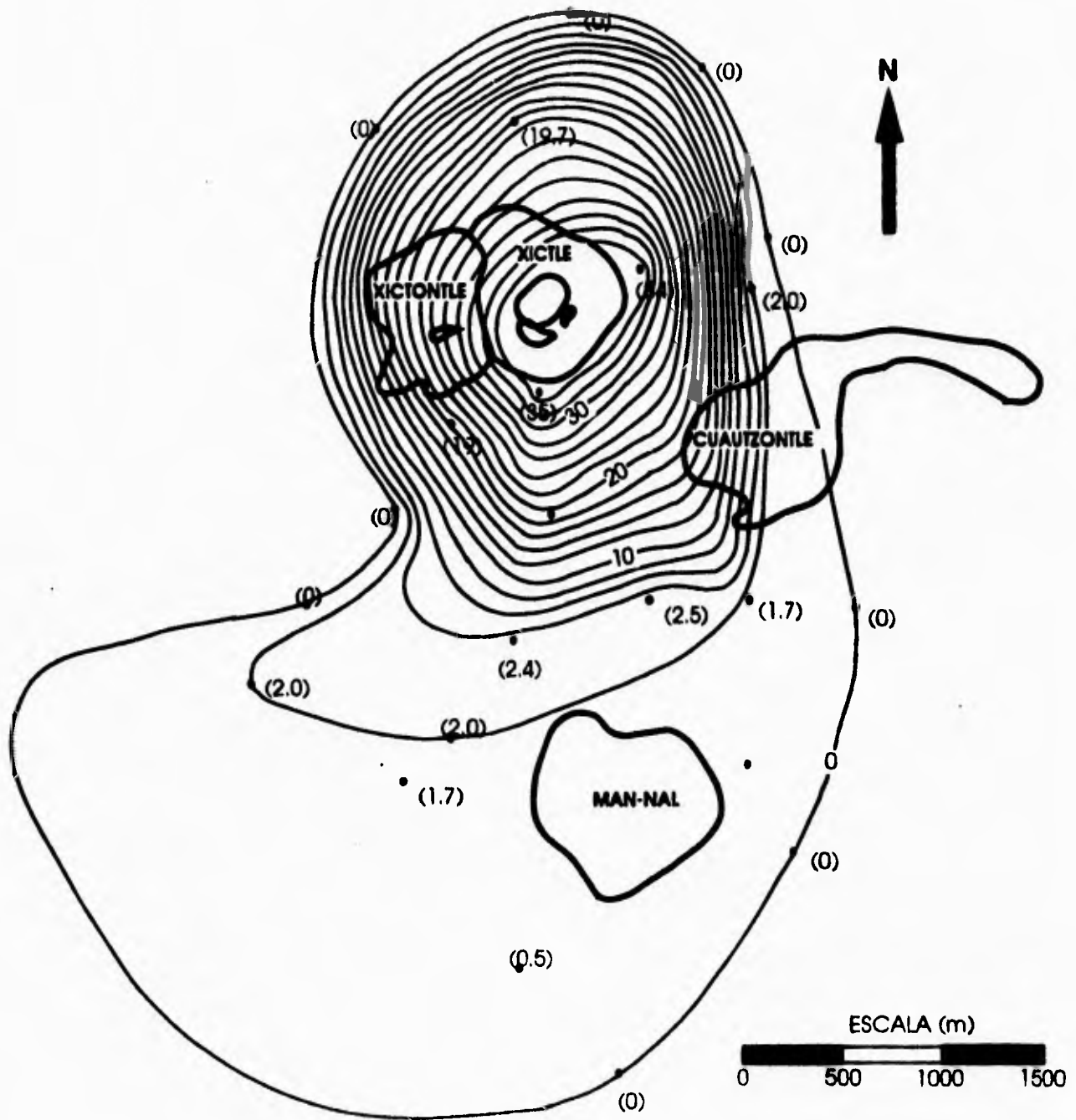


Figura IV.13 Mapa de Isopletas para la Unidad de caída intermedia. Los números entre paréntesis representan el promedio del tamaño de los diez clastos mayores en centímetros. El espaciamiento entre isopletas es a cada dos centímetros.

IV.3.1 ALTURA DE LA COLUMNA

El método empleado fue propuesto por Carey y Sparks (*op. cit*). Ellos consideran que para conocer la altura de una columna eruptiva es necesario conocer:

- La densidad del material arrojado.
- El rango sobre la dirección del viento (downwind range).
- El rango perpendicular a la dirección del viento (crosswind range).

Los dos últimos factores son calculados del mapa de isopletas, mientras que para obtener el primer parámetro, fue necesario determinarla a partir de muestras de campo de la siguiente manera: se llena una probeta con un volumen conocido de agua tri-distilada, posteriormente se le agrega la muestra colectada de peso conocido y se mide el volumen de agua desplazado por ella. La densidad del material obtenida por éste método fue de 1500 kg/m^3 .

Carey y Sparks (*op. cit*) desarrollaron 4 figuras, en las cuales conociendo la densidad de la muestra, se puede graficar el "downwind range" y el "crosswind range" para 4 diferentes isopletas. En las Figuras IV.12c y IV.12d se muestran 2 de ellas.

Una vez graficados estos parámetros, se puede determinar la altura de la columna eruptiva de dichos valores.

Para el caso del Xictle la isopleta 2.7 centímetro (Figuras IV.12c), arroja una altura de la columna de 10.5 kilómetros y la de la isopleta 1.3 centímetro (Figura IV.12d), una altura de columna de 11.2 kilómetros.

De ésta forma, se determinó que la altura de la columna durante la erupción del Xictle estuvo entre los 10.5 y los 11.2 km.

Esta columna tan alta nos indica que el magma que originó esta columna fue muy explosivo, con gran cantidad de volátiles. Esto es evidenciado también, por la alta vesicularidad de la escoria de los depósitos de caída y por la alta vesicularidad de las lavas.

Con estos valores de altura de columna se puede asignar un VEI de 4 (Figura 4.14a) para el evento de construcción del Xictle de acuerdo a los parámetros de Newhall y Self (1982). Así, podemos afirmar además que la construcción del cono del Xictle fue un evento vulcaniano debido a la gran cantidad de gases involucrados.

Utilizando, a su vez, los valores de Walker (1973a) representados en la Figura IV.14c, vemos que se comprueba lo obtenido con el VEI, que la erupción del Xictle fue de tipo vulcaniano. Para esto se calculó el valor de $F(\%)$ con base en la distancia existente entre el centro del cráter y las trincheras y el % en peso menor a 1 milímetro del material muestreado de la unidad de caída superior. Se obtuvieron cuatro puntos (Figura IV.14b) y se unieron con una curva, la cual se prolongó hasta la distancia a la fuente de la isopaca 0.1 (2.9 km), y se obtuvo el % en peso para dicha isopaca (49.5%), este equivale a $F(\%)$. Se graficó en la Figura IV.14c y se obtuvo la clasificación (el área de la isopaca 0.01 es de aproximadamente 10 km^2).

VEI	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Descripción de la erupción	no explosiva	pequeña	moderada	moderada-grande	grande	muy grande			
Volumen de piroclastos (m ³)	<10 ⁴	10 ⁴ -10 ⁶	10 ⁶ -10 ⁷	10 ⁷ -10 ⁸	10 ⁸ -10 ⁹	10 ⁹ -10 ¹⁰	10 ¹⁰ -10 ¹¹	10 ¹¹ -10 ¹²	>10 ¹²
Altura de la columna (km) ^a	<0.1	0.1-1	1-5	3-15	10-25	>25			
Clasificación		Estromboliana		Vulcaniana		Pliniana			
	Hawaiiana						Ultra-Pliniana		
Duración (horas de explosiones continuas)		<1		1-6		6-12		>12	
Inyección a la Tropósfera	despreciable	menor	moderada	substantial					
Inyección a la Estratósfera	no	no	no	posible	definitiva	significativa			
Erupciones ^b	443	361	3108	720	131	35	16	1	0

Figura IV.14 a)

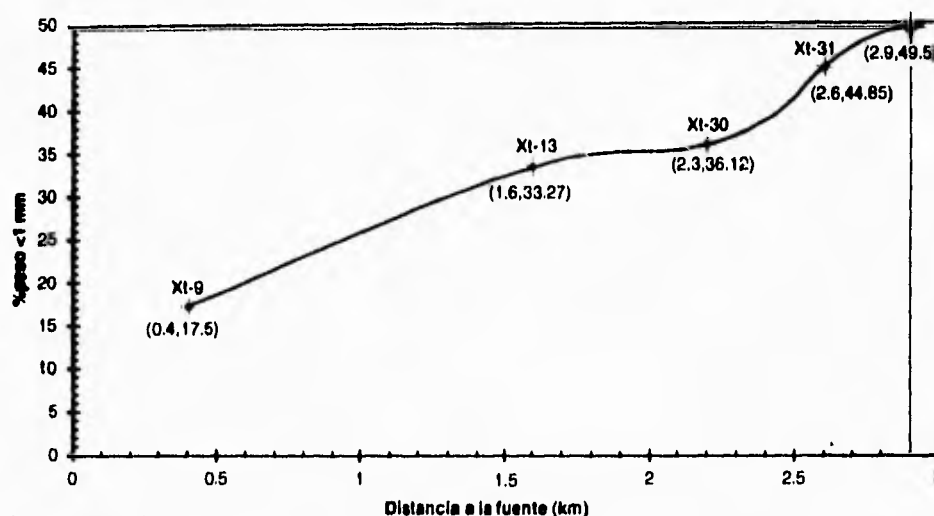


Figura IV.14 b)

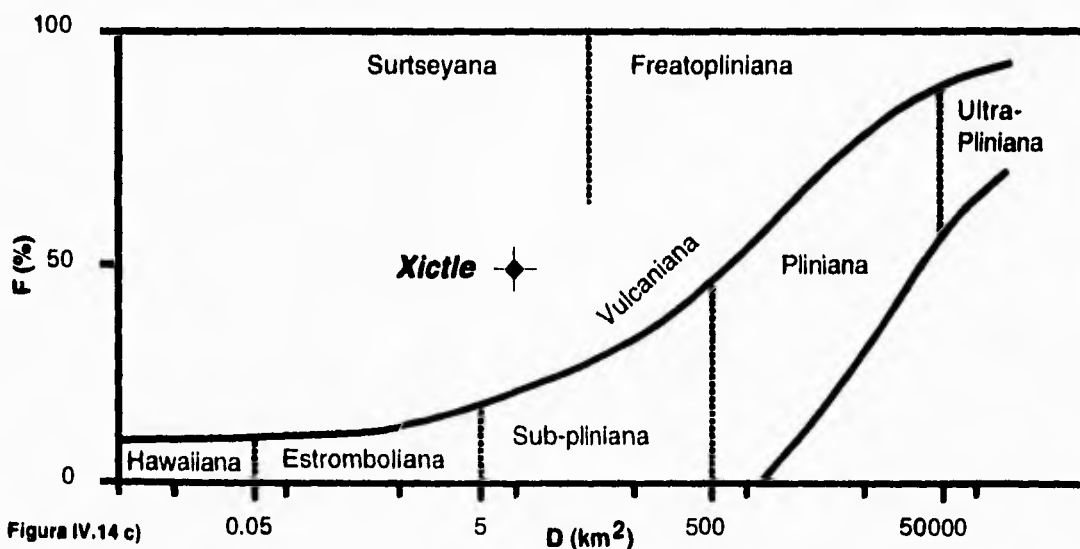


Figura IV.14 c)

Figura IV.14 a) Índice de Explosividad Volcánica para el Xictle según los cálculos de columna eruptiva y área de dispersión (Newhall y Self, 1982).
 b) Cálculo del valor F(%) con los valores de los puntos ubicados en el eje de dispersión (Walker, 1973a); se grafican los valores del porcentaje en peso menores a 1 mm contra la distancia existente entre la fuente y el punto sobre el eje de dispersión para obtener una curva que una los puntos, se prolonga la curva obtiene el valor de F(%) (porcentaje en peso menor a 1 mm de la isopaca 0.1) a la distancia en que esta cruza el eje de dispersión.
 c) Clasificación del evento explosivo del volcán Xictle según Walker; El área de dispersión para el Xictle de la isopaca 0.01 es de 10.03 km², mientras que el valor obtenido de F(%) es de 49.5% (Walker, 1973a; modificado por Self y Sparks, 1978; Walker, 1980; y Wright, et al., 1980).

IV.4 ESTUDIOS GRANULOMETRICOS

A partir de los datos de tamaño se obtuvieron los histogramas de frecuencias y las curvas acumulativas de probabilidad (ver apéndice) de las que se obtuvieron los parámetros de Inman (1952). Los parámetros utilizados fueron:

$$\text{Mediana} = M_{d\phi} = \phi_{50}$$

$$\text{Media} = M_{\phi} = (\phi_{16} + \phi_{84})/2$$

$$\text{Clasificación} = \sigma_{\phi} = (\phi_{84} - \phi_{16})/2$$

La Figura IV.15 se presentan los histogramas de frecuencias de las trincheras muestreadas (ubicadas sobre el eje de dispersión de los piroclastos) para este fin, junto con los valores para cada una de los parámetros de Inman (1952), (ver anexo para los datos, curvas acumulativas de probabilidad e histogramas de frecuencias).

En la unidad de caída superior se puede observar una reducción en el tamaño de los piroclastos, así como una mejor clasificación conforme se aleja de la fuente. En la unidad de caída intermedia aunque el tamaño de la mediana aumenta, el tamaño de la media disminuye aunque no tan consistentemente como en la primera unidad; esto puede deberse a factores como la velocidad del viento y la acumulación de material más fino sobre otro más grueso que permite la penetración del material más fino en los intersticios del material grueso (Walker, 1971). Aún así, se observa una mejor clasificación conforme se aleja de la fuente. En la unidad de caída inferior se tiene la misma reducción en tamaños con la distancia; se observa una mejor clasificación aunque se empobrece en el punto más distal. Aunque la clasificación aumente con la distancia de manera general, en detalle puede ser muy compleja (Fisher and Schmincke, 1984) lo cual puede explicar este empobrecimiento en la clasificación.

Los depósitos piroclásticos, al compararlos con depósitos sedimentarios, están pobremente clasificados, por lo que Cas (1987) establece para los depósitos piroclásticos los siguientes valores para la clasificación:

- 0-1 muy bien clasificados
- 1-2 bien clasificados
- 2-4 mal clasificados
- >4 muy mal clasificados

con base en esto, los datos obtenidos se encuentran entre 0.8 y 1.88 por lo que su clasificación es buena. Walker (1971) menciona que los depósitos piroclásticos de caída tienen una clasificación menor a 3 mientras que en los depósitos de flujos piroclásticos, la clasificación es mayor a 2 (Cas, 1987) considera que los depósitos de caída tienen una clasificación menor a 2). Esto nos confirma que los depósitos que estamos tratando si son depósitos de caída y no flujos piroclásticos.

IV.5 CARTOGRAFIA Y RECONOCIMIENTO DE LOS DEPOSITOS DE AVALANCHA DE ESCOMBROS

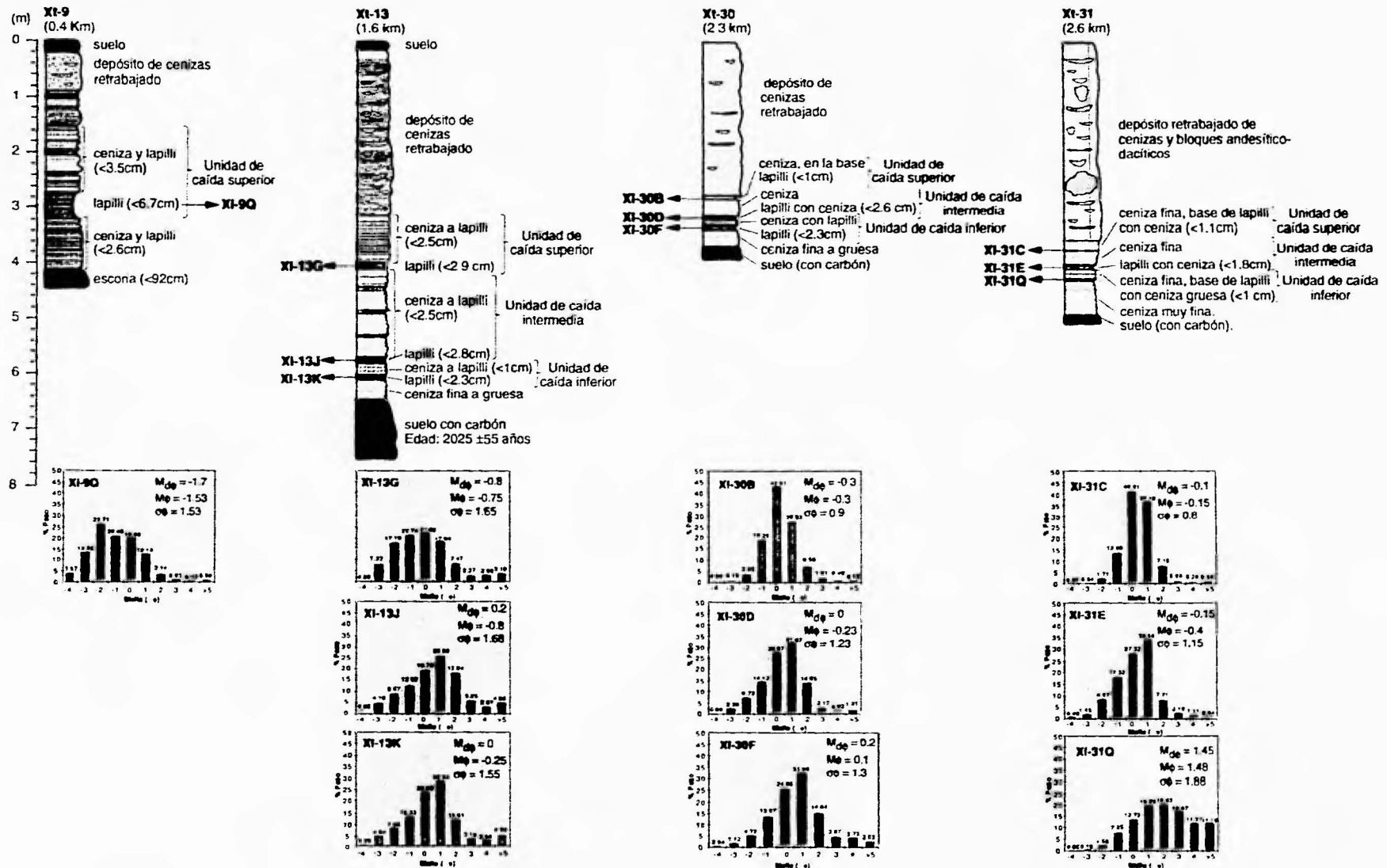


Figura IV.15 Se muestran las columnas estratigráficas simplificadas de las trincheras que se encuentran sobre el eje de dispersión piroclastos del Xicte indicando las unidades de caída identificadas y muestreadas en cada columna. Asimismo, en la parte inferior se presentan los diagramas de frecuencias obtenidos para cada muestra. M_{de} = Mediana, M_0 = Media, de = Clasificación; de acuerdo a los parámetros de Ingram (1952). La distancia mencionada abajo de cada punto es la distancia existente entre el punto y el centro del Volcán Xicte

Los depósitos de avalancha de escombros presentan tanto características morfológicas como texturales que los diferencian de otro tipo de depósitos volcánicos. El Depósito de Avalancha de Escombros Zacatépetl (DAEZ) no es la excepción.

El área fuente (Volcán Ajusco) presenta en su flanco noreste una forma de herradura, característica de este tipo de depósitos (Siebert, 1984). Esto se observa claramente en la fotografía de satélite proporcionada por Michael Abrams del Jet Propulsion Laboratory (Figura IV.16).

El material que compone al DAEZ es predominantemente material proveniente del Volcán Ajusco (dacitas y andesitas), el cual está muy mal clasificado. La matriz está compuesta del mismo material que los bloques, y es producto del rompimiento y abrasión de los bloques durante el flujo. En general es de grano grueso y son angulosos a subangulosos, aunque hacia la parte distal tienden a ser subredondeados.

En la facies de bloques (proximal) (Figuras. III.11a, IV.17) se tiene que el depósito está compuesto por una roca dacítica relativamente coherente derivada del Volcán Ajusco. Los bloques son angulosos y presentan entre ellos fracturas irregulares algunas rellenas de fragmentos de material triturado y bloques menores. En algunas partes se preserva la estructura original de la roca (bandeamientos), pero se observan fragmentados. Los bloques llegan a medir hasta 58 metros, mientras que la matriz llega a ser de tamaño ceniza-lapilli.

La facies intermedia en Fuentes Brotantes (Figuras. II.2 y III.11b) está compuesta de dos partes, una superior soportada por matriz y otra inferior soportada por bloques. La parte superior está compuesta de fragmentos de andesitas y dacitas subangulosas que alcanzan tamaños de 50 centímetros rodeados de una matriz de ceniza-lapilli. La parte inferior está compuesta también por andesitas y dacitas angulosas a subangulosas con tamaños de 1.18 metros, mientras que la matriz es de tamaño ceniza gruesa.

A lo largo del afloramiento se observan bloques muy fragmentados rodeados de fragmentos triturados de composición similar que se encuentran en contacto con bloques y matriz de diferente composición, dando la apariencia de constituir un sólo bloque (Figuras II.2 y IV.18). Esto es evidencia de una mezcla incompleta del depósito durante el flujo. Además, se pueden observar grandes bloques andesíticos (<10 m) a lo largo de la barranca (Figura IV.19), algunos de los cuales presentan estrías glaciales.

El cerro Zacatépetl constituye un "hummock" característico de este tipo de depósitos. Se describieron siete afloramientos y se tomaron muestras. La Figura IV.20 muestra las columnas estratigráficas levantadas en el Cerro Zacatépetl, así como la localización y ubicación de las mismas y una correlación entre ellas. Las Figuras IV.21a, IV.21b y IV.22 muestran distintos aspectos del Cerro Zacatépetl. Está compuesto en general de dacitas y andesitas cuyas petrografía es similar a las encontradas en el Volcán Ajusco. Así mismo, van de angulosos a subredondeados y llegan a medir hasta 3 metros; en general esta soportado por matriz, aunque en algunas zonas (ZAC-1) se encuentra soportado por bloques. La matriz es, en general, de ceniza-lapilli compuesta del mismo material que los bloques. También se encuentran sobreyaciendo a esta unidad depósitos de pómez y de flujos piroclásticos probablemente posteriores al emplazamiento del DAEZ aunque no sabemos su proveniencia pero que definitivamente, no son del Volcán Ajusco dado que en las inmediaciones de él, no se han encontrado depósitos pumítico (Romero Terán y Campos Sánchez, comunicación personal). El Cerro Zacatépetl presenta una forma arriñonada alargada en dirección nor-este (dirección



Figura IV.16 Imágen de satélite proporcionada por Michael Abrams del Jet Propulsion Laboratory, U. S. A. en la que se muestra una vista del sur de la Ciudad de México desde el Ajusco. Se puede observar la forma de herradura del cono en la parte nor-este del Volcán Ajusco (flecha).



Figura IV. 17 Afloramiento de las facies proximales del Depósito de Avalancha de Escombros Zacatépetl (P.ECOL) en donde se aprecian grandes bloques con material triturado entre ellos. Las divisiones de la escala están a cada 20 centímetros.

TESIS SIN PAGINACION

COMPLETA LA INFORMACION

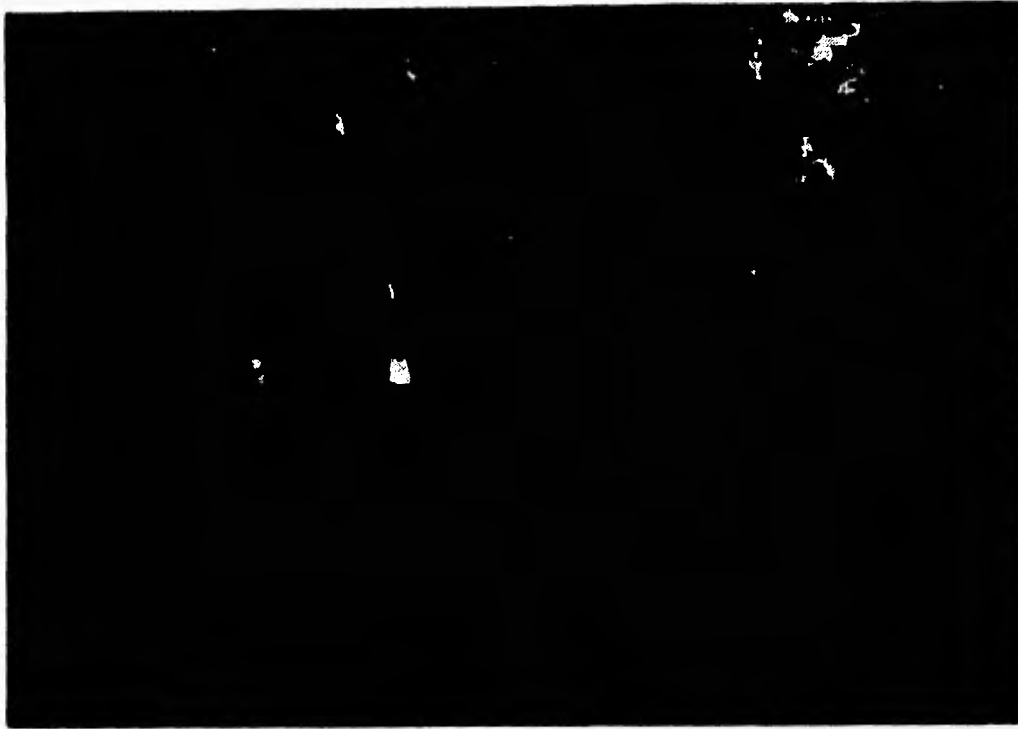


Figura IV.18 Detalle del alloramiento FB-1 en donde se muestran bloques compuestos de material triturado color rojo; este bloque se encuentra rodeado de material mas claro.



Figura IV.19 Bloque de 10 metros localizado en la Barranca de las Fuentes Brotantes cercano al punto FB-1. Este bloque fué acarreado por la Avalancha de Escombros, su composición es andesítica.

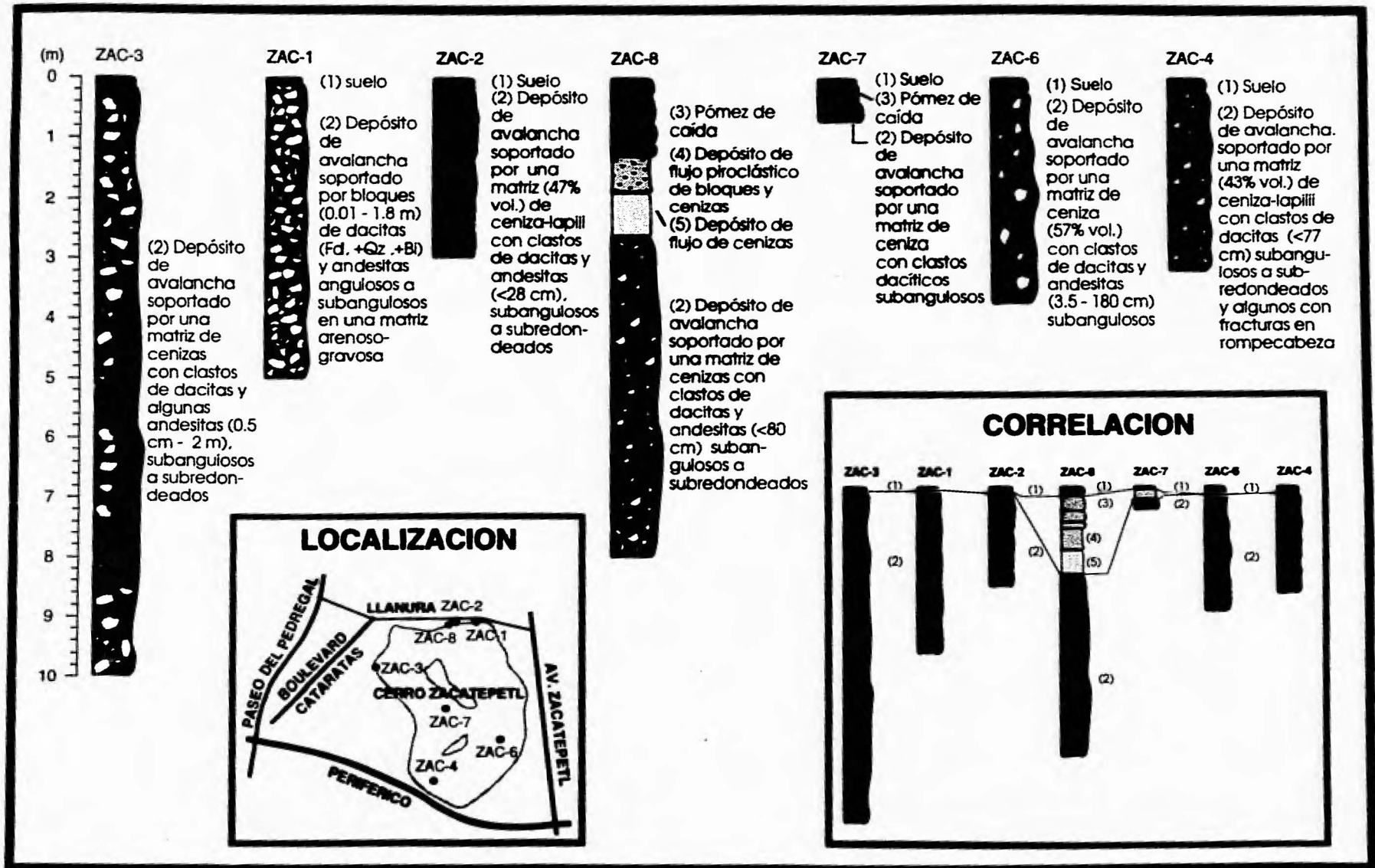


Figura IV.20 Depósito de Avalancha de Escombros Zacatépetl, Cerro Zacatépetl. El Cerro Zacatépetl es un montículo (hummock) producido por el colapso estructural del Volcán Ajusco; se levantaron varias secciones las cuales se presentan en la figura, así como la localización de estas y la correlación existente entre ellas.



Figura IV.21 a)



Figura IV.21 b)

Figura IV.21 Depósito de Avalancha de Escombros Zacatépetl. **a)** Se muestra un bloque dacítico de unos 80 centímetros que presenta fracturas en rompecabeza, el bloque se encuentra rodeado por pequeños fragmentos y matriz (ZAC-4). **b)** Se muestra el punto ZAC-6 en donde se puede observar que el depósito está compuesto por clastos de dacitas y andesitas que llegan a medir hasta 1.8 metros soportado por una matriz de ceniza.



Figura IV.22 Depósito de Avalancha de Escombros Zacatépetl (Cerro Zacatépetl). Afloramiento en donde se observa que en la parte izquierda el depósito está soportado por matriz, mientras que del lado derecho se encuentra soportado por bloques. Las divisiones de la escala están a cada 20 centímetros.

probable del flujo) de 800 por 500 metros con una altura de 2420 m.s.n.m. y se encuentra a 12.5 kilómetros del Volcán Ajusco. Su altura relativa es de 80 metros.

La facies distal (Fig. III.12b) contiene bloques de dacitas y andesitas subredondeadas con tamaños menores a 37 centímetros; también se encontró algo de pómez, probablemente recogida durante el flujo. La matriz es mucho más abundante, aunque sigue siendo del mismo material que los bloques y es de tamaño ceniza-lapilli. Es una mezcla de clastos volcánico sin estratificación y sin clasificación, algunos de los cuales pudieron ser recogidos durante el movimiento.

El DAEZ se extiende por cerca de 16 kilómetros a lo largo de su eje de máxima extensión y un volumen aproximado calculado en base a espesores promedio en los afloramientos es de 1.4 Km³. Muestra una clara disminución en el tamaño y fragmentación de los bloques de la facies proximal a la distal a lo largo del eje del depósito. Asimismo se observa el aumento hacia la facies distal del contenido de matriz y del redondeamiento y la disminución y desaparición de las fracturas en rompecabezas. La Figura IV.23 muestra las características del depósito de avalancha en sus facies proximal, intermedia y distal, así como la correlación existente entre las distintas unidades.

Los depósitos de avalancha de escombros producen una topografía muy singular al dejar una serie de montículos (hummocks) que dan una apariencia aborregada al paisaje. En el caso del DAEZ aún se distinguen algunos de los montículos más prominentes que sobresalen entre los flujos de lava del Xictle, siendo el más grande de ellos, el Cerro Zacatépetl, atrás de Perisur. Algunos de estos montículos probablemente fueron utilizados por las antiguas civilizaciones como base para sus pirámides, tal podría ser el caso de Cuicuilco y de la pirámide de Tenantongo.

IV.6 MORFOLOGIA VOLCANICA

IV.6.1 XICTLE-PARICUTIN

Como se explicó anteriormente el Xictle es un volcán monogenético. La erupción más estudiada de este tipo es la del volcán Parícutin.

El volcán Parícutin estuvo en erupción durante 9 años, empezando el 20 de febrero de 1942 como una cúpula de 2 metros de altura sobre una fisura que se había abierto. El crecimiento del cono fue sorpresivo en los primeros años. Su altura alcanzo 30 metros en las primeras 24 horas, doblándola para el tercer día y doblándola a su vez para el sexto. Al fin del primer mes alcanzaba 148 m de altura que al fin del primer año completaba los 336 m. De ahí en adelante el crecimiento fue muy lento ya que en los 8 años subsiguientes sumo únicamente un 21% a su altura, alcanzando 424 metros en 1952 (Luhr and Simkin, 1993).

Las lavas comenzaron desde el segundo día y continuaron casi continuamente hasta el último. Los productos eruptivos fueron muy diferentes entre la fuente central y los flancos. El cráter principal emitió principalmente cenizas y bombas, junto con gases ricos en vapor de agua y azufre. Las bocas en los flancos produjeron lava con poca ceniza y bombas, y los gases eran ricos en cloruro de hidrógeno.

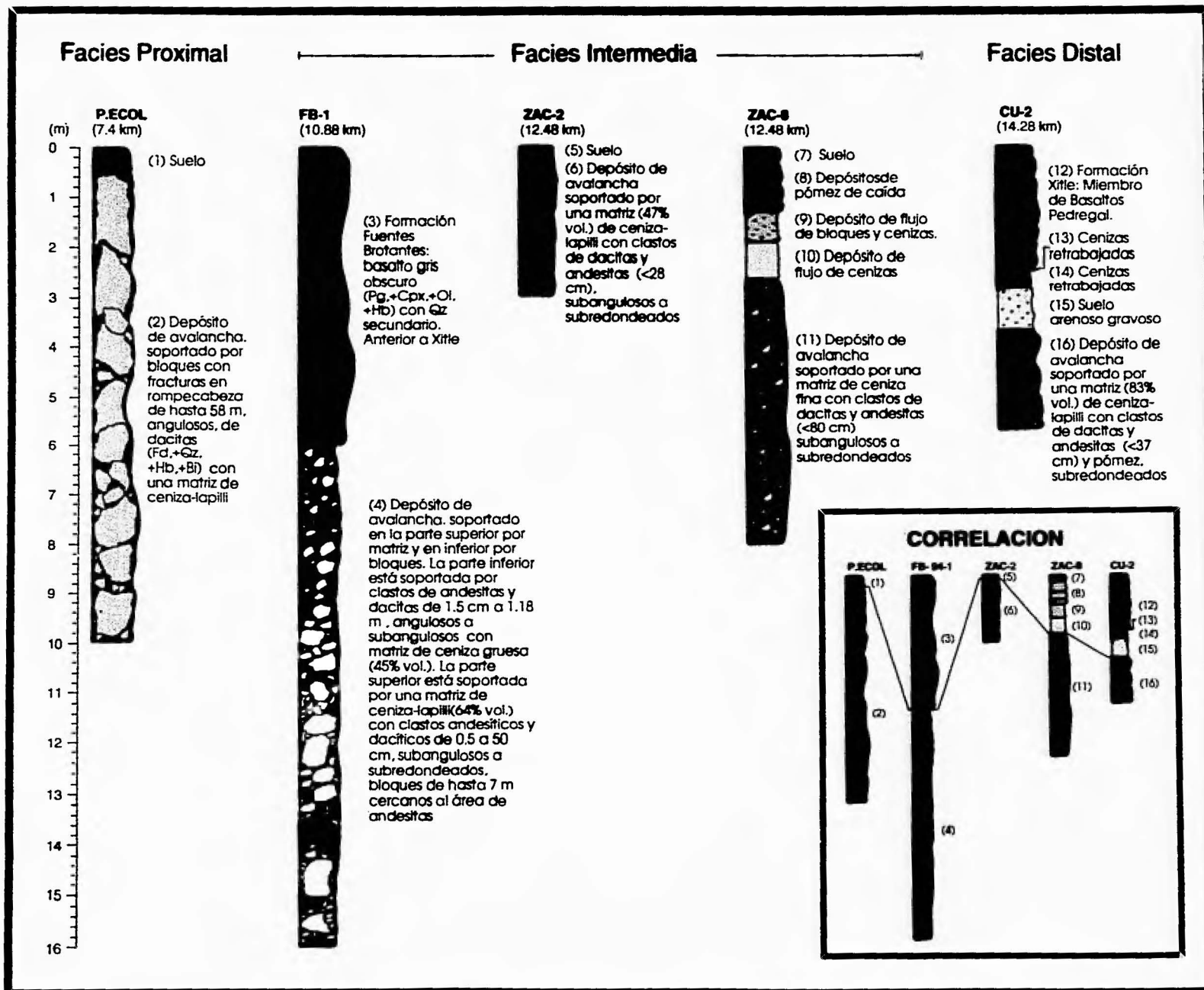


Figura IV.23 Depósito de Avalancha de Escombros Zacatépetl. Se presentan las características de este depósito en sus facies proximal, intermedia y distal, así como la correlación existente entre estas unidades. La distancia que aparece bajo el nombre del afloramiento es la distancia entre este punto y la parte más alta del área fuente (Pico del Aguila)

La historia eruptiva del Xictle debió haber sido similar a la del Parícutin ya que presentan algunas semejanzas como el que ambos tuvieron dos fases eruptivas, una explosiva y una efusiva, el volumen emitido (1.1 km^3 para el Xictle y 1.4 km^3 para el Parícutin) aunque el porcentaje entre el volumen de lava expulsados y el de piroclastos varía, para el Xictle el 99.5% corresponde a lavas mientras que en el Parícutin representa el 64%, el hecho de que ambos surgieran a través de fisuras manifiestas por alineamientos volcánicos y que ambos pertenezcan a campos volcánicos activos.

IV.6.2 EVENTOS FISURALES

Estos eventos están representados por los derrames de lava sucedidos durante la erupción del Xictle.

Las lavas fueron extruídas a través de una fisura con dirección N65°W-S65°E cuya manifestación en superficie es el alineamiento de 4 volcanes, y no a través del edificio volcánico. Se lograron distinguir 7 flujos principales lanzados durante la erupción cuyas características son presentadas en la Figura IV.24.

Los flujos son de tipo hawaiano observándose lavas tipo pahoehoe y tipo AA. Entre las formas morfológicas observadas podemos mencionar los "levees", las crestas de presión, las cuevas y los túneles.

Las lavas presentan un importante número de vesículas repartidas hacia la superficie de los flujos. Las vesículas tienen formas elongadas en sentido horizontal y varían de tamaños entre 2 milímetros y 30 centímetros. En la parte central de los flujos, la presencia de vesículas es mucho menor, por lo que la roca es más compacta y hacia la parte inferior aumenta la presencia de estas.

De acuerdo con Walker (1973b), es un valor que representa la alta o baja viscosidad de una lava, valores muy bajos corresponderían a lavas con densidades bajas y valores altos, a lavas con densidades altas. Los valores de este parámetro en las lavas del Xictle son muy bajos, lo cual corresponde a lavas muy fluidas con densidades bajas.

El volumen total de lavas emitido por el Xictle fue de $0.964 \text{ kilómetros}^3$, en una extensión de 70 kilómetros^2 .

Nombre del Flujo	No. de Flujo	Area en km ²	Espeor en m	Volumen en km ³	Distancia maxima en km	Relación de Aspecto
Agua Escondida	I	5.904	3	0.018	5.7	0.00053
Héroes de 1910	II	1.344	2	0.003	1.7	0.00118
Miguel Hidalgo	III	5.456	8	0.044	6.4	0.00125
Ciudad Universitaria	IV	25.200	25	0.630	12.5	0.00200
Pedregal de San Angel	V	18.800	10	0.188	10.5	0.00095
Seminario	VI	10.624	7	0.074	7.7	0.00091
San Buenaventura	VII	2.848	2.5	0.007	4.6	0.00054

Figura IV.24 Características principales de los siete flujos de lava identificados para el evento volcánico del Xicte.

V DISCUSION

V.1 HISTORIA ERUPTIVA DEL SUR DE LA CIUDAD DE MÉXICO

El sur de la Ciudad de México es una zona que, a través de su historia geológica, ha presentado diversos eventos volcánicos los cuales modificaron la morfología existente.

V.1.1 COLAPSO DEL VOLCAN AJUSCO

El Volcán Ajusco desarrolló su actividad en el Pleistoceno temprano. Esta actividad culminó con el colapso estructural de la parte noreste del edificio volcánico, el cual dió origen a un depósito de avalancha de escombros (Depósito de Avalancha de Escombros Zacatépetl). Este depósito se distribuyó hacia el noreste de dicho volcán, alcanzando una longitud máxima de 16 kilómetros, con un volumen de aproximadamente 1.4 kilómetros³. La topografía desarrollada por este depósito, consistente en una gran cantidad de montículos (Hummocks), contribuyó al cierre de la Cuenca de México hacia el Sur. Los eventos volcánicos posteriores cubrieron la mayor parte de estos montículos, aunque todavía son distinguibles algunos de ellos, siendo el principal el Cerro Zacatépetl. Las hornblendas fechadas dieron una edad de 3.37 ± 0.27 Ma, por lo que el colapso es posterior a esta edad.

Este depósito se clasificó como un evento de tipo **BANDAI** (Siebert, 1984) debido a que no se observó alguna componente magmática. Esta componente hubiera sido evidenciada por flujos piroclásticos o por tefras de caída en la parte superior del depósito. Aunque en el Cerro Zacatépetl se encontraron depósitos de flujos piroclásticos y de caída, estos pertenecen a eventos posteriores no relacionados con el Ajusco. En la figura V.1 se presenta una reconstrucción de lo que probablemente sucedió con el Volcán Ajusco, así como una tabla comparativa con distintos eventos de este tipo en el mundo.

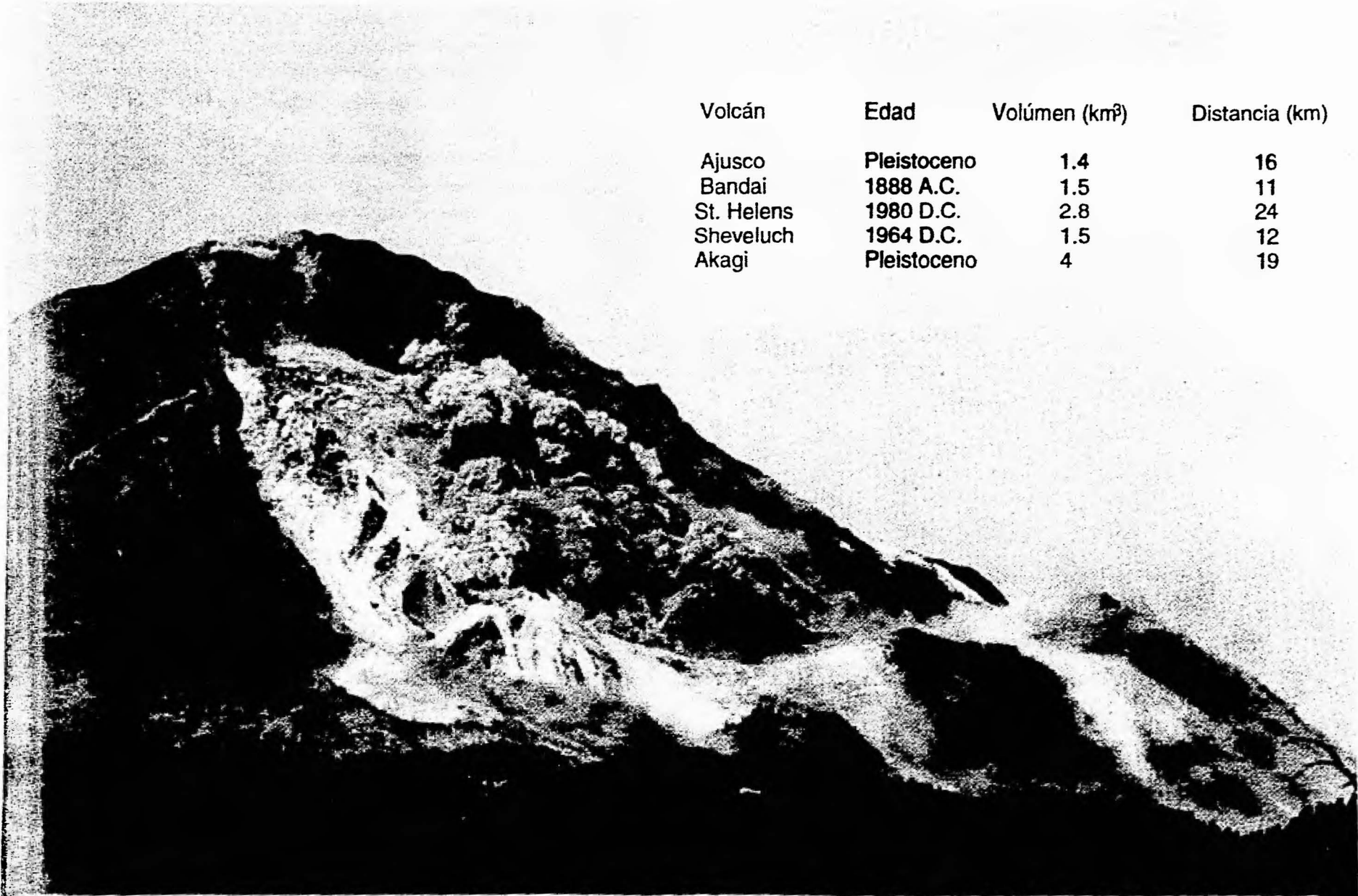
V.1.2 ERUPCION DEL XICTLE

El Xictle representa el último evento volcánico en el sur de la Ciudad de México. La actividad del Xictle incluyó dos fases: una efusiva y otra explosiva, que actuaron en forma contemporánea.

V.1.2.1 Efusiva

La actividad efusiva del Volcán Xictle está representada por siete flujos de lava diferentes, extruídos a través de una fisura con orientación N65°W - S65°E. Esta fisura no se encuentra expuesta en el área, sin embargo se puede inferir por el alineamiento de los conos Xictontle, Xictle, Cuautzontle, Magdalena y Yololica.

El primer flujo (Basalto Agua Escondida) salió hacia el NW siguiendo el contorno del límite de la Sierra de las Cruces, y formó la boca conocida como Xictontle en el flanco W del Cono. El segundo flujo (Basalto Héroes de 1910) se dirigió al sur y sur-oeste sin ocupar una gran extensión. El tercer flujo (Basalto Miguel Hidalgo) se dirigió hacia el norte y noreste cubriendo parte de la Andesita-basáltica Tenantongo y rodeando el Basalto Corregidora. El cuarto flujo (Basalto Ciudad Universitaria), el más voluminoso, fluyó hacia el norte ocupando



Volcán	Edad	Volúmen (km ³)	Distancia (km)
Ajusco	Pleistoceno	1.4	16
Bandai	1888 A.C.	1.5	11
St. Helens	1980 D.C.	2.8	24
Sheveluch	1964 D.C.	1.5	12
Akagi	Pleistoceno	4	19

Figura V.1 Recreación a partir de una fotografía de la erupción del Monte Sta. Helena (1980) de lo que podría haber ocurrido con el Volcán Ajusco; la tabla muestra algunos eventos de este tipo de distivanes en el mundo, los primeros dos son de tipo Bandai, mientras que los otros son de tipo Bezymianny.

la zona en la que hoy se encuentra la Ciudad Universitaria. El quinto flujo (Basalto Pedregal de San Angel) fluyó hacia el norte limitado por los flujos Agua Escondida y Ciudad Universitaria formando lo que es el Pedregal de San Angel. La sexta emisión (Basalto Seminario) fluyó hacia el noreste seguida por el séptimo flujo (Basalto San Buenaventura), último evento lávico del Xictle que fluyó también hacia el este y luego al noreste.

Esta fase, cuyo estilo eruptivo es de tipo Hawaiano, está constituida por lavas fluidas tipo pahoehoe de composición basáltica con abundante olivino, las cuales presentan una vesicularidad alta (esto es indicativo de un contenido de volátiles alto). Los estudios geoquímicos (ver apéndice) permiten conocer que el magma que originó a estas lavas, fue generado a partir de la fusión parcial de la parte subducida de la Placa de Cocos que a su vez produce fusión parcial en el manto litosférico, como anteriormente se dijo.

V.1.2.2 Explosiva

La fase explosiva del Xictle está representada por los depósitos de caída observados al sur del Volcán. Durante esta fase se construyó el edificio cónico que conocemos, el cual tiene 150 metros de altura, 810 metros de diámetro mayor por 620 de diámetro menor y 250 metros de diámetro cratérico promedio. Abarca un área de aproximadamente 10 kilómetros² con un volumen de 0.33 kilómetros³ equivalentes a 0.11 kilómetros³ de roca densa. El evento se dividió en tres unidades de caída de acuerdo al reconocimiento de una subunidad de material más grueso en la base de estas unidades.

Al reconstruir la columna eruptiva se obtuvo una altura de la columna entre 10.5 y 11.2 kilómetros, que junto con el volumen de piroclastos nos da una erupción tipo Vulcaniana con un índice de explosividad de 4 (VEI=4); esto se ve confirmado con los cálculos obtenidos para la primera unidad de caída en el diagrama de Walker en el cual al calcular el grado de fragmentación del material ($F\%=49.5$) y compararlo con el área de dispersión, se obtiene una erupción tipo Vulcaniana. El Volcán Parícutin, presenta un comportamiento similar en la clasificación de Walker (Walker, 1973a), el cual tiene un área de dispersión y un grado de fragmentación muy similar al del Volcán Xictle. Esto nos indica una gran cantidad de volátiles en el magma, lo cual también se ve sustentado por la cantidad de vesículas en las lavas.

V.1.3 OTROS EVENTOS

El volcanismo precedente al Xictle y perteneciente al Grupo Chichinautzin observados en la zona consiste principalmente de conos de escoria como el Man-nal, el Yololica y el Cuilotepec; conos de lava como el Magdalena y el Cuautzontle; flujos de lava fisurales como los Basaltos Corregidora, Basalto Viborillas y Andesita-basáltica Tenantongo; y flujos de lava en bloques como el Basalto San Pedro Mártir y el Basalto Tepetongo. Todos estos eventos son manifestaciones del volcanismo monogenético característico de la Sierra Chichinautzin.

V.2 EVALUACION DE PELIGROS VOLCANICOS Y RIESGOS

V.2.1 PELIGROS

Dado que el Campo Volcánico de Chichinautzin es considerado como un campo volcánico activo, y ya que el Xictle constituye el último evento de la actividad volcánica de dicho campo, existe la posibilidad del nacimiento de un nuevo volcán en la zona; sin embargo, no se sabe el

tiempo ni la ubicación en que esto pueda suceder. Debido a las características de los eventos observados en el área y en especial los presentados durante la erupción del Xictle, existen principalmente dos tipos de peligros: lavas y piroclastos.

V.2.1.1 Lavas

De acuerdo con los estudios realizados en este trabajo, las lavas del Xictle representan el 99.5% del volumen total de material extruido durante la erupción; esto nos lleva a considerar que el principal peligro para la zona, en caso de una erupción, son las lavas. Observando también que el área al sur de la Ciudad de México se ha visto afectada por eventos fisurales, es una área en que la probabilidad de que surjan nuevos eventos de este tipo es alta. La distribución de los nuevos productos respondería a la topografía existente en el área; fluyendo principalmente hacia la Ciudad de México.

V.2.1.2 Piroclastos (sin flujos piroclásticos)

Los piroclastos representan tan solo el 0.5% de los productos extruidos, por lo que representan un peligro menor. La distribución de los piroclastos se ve afectada por las direcciones dominantes de los vientos y por la altura de la columna eruptiva. En el caso del Xictle la distribución de piroclastos fue hacia el sur y suroeste obedeciendo a los regímenes de vientos existentes en el tiempo de la erupción. Los patrones actuales de viento son muy similares a los presentados por la distribución de los productos del Xictle; por ello se esperaría que se distribuyeran en la misma dirección. Esto no afectaría a la Ciudad de México, pero afectaría a las zonas aledañas al nuevo volcán. Las características de la erupción del Xictle no indican la existencia de flujos piroclásticos, por lo que se descarta la posibilidad de estos.

V.2.2 RIESGOS

Debido a que las lavas representan el principal peligro, y dado que el flujo de estas es relativamente lento, la posibilidad de pérdidas humanas es reducida. Por el contrario, las pérdidas materiales serían cuantiosas puesto que afectaría tanto zonas urbanas como rurales. En las zonas urbanas se afectaría principalmente zonas habitacionales y comerciales ubicadas en el sur de la Ciudad de México; asimismo se verían afectadas importantes vías de comunicación. En las zonas rurales se afectarían cultivos, pastizales, bosques y ganado.

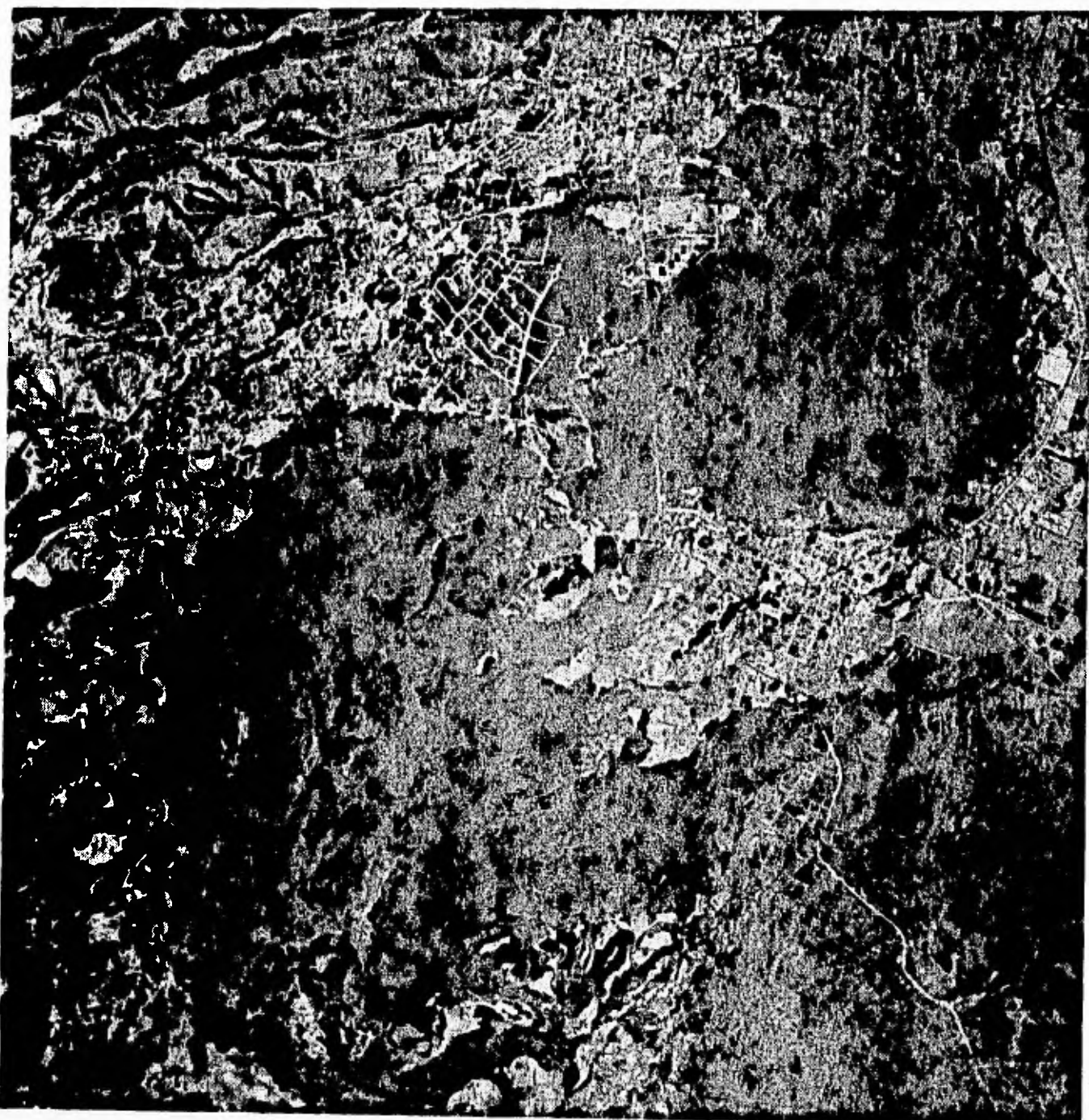


Figura V.2 Fotografía aérea del sur de la Ciudad de México (1956) la cual fué proporcionada por Mitre. Se observa la zona cubierta por los flujos de lava del Volcán Xitle, antes de que la Ciudad invadiera muchas de estas zonas.

VI CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

VI.1 CONCLUSIONES

- El descubrimiento del Depósito de Avalancha de Escombros Zacatépetl es importante porque:
 - a) No se había reportado.
 - b) Indica que existen eventos volcánicos de gran magnitud que se desconocen, lo cuál es una incongruencia tratándose de la ciudad más poblada del mundo.
- Se clasificó al depósito de avalancha como de tipo Bandai. Su volumen es de 1.4 kilómetros³ y la distancia máxima fue de 16 kilómetros.
- El Volcán Xictle es un volcán monogenético que emitió un volumen de 1.07 kilómetros³ de los cuales 0.96 kilómetros³ son lavas y 0.11 kilómetros³ son piroclastos.
- La altura de la columna se calculó entre 10.5 y 11.2 kilómetros lo cual indica que se trata de una columna grande asociada a un cuerpo magmático rico en gases.
- Las lavas ocuparon un área de 70 kilómetros², mientras que el área ocupada por los piroclastos fue de 10 kilómetros².
- El Xictle tuvo dos fases una efusiva de tipo Hawaiiano y otra explosiva de tipo Vulcaniano contemporáneas.
- El origen de los productos se debe a un magmatismo profundo que involucra a la litosfera oceánica sin que se observe una fusión parcial de grandes proporciones.
- Los patrones de viento prevalecientes durante la erupción del Xictle son similares a los patrones de viento observados en la Ciudad de México en la actualidad, lo cual permite afirmar que existe una baja probabilidad de que un volcán en erupción al sur de la Ciudad de México arroje cenizas hacia el centro de la ciudad.
- El principal riesgo lo constituyen las lavas, por lo que la posibilidad de pérdidas humanas es reducida.
- La reconstrucción de la erupción del Xictle es útil para conocer patrones eruptivos en el caso de la aparición de un nuevo volcán en la región sur de la Ciudad de México.

VI.2 RECOMENDACIONES

- Se recomienda un estudio más detallado del Campo Volcánico de Chichinautzin para determinar con una base más sólida donde y cuando podría suceder un nuevo evento volcánico.
- Se recomienda instrumentar un sistema de monitoreo al Sur de la Ciudad de México para conocer con anticipación cualquier actividad volcánica.

- Sería conveniente desarrollar un programa de Protección Civil e Información a la población para prevenir y actuar oportunamente en caso de presentarse algún evento de éste tipo.

BIBLIOGRAFIA

ARELLANO, A. R. V., 1953, Estratigrafía de la Cuenca de México: Memorias del Congreso Científico Mexicano, v. III, p.172-186.

ARELLANO, A. R. V., 1948, La Composición de las Rocas Volánicas en la Parte Sur de la Cuenca de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo XIII, p. 81-82.

ARNOLD, J. R. and W. F. Libby, 1951 Radiocarbon Dates: Science, v. 113(2927), p. 11-120.

BADILLA Cruz, Ramón R., 1977, Estudio petrológico de la Lavas de la Parte Noroeste del Pedregal de San Angel, D.F.: Bol. soc. geol. Mex.; T. 388(1), p.40-57.

BLAZQUEZ, Luis; 1948, Hidrogeología de las Cuencas de los Ríos Magdalena y Eslava, en Relación con el Aprovechamiento de Aguas para la Ciudad de México [Tesis de Licenciatura]: UNAM.

BLOOMFIELD, K., 1975, A late Equaternary Monogenetic Volcano Field in Central Mexico: Geologische Rundschau, v. 64(2); p. 476-497.

BREED, W. J., 1964, Morphology and Lineation of Cinder Cones in the San Franciscan Volcanic Field: Museum of Northern Arizona Bulletin, No. 40, p. 65-71.

BREMER Bremer, Martin H. y Jaime Urrutia Fucugauchi, 1985, Magnetoestratigrafía y Variaciones del Campo Geomagnético en Rocas Volcánicas del Centro de México: Revista de Ingeniería, v. 55(2), p. 41-45.

CAREY, S. and R.S.J. Sparks, 1986, Quantitative Models of the Fallout and Dispersal of Tephra from Volcanic Eruption Columns: Bulletin of Volcanology; v. 48; p.109-125.

CAS, Ray A. F. and John V. Wright, 1987, Volcanic Successions Modern and Ancient: London, Chapman & Hall, 528 p.

CENAPRED, 1994, Volcanes: Secretaría de Gobernación, Fascículo 1(4), 36 p.

CORDOVA, F. C., A. L. Martin del Pozzo y J. López Camacho, 1994, Paleolandforms and Volcanic Impact on the Environment of Prehistoric Cuicuilco, Southern Mexico City: Journal of Archaeological Science, v. 21, p. 585-596.

CRANE, H. R. and J. B. Griffin, 1958, University of Michigan Radiocarbon Dates III: Science, v. 128, p. 1117-1123.

DANA, J. D., 1890, Characterization of Volcanoes: New York, Dodd Mead & Co.

DEEVEY, E. S., L. J. Gralenski and V. Hoffren, 1959, Yale Natural Radiocarbon Measurements: Radiocarbon, v. 1, p. 144-172.

DELGADO Granados, Hugo and Ana Lillian Martin del Pozzo, 1993, Pliocene to Holocene Volcanic Geology at the Junction of Las Cruces, Chichinautzin and Ajusco Ranges, Southwest of Mexico City: *Geofísica Internacional*, v. 32(3), p. 511-522.

DEMANT, Alain, 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus Problemas de Interpretación: *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, 2; p. 172-188.

ENCISO de la Vega, Salvador, 1979, Las Lavas de El Pedregal: *Ciencia y Desarrollo*; 25 marzo-abril; p. 89-93.

FELIX, Johannes und. Hans Lenk., 1890, Beitrage zur Geologie und Paläontologie der Republik Mexico: Stuttgart Schweizerbart; v.1, p. 78,88 und 102.

FERGUSON, G. J. and W. F. Libby, 1963, UCLA Radiocarbon Dates II: *Radiocarbon*, v. 5, p. 1-22.

FISHER, R. V. and H. U. Schmincke, 1984, *Pyroclastic Rocks*: Berlin, Springer Verlag, 472 p.

FRIES, Carl, 1960, Geología del Estado de Morelos y de Partes Adyacentes de México y Guerrero, Región Central Meridional de México: *Boletín del Instituto de Geología de la UNAM*; 60.

GEVAP (G. Carrasco Núñez, P. Cervantes Laing, R. Cortés Luna, H. Delgado Granados y R. Molinero Molinero), 1995, Patrones de Viento en la Región del Volcán Popocatepetl y la Ciudad de México: en *Volcán Popocatepetl: Estudios Realizados durante la Crisis de 1994-1995*, CENAPRED, (in press).

GUNN, B. M. and F. Mooser, 1971, Geochemistry of the Volcanics of Central Mexico: *Bulletin Volcanologique*, v. 34(2); p. 577-616.

HARLAND, W. Brian, *et al.*, 1990, *A Geologic Time Scale: Great Britain*, Cambridge University Press, 263 p.

HASENAKA, T and I. S. E. Carmichael, 1985, The Cinder Cones of Michoacán-Guanajuato, Central Mexico: Their Age, Volume and Distribution, and Magma Discharge Rate: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 25, p. 105-124.

HERRERO, B. Emilio and Surendra Pal, 1977-1978, Paleomagnetic Study of Sierra de Chichinautzin, México: *Geofísica Internacional*, v. 17(2), p. 167-180.

HUMBOLT, Alexander, 1826 (1944), *Cosmos*: Buenos Aires, Glem, p.509-593.

INEGI, 1992, Cuadernos de Información Basica Delegacional: Tlalpan: D.D.F.

INEGI, 1990, Cuadernos de Información Basica Delegacional: Coyoacán: D.D.F.

INMAN, D. L., 1952, Measures for Describing the Size Distribution of Sediments: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 22; p. 125-145.

International Stratigraphic Guide, 1994, Salvador Amos, ed., International Subcommision on Stratigraphic Classification of the IUGS, International Comission on Stratigraphy, (USA GSA-IUGS).

IRVINE, T.N. and W.R.A. Baragar, 1971, A Guide to Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8(5), p. 523-548.

KOKELAAR, B. P., 1982, Fluidization of Wet Sediments During the Emplacement and Cooling of Various Igneous Bodies: Journal of the Geological Society of London, v. 139, p. 21-23.

LIBBY, V., 1955, Radiocarbon Data, Chapter 6: University of Chicago, p. 129.

LUHR, James F and Tom Simkin, 1993, in Parícutin: The Volcano Born in a Mexican Cornfield: ed. James F. Lühr and Tom Simkin, Geoscience Press Inc., Arizona, 427 p.

LUGO Hubp, José, 1984, Geomorfología del Sur de la Cuenca de México: Serie Varia, T.I(8), Instituto de Geografía, México, 95 p.

LUGO Hubp, José, 1970, Introducción al estudio de los Conos Volcánicos en la parte Noroccidental de la Sierra Chichinautzin, D.F. [Tesis de Licenciatura]: ESIA-I.P.N.

MALDONADO-Koerdell, Manuel, Nov. 1954, La Formación y Caracteres del Pedregal de San Angel: Tlatoani (ENAH), Num. 8-9; p.1-6.

MARROQUIN y Rivera, M. y Pedro C. Sánchez, 1901; Mémoire sur la Chaîne de Montagnes de L'Ajusco et le Captage de ses Eaux Souterraines: Memorias de la Sociedad Científica "Antonio Alzate", p. 167-200.

MARTIN del Pozzo, A.L., 1989, Geoquímica y Geomagnetismo de la Sierra Chichinautzin [Tesis Doctoral], Facultad de Ciencias, UNAM.

MARTIN del Pozzo, A.L., 1982, Monogenetic Vulcanism in the Sierra Chichinautzin, México: Bulletin of Volcanology, v. 45(1), p. 9-29.

MARTIN del Pozzo, A.L., 1980, Volcanología de la Sierra Chichinautzin [Tesis de Licenciatura], Facultad de Ciencias, UNAM .

McGEHEE, Richard, 1976, Structures of the Xitle Volcano and the Lavas of the Pedregal de San Angel, Mexico, D.F.: Geological Society of America; Abstracts with programs, v. 8(1), p. 55.

MERCALLI, G., 1907, I Volcani Attivi della Terra: Ulrico Hoepli, Milán.

MOOSER, Federico, 1975, Historia Geológica de la Cuenca de México: Memorias de las Obras del Sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal, Tomo 1, p.9-38.

MOOSER, Federico, 1963, Historia Tectónica de la Cuenca de México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 15; p. 239-246.

MOOSER, F., (1956) 1962, Bosquejo Geológico de las Partes Central y Occidental del Estado de Morelos y Areas Contiguas de los Estados de Guerrero y México (Libreto-Guía de la excursión C-9), XX Congreso Geológico Internacional, México, p. 17-53.

MOOSER, Federico, 1957, Los Ciclos de Vulcanismo que Formaron la Cuenca de México: XX Congreso Geológico Internacional, México, Sección 1: Vulcanismo del Cenozoico, Tomo 2; p. 337-348.

MOOSER, Freddie, Alan E. M. Nairn and Jörg F. W. Negendank, 1974, Palaeomagnetic Investigations of the Tertiary and Quaternary Igneous Rocks: VIII A Palaeomagnetic and Petrologic Study of Volcanics of the Valley of Mexico: *Geologische Rundschau*, v. 63(2); p. 451-483.

MOOSER, F., et al.; 1958, Catalogue of Active Volcanoes and Solfatara Fields of Central America, Part VI: International Volcanological Association, Napoli.

MORA Alvarez, G., C. Caballero Miranda, Jaime Urritia Fucugauchi y S.H. Uchiumi, 1992, Southward Migration of Volcanic Activity in the Sierra de Las Cruces, Basin of Mexico? - A Preliminary K-Ar Dating and Palaeomagnetic Study: *Geofísica Internacional*, v. 30(2); p. 61-70.

MORAN Centeno, Dante, 1984, *Geología de la República Mexicana*: México, INEGI.

MORIYA, I., 1978, Topography of Lava Domes, KomazawaChiri: *Bulletin of the Department of Geography, Momazawa University, Japan*, 14, p.55-69.

MULLEN, Ellen D., 1983, MnO/TiO₂/P₂O₅: a Minor Element Discrimination for Basaltic Rocks of Oceanic Environments and its Implications for Petrogenesis: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 62(1), p. 53-62.

NEGENDANK, J. F. K., 1973, Some Aspects of Volcanic Rocks of the Valley of Mexico: *Bulletin Volcanologique*, v. 37(3); p. 292-303.

NEGENDANK, J. F. W., 1973a, Zur Geologie des Tales von Mexiko: *Münsterische Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, H.31/32; p. 289-302.

NEGENDANK, J.F.W., 1973b, Geochemical Aspects of Volcanic Rocks of the Valley of Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 13; p. 267-278.

NEGENDANK, Jörg. F. W., 1972, Volcanics of the Valley of México, Description of some Mexican Volcanic Rocks with Special Consideration of the Opaques, Part 1: Petrography of the Volcanics: *Nues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlung*, v. 116(3), p. 308-320.

NELSON, Stephen A., 1990, Volcanic Hazards in Mexico - a Summary: *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, v. 9(1); p. 71-81.

NEWHALL C. G. and S. Self, 1982, Volcanic Explosivity Index (VEI): an Estimate of Explosive Magnitude for Historical Volcanism: *Journal of Geophysical Research*, v. 87; p. 1231-1238.

- OLLIER**, Cliff, 1988, *Volcanoes*: New York, Basil Blackwell Inc., 228 p.
- ORDOÑEZ**, Ezequiel, 1895, *Las Rocas Eruptivas del Suroeste de la Cuenca de México*: Instituto Geológico de México, Bol. 2, p. 3-46.
- ORTEGA** Gutiérrez, Fernando, *et al.*, 1992, *Texto Explicativo de la Quinta Edición de la Carta Geológica de la República Mexicana, Esc. 1:2,000,000*: Instituto de Geología UNAM y Consejo de Recursos Minerales, SEMIP.
- PEARCE**, J. A., 1982, *The Role of Sub-continental Lithosphere in Magma Genesis at Destructive Plate Margins*, in *Continental Basalts and Mantle xenoliths*, C.J. Hawkesworth & M.J. Norry (eds), Nantwich, Shiva, p. 230-249.
- PEARCE**, J. A. and J. R. Cann, 1973, *Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Elements Analyses*: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 19(2), p. 290-300.
- PEARCE**, J. H., *et al.*, 1977, *The Relationship Between Major Element Chemistry and Tectonic Environment of Basic and Intermediate Volcanic Rocks*: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36(1), p. 121-132.
- PIKE**, R. J., 1974, *Craters on Earth, Moon and Mars: Multivariate Classification and Mode of Origin*: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 22; p. 245-255.
- PYLE**, David M., 1989, *The Thickness, Volume and Grainsize of Tephra Fall Deposits*: *Bulletin of Volcanology*, v. 51; p. 1-15.
- RICHTER**, Peter und Jörg Negendank, 1976, *Spurenelementuntersuchungen an Vulkaniten des Tales von Mexiko*: *Münsterische Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, H.38/39, p. 179-200.
- RITTMAN**, A., 1962, *Volcanoes and Their Activity*: Trans. E. A. Vincent, New York, Interscience.
- SANCHEZ-RUBIO**, 1978, *Notas Sobre la Vulcanología Cenozoica de la Región entre Temascaltepec y La Marquesa, Estado de México (Libro-Guía Excursión a Tierra Caliente)*, IV Convención Geológica Nacional Mexicana, p. 26-32.
- SCANDONE**, R., 1979, *Preliminary Evaluation of the Volcanic Hazard in the Southern Valley of Mexico*: *Geofísica Internacional*, v. 18(1), p. 21-35.
- SCHLAEPFER**, Carmen, 1968, *Geología de la Hoja México 14Q-h(5)*: Instituto de Geología UNAM, Esc: 1:100,000.
- SCHMITTER**, Eduardo, 1953, *Investigación Petrológica en las Lavas del Pedregal de San Angel*: *Memorias del Congreso Científico Mexicano*, II, p. 218-237.
- SCROPE**, J. P., 1862, *Volcanoes: Their Characteristics, their Phenomena, their Share in the Structure and Composition of the Surface of the Globe, and the Relation to its Internal Forces* (2nd edition), London, Longman Green.

SELF, S. and R. S. J. Sparks, 1978, Characteristics of Wide-spread Pyroclastic Deposits Formed by the Interaction of Silicic Magma and Water: *Bulletin Volcanologique*, v. 41(3); p. 1-17.

SELLEY, R. C., 1978, *Ancient Sedimentary Environments* (second edition): London, Chapman & Hall.

SIEBERT, Lee, 1984, Large Volcanic Debris Avalanche: Characteristics of Source Areas, Deposits and Associated Eruptions: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 22, p. 163-197.

SIMKIN, T., L. Siebert, I. McClelland, D. Bridge, C. Newhall and J.H. Latter, 1981, *Volcanoes of the World*: Smithsonian Institution, Pennsylvania, Hutchinson Ross Publ. Co.

SOUSTELLE, Jacques, 1974, *La Vida Cotidiana de los Aztecas, México*, F.C.E., 273 p.

SPP, 1981, Carta Fisiográfica de México, Escala 1:100,000.

SPP, 1980, Carta Topográfica de México, Escala 1: 50,000.

STRECKEISEN, A., 1979, Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites, and Melilitic Rocks: Recommendations and Suggestions of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks: *Geology*, v. 7; p.331-335.

SUZUKI, T., 1977, Volcano Types and Their Global Population Percentages: *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, 22, p. 27-40.

The Concise Oxford Dictionary of Earth Sciences, 1990, Edited by Ailsa Allaby and Michael Allaby, New York, Oxford University Press.

TILLING, Robert I., 1993, *Los Peligros Volcánicos* (Trad. Bernardo Beate): USA, WOVO-IAVCEI.

UI, Tadahide, 1989, Discrimination Between Debris Avalanches and Other Volcaniclastic Deposits *in* *Proceedings in Volcanology 1*, IAVCEI, p. 201-209.

UI, Tadahide, Shimpei Kawachi and Vincent E. Neall, 1986, Fragmentation of Debris Avalanche Material During Flowage - Evidence from the Pungarehu Formation, Mount Egmont, New Zealand: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 27; p. 255-264.

URRUTIA-FUCUGAUCHI, Jaime, 1994, On the Reliability of Paleomagnetic Observations on Volcanic Rocks as a Record of the Past Geomagnetic Field: *Magnetism: Rocks to Supercconductors*, Memoir 29, p. 93-115.

VAZQUEZ-SÁNCHEZ, E. y R. Jaimes Palomera, 1989, Geología de la Cuenca de México: *Geofísica Internacional*, v. 28(2); p. 133-190.

VERMA, S. P., 1995, Geochemistry of Subducting Cocos Plate and the Origin of Subduction-unrelated Mafic Volcanism in Central Mexico: (in press).

VERMA, Surendra P., 1981, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, K, Rb, Cs, Ba, y Sr, en la Sierra de Chichinautzin, Valle de México y sus Implicaciones Petrogenéticas: Unión Geofísica Mexican, Memorias de la Reunión, Manzanillo, A-46-47.

VERMA, S. P. and M. A. Armienta, 1985, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Alkali and Alkaline Earth Element Geochemistry of Chichinautzin Sierra, Mexico: Geofísica Internacional, v. 24-4, p. 665-678.

WAITZ, P. y E. Wittich, 1910, Tubos de Explosión en el Pedregal de San Angel: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, tomo VII, p. 169-187.

WALKER, G. P. L., 1991, Origin of Vesicle Types and Distribution Patterns in the Xictle Pahoehoe Basalt, in Mexico City: A.G.U. Fall Meeting, Programe with abstracts, p 566.

WALKER, G. P. L., 1989, Spongy Pahoehoe in Hawaii; a Study of Vesicle-Distribution Patterns in Basalt and their Significance: Bulletin of Volcanology, v. 51, p. 199-209.

WALKER, G.P.L., 1973a, Explosive Volcanic Eruptions - a New Clasification Scheme: Geologische Rundschau, 62(2), p. 431-446.

WALKER, G. P. L., 1973b, Lenght of Lava Flows: Phil.Trans R. Soc. London, v. 274, p. 107-118.

WALKER, G.P.L., 1971, Grain Size Characteristics of Pyroclastic Deposits: Journal of Geology, v. 79(6), p. 696-714.

WHITE, Sidney E., *et al.*, 1990, El Ajusco: Geomorfología Volcánica y Acontecimientos Glaciales Durante el Pleistoceno Superior y Comparación con las Series Glaciales Mexicanas y las de las Montañas Rocallosas (Trad. José L. Lorenzo), colección científica, México, INAH.

WILSON, L., 1980, Relationships Between Pressure, Volatile Content and Ejecta Velocity in Three Types of Volcanic Explosions: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 8, p297-313.

WILSON, Marjorie, 1989, Igneous Petrogenesis: London, Unwin Hyman.

WITTICH, Ernesto, 1919, Los Fenómenos Microvolcánicos en el Pedregal de San Angel: Memorias y Revista de la Sociedad Científica "Antonio Alzate", tomo 38(3y4), p.101-120.

WRIGHT, John V., Alan L. Smith and Stephen Self, 1980, A Working Terminology of Pyroclastic Deposits: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 88(2-4), p. 315-336.

APENDICE

TESIS SIN PAGINACION

COMPLETA LA INFORMACION

PETROGRAFIA

MUESTRA No.: Aj - 1

Localidad: Andesita Pico del Aguila

DESCRIPCION MACROSCOPICA:

Color: Gris - rojizo

Textura: Porfirítica

Minerales Observables: Olivino, plagioclasa, biotita.

DESCRIPCION MICROSCOPICA:

Textura: Porfirítica, fenocristales de Plagioclasa, olivino, biotita, hornblenda y piroxeno

Mineralogía:

- Matriz:	58.0%
- Plagioclasa: fenocristales	18.4%
- Piroxeno: fenocristales	2.4%
- Olivino: fenocristales	0.2%
- Biotita: fenocristales	3.2%
- Hornblenda: fenocristales	5.0%
- Magnetita:	0.2%
- Vesículas:	12.4%

Matriz:

Compuesta principalmente por microcristales de plagioclasa además de piroxeno, olivino, biotita y hornblenda.

Observaciones:

Los fenocristales de plagioclasa presentan un marcado zoneamiento. Los fenocristales de biotita se aprecian muy corroídos.

MUESTRA No.: Aj - 2

Localidad: Andesita Conejo

DESCRIPCION MACROSCOPICA:

Color: Gris - rojizo

Textura: Porfirítica

Minerales Observables: Plagioclasa, biotita.

DESCRIPCION MICROSCOPICA:

Textura: Porfirítica, fenocristales de Plagioclasa, biotita, hornblenda y piroxeno

Mineralogía:

- Matriz:	62.6%
- Plagioclasa: fenocristales	7.3%
- Piroxeno: fenocristales	1.0%
- Biotita: fenocristales	3.2%
- Hornblenda: fenocristales	2.6%
- Opacos:	0.3%
- Vesículas:	18.3%

Matriz:

Es afanítica, inequigranular. Compuesta principalmente por microcristales de plagioclasa y feldespato potásico, además de biotita y hornblenda.

Observaciones:

Los fenocristales de plagioclasa presentan un marcado zoneamiento y están muy fragmentados y corroídos. Los fenocristales de biotita están alterados a clorita.

MUESTRA No.: Aj - 4

Localidad: Basalto Viborillas

DESCRIPCION MACROSCOPICA:

Color: Gris

Textura: Afanítica

Minerales Observables: Ninguno

DESCRIPCION MICROSCOPICA:

Textura: Porfírica, fenocristales de plagioclasa, olivino y piroxeno

Mineralogía:

- Matriz: 77.0%
- Plagioclasa: fenocristales 0.6%
- Clinopiroxeno: fenocristales 7.6%
- Olivino: fenocristales 6.4%
- Opacos: 1.2%
- Vesículas: 5.8%

Matriz:

Compuesta por microcristales de plagioclasa, piroxeno y olivino.

Observaciones:

El olivino se encuentra alterado a iddingsita. Los fenocristales de plagioclasa se encuentran muy corroídos.

MUESTRA No.: CR - 1

Localidad: Basalto Corregidora

DESCRIPCION MACROSCOPICA:

Color: Gris

Textura: Porfírica

Minerales Observables: Olivino, Plagioclasa

DESCRIPCION MICROSCOPICA:

Textura: Porfírica, fenocristales de olivino

Mineralogía:

- Olivino: 2a. generación 5.0%
- 1a. generación 2.3%
- Clinopiroxeno 16.3%
- Plagioclasa 59.0%
- Vesículas 17.3%

Matriz:

Compuesta por microcristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino (2a. generación).

Observaciones:

Los fenocristales de olivino están alterados a iddingsita

MUESTRA No.: Cz - 1

Localidad: Volcán Cuautzontle

DESCRIPCION MACROSCOPICA:

Color: Rosa - Gris

Textura: Afanítica

Minerales Observables: Ninguno

DESCRIPCION MICROSCOPICA:

Textura: Equigranular, automórfica

Mineralogía:

- Plagioclasa: 37.6%
- Piroxeno: 11.6%
- Biotita: fenocristales 5.6%
- microcristales 11.2%
- Hornblenda: 1.6%
- Hematita: 5.2%
- Opacos: 1.4%
- Vesículas: 25.8%

Matriz:

Compuesta por microcristales de plagioclasa, piroxeno, biotita, hornblenda.

Observaciones:

La roca se encuentra muy alterada. La hematita como alteración de ferromagnesianos. La biotita se encuentra alterada a clorita.

MUESTRA No.: FB - 1

Localidad: Basalto Fuentes Brotantes

DESCRIPCION MACROSCOPICA:

Color: Gris Oscuro

Textura: Porfírica

Minerales Observables: Olivino, Plagioclasa

DESCRIPCION MICROSCOPICA:

Textura: Porfírica, fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa

Mineralogía:

- Matriz:	57.2%
- Olivino: fenocristales	2.6%
- Clinopiroxeno: fenocristales	5.4%
- Opacos	2.0%
- Vesículas	32.8%

Matriz:

Compuesta por microcristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino.

Observaciones:

Los fenocristales de olivino y clinopiroxeno estan alterados.

MUESTRA No.: Mg - 1

Localidad: Volcán Magdalena

DESCRIPCION MACROSCOPICA:

Color: Rosa - Gris

Textura: Afanítica

Minerales Observables: Ninguno

DESCRIPCION MICROSCOPICA:

Textura: Equigranular, automórfica

Mineralogía:

- Matriz:	58.4%
- Plagioclasa: fenocristales	24.8%
- Clinopiroxeno:	0.2%
- Ortopiroxeno:	2.0%
- Biotita: fenocristales	1.8%
- Hornblenda:	1.0%
- Hematita:	1.4%
- Opacos:	0.4%
- Vesículas:	10.0%

Matriz:

Compuesta por microcristales de plagioclasa, piroxeno, biotita, hornblenda.

Observaciones:

La roca se encuentra muy alterada. Los fenocristales de plagioclasa se encuentran muy corroídos.

MUESTRA No.: Te - 1

Localidad: Basalto Tepetongo

DESCRIPCION MACROSCOPICA:

Color: Gris

Textura: Porfírica

Minerales Observables: Olivino, plagioclasa, biotita.

DESCRIPCION MICROSCOPICA:

Textura: Porfírica, fenocristales de olivino, biotita, hornblenda y piroxeno

Mineralogía:

- Matriz:	60.9%
- Piroxeno: fenocristales	1.6%
- Olivino: fenocristales	0.6%
- Biotita: fenocristales	2.0%
- Hornblenda: fenocristales	1.6%
- Magnetita:	1.3%

- Vesículas: 31.6%
Matriz:
Holocristalina, equigranular, compuesta principalmente por microcristales de plagioclasa y piroxeno.
Observaciones:
La muestra está muy porosa.

MUESTRA No.: XI - 5
Localidad: Basalto San Buenaventura

DESCRIPCION MACROSCOPICA:
Color: Gris Oscuro
Textura: Porfírica
Minerales Observables: Olivino, Plagioclasa

DESCRIPCION MICROSCOPICA:
Textura: Porfírica, fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa

Mineralogía:
- Olivino: 2a. generación 6.7%
1a. generación 6.0%
- Clinopiroxeno: 8.9%
- Plagioclasa: 2a. generación 29.3%
1a. generación 20.6%
- Magnetita 0.7%
- Vesículas 27.8%

Matriz:
Compuesta por microcristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino (2a. generación).
Observaciones:
La muestra se encuentra muy alterada. El olivino alterado a iddingsita.

MUESTRA No.: XI - 6
Localidad: Xicontle

DESCRIPCION MACROSCOPICA:
Color: Gris Oscuro
Textura: Porfírica
Minerales Observables: Olivino, Plagioclasa

DESCRIPCION MICROSCOPICA:
Textura: Porfírica, fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa

Mineralogía:
- Olivino: 2a. generación 10.2%
1a. generación 8.7%
- Clinopiroxeno: 12.6%
- Plagioclasa: 2a. generación 33.8%
1a. generación 22.3%
- Magnetita 0.4%
- Vesículas 12.6%

Matriz:
Compuesta por microcristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino (2a. generación).
Observaciones:
La muestra se encuentra alterada.

MUESTRA No.: XI - 7
Localidad: Basalto Agua Escondida

DESCRIPCION MACROSCOPICA:
Color: Gris Oscuro
Textura: Porfírica
Minerales Observables: Olivino, Plagioclasa

DESCRIPCION MICROSCOPICA:
Textura: Porfírica, fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa

Mineralogía:

- Olivino: 2a. generación 12.7%
- 1a. generación 12.2%
- Clinopiroxeno: 21.0%
- Plagioclasa: 38.9%
- Magnetita 0.8%
- Vesículas 14.3%

Matriz:

Compuesta por microcristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino (2a. generación).

Observaciones:

La magnetita se encuentra como inclusiones en el olivino.

MUESTRA No.: Xi - 8

Localidad: Basalto Ciudad Universitaria

DESCRIPCION MACROSCOPICA:

Color: Gris Oscuro

Textura: Porfírica

Minerales Observables: Olivino, Plagioclasa

DESCRIPCION MICROSCOPICA:

Textura: Porfírica, fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa

Mineralogía:

- Olivino: 2a. generación 15.5%
- 1a. generación 5.8%
- Clinopiroxeno: 9.8%
- Plagioclasa: 56.3%
- Magnetita 0.1%
- Vesículas 25.6%

Matriz:

Compuesta por microcristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino (2a. generación).

Observaciones:

La magnetita se encuentra como inclusiones en el olivino.

MUESTRA No.: Xi - 9

Localidad: Basalto Miguel Hidalgo

DESCRIPCION MACROSCOPICA:

Color: Gris Oscuro

Textura: Porfírica

Minerales Observables: Olivino, Plagioclasa

DESCRIPCION MICROSCOPICA:

Textura: Porfírica, fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa

Mineralogía:

- Olivino: 2a. generación 15.5%
- 1a. generación 8.1%
- Clinopiroxeno: 18.0%
- Plagioclasa: 2a. generación 35.7%
- 1a. generación 4.8%
- Magnetita 0.4%
- Vesículas 17.5%

Matriz:

Compuesta por microcristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino (2a. generación).

Observaciones:

El olivino es muy abundante.

MUESTRA No.: Xi - 10

Localidad: Basalto Seminario

DESCRIPCION MACROSCOPICA:

Color: Gris Oscuro

Textura: Porfírica
Minerales Observables: Olivino, Plagioclasa

DESCRIPCION MICROSCOPICA:

Textura: Porfírica, fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa

Mineralogía:

- Olivino: 2a. generación	8.4%
1a. generación	3.5%
- Clinopiroxeno:	11.4%
- Plagioclasa: 2a. generación	40.1%
1a. generación	8.9%
- Magnetita	0.1%
- Vesículas	25.6%

Matriz:

Compuesta por microcristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino (2a. generación).

Observaciones:

Los fenocristales de olivino y plagioclasa se encuentran corroídos. En algunos fenocristales de olivino se observan intercrecimientos del clinopiroxeno.

MUESTRA No.: XI - 11

Localidad: Basalto Pedregal de San Angel

DESCRIPCION MACROSCOPICA:

Color: Gris Oscuro

Textura: Porfírica

Minerales Observables: Olivino, Plagioclasa

DESCRIPCION MICROSCOPICA:

Textura: Porfírica, fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa

Mineralogía:

- Olivino: 2a. generación	16.4%
1a. generación	8.7%
- Clinopiroxeno:	14.5%
- Plagioclasa:	42.6%
- Magnetita	1.2%
- Vesículas	16.6%

Matriz:

Compuesta por microcristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino (2a. generación).

Observaciones:

Los fenocristales de olivino alterados a iddingsita.

MUESTRA No.: X - 12

Localidad: Basalto Tenantongo

DESCRIPCION MACROSCOPICA:

Color: Gris

Textura: Porfírica

Minerales Observables: Olivino, Plagioclasa

DESCRIPCION MICROSCOPICA:

Textura: Porfírica, fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa

Mineralogía:

- Olivino: 2a. generación	6.4%
1a. generación	2.8%
- Clinopiroxeno: 2a. generación	13.9%
1a. generación	2.8%
- Plagioclasa: 2a. generación	51.1%
1a. generación	7.4%
- Magnetita	0.1%
- Vesículas	10.3%

Matriz:

Compuesta por microcristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino (2a. generación).

Observaciones:

Se observan crecimientos de matriz en las zonas corroídas de los fenocristales

MUESTRA No.: Xi - 13

Localidad: Basalto Seminario

DESCRIPCION MACROSCOPICA:

Color: Gris Oscuro

Textura: Porfírica

Minerales Observables: Olivino, Plagioclasa

DESCRIPCION MICROSCOPICA:

Textura: Porfírica, fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa

Mineralogía:

- Olivino: 2a. generación	14.2%
1a. generación	4.1%
- Clinopiroxeno:	11.6%
- Plagioclasa: 2a. generación	49.8%
1a. generación	1.3%
- Magnetita	0.6%
- Vesículas	18.4%

Matriz:

Compuesta por microcristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino (2a. generación).

Observaciones:

Los fenocristales de olivino alterados a iddingsita.

MUESTRA No.: Xi - 14

Localidad: Basalto Ciudad Universitaria

DESCRIPCION MACROSCOPICA:

Color: Gris Oscuro

Textura: Porfírica

Minerales Observables: Olivino, Plagioclasa

DESCRIPCION MICROSCOPICA:

Textura: Porfírica, fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa

Mineralogía:

- Olivino: 2a. generación	13.8%
1a. generación	9.2%
- Clinopiroxeno:	13.8%
- Plagioclasa: 2a. generación	49.2%
1a. generación	3.5%
- Magnetita	0.3%
- Vesículas	10.4%

Matriz:

Compuesta por microcristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino (2a. generación).

Observaciones:

Los fenocristales de olivino alterados a iddingsita.

MUESTRA No.: Xi - 15

Localidad: Basalto Ciudad Universitaria

DESCRIPCION MACROSCOPICA:

Color: Gris Oscuro

Textura: Porfírica

Minerales Observables: Olivino, Plagioclasa

DESCRIPCION MICROSCOPICA:

Textura: Porfírica, fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa

Mineralogía:

- Olivino: 2a. generación	14.7%
1a. generación	10.3%
- Clinopiroxeno:	8.8%

- Plagioclasa: 46.3%
- Magnetita 0.1%
- Vesículas 19.4%

Matriz:

Compuesta por microcristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino (2a. generación).

Observaciones:

Los fenocristales de olivino alterados a iddingsita.

MUESTRA No.: Xi - 16

Localidad: Basalto Ciudad Universitaria

DESCRIPCION MACROSCOPICA:

Color: Gris Oscuro

Textura: Porfírica

Minerales Observables: Olivino, Plagioclasa

DESCRIPCION MICROSCOPICA:

Textura: Porfírica, fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa

Mineralogía:

- Olivino: 2a. generación 13.5%
- 1a. generación 13.6%
- Clinopiroxeno: 7.3%
- Plagioclasa: 53.6%
- Magnetita 0.4%
- Vesículas 11.6%

Matriz:

Compuesta por microcristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino (2a. generación).

Observaciones:

Los fenocristales de olivino alterados a iddingsita.

MUESTRA No.: Xi - 17

Localidad: Basalto Ciudad Universitaria

DESCRIPCION MACROSCOPICA:

Color: Gris Oscuro

Textura: Porfírica

Minerales Observables: Olivino, Plagioclasa

DESCRIPCION MICROSCOPICA:

Textura: Porfírica, fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa

Mineralogía:

- Olivino: 2a. generación 12.6%
- 1a. generación 7.8%
- Clinopiroxeno: 2a. generación 8.8%
- 1a. generación 5.8%
- Plagioclasa: 51.8%
- Magnetita 0.2%
- Vesículas 10.2%

Matriz:

Compuesta por microcristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino (2a. generación).

Observaciones:

Los fenocristales de olivino alterados a iddingsita.

MUESTRA No.: Xi - 18

Localidad: Basalto Ciudad Universitaria

DESCRIPCION MACROSCOPICA:

Color: Gris Oscuro

Textura: Porfírica

Minerales Observables: Olivino, Plagioclasa

DESCRIPCION MICROSCOPICA:

Textura: Porfírica, fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa

Mineralogía:

- Olivino: 2a. generación	12.2%
1a. generación	5.9%
- Clinopiroxeno:	15.9%
- Plagioclasa:	52.3%
- Magnetita	0.5%
- Vesículas	13.2%

Matriz:

Compuesta por microcristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino (2a. generación).

Observaciones:

Los fenocristales de olivino alterados a iddingsita. Interrecrecimientos de microcristales de plagioclasa en fenocristales de olivino. Magnetita como inclusiones en los cristales de olivino.

MUESTRA No.: Xi - 19

Localidad: Basalto Ciudad Universitaria

DESCRIPCION MACROSCOPICA:

Color: Gris Oscuro

Textura: Porfírica

Minerales Observables: Olivino, Plagioclasa

DESCRIPCION MICROSCOPICA:

Textura: Porfírica, fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa

Mineralogía:

- Olivino: 2a. generación	15.1%
1a. generación	5.7%
- Clinopiroxeno:	13.8%
- Plagioclasa: 2a. generación	43.0%
1a. generación	2.6%
- Magnetita	0.3%
- Vesículas	19.2%

Matriz:

Compuesta por microcristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino (2a. generación).

Observaciones:

Los fenocristales de olivino alterados a iddingsita.

MUESTRA No.: Yo - 1

Localidad: Volcán Yollolica

DESCRIPCION MACROSCOPICA:

Color: Gris Oscuro

Textura: Porfírica

Minerales Observables: Olivino, Plagioclasa

DESCRIPCION MICROSCOPICA:

Textura: Porfírica, fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa

Mineralogía:

- Olivino: 2a. generación	10.4%
1a. generación	2.6%
- Clinopiroxeno:	9.6%
- Plagioclasa:	42.6%
- Opacos	4.8%
- Vidrio	12.0%
- Vesículas	18.0%

Matriz:

Compuesta por microcristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino (2a. generación).

Observaciones:

Los fenocristales de olivino están muy fragmentados.

DATOS GEOQUIMICOS

	X4-10-94	X5-10-94	X5-10-94*	X6-10-94	X6-10-94*	X7-10-94*	X8-10-94*	X9-10-94	X9-10-94*	X10-10-94*
SiO2	50.81	51.19	52.197	50.88	52.273	51.637	52.231	51.41	52.268	52.214
Al2O3	15.27	15.1	15.757	15.12	15.674	15.912	15.862	15.35	15.819	15.454
TiO2	1.78	1.78	1.779	1.78	1.772	1.736	1.753	1.79	1.765	1.746
FeO t	9.02	9.3	9.87	9.1	9.644	9.625	9.727	9.3	9.716	9.779
CaO	7.32	7.33	7.259	7.36	7.219	7.848	7.358	7.43	7.328	7.079
K2O	1.3	1.3	1.192	1.31	1.51	1.56	1.316	1.3	1.26	1.267
MnO	0.153	0.156	0.154	0.153	0.151	0.154	0.156	0.157	0.152	0.154
P2O5	0.556	0.563	0.592	0.566	0.598	0.514	0.578	0.534	0.583	0.61
Na2O	3.2	3.24	3.403	3.17	3.374	3.308	3.411	3.34	3.46	3.373
MgO	7.24	7.76	7.77	7.64	7.933	8.002	7.792	8.04	7.739	8.059
Px C			0.43		0.01	-0.11	0.07		-0.17	0.11
TOTAL			100.4		100.158	100.186	100.254		99.92	99.845
FeO			3.15		6.58	6.87	6.3		7.15	6.72
Zr	277.762	278.535		279.048				274.323		
Sr	507.932	509.199		510.556				513.425		
Nb	22.978	22.89		23.324				22.208		
Y	34.3	32.849		32.94				33.501		
Pb	21.406	21.344		21.986				21.708		
Ba	211.581	208.611		247.098				246.67		
	X11-10-94*	X12-10-94	X12A-10-94*	X13-10-94*	X14-10-94*	X15-10-94*	X16-10-94	X17-10-94*	X18-10-94*	X19-10-94*
SiO2	51.07	54.33	55.683	52.619	50.828	50.71	50.1	50.609	50.41	50.686
Al2O3	16.07	15.44	16.124	15.497	15.993	15.965	15.51	15.998	15.69	15.82
TiO2	1.856	1.06	1.098	1.734	1.798	1.767	1.81	1.793	1.837	1.827
FeO t	10.028	7.03	7.876	9.816	10.093	10.064	9.63	9.912	10.165	10.149
CaO	7.943	7.3	7.363	7.132	8.088	8.134	8.28	8.183	8.03	8.008
K2O	1.16	1.22	1.237	1.296	1.015	0.999	1.1	1.016	0.786	0.86
MnO	0.156	0.124	0.133	0.154	0.157	0.155	0.157	0.153	0.158	0.159
P2O5	0.519	0.311	0.268	0.6	0.48	0.471	0.468	0.457	0.504	0.514
Na2O	3.429	3.33	3.325	3.394	3.325	3.284	3.45	3.333	3.365	3.356
MgO	8.063	7.57	7.432	8.102	8.693	8.701	9.4	8.402	8.257	8.179
Px C	-0.37		0.27	-0.21	-0.44	-0.36		-0.49	-0.43	-0.36
TOTAL	99.924		100.809	100.134	100.03	99.89		99.366	98.772	99.198
FeO	6.72		5.44	7.15	7.01	6.43		7.58	7.01	7.3
Zr		173.869					225.476			
Sr		535.85					557.67			
Nb		8.646					17.295			
Y		19.278					29.473			
Pb		20.584					18.667			
Ba		264.889					190.187			

Datos con * fueron analizados en el LUGIS, UNAM por Rufino Lozano; las demas muestras fueron analizadas por Kelly Boland en la Universidad de Nevada, Las Vegas (USA)

DATOS GEOQUIMICOS (ELEMENTOS TRAZA)

Muestra	Sr	K	Pb	Ba	Th	Nb	Ce	P	Zr	Hf	Sm	Ti	Y	Yb
X4-10-94	507.932	10792.09	21584.18	211.581		22.978		2426.5	277.762			10671.25	34.2999999	
X5-10-94	509.199	10792.09	21584.18	208.611		22.89		2457.05	278.535			10671.25	32.8490001	
X6-10-94	510.556	10875.11	21750.22	247.098		23.324		2426.5	279.048			10671.25	32.94	
X9-10-94	513.425	10792.09	21584.18	246.67		22.208		2330.49	274.323			10731.2	33.501	
X12-10-94	535.85	10127.97	20255.94	264.889		8.64599999		1357.27	173.869			6354.79	19.278	
X16-10-94	557.67	9131.77	18263.54	190.187		17.295		2042.45	225.476			10851.1	29.4729999	
SOCA		7886.53	15773.06	241.84	2.4		54	2967.66			8.19999998	18045.2	27.9999999	3
A-OIB-Hualalai	500	7720.5	15441	300	1.2	16	43	1221.98	166	3	5.35	14388.2	21	1.88000001

Muestras X4-10-94 a X16-10-94 (Kelly Boland, Universidad de Nevada, com. pers.), muestra SOC A (Hugo Delgado, com. pers.), muestra A-OIB-Hualalai (Wilson, 1989).

DATOS GRANULOMETRICOS

XI-90						XI-150					
malla (mm)	malla (f)	peso individual (g)	% peso individual	peso acumulativo (g)	% peso acumulativo	malla (mm)	malla (f)	peso individual (g)	% peso individual	peso acumulativo (g)	% peso acumulativo
16	-4	19.3	3.569050965	19.3	3.569050965	0	-4	0	0	0	0
8	-3	72.04	13.32199127	91.34	18.89104224	8	-3	40.8	7.227703110	40.8	7.227703110
4	-2	139.03	25.71011169	230.37	42.60115393	4	-2	96.84	17.10216301	137.34	24.32826158
2	-1	110.63	20.45824395	341	63.05939788	2	-1	117.88	20.7373927	254.22	45.06722885
1	0	107.07	19.78991124	448.07	82.84930912	1	0	122.29	21.66380222	376.69	66.73103158
0.5	1	65.28	12.16436127	513.35	95.01367039	0.5	1	100.7	17.83911141	477.39	84.57014296
0.25	2	17	3.143723648	530.55	98.16739484	0.25	2	42.16	7.668689551	519.55	92.03883151
0.125	3	4.47	0.826614395	535.32	99.99400943	0.125	3	12.83	2.272848058	532.38	94.31167957
0.0625	4	2.25	0.416081071	537.57	99.6100895	0.0625	4	14.25	2.524482558	546.63	96.83808218
<0.0625	>5	3.19	0.589910498	540.78	100	<0.0625	>5	17.86	3.149317073	564.49	100
	TOTAL	540.76		100			TOTAL	564.49		100	
Percentiles (f)	Valor		Parámetros (Inman)*	Valor		Percentiles (f)	Valor		Parámetros (Inman)*	Valor	
p84	0		Md ₁	-1.7		p84	0.0		Md ₁	-0.8	
p50	-1.7		Md ₂	-1.53		p50	0.8		Md ₂	-0.75	
p16	-3.05		cp	1.53		p16	1.65		cp	1.65	
XI-150						XI-200					
malla (mm)	malla (f)	peso individual (g)	% peso individual	peso acumulativo (g)	% peso acumulativo	malla (mm)	malla (f)	peso individual (g)	% peso individual	peso acumulativo (g)	% peso acumulativo
16	-4	5.21	0.953932913	5.21	0.953932913	16	-4	1.53	0.292531834	1.53	0.292531834
8	-3	22.74	4.163615058	27.95	5.117547971	8	-3	25.84	4.940537647	27.37	5.233069481
4	-2	46.78	8.565255603	74.73	13.68280357	4	-2	51.83	7.953806738	68.97	13.18687628
2	-1	65.66	12.02211808	140.39	25.70492165	2	-1	69.72	13.33027418	138.69	26.5171504
1	0	102.47	18.76190127	242.86	44.46682291	1	0	121.83	23.2935643	260.52	49.8107147
0.5	1	138.3	25.32224989	381.16	69.7890728	0.5	1	148.17	28.2970059	408.69	78.14041528
0.25	2	95.8	17.54064743	476.98	87.32972023	0.25	2	60.2	11.51070781	468.89	89.65049138
0.125	3	28.7	5.254870388	505.68	92.5845906	0.125	3	10.33	3.181522695	485.53	92.83201407
0.0625	4	15.65	2.865480671	521.31	95.45005127	0.0625	4	13.49	2.579251271	499.02	95.41126534
<0.0625	>5	24.85	4.549948733	546.16	100	<0.0625	>5	24	4.580734656	523.02	100
	TOTAL	546.16		100			TOTAL	523.02		100	
Percentiles (f)	Valor		Parámetros (Inman)*	Valor		Percentiles (f)	Valor		Parámetros (Inman)*	Valor	
p84	1.6		Md ₁	0.2		p84	1.0		Md ₁	0	
p50	0.2		Md ₂	-0.6		p50	0		Md ₂	-0.25	
p16	-1.75		cp	1.68		p16	-1.8		cp	1.55	
XI-200						XI-250					
malla (mm)	malla (f)	peso individual (g)	% peso individual	peso acumulativo (g)	% peso acumulativo	malla (mm)	malla (f)	peso individual (g)	% peso individual	peso acumulativo (g)	% peso acumulativo
16	-4	0	0	0	0	16	-4	0	0	0	0
8	-3	0.69	0.134584252	0.69	0.134584252	8	-3	11.29	2.25891668	11.29	2.25891668
4	-2	15.38	2.998863465	16.07	3.134447717	4	-2	33.68	6.72877019	44.95	8.98588687
2	-1	93.55	18.24689383	109.82	21.38134158	2	-1	70.63	14.11922277	115.58	23.10490964
1	0	217.93	42.50716807	327.55	63.88850965	1	0	134.89	26.96505677	250.47	50.08996642
0.5	1	137.57	26.83297898	465.12	90.72148863	0.5	1	159.41	31.86670399	409.88	81.9366704
0.25	2	33.62	6.557588901	498.74	97.27905754	0.25	2	68.3	13.65344635	478.18	95.59011674
0.125	3	8.25	1.609159531	508.99	98.88821708	0.125	3	10.88	2.174958021	489.06	97.76507277
0.0625	4	2.45	0.477871618	509.44	99.36808867	0.0625	4	4.62	0.923558893	493.88	98.68862948
<0.0625	>5	3.25	0.63391133	512.69	100	<0.0625	>5	6.56	1.311370542	500.24	100
	TOTAL	512.69		100			TOTAL	500.24		100	
Percentiles (f)	Valor		Parámetros (Inman)*	Valor		Percentiles (f)	Valor		Parámetros (Inman)*	Valor	
p84	0.6		Md ₁	-0.3		p84	1		Md ₁	0	
p50	-0.3		Md ₂	-0.3		p50	0		Md ₂	-0.23	
p16	-1.2		cp	0.9		p16	-1.45		cp	1.23	

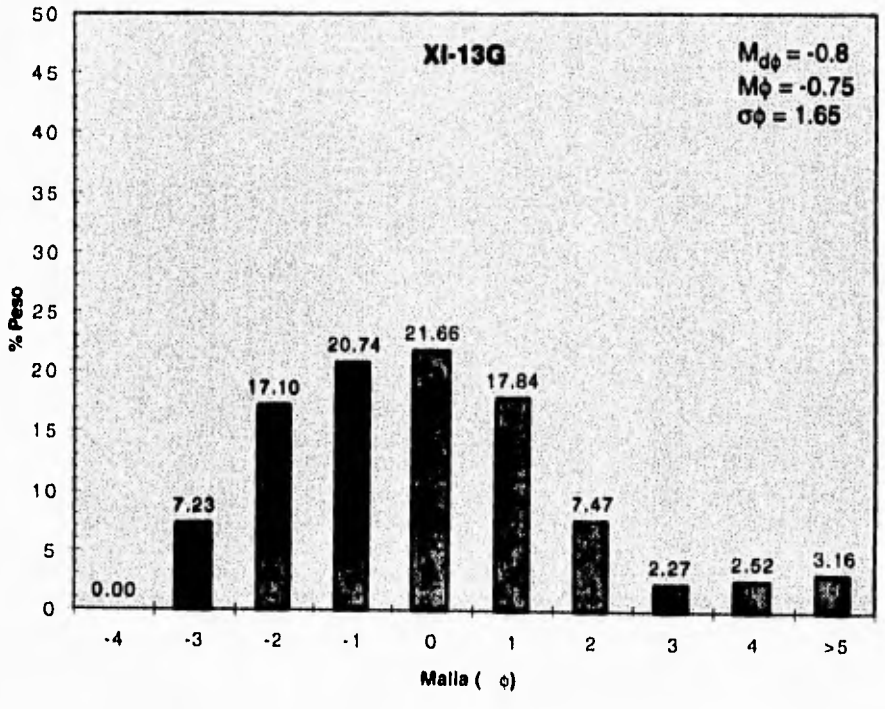
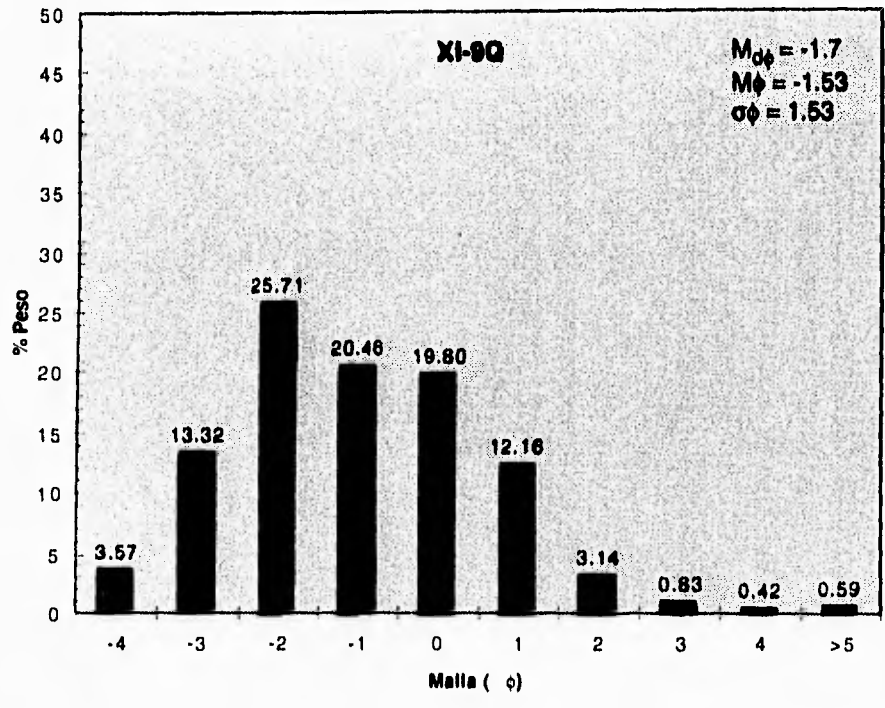
* Inman (1952)

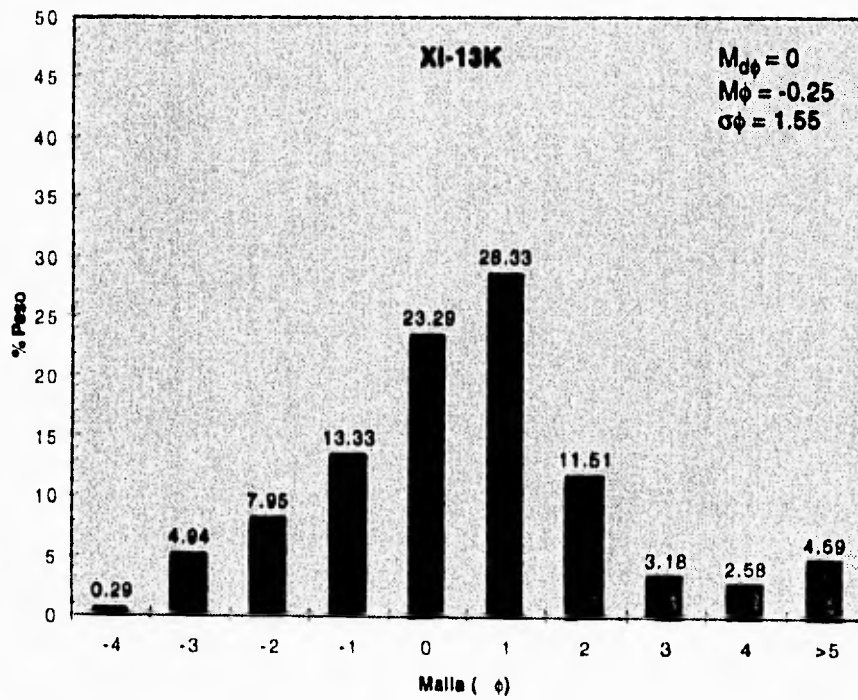
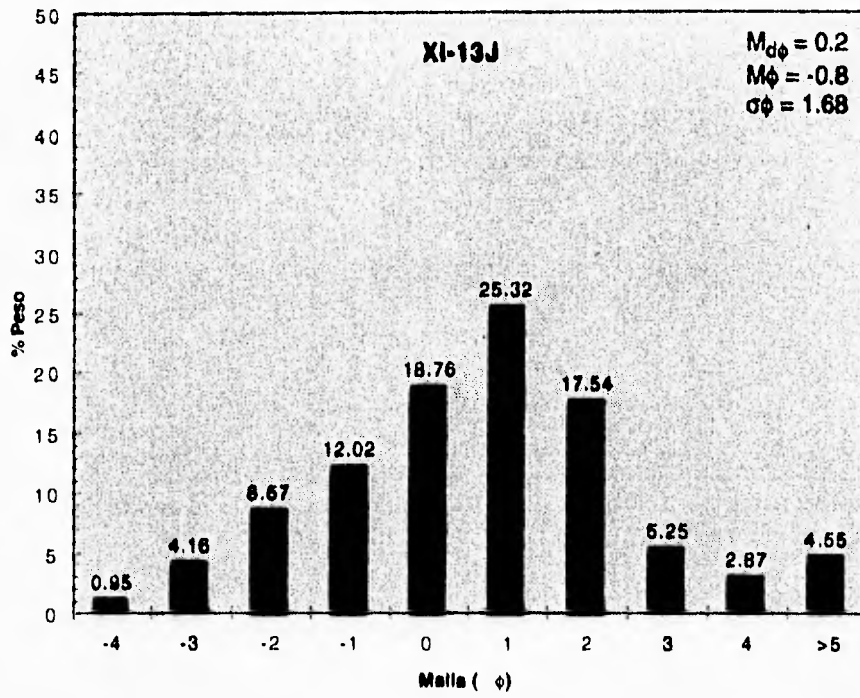
DATOS GRANULOMETRICOS

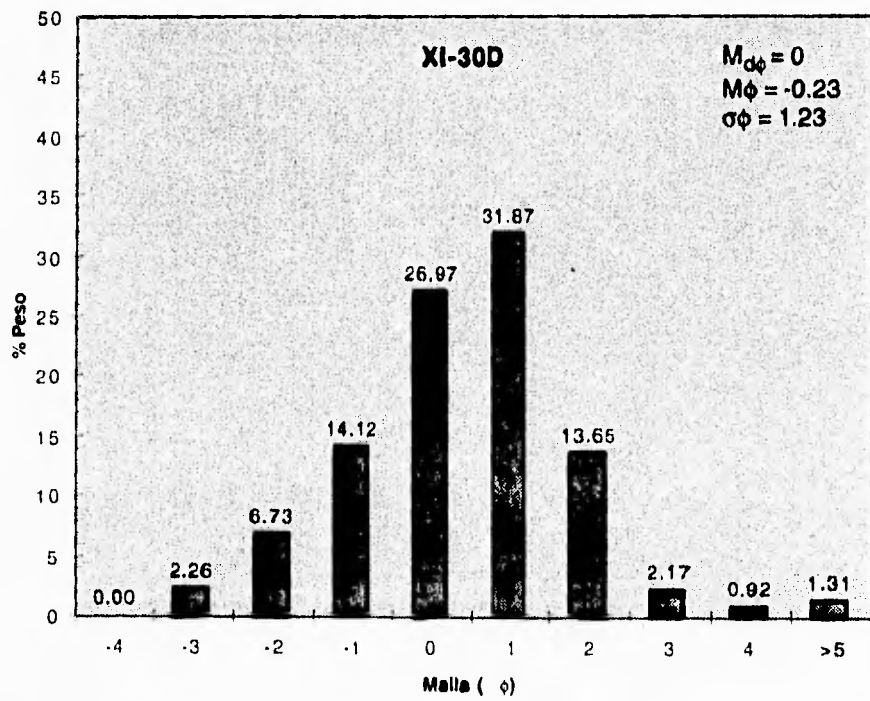
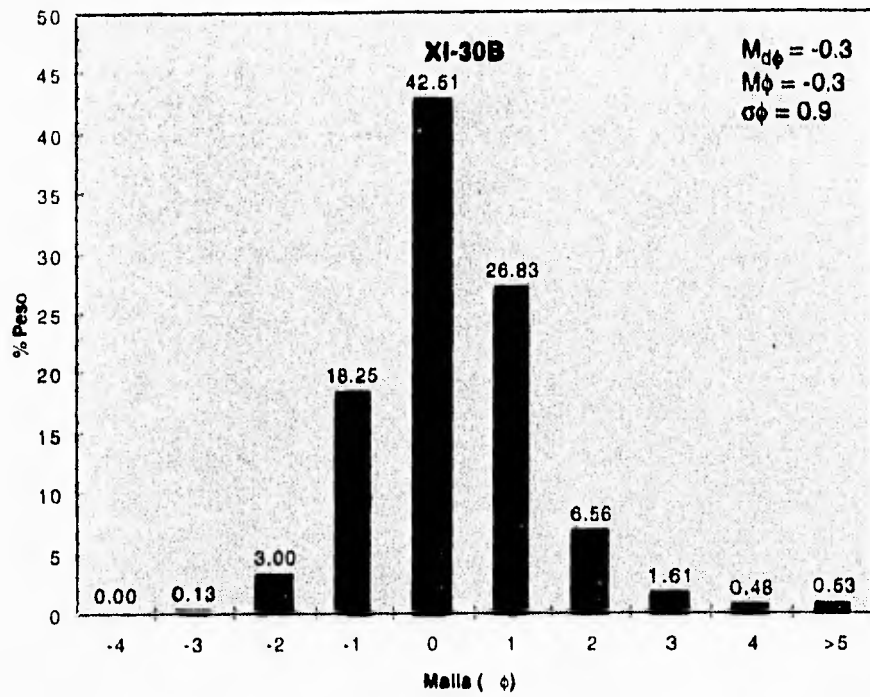
XI-30F						XI-31C					
malla (mm)	malla (φ)	peso individual (g)	%peso individual	peso acumulativo (g)	%peso acumulativo	malla (mm)	malla (φ)	peso individual (g)	%peso individual	peso acumulativo (g)	%peso acumulativo
16	-4	1.72	0.344516775	1.72	0.344516775	16	-4	0	0	0	0
8	-3	5.61	1.123685528	7.33	1.468202303	8	-3	0.22	0.044123546	0.22	0.044123546
4	-2	23.54	4.715072609	30.87	6.183274912	4	-2	8.53	1.710790213	8.75	1.754913759
2	-1	65.27	13.07361042	96.14	19.25688533	2	-1	64.28	12.89209787	73.03	14.64701163
1	0	123.83	24.80320481	219.97	44.0609014	1	0	201.96	40.50541516	274.99	55.1524268
0.5	1	157.65	31.57736605	377.62	75.63745618	0.5	1	180.46	36.19334136	455.45	91.34576815
0.25	2	73.09	14.63995994	450.71	90.27741612	0.25	2	35.41	7.101885279	490.86	98.44765343
0.125	3	19.81	3.967951928	470.52	94.24536805	0.125	3	3.46	0.693943041	494.32	99.14159647
0.0625	4	18.6	3.72588383	489.12	97.97095643	0.0625	4	1.4	0.280786201	495.72	99.42238267
<0.0625	>5	10.13	2.029043565	499.25	100	<0.0625	>5	2.88	0.577617329	498.6	100
TOTAL		499.25		100		TOTAL		498.6		100	
Percentiles (φ)	Valor		Parámetros (Inman)*	Valor		Percentiles (φ)	Valor		Parámetros (Inman)*	Valor	
φ84	1.4		Md _g	0.2		φ84	0.65		Md _g	-0.1	
φ50	0.2		M _g	0.1		φ50	-0.1		M _g	-0.15	
φ16	-1.2		cs	1.3		φ16	-0.95		cs	0.8	

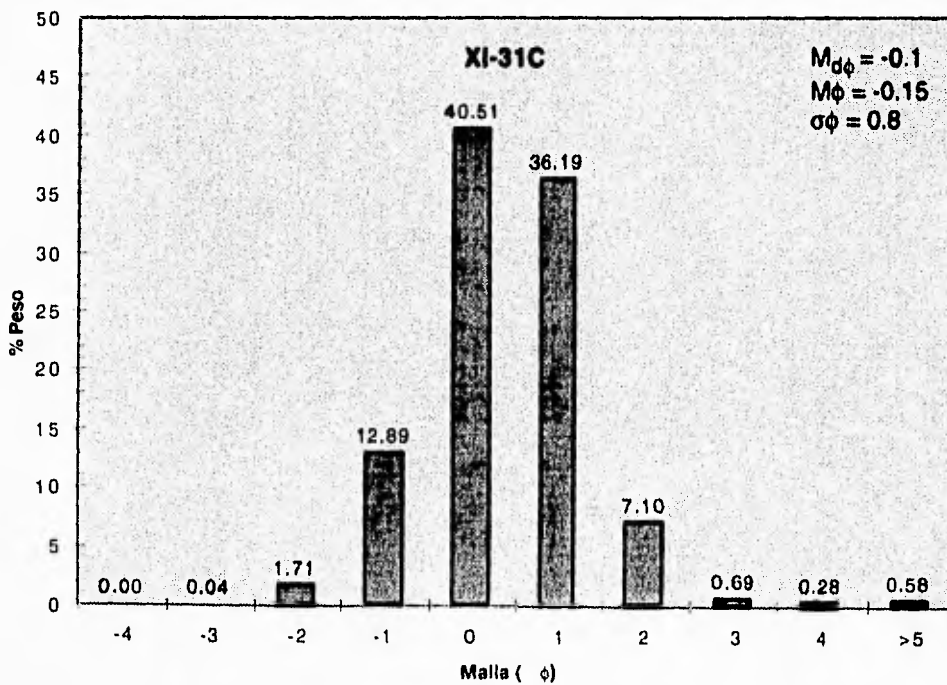
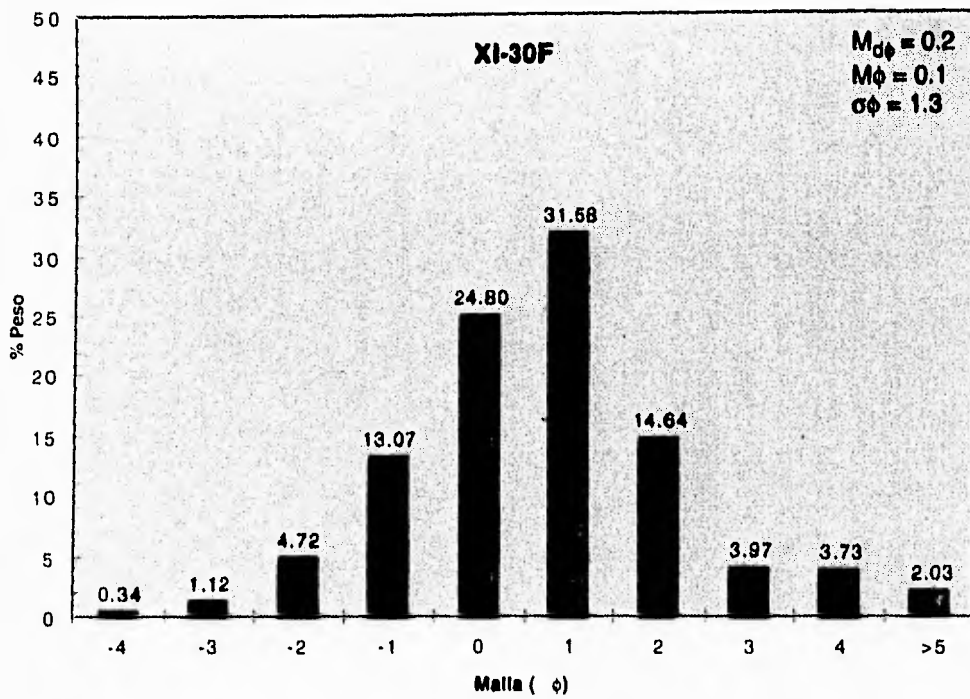
XI-31E						XI-31G					
malla (mm)	malla (φ)	peso individual (g)	%peso individual	peso acumulativo (g)	%peso acumulativo	malla (mm)	malla (φ)	peso individual (g)	%peso individual	peso acumulativo (g)	%peso acumulativo
16	-4	2.25	0.456370938	2.25	0.456370938	16	-4	0	0	0	0
8	-3	7.16	1.452273741	9.41	1.90864468	8	-3	0.93	0.176691872	0.93	0.176691872
4	-2	39.79	8.070666504	49.2	9.979311184	4	-2	8.32	1.580727287	9.25	1.757419159
2	-1	85.37	17.31572756	134.57	27.29503874	2	-1	38.17	7.25196641	47.42	9.009385568
1	0	134.67	27.31532189	269.24	54.61036063	1	0	66.95	12.71991488	114.37	21.72930045
0.5	1	165.41	33.55036307	434.65	88.1607237	0.5	1	101.53	19.28981267	215.9	41.01911312
0.25	2	38.02	7.7116547	472.67	95.8723784	0.25	2	104.35	19.82558802	320.25	60.84470114
0.125	3	10.73	2.176982297	483.4	98.0487607	0.125	3	87.72	16.86603336	407.97	77.51073451
0.0625	4	5.47	1.109488459	488.87	99.15824916	0.0625	4	59.52	11.30827982	467.49	88.81901433
<0.0625	>5	4.15	0.841750842	493.02	100	<0.0625	>5	58.85	11.16098567	526.34	100
TOTAL		493.02		100		TOTAL		526.34		100	
Percentiles (φ)	Valor		Parámetros (Inman)*	Valor		Percentiles (φ)	Valor		Parámetros (Inman)*	Valor	
φ84	0.75		Md _g	-0.15		φ84	3.35		Md _g	1.45	
φ50	-0.15		M _g	-0.4		φ50	1.45		M _g	1.48	
φ16	-1.55		cs	1.15		φ16	-0.4		cs	1.88	

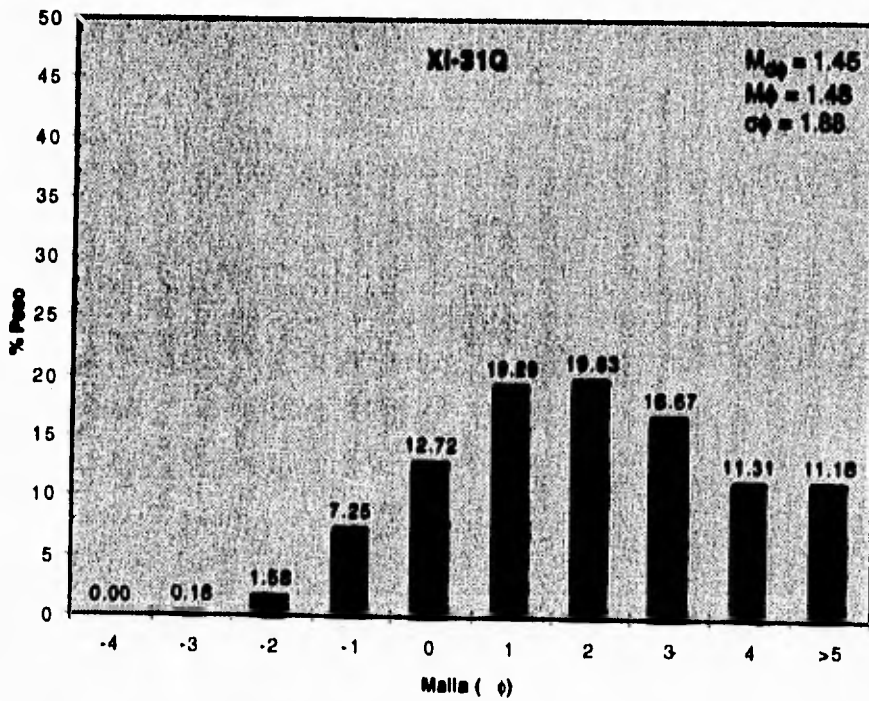
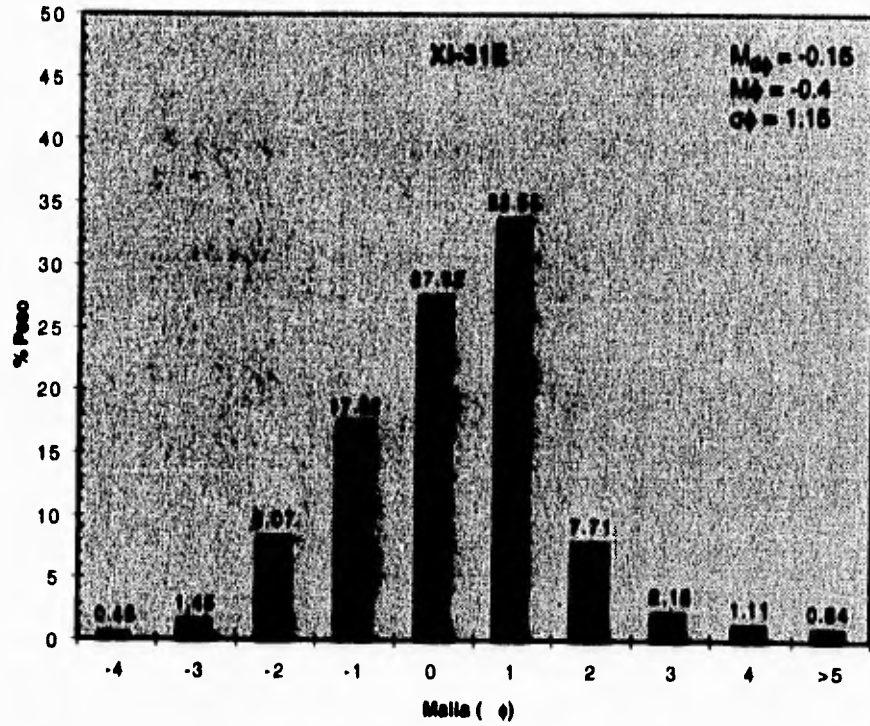
* Inman (1952)



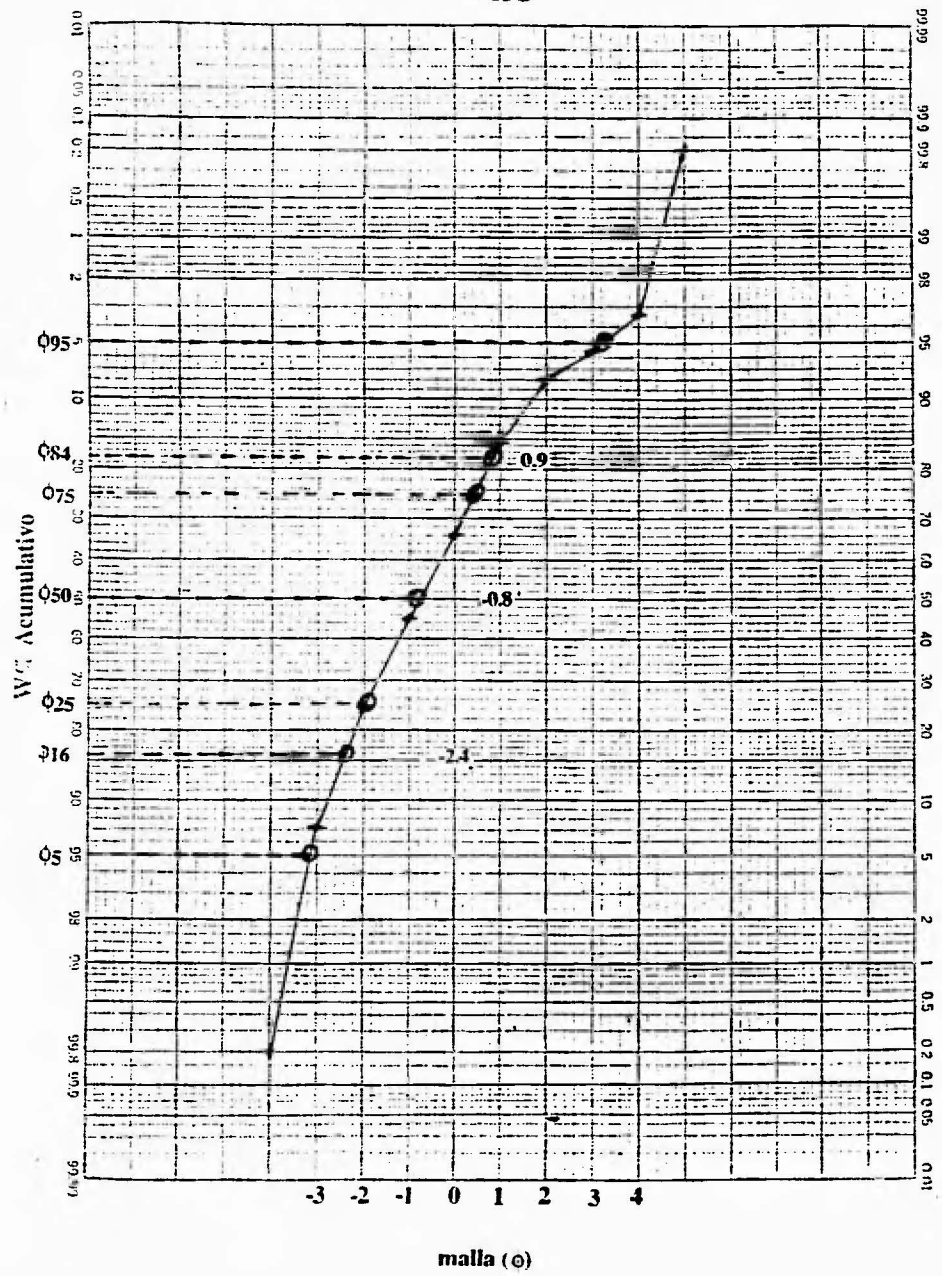




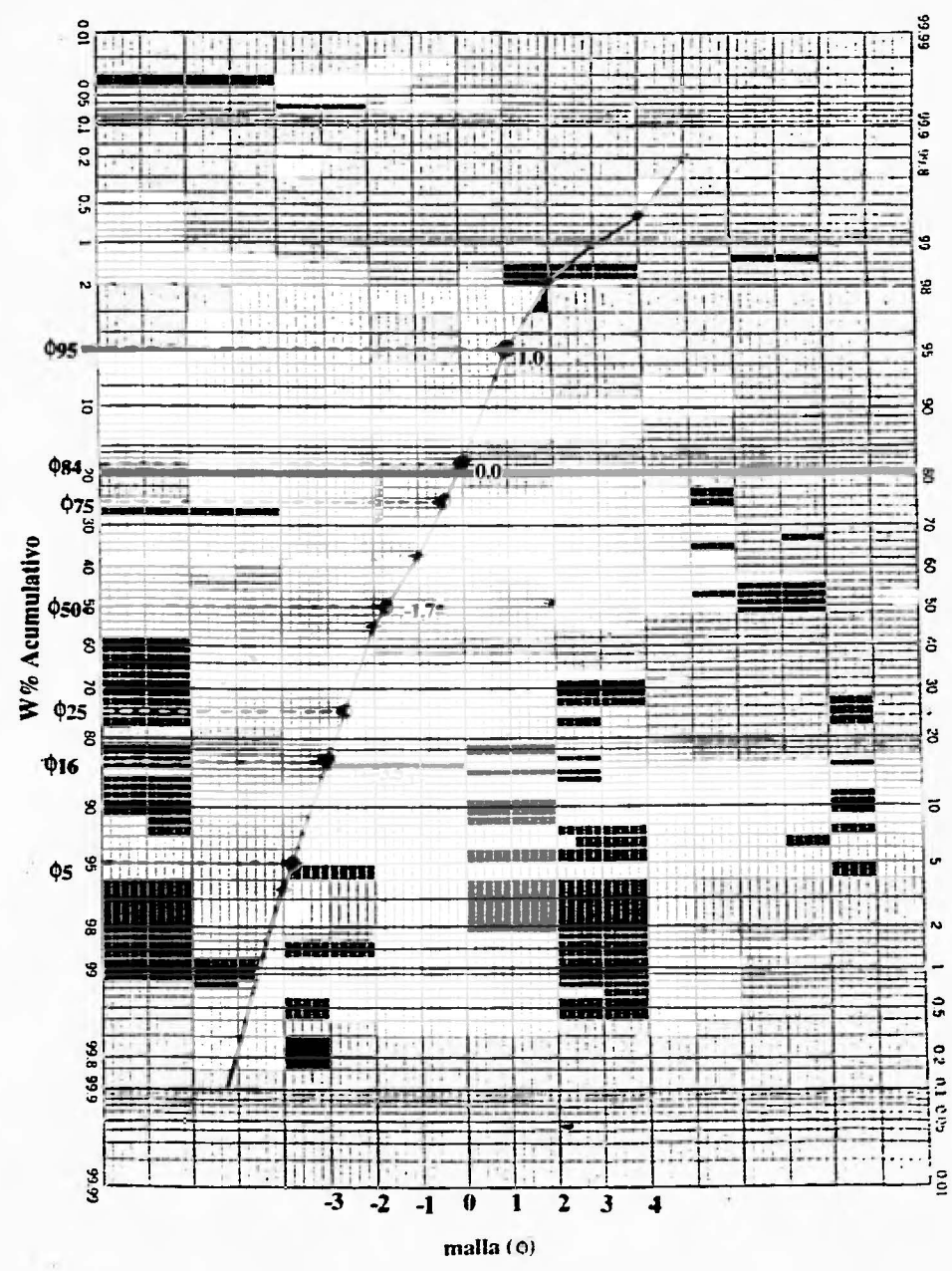


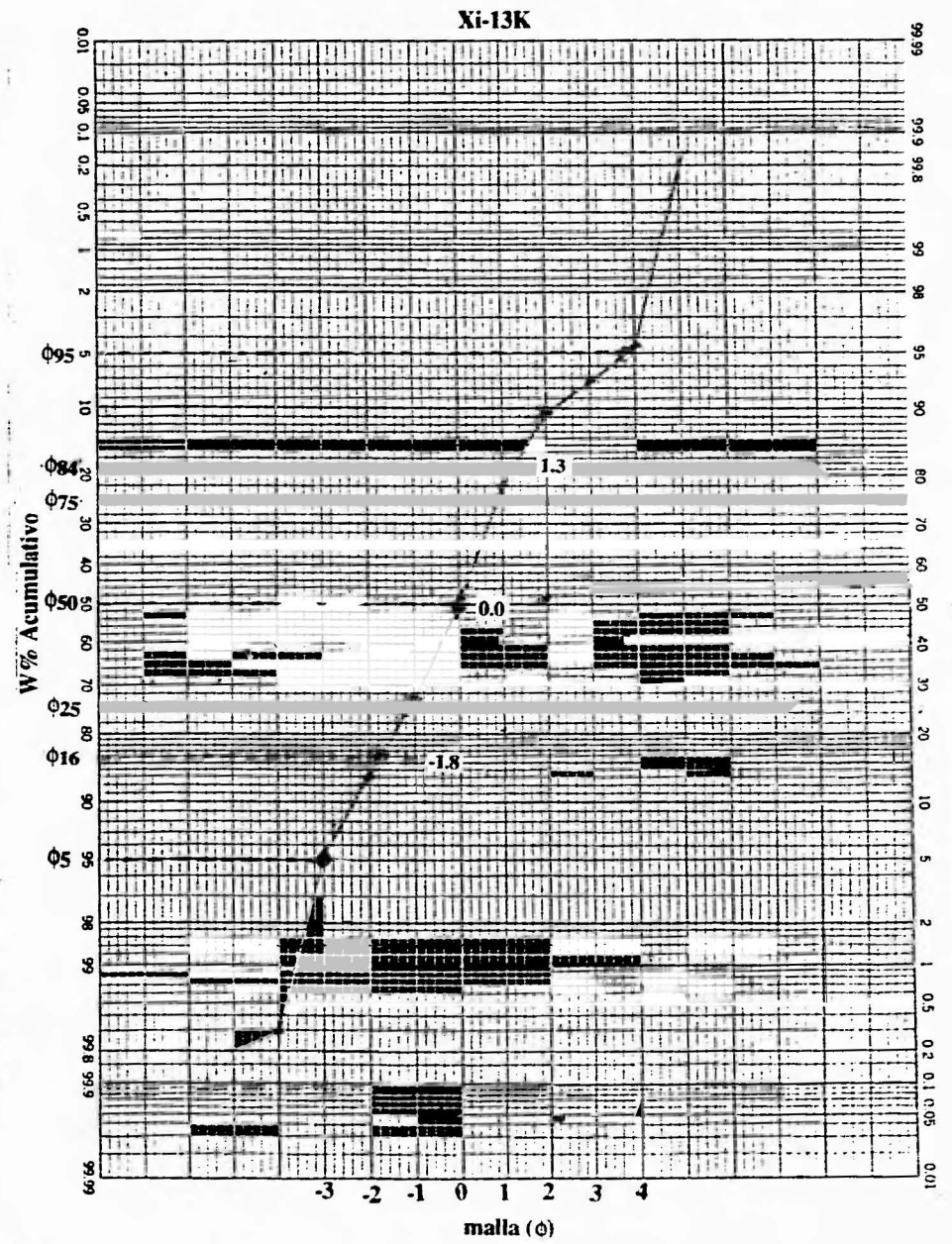
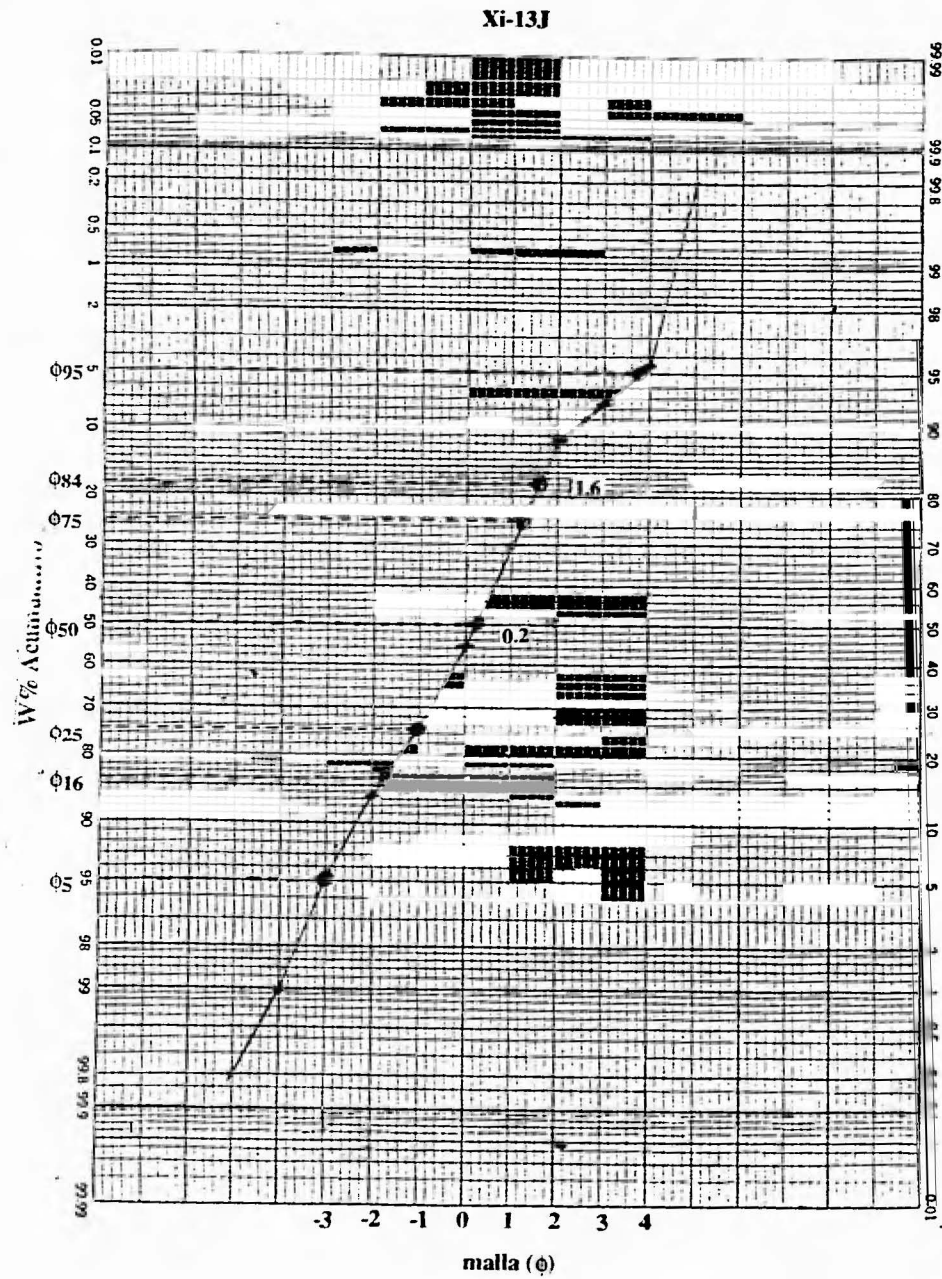


Xi-13G

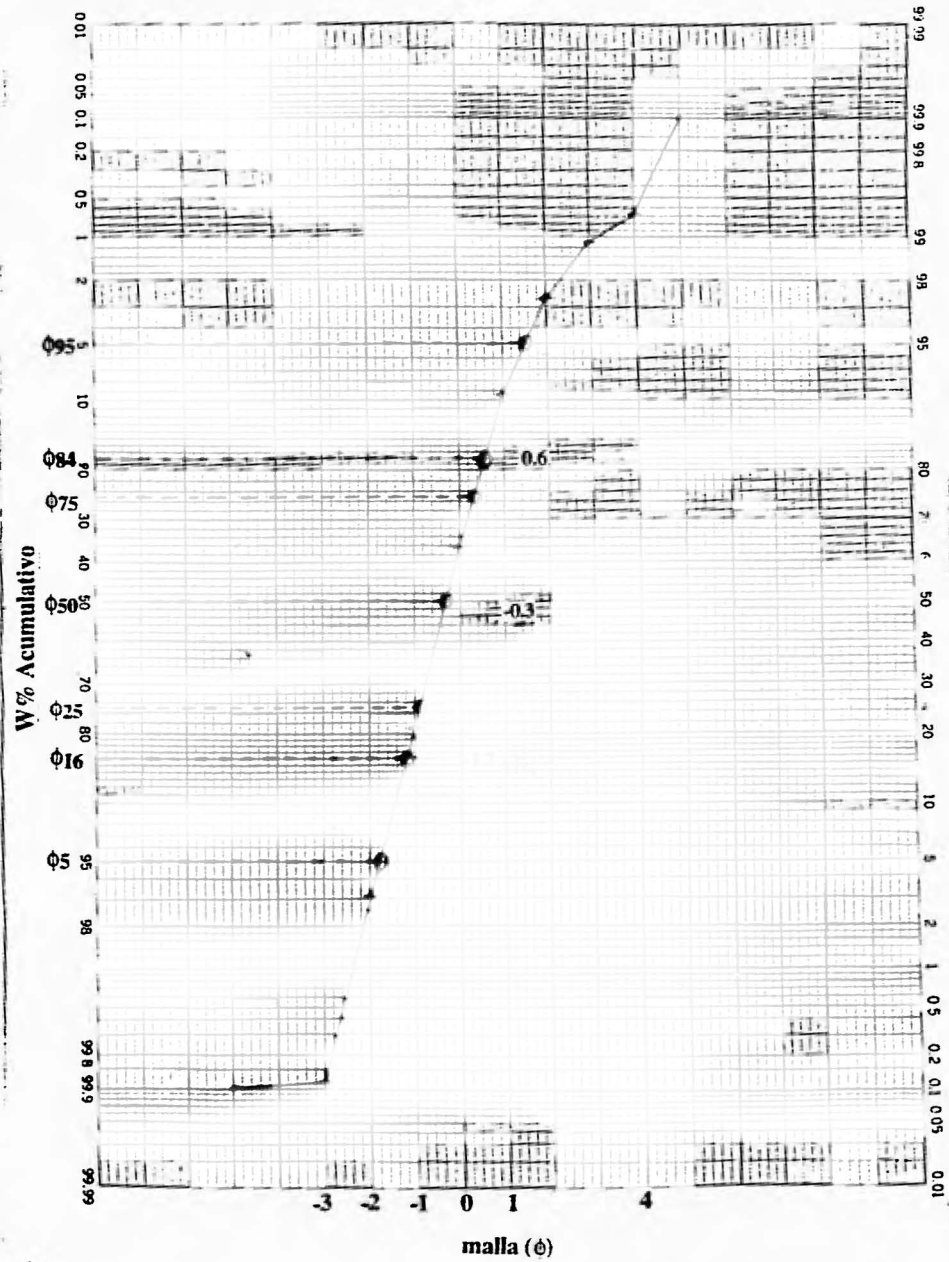
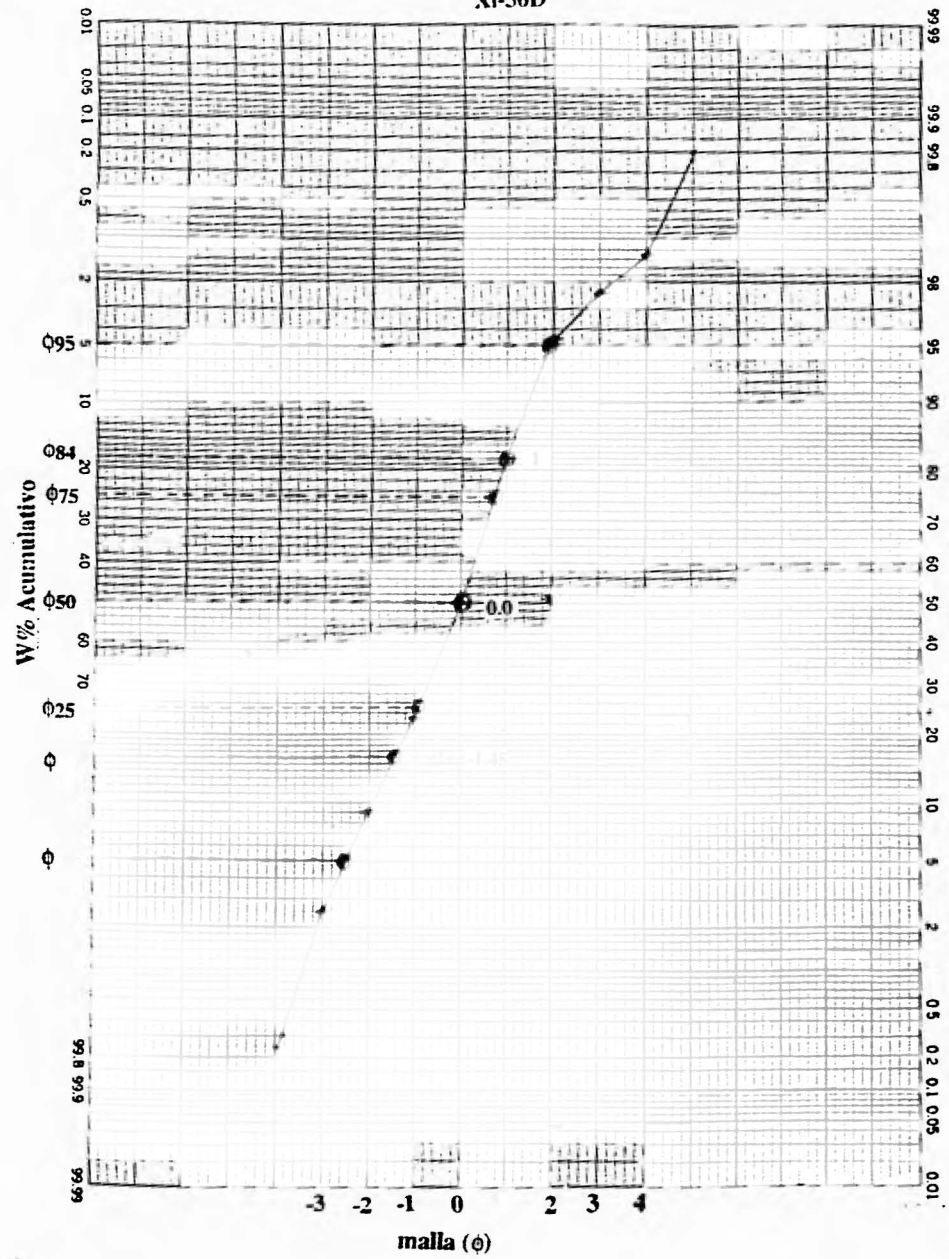


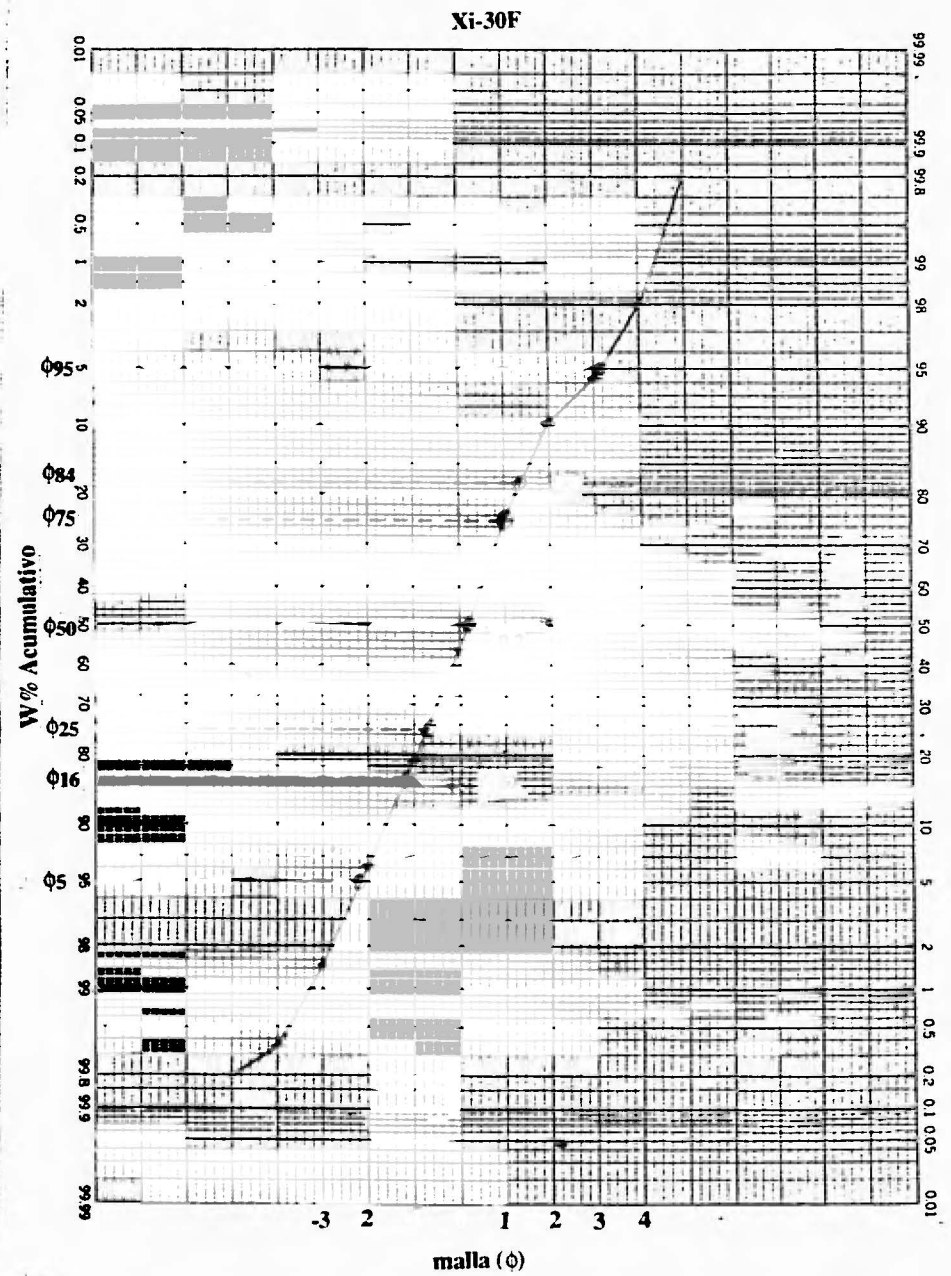
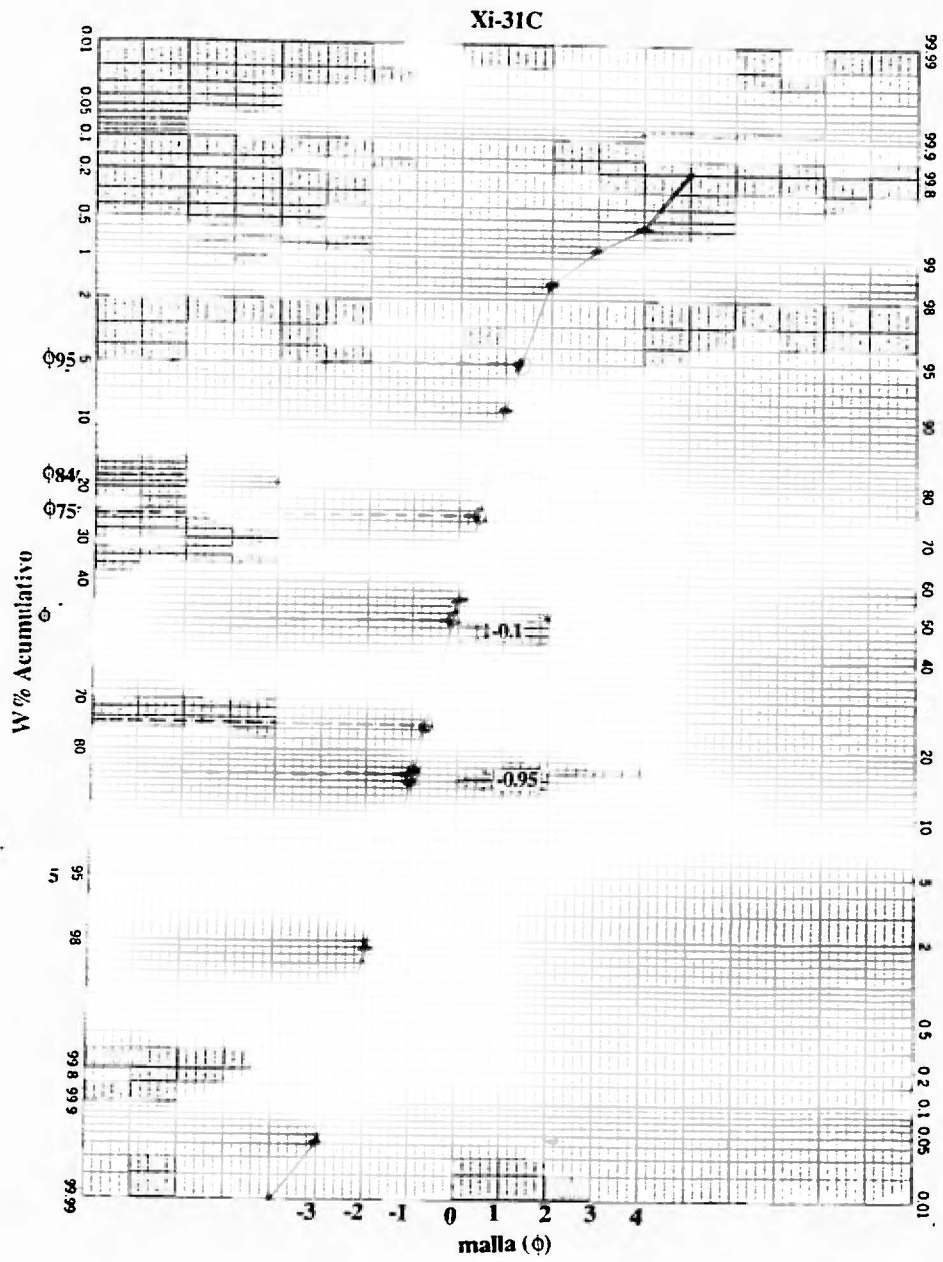
Xi-9Q



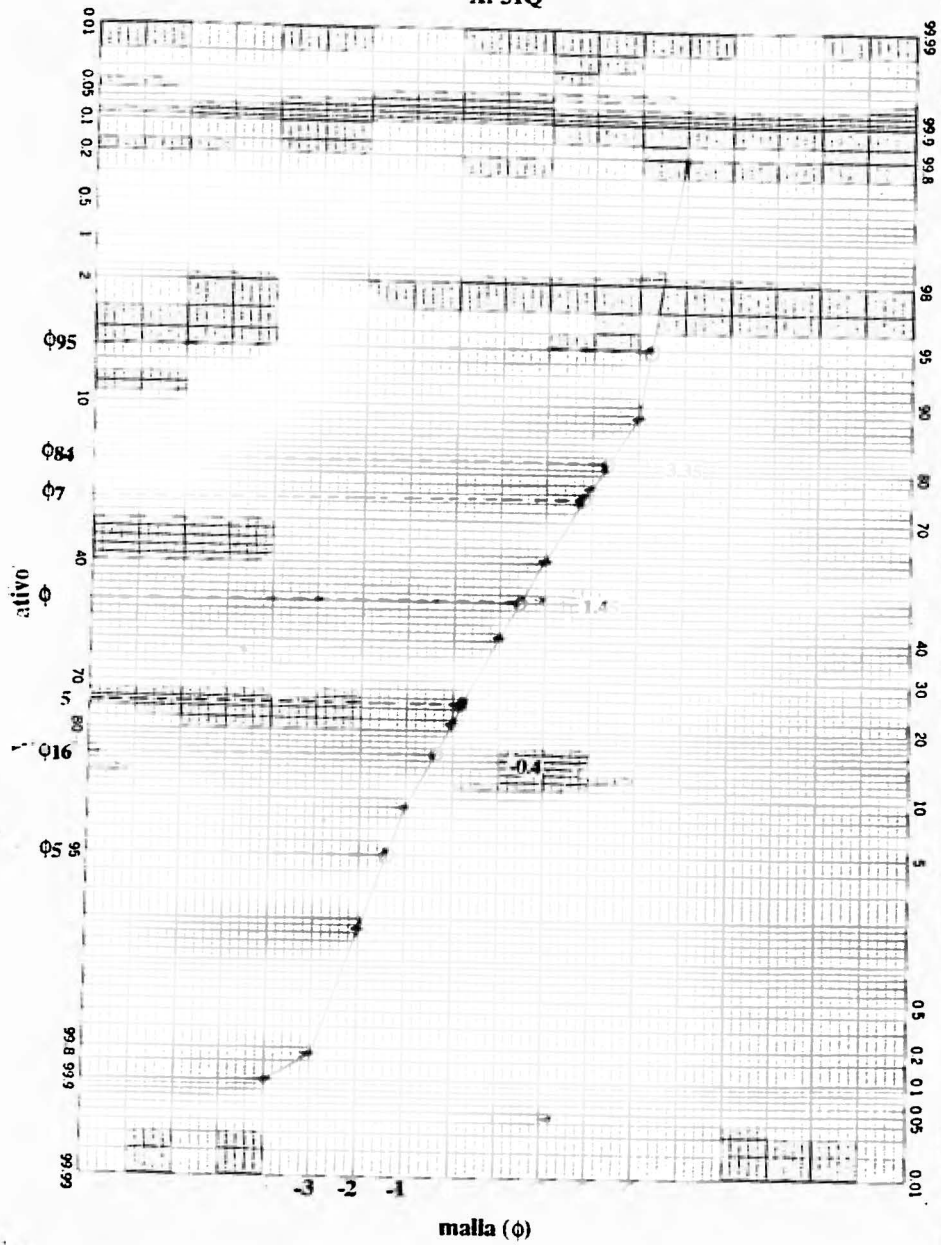


Xi-30D





Xi-31Q



Xi-31E

