

03060



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
MAESTRÍA EN CIENCIAS (VULCANOLOGÍA)

TESIS

“GEOLOGÍA DE LOS VOLCANES MONOGENÉTICOS TEUHTLI, TLÁLOC,
TLACOTENCO, OCUSACAYO Y CUAUHTZIN EN LA SIERRA
CHICHINAUTZIN, AL SUR DE LA CIUDAD DE MÉXICO”

Presenta:

LILIA ARANA SALINAS

Asesor:

DR. CLAUS SIEBE G.

Marzo, 2004.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

CONTENIDO

RESUMEN	
Abstract	
	Pág.
1. <u>Introducción</u>	1
2. <u>Generalidades</u>	4
2.1 Localización	4
2.2 Metodología	4
2.2.1 Trabajo de gabinete	4
2.2.2 Trabajo de campo	4
2.2.3 Trabajo de laboratorio	6
2.3 Marco geológico	7
3. <u>Morfología</u>	13
3.1 Tláloc	15
3.2 Flujo Tlacotenco	19
3.3 Cuauhtzin	21
3.4 Hijo del Cuauhtzin	21
3.5 Teuhtli	23
3.6 Ocusacayo	26
4. <u>Estratigrafía</u>	29
4.1 Andesita Atocpan P-Atc	31
4.2 Volcán Teuhtli, P-Te	31
Andesita Teuhtli	31
Caída de escoria, C-1	32
4.3 Volcán Ocusacayo, P-Oc	32
Pre-Ocusacayo, Dacita Acuescomac FL-1	32
Pre-Ocusacayo, Dacita Cuatamalco FL-2	33
Flujo Ocusacayo, Andesita basáltica	33
Conos de escoria	33
Depósito de caída de cenizas y escoria, C-2	34
4.4 Volcán Hijo del Cuauhtzin, P-H	34
Dacita Hijo del Cuauhtzin	34
Paleosuelo, S	34
4.5 Marcador estratigráfico "Pómez Tutti Frutti"	34
Depósito de caída de pómez gris, C-3	35

Depósito de caída pómez "Tutti-Frutti" del Popocatepetl, C-4	35
4.6 Domo dacítico Cuauhtzin, H-C	36
Caída de escoria parda, C-5	36
Caída de escoria negra, C-6	37
Lahar	37
Caída de pómez beige y caída de escoria negra, C-7 y C-8	37
Flujo de bloques y cenizas y oleadas piroclásticas, FBC y S.	40
Paleosuelo	41
4.7 Flujo dacítico Tlacotenco, H-Tc	41
4.8 Volcán Tláloc H-TL	41
Dacita Tláloc	42
Depósito de caída de escoria C-9	42
4.9 Análisis sedimentológico	44
Depósito de caída de escoria del volcán Teuhtli (C-1)	46
Depósito de caída de Pómez Tutti Frutti (C-4)	46
Depósito de caída del volcán Cuauhtzin(C-5)	47
Depósito de caída del volcán Tláloc (C-9)	47
Interpretación de los histogramas	53
5. <u>Petrología y Geoquímica</u>	55
5.1 Petrografía	55
5.1.1 Volcán Teuhtli	56
5.1.2 Flujo Atocpan	60
5.1.3 Volcán Ocusacayo	62
5.1.4 Volcán Tláloc	65
5.1.5 Flujo Tlacotenco	67
5.1.6 Domo Cuauhtzin y cono de escorias Hijo del Cuauhtzin	68
5.2 Análisis geoquímico de elementos mayores y elementos traza	71
El número de magnesio (#MgO)	79
Elementos mayores y Tierras Raras (REE)	82
5.3 Composición isotópica Nd, Sr y Pb	91
6. <u>Discusión y Conclusiones</u>	95
7. <u>Agradecimientos</u>	100
8. <u>Referencias</u>	101
9. Anexos	
9.1 Secciones estratigráficas	106
9.2 Lista de figuras	113
9.3 Lista de tablas	117

Resumen

Tláloc, Teuhtli, Ocusacayo, Hijo del Cuauhtzin, Cuauhtzin y Tlacotenco son volcanes monogenéticos, localizados dentro del Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin, en el margen sureste de la Ciudad de México.

Con la ayuda de fotografías aéreas e imágenes LANDSAT se realizó el mapa geológico, afinándolo con datos geoquímicos y los fechamientos obtenidos por el método del radiocarbono.

La morfología de esta región se caracteriza por la variedad de sus formas que incluye conos de escoria, domos y flujos de lava. Los conos de escoria con escudos de lava son los más comunes. Las lavas del Tláloc cubren un área de 54.39 km², emitidas a partir de tres conos de escoria con un volumen total máximo de 1.36 km³. El Teuhtli tiene la forma más perfecta y sus lavas cubren un área de 27 km² con un volumen total máximo de 0.80 km³. El Ocusacayo está compuesto por tres pequeños conos de escoria originados a lo largo de una fisura orientada en dirección E-W. Sus lavas cubren un área de 24.24 km² y tienen un volumen total máximo de 0.24 km³.

El Cuauhtzin es un domo de composición dacítica, cuyos productos cubren un área de 38.93 km², con un volumen total máximo de 0.78 km³. Cerca de su cima se observa una estructura de colapso hacia el NW. El Hijo del Cuauhtzin es un cono de escoria con una altura de 50 m, un diámetro basal de 250 m, un diámetro del cráter de 100 m y rasgos de erosión poco desarrollados. Por último, el Tlacotenco, es un extenso flujo de lava viscosa que se desplazó 9.5 km hacia el NNE desde su centro de emisión, cubriendo una área de 12.84 km² con un volumen total máximo de 0.39 km³.

Tláloc y Cuauhtzin fueron datados por el método de radiocarbono en 6,200, y entre 7,300 y 8,300, años A.P, respectivamente. Los volcanes Teuhtli, Ocusacayo e Hijo del Cuauhtzin son más antiguos que 14,000 años A.P. ya que sus productos fueron cubiertos por depósitos plinianos de la erupción "Tutti Frutti" del Popocatepetl. Por otro lado, el flujo Tlacotenco es más joven que los depósitos "Tutti Frutti", por no encontrarse estos depósitos sobre sus lavas. Estos nuevos datos radiométricos indican que la recurrencia de este tipo de erupciones monogenéticas es menor a 1,700 años como lo estimaron recientemente Siebe et al. (2004a).

Los análisis químicos de elementos mayores, trazas e isotópicos de Nd, Sr, y Pb junto con la petrografía permiten definir dos grupos principales de rocas con base

en su grado evolutivo. Los parámetros discriminativos utilizados fueron los contenidos en SiO_2 y en elementos compatibles (Cr, Ni) y el # MgO. El primer grupo lo forman las lavas más primitivas del Ocusacayo, algunas del Tláloc y Atocpan. Por otro lado, las abundancias de elementos mayores son congruentes con la paragénesis mineralógica de este grupo que consiste de olivino, espinela, augita, y plagioclasa tardía. El segundo grupo está constituido por lavas con un grado mayor de evolución como lo son las del Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Tlacotenco y Pre-Ocusacayo ($\text{SiO}_2 > 63 \%$ wt.), así como el Teuhtli ($\text{SiO}_2 < 60\%$ wt.), con concentraciones menores de Cr, Ni y # Mg < 63 . Su paragénesis la definen fases minerales como ortopiroxeno, hornblenda y plagioclasa. El Tláloc es un caso especial, debido a que presenta características de ambos grupos. Las fases minerales presentes en lavas poco evolucionadas son: olivino con inclusiones de espinela, augita y plagioclasa cálcica mientras que en lavas más silíceas son: plagioclasa con inclusiones de apatita acicular, ortopiroxenos y raramente hornblenda. Esta variación composicional de los magmas andesíticos-basálticos, andesíticos y dacíticos se puede explicar por el ascenso (con diferente rapidez) de pequeños lotes de magma basálticos independientes que fueron generados por diferentes grados de fusión parcial de una fuentes peridotítica heterogénea y que evolucionaron durante el ascenso principalmente por cristalización fraccionada. La asimilación de rocas corticales, durante el ascenso jugó un papel de poca importancia y apenas se puede notar en el caso de los magmas más evolucionados (dacitas) que ascendieron con mayor lentitud hacia la superficie. La asimilación cortical se refleja en la ocurrencia de xenolitos, así como en los valores un poco más elevados de las relaciones de los isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

1. Introducción

La Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) atraviesa la porción central de México desde el Pacífico hasta el Golfo de México (Fig.1) entre los paralelos 19° y 20° de latitud norte, con una longitud que supera los 1,000 km. Su origen ha sido relacionado tradicionalmente a la subducción de la Placa de Cocos por debajo de la Placa de Norteamérica (Demant, 1978).

Los volcanes monogenéticos Tláloc, Teuhtli, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin y Ocusacayo son conos de escoria y ceniza que forman parte del Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin (CVSCH), localizado en la región central de la FVTM. El CVSCH es una región volcánica montañosa, elongada en una dirección E-W que se extiende desde el Este, al pie del Volcán Popocatepetl, hasta el Oeste, al pie del Volcán Nevado de Toluca (Fig.1). Este campo volcánico representa la parte frontal de la FVTM con respecto a la trinchera de Centro América en la costa del Pacífico. Además, el CVSCH es la zona del parteaguas continental que divide y separa, hacia el Sur, la Cuenca de la Ciudad de México de los Valles de Cuernavaca y Cuautla. Antes del Pleistoceno, la Cuenca de México drenaba hacia el Sur (Fries, 1962). Desde entonces, la formación del CVSCH cambió el drenaje hidráulico, erigiendo una barrera topográfica al Sur de la cuenca del Valle de México (Mooser, 1963).

El CVSCH es considerado como una de las regiones con mayor densidad de volcanes monogenéticos en toda la FVTM, e incluye a más de 200 conos cuaternarios de escoria que en gran parte están sobrepuestos. A ellos están asociados multitud de secuencias de tefra y flujos de lava, los cuales se encuentran intercalados con sedimentos aluviales que cubren un área aproximada de 2,500 km² (Bloomfield, 1975; Martin-Del Pozzo, 1982; Lugo-Hubp, 1984).

La mayoría de las rocas volcánicas en esta área son andesitas. De manera subordinada ocurren basaltos y dacitas, que pertenecen en su mayoría a la serie calco-alcalina (Gunn y Mooser, 1971; Swinamer, 1989; Wallace y Carmichael, 1999).

Mediciones paleomagnéticas en rocas volcánicas del CVSCH (Mooser et al., 1974; Herrero y Pal, 1978; Urrutia y Martin-Del Pozzo, 1993) indican que la gran mayoría de las rocas expuestas fueron producidas durante el cron normal de Brunhes, y por lo tanto son más jóvenes que 0.73-0.79 Ma. Esto coincide con la joven morfología de las estructuras volcánicas y la cubierta de suelo poco desarrollado.

El propósito principal de este trabajo consistió en conocer la composición y génesis de los magmas, así como la cronoestratigrafía de los volcanes Tláloc, Teuhtli, Ocusacayo, Cuauhtzin y el flujo Tlacotenco en la porción centro-este de la Sierra Chichinautzin. Para ello se hicieron análisis geoquímicos e isotópicos de los productos emitidos. También se estimaron los volúmenes y áreas de sus flujos de lava, y las edades se determinaron por medio del método de radiocarbono. En base a esta información se preparó un mapa geológico que servirá como base para el análisis de zonas de riesgo. El presente estudio forma parte de un proyecto amplio que intenta establecer con detalle la tefracronología del área, así como también determinar los intervalos de probable recurrencia y magnitud de futuras erupciones monogenéticas que podrían afectar la Ciudad de México y su infraestructura.

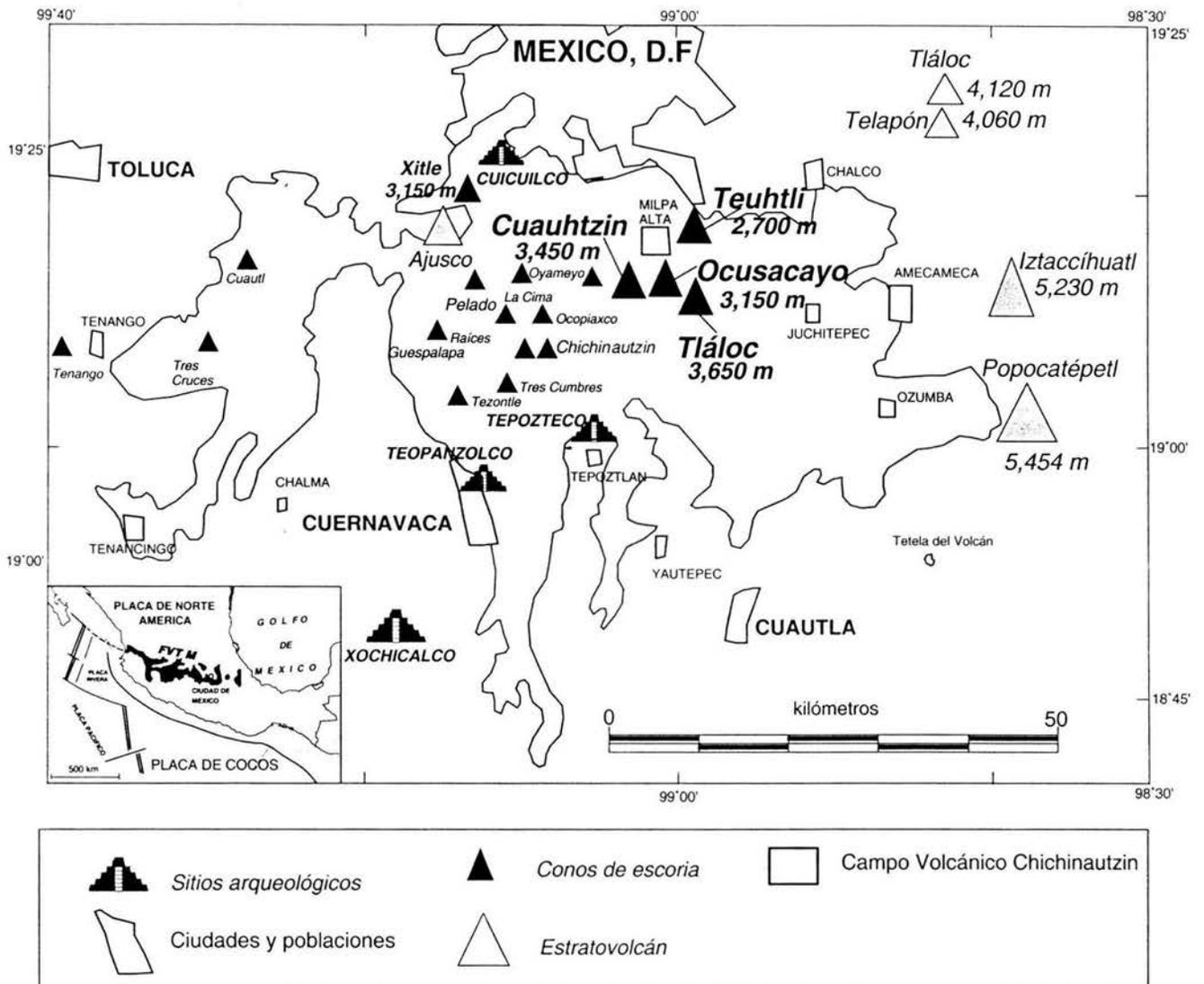


Fig. 1: Mapa esquemático que muestra el Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin y la localización de los volcanes monogenéticos Tiáloc, Cuauhtzin, Ocusacayo y Teuhtli, así como los estratovolcanes, sitios arqueológicos y algunas ciudades importantes (modificado de Siebe et al., 2004a).

2. Generalidades

2.1 Localización

La zona de estudio se encuentra al sureste de la Ciudad de México y comprende un área de 94 km², delimitada por las coordenadas 99°06' y 98°57' de longitud oeste y 19°02' y 19°15' de latitud norte, en los límites de la Delegación Milpa Alta y el Estado de Morelos (Fig. 2). La principal vía de acceso es la carretera de Xochimilco a Oaxtepec.

Las hojas "Milpa Alta" y "Amecameca de Juárez" (E14-A49 y E14-B41) del INEGI, escala 1:50,000, cubren totalmēnte el área estudiada.

2.2 Metodología

El trabajo fue desarrollado en 3 etapas principales:

2.2.1 Trabajo de gabinete:

Análisis de la bibliografía existente, interpretación de fotografías aéreas e imágenes LANDSAT, proporcionadas por el Dr. Michael Abrams del Jet Propulsion Laboratory, en Pasadera, California. Las imágenes y perspectivas fueron creadas con datos de Landsat Thematic Mapper, utilizando las bandas 4,3 y 2 desplegadas en rojo, verde y azul respectivamente, para producir compuestos de falsos colores infrarojos. Los datos topográficos fueron tomados del National Image and Mapping Agency, nivel-2 DTED topografía digital, con exageración vertical de 2X. Además, la digitalización del mapa topográfico sirvió como base para la elaboración del mapa geológico.

2.2.2 Trabajo de campo:

Se llevó a cabo un reconocimiento geológico en varias etapas durante un periodo de 60 días, repartidos en los meses de Enero a Mayo de 2002 y el mes de Abril de 2003, donde se identificaron los diferentes depósitos piroclásticos y flujos de lava del área. Se levantaron 86 secciones estratigráficas detalladas de los depósitos y se tomaron muestras de roca para análisis petrográfico, geoquímico e isotópico, así como de depósitos piroclásticos para su análisis granulométrico y de materia orgánica contenida en los depósitos para el fechamiento por radiocarbono.

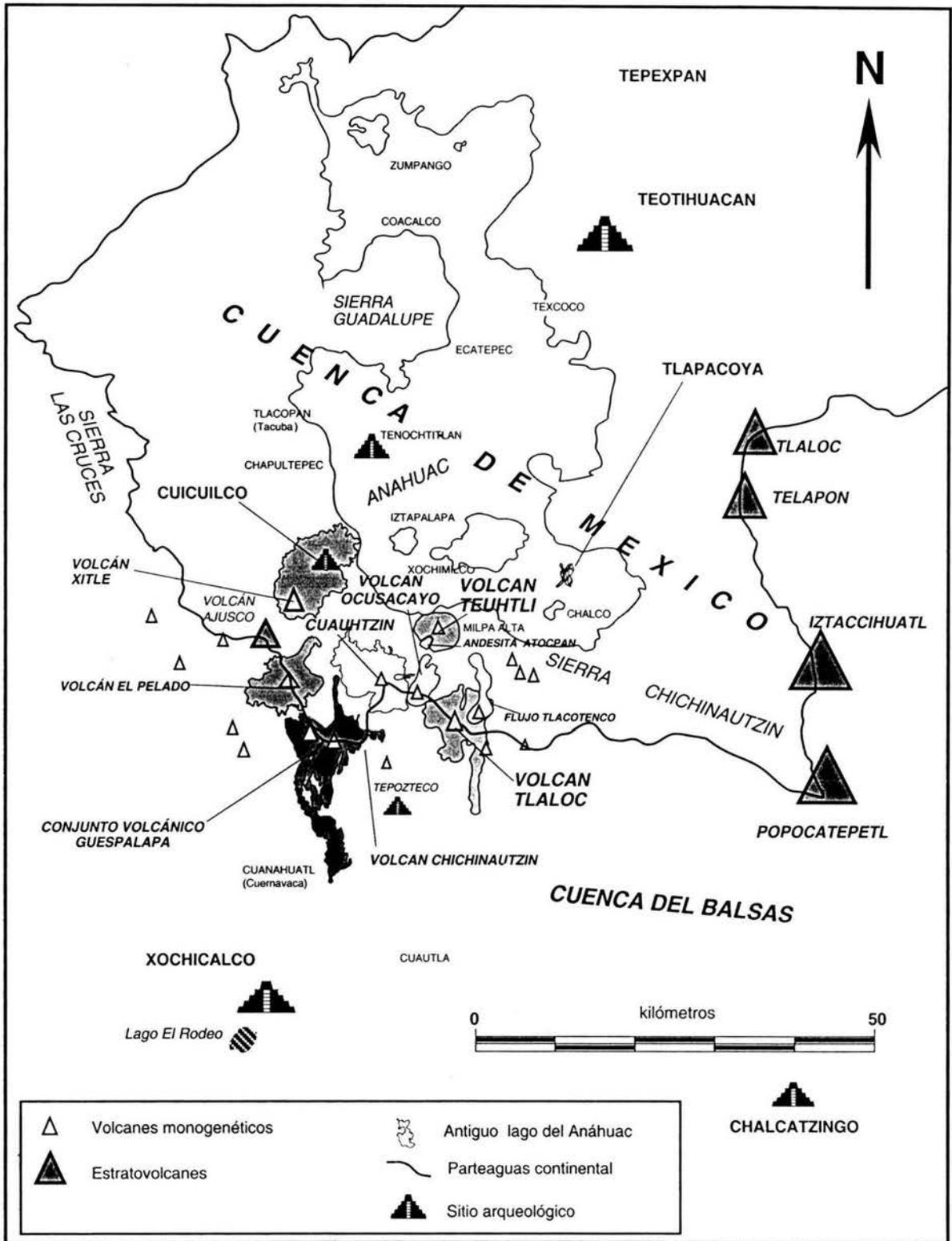


Fig. 2: Localización y entorno del área de estudio en la época prehispánica (modificado de Rodríguez-Lara, 1997).

2.2.3 Trabajo de laboratorio:

Se elaboraron 60 láminas delgadas de las muestras de roca para análisis petrográficos. Estas láminas fueron preparadas en el taller de laminación del Instituto de Geología, bajo la supervisión del Sr. Diego Aparicio. El análisis petrográfico de las secciones se realizó con un microscopio petrográfico perteneciente a la sala de microscopios del Departamento de Vulcanología del Instituto de Geofísica.

Se seleccionaron un total de 35 muestras representativas de los volcanes estudiados, las cuales fueron enviadas, para su análisis químico a Activation Laboratories LTD, en Ancaster, Canadá. Los análisis químicos incluyeron determinación de elementos mayores y traza, utilizando los métodos F-ICPES, INAA y TD-ICPES (cuyas siglas en inglés, respectivamente son: Fusion-Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry, Instrumental Neutron Activation Analysis y Total Digestión Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry). Los resultados obtenidos fueron evaluados con la ayuda de diversos diagramas geoquímicos.

Se prepararon (triturado, cuarteado y pesado) 7 muestras para el análisis isotópico de Sr, Nd y Pb, en el taller de preparación de muestras del Instituto de Geofísica, bajo la supervisión del Ingeniero Teodoro Hernández. La preparación para química ultrapura de estas muestras se realizó en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) bajo la supervisión de la M. en C. Gabriela Solís y el Dr. Peter Schaaf.

Se reconocieron seis depósitos de caída de piroclastos (pómez y ceniza) en la zona estudiada, de los cuales se tomaron un total de 25 muestras para análisis granulométricos. El tamizado, limpiado y pesado de las muestras fue realizado en el laboratorio de sedimentología del Departamento de Vulcanología. Además se revisaron cada uno de estos horizontes con el fin de extraer restos de carbón para su fechamiento radiométrico. Las muestras obtenidas fueron enviadas al Laboratory of Isotope Geochemistry en Tucson, Arizona, bajo supervisión del Dr. Chris Eastoe.

2.3 Marco geológico

La Ciudad de México se construyó sobre un terreno plano en el interior de una cuenca lacustre cerrada (altitud promedio de 2240 msnm), rodeada por cadenas de montañas volcánicas que incluyen, al Oeste, a la Sierra de las Cruces, al Este, la Sierra Nevada, y al Sur, la Sierra Chichinautzin (Fig. 2). El vulcanismo ha ocurrido en la región por lo menos desde el Oligoceno (Mooser et al., 1974) y ha continuado hasta el presente, tal como se ha puesto de manifiesto con la erupción actual del Popocatepetl que inició el 21 de Diciembre de 1994 (Siebe et al., 1995; Goff et al., 1998; Love et al., 1998).

La Sierra de las Cruces consiste de múltiples edificios volcánicos sobrepuestos, construídos principalmente por lavas andesíticas y dacíticas, así como ignimbritas y lahares cuya mayoría tiene edades del Plioceno-Pleistoceno (Mooser et al., 1974). Un trabajo más reciente de Osete et al. (2000) incluye datos de magnetoestratigrafía combinados con datos radiométricos que restringen la edad de la Sierra de las Cruces en un intervalo entre 1.8 y 3.6 Ma. Hacia el Este, la Sierra Nevada consta de una cadena de estratovolcanes andesítico-dacíticos, que incluye a los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatepetl con edades del Plio-Pleistoceno al Reciente (e.g. Nixon, 1989; Siebe et al., 1996). El Campo Volcánico Sierra Chichinautzin (CVSCH) es la prominencia topográfica más joven, tiene una dirección E-W y se encuentra al Sur de la cuenca de México. Por ello, esta sierra representa el límite Sur de la cuenca de México que contenía el antiguo Lago de Texcoco.

Generalmente, los volcanes monogenéticos ocurren en depresiones tectónicas. Sin embargo, la mayoría de los volcanes que conforman el CVSCH se localizan en un prominente alto topográfico (Fig. 3).

El basamento de la región consta de secuencias clásticas marinas, especialmente calizas y dolomitas del Cretácico (formaciones Xochicalco, Morelos, Cuautla) que fueron plegadas y levantadas durante la orogénesis Laramide (Fries, 1960, 1962). Estas calizas afloran al Sur del CVSCH en los Valles de Cuernavaca y Cuautla (Fig. 4), en altitudes que oscilan entre los 1200 y 1700 m snm.

El "Grupo Balsas" (Terciario temprano y medio) sobreyace discordantemente a las calizas del Cretácico y consiste de una secuencia continental de lechos rojos, yesos y depósitos lacustres. Le sigue la formación Tepoztlán (miocénica), con un espesor de 1000 m de secuencias laháricas con clastos de composición intermedia (andesitas y dacitas) que afloran a lo largo de la base Sur de la Sierra Chichinautzin.

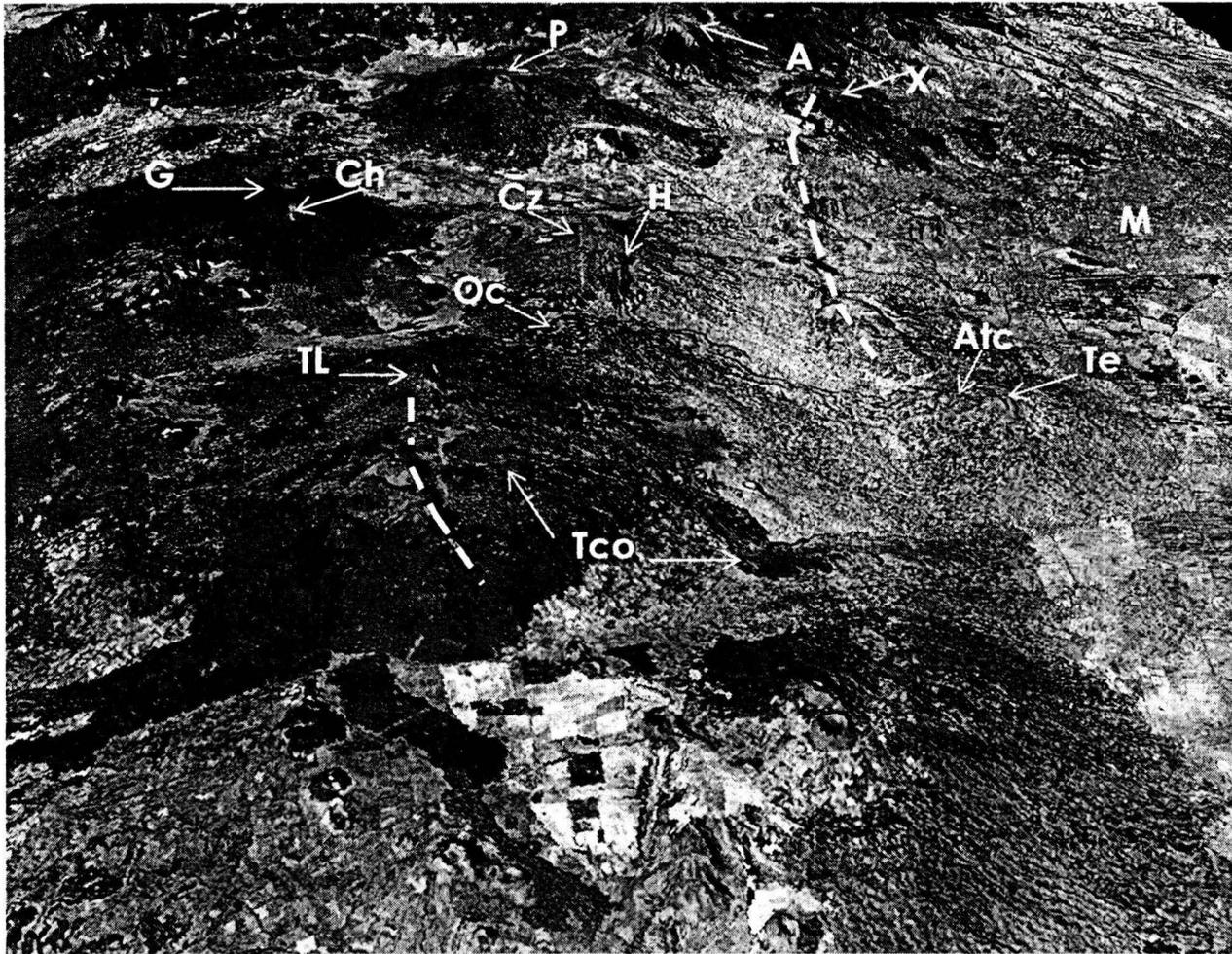


Fig. 3: Imagen satelital Landsat Thematic Mapper de perspectiva con vista del E al W que muestra la parte central del CVSCH. Se aprecian los volcanes monogenéticos Tláloc= TL, Ocusacayo = Oc, Hijo del Cuauhtzin = H, Cuauhtzin = Cz, Teuhtli = Te, Xitle = X, Pelado = P, Guespalapa = G y Chichinautzin = Ch. Además se muestra el estratovolcán Ajusco = A así como los flujos de lava Tlacotenco = Tco, Atocpan = Atc y el Valle de México = M (las líneas punteadas indican fallas).

La Formación Tepoztlán representa un remanente de erosión que corresponde a la parte media de un abanico volcánico (Ochoterena, 1978). García-Palomo et al. (2000) fecharon, por medio del método K-Ar, flujos de lava localizados estratigráficamente abajo y arriba de la Formación Tepoztlán en 21.6 ± 1.0 y 7.5 ± 0.4 Ma, respectivamente. Más recientemente, Ferrari et al. (2003) utilizan el mismo método de K-Ar en flujos de lava intercalados en un lahar y un conglomerado en la región de Malinalco, sobre la base de la Formación Tepoztlán y obtienen una edad de 16.3 ± 0.2 Ma. Además, asignan a esta formación una edad máxima preliminar de 18.3 ± 1.3 Ma, obtenida con el fechamiento K-Ar de un clasto proveniente del Cerro del Tepozteco. Las estructuras sedimentarias de estos depósitos indican que el área fuente de esta voluminosa secuencia clástica estaba localizada hacia el Norte. Esto significa que un remanente del antiguo volcán debe estar cubierto por las lavas de la Sierra Chichinautzin, así como por la secuencia lacustre de la parte sur de la Cuenca de México (Siebe et al., 2004b).

Una perforación profunda al este de la Ciudad de México, el pozo Texcoco 1 (Oviedo de León, 1970; Mooser 1970), penetró por más de 2000 m el paquete volcánico y lacustre de la cuenca y alcanzó la base de una brecha que contiene bloques de caliza cretácica. Esta profundidad corresponde aproximadamente al presente nivel del mar e indica un desnivel de las calizas de más de 1,200 m sobre una distancia horizontal de 50 km entre el Valle de Cuernavaca y la Cuenca de México. Según Fries (1962) y Mooser (1962), la extrusión del CVSCH está relacionado estrechamente con el desarrollo o reactivación de un patrón de fracturamiento con dirección Este-Oeste, que selló la Cuenca de México hacia el Sur. Bloomfield (1975) también notó que múltiples estructuras volcánicas del CVSCH ocurren alineadas a lo largo de una dirección E-W, reflejando los patrones dominantes de fracturamiento. Asimismo, la ocurrencia de sismos someros (< 20 Km de profundidad) de magnitud baja (< 4 en la escala de Richter) durante las últimas décadas en el CVSCH, indica que se trata de un área tectónicamente activa (Grupo de Sismología, UNAM y CENAPRED, 1995).

En el área de Tenango, hacia el límite occidental del CVSCH se observan fallas normales escalonadas con dirección E-W, de edad reciente (Márquez et al., 1999; García-Palomo et al., 2000). Estas fallas no son fáciles de reconocer en el centro del CVSCH, debido a la vegetación y cobertura por lavas jóvenes. No obstante, con la ayuda de imágenes Landsat es posible reconocer lineamientos

preferenciales E-W, que pueden ser interpretados como fallas normales, que buzanan hacia el norte (Fig. 5).

Por otro lado, el lineamiento nombrado "La Pera" por Delgado et al. (1995), es interpretado por estos autores como una falla lístrica que buza de manera somera hacia el Sur. Sin embargo, Siebe et al. (2004b) la clasifican como una falla normal, que debido a su buzamiento hacia el Sur y su pronunciada expresión sobre la superficie, indica que el CVSCH es un horst con dirección E-W. De acuerdo a estos autores, el CVSCH representa la expresión topográfica de un horst cuya parte norte es un escalonamiento de fallas, que acomodaron movimientos verticales y horizontales entre el bloque de Morelos al Sur y el bloque representado por la Cuenca de México al Norte. Estas fallas profundas de extensión sirvieron como vías de ascenso a los frecuentes y pequeños lotes de magma que sucesivamente agregaron altitud al CVSCH.

Individualmente, los volcanes monogenéticos que forman el CVSCH tienen pequeños volúmenes, pero colectivamente cubren una amplia área y tienen un volumen mayor que los grandes estratovolcanes de la FVTM. Bloomfield (1975) reportó una densidad de conos de escoria de $0.1/\text{km}^2$ y Swinamer (1989) estimó un volumen total de $1,600 \text{ km}^3$ para toda la Sierra Chichinautzin, aunque esto último exagerado. En cambio, Márquez et al. (1999) estima un volumen total de 470 km^3 . Estos dos últimos trabajos presentan volúmenes notablemente dispares, lo que sugiere la necesidad de una revisión detallada de los cálculos y los datos presentados en sus trabajos.

Las lavas de la Sierra Chichinautzin varían considerablemente en su morfología. Aunque la mayoría de los volcanes produjo normalmente flujos de lava de tipo aa, una minoría emitió lavas en bloques y flujos de tipo pahoe-hoe.



Fig. 4: Imagen satelital Landsat Thematic Mapper de perspectiva con vista del N al S que muestra la parte central del CVSCH. Se aprecian los volcanes monogenéticos Tláloc= TL, Ocusacayo = Oc, Hijo del Cuauhtzin = H, Cuauhtzin = Cz, Teuhtli = Te, Guespalapa = G, Chichinautzin = Ch, Flujo Tlacotenco = Tco, Flujo Atocpan = Atc, Calizas Cretácicas = CL, el Valle de Cuernavaca = C y el Valle de México = M.



Fig. 5: Imagen satelital Landsat Thematic Mapper vertical que muestra la zona de estudio en la Sierra Chichinautzin. Tláloc= TL, Ocusacayo = Oc, Hijo del Cuauhtzin = H, Cuauhtzin = Cz, Teuhtli = Te, Pelado = P, Guespalapa = G, Chichinautzin = Ch, Flujo Tlacotenco = Tco, Flujo Atocpan = Atc y el anillo de toba Xico = Xi (las líneas punteadas indican fallas).

3. Morfología

Sobre la morfología de la Sierra Chichinautzin existen trabajos que incluyen descripciones de algunos conos de escoria considerados en el presente estudio. Martín-Del Pozzo (1982) describe los principales rasgos geomorfológicos y define una subdivisión estratigráfica para el Pleistoceno y el Holoceno. Además, Swinamer (1989) realizó un estudio general de la zona, donde se enfocó a la geoquímica y petrogénesis, pero también tomó en cuenta la morfología de algunos conos y lavas de la Sierra Chichinautzin. Márquez-González (1998) realizó su tesis doctoral sobre diversos aspectos de la FVTM e incluyó un apartado sobre la Sierra Chichinautzin, donde desarrolló diversas ideas relacionadas a la tectónica y recopiló información presentada anteriormente por los autores arriba mencionados. Rodríguez-Lara (1997) estudió los volcanes Chichinautzin, Pelado y el Conjunto Guespalapa, localizados directamente al SW del área considerada en el presente estudio. Su trabajo fue ampliado posteriormente (Siebe et al., 2004a y 2004b).

Los Volcanes Tláloc, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin y Ocusacayo se localizan en una de las partes topográficamente más altas de la zona centro-este del CVSCH. La mayoría de sus lavas fluyeron hacia el Norte y se pueden observar desde la carretera que une a Xochimilco con Oaxtepec, en la parte cercana a los linderos de la Delegación Milpa Alta (Fig. 6). Los centros de emisión de las lavas se sitúan cercanos a la división del drenaje continental, en altitudes cercanas a los 3,500 m snm. Por esta razón, muchas de sus lavas fluyeron a lo largo de los drenajes que desembocan hacia la Cuenca de México y sólo algunas hacia el Sur donde se encuentra el Valle de Cuernavaca. El volcán Teuhtli por otro lado, se localiza en una parte topográfica más baja, cerca de la orilla del Lago de Chalco.

En el presente estudio se determinaron los diferentes parámetros morfológicos que caracterizan a los conos, siguiendo los métodos que describen Porter (1972) y Wood (1980a; 1980b). Las áreas cubiertas por los conos de escoria y flujos de lava se midieron usando un planímetro de compensación polar, con base en mapas topográficos y fotografías aéreas. Se calcularon los volúmenes usando la fórmula del cono circular recto donde πr^2 es igual a el área de la base del cono. Los volúmenes de flujo de lava se calcularon usando la medida del área determinada con el planímetro, multiplicada por un promedio de espesores medidos en los márgenes de los flujos, así como en cortes de carretera disponibles.

Porter (1972) estableció las siguientes relaciones: diámetro de la base del cono (W_{co}), diámetro del cráter (W_{cr}) y altura del cono (H_{co}), para conos de escoria jóvenes en el Volcán Mauna Kea: $H_{co} = 0.18 W_{co}$ y $W_{cr} = 0.40 W_{co}$. Estas relaciones, que originalmente se derivaron de conos en una sola región, son aparentemente válidas para conos de escoria en diversos escenarios tectónicos, así como de diferentes composiciones químicas y clasificaciones de partículas (Wood, 1980a). El diámetro basal de conos de escoria (W_{co}) tiene un rango a nivel mundial que varía entre 0.25 y 2.5 km, con un promedio de 0.9 km y una mediana de 0.8 km para 910 conos de escoria medidos (Wood, 1980a). La inclinación y el ángulo de reposo para los conos de escoria no es fuerte ($< 30^\circ$) y depende de la clasificación de las partículas, según el tamaño y distribución granulométrica. Normalmente, conos jóvenes con fragmentos de escoria con un diámetro entre 2 y 10 cm tienen pendientes entre 32° y 33° , lo cual refleja el ángulo de equilibrio en reposo de tales materiales (Porter, 1972). Generalmente se distinguen los conos jóvenes por la falta de vegetación y la ausencia de barrancas en sus flancos. Además, su contorno basal es redondeado y está bien definido y frecuentemente estos conos muestran un cambio abrupto en la pendiente, que ocurre donde el cono se encuentra con la superficie del terreno circundante. La morfología de los conos de escoria depende en gran medida de su edad. Como la geometría inicial de todos los conos es muy similar, las mediciones geométricas pueden ser usadas para determinar tasas de degradación, que a su vez dependen de factores climáticos característicos para cada región (Wood, 1980b). La redistribución de material por intemperismo y movimiento de masas, ocurre preferentemente de la cima del cono hacia los flancos. Como resultado disminuye incesantemente la pendiente de los flancos. La altura de los conos, la relación altura/diámetro y la pendiente disminuyen sistemáticamente con la paulatina degradación de los conos. Este hecho ofrece la posibilidad de inferir las edades relativas de los conos mediante simples análisis de morfología.

Debido a que existen grandes diferencias en la composición química, las tasas eruptivas, así como diferencias relacionadas a la viscosidad de su magma, los volcanes Tláloc, Teuhtli, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin y Ocusacayo muestran grandes variaciones en la morfología de sus lavas. Estas diferencias se discutirán individualmente en los siguientes párrafos.

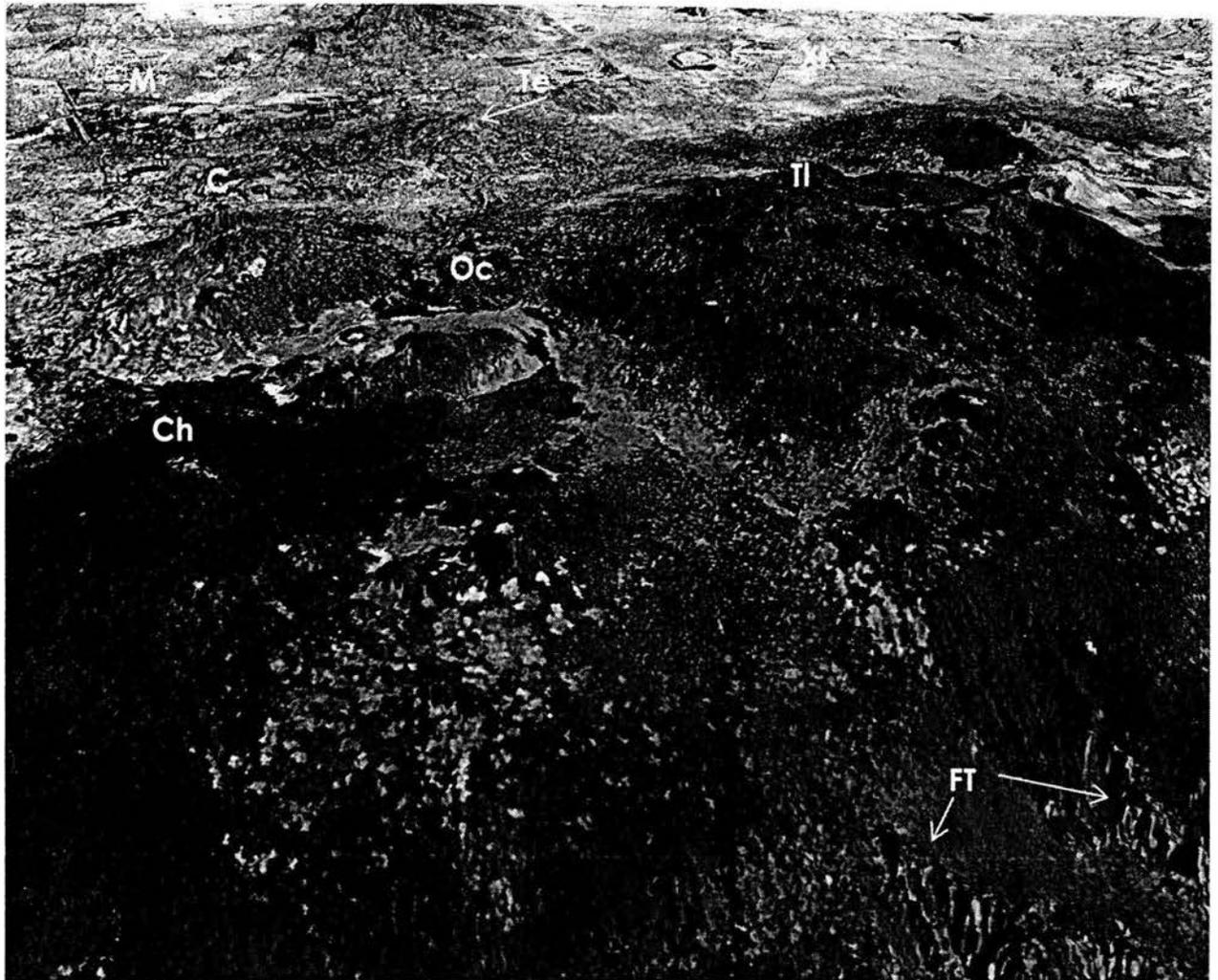


Fig. 6: Imagen satelital Landsat Thematic Mapper de perspectiva con vista de SW a NE, donde se muestra la zona de estudio que incluye a los volcanes monogenéticos Tláloc= TL, Ocusacayo = Oc, Cuauhtzin = C, Teuhtli = Te, Chichinautzin = Ch, el anillo de toba Xico = Xi, el Valle de México = M y la Formación Tepoztlan= FT.

3.1 Tláloc (TI)

El Volcán Tláloc (3,720 m snm), ubicado en la Sierra Chichinautzin, es homónimo del volcán ubicado en la Sierra Nevada, cuyas características morfológicas y la naturaleza de sus productos piroclásticos corresponden a una estructura más compleja que la del Tláloc de la Sierra Chichinautzin.

Tláloc es una estructura compuesta por tres conos de escoria, producidos a lo largo de una fisura con dirección E-W (Figs. 6, 7A y 8). En este estudio los tres conos fueron denominados Tláloc I (oeste), Tláloc II (centro) y Tláloc III (este). El centro eruptivo denominado Tláloc III, localizado al E, presenta una abertura en forma de

herradura en dirección SE, hacia donde colapsó el edificio al final de la erupción. El cono principal tiene una altura (Hco) a partir de su base de 170 m, un diámetro basal (Wco) de 950 m y un diámetro de cráter de 250 m. Los parámetros morfológicos para este y los demás volcanes se resumen en la Tabla 1. El volcán Tláloc presenta una relación Hco/Wco de 0.18, valor ideal para conos jóvenes (Porter, 1972). Para el mismo cono, Martin-Del Pozzo (1982) calculó $Hco/Wco = 0.17$, mientras que Swinamer (1989) calculó un valor de 0.18. Estas pequeñas variaciones parecen tener su origen en el método de medición.

La base del cono está constituida por derrames de lava del mismo Tláloc, que fueron emplazados sobre flujos de lava más antiguos.

El Tláloc y sus lavas cubren una área de 54.39 km^2 . El espesor promedio de las lavas es difícil de determinar porque se desconoce la topografía pre-existente. Suponiendo espesores promedio entre 15 y 25 m, se obtiene un volumen total de $0.82 - 1.36 \text{ km}^3$. Se calculó el volumen del cono principal en 0.06 km^3 utilizando la fórmula de un cono circular [$V = 1/3 \pi Hco (Wco/2)^2$]. Su volumen relativamente pequeño confirma la observación general que los conos de escoria son el resultado más visible de muchas erupciones monogenéticas, pero normalmente representan la porción más pequeña del volumen total de una erupción (Wood, 1980).

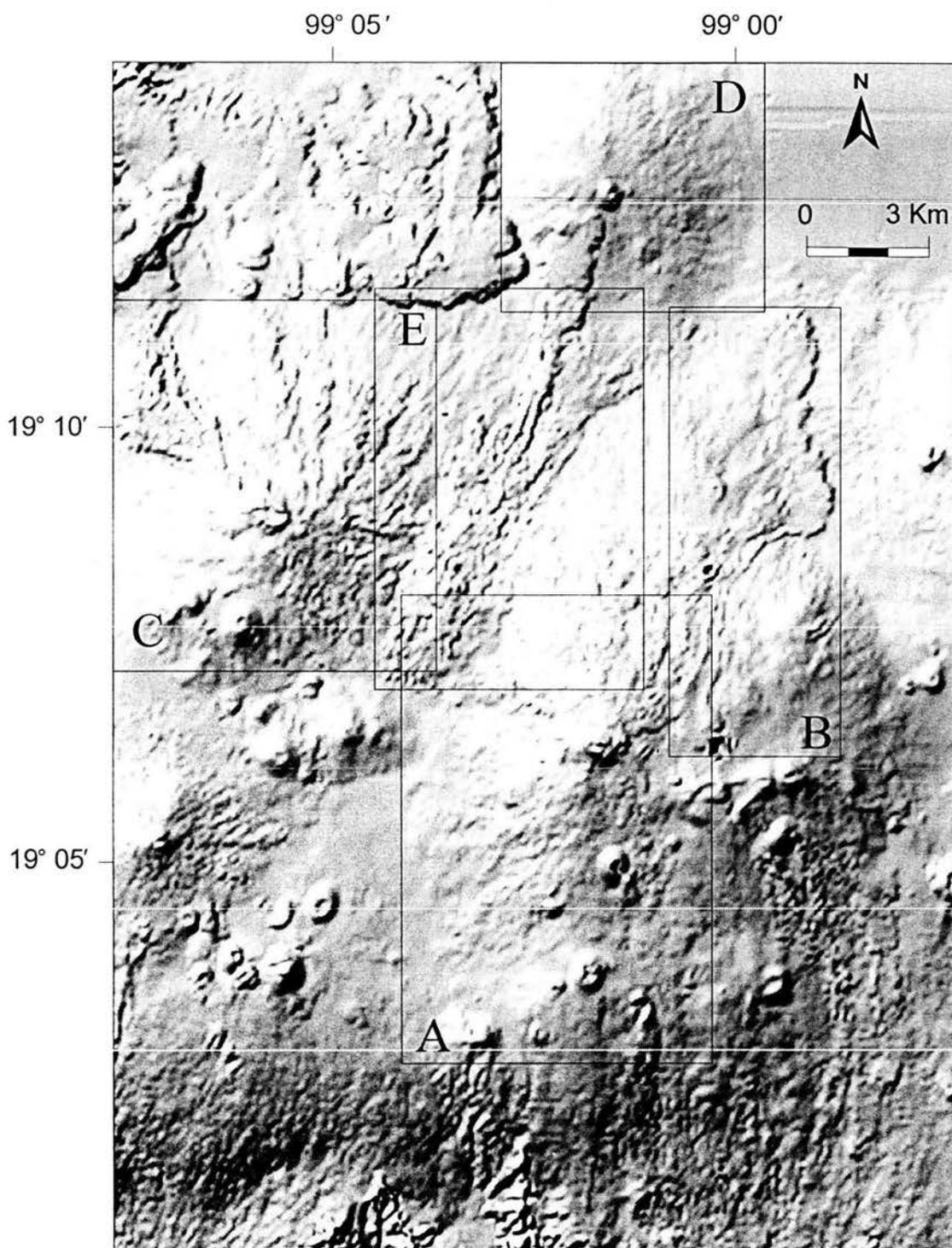


Fig. 7: Modelo digital de la zona de estudio configurado con el programa "SURFER". Los rectángulos enmarcan a cada uno de los volcanes estudiados a mayor detalle en este estudio y cuyos mapas A, B, C, D y E se muestran en las siguientes figuras.

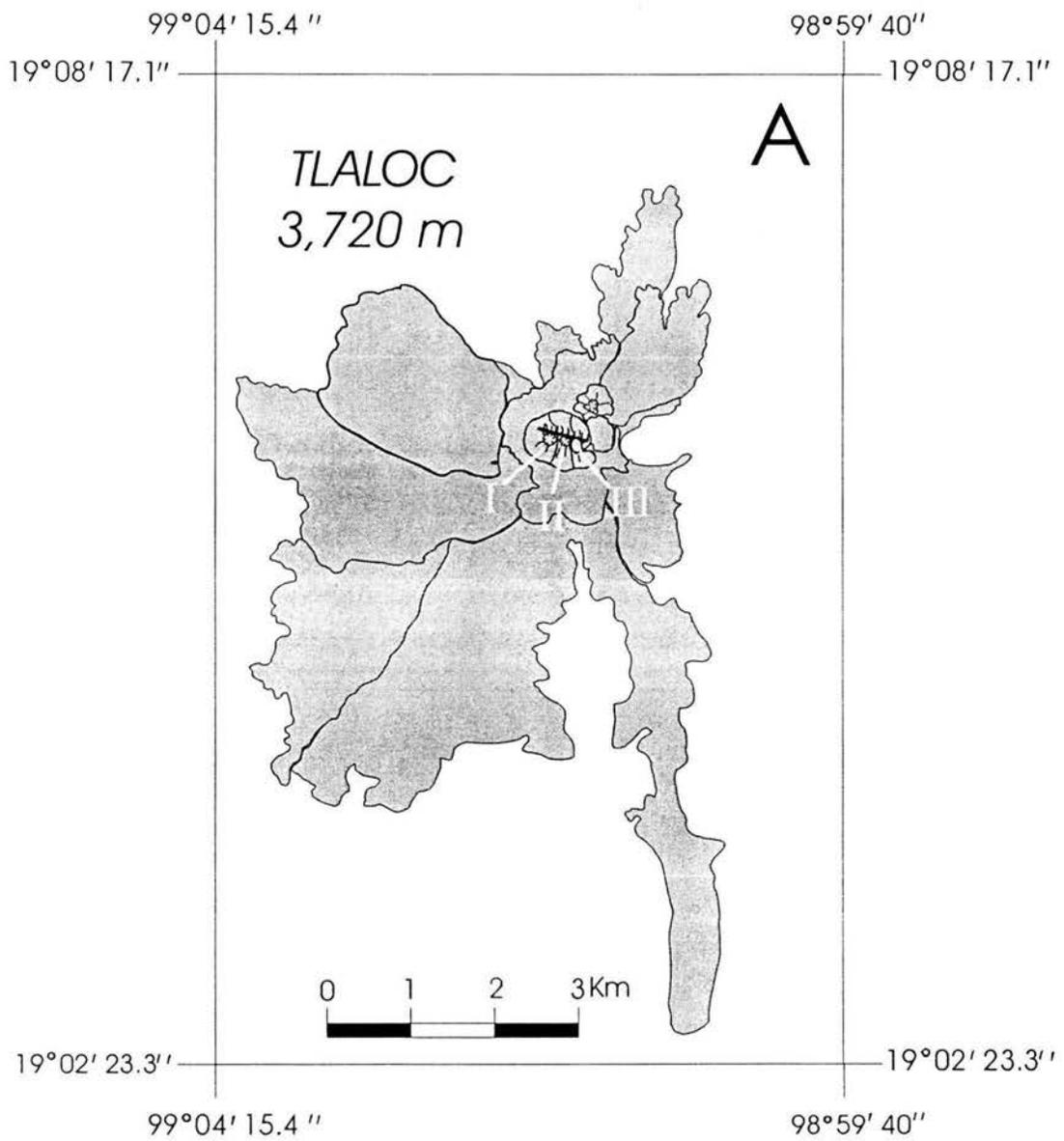


Fig. 8: Mapa esquemático que muestra los tres conos de escoria del volcán Tlaloc (I, II, III) alineados en una fractura con dirección E-W y los flujos de lava formados durante su erupción.

3.2 Flujo Tlacotenco (Tc)

El Flujo Tlacotenco (3,450 m snm) se localiza al Este del volcán Tláloc (Figs. 7B, 9 y 10). Tlacotenco, al parecer se originó por la misma fractura donde se emplazó el Tláloc, sobre una topografía pre-existente rodeando un cono de escoria antiguo, llamado Xistune que desvió ligeramente al flujo (Fig. 10). El cono central es poco pronunciado y tiene una altura (Hco) a partir de la base de apenas 20 m. Un extenso flujo de lava viscosa se desplazó 9.5 km hacia el NNE, desde el centro de emisión hasta los límites del actual pueblo de Santa Ana Tlacotenco. El Flujo Tlacotenco tiene una anchura cercana a 1 km y cubre una área de 12.84 km². Suponiendo espesores promedio entre 20 y 30 m en las partes distales, se calculó un volumen total de 0.26 - 0.39 km³ (Tabla 1).



Fig. 9: Fotografía tomada desde el SW, que muestra el lugar donde se emitió el flujo Tlacotenco (cono central donde se aprecia su espesor de 20 m).

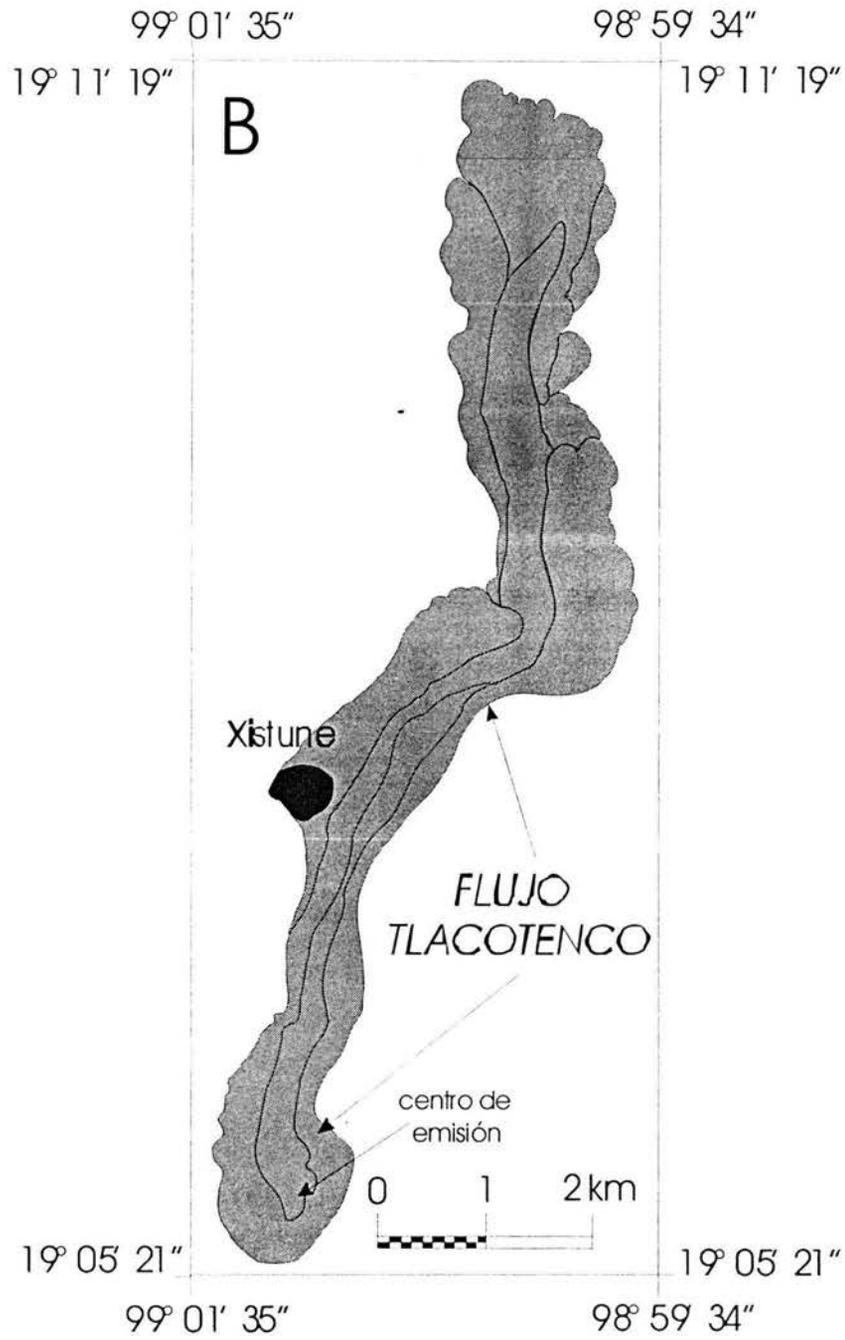


Fig. 10: Mapa esquemático que muestra la longitud de 9.5 km del flujo Tlacotenco y su anchura de aproximadamente 1 km.

3.3 Cuauhtzin (C)

El Cuauhtzin anteriormente fue clasificado por Martin-Del Pozzo (1980) como un volcán de grandes dimensiones, compuesto por cuatro conos cineríticos de composición andesítica-basáltica. No obstante, se encontraron evidencias morfológicas y volcanológicas para definirlo como un domo. El Cuauhtzin (3,450 m snm) cuenta con una altura (Hco) de 200 m de la base a la cima y un diámetro basal (Wco) de 1,800 m (Figs. 7C y 11). Este edificio está construido por flujos de lava dacítica, y depósitos de caída de pómez y escoria, de flujos de bloques y ceniza, de lahares y de oleadas piroclásticas. Presenta una estructura de colapso en dirección NW (forma de herradura) de 6 km de longitud. Su pendiente es de 26°. El área que ocupa el Cuauhtzin y sus depósitos es de 38.93 km². El espesor promedio de las lavas se estimó entre 10 y 20 m. Con ello se obtiene un volumen total de 0.39 - 0.78 km³. Bajo sus derrames de lava se localizan tres estructuras más, que no se consideran del mismo grupo, debido a que son más antiguas. Un cono de escorias se encuentra en su flanco E, con un diámetro de 130 m y altura de la base a la cima (Hco) de 70 m. La pendiente del cono es cercana a los 19°. Seiscientos metros en la misma dirección se encuentran dos conos de escoria. Uno de ellos es llamado en este estudio "Hijo del Cuauhtzin". De él emanaron dos flujos de lava con márgenes bien marcadas. A un costado del Hijo del Cuauhtzin se aloja el cono de escoria más pequeño del grupo, que recientemente ha sido explotado como material de construcción. Los principales parámetros morfológicos de esta estructura se presentan en la Tabla 1.

3.4 Hijo del Cuauhtzin (H)

El volcán Hijo del Cuauhtzin (3,300 m snm) es un pequeño cono de escoria (Figs. 7C y 11) con una altura (Hco) de 50 m de la base a la cima, un diámetro basal (Wco) de 250 m, un diámetro del cráter (Wcr) de 100 m y una profundidad del cráter de 20 m. Este volcán está construido por flujos de lava y escoria de caída. El volcán Hijo del Cuauhtzin presenta una relación Hco/Wco de 0.2, cifra que se desvía substancialmente de la relación típica de 0.18 para conos jóvenes propuesta por Porter (1972). La pendiente del cono tiene una inclinación aproximada de 23° con pocos rasgos de erosión.

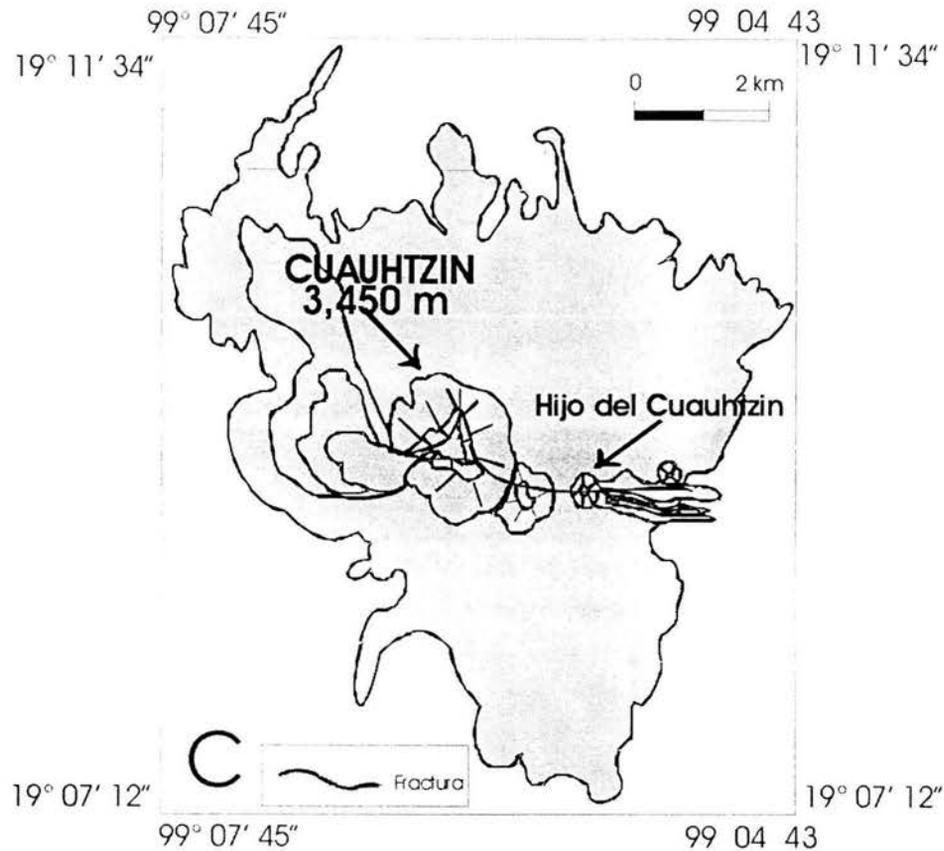


Fig. 11: Mapa esquemático que muestra al volcán Cuauhtzin e Hijo del Cuauhtzin y sus lavas que fluyeron en dirección E-W. La fractura por donde fue emitida la lava también tiene esta dirección.

Este pequeño cono de escoria se erigió anteriormente a las lavas del Domo Cuauhtzin. Está alineado en una dirección este-oeste con la estructura del Cuauhtzin, el cual es casi seis veces más alto. Asociados genéticamente al cono de escoria "Hijo del Cuauhtzin" se formaron lavas tipo "aa" con estructuras conocidas como "levées", que fluyeron en dirección este, con una longitud de 1.8 km, una anchura de 250 m y un espesor promedio entre 10 y 20 m. El Hijo del Cuauhtzin y sus lavas cubren un área de 1.16 km². Suponiendo un espesor promedio entre 10 y 20 m, se obtiene un volumen total de 0.02-0.04 km³. La Tabla 1 resume los principales parámetros morfológicos del Hijo del Cuauhtzin.

3.5 Teuhtli (Te)

El Teuhtli (2,700 m snm) es un volcán coronado por un cono de escoria que reposa sobre flujos de lava que forman un escudo alrededor de su base. El cono tiene una altura (Hco) de 170 m y un diámetro basal (Wco) de 600 m. El Teuhtli creció sobre un terreno relativamente plano en las estribaciones del Valle de Chalco. Por ello los flujos de lava se distribuyeron de manera radial alrededor del centro de emisión (Figs. 7D y 12). La pendiente del cono tiene una inclinación que varía entre 28° y 30° con cárcavas de erosión bastante desarrolladas, especialmente en el sector SW del cráter. La longitud de los flujos de lava varía entre 2 y 3 km y es mayor en dirección, NE hacia donde fueron emplazados los flujos de mayor longitud (3.65 km). Hacia el NW del cono existen dos fallas que coinciden con un tubo de lava de aproximadamente 20 m de longitud por 9.20 m de ancho y una altura de 4.5 m (Figs. 12 y 13). El Teuhtli y sus lavas cubren una área de 26.55 km². El espesor promedio de las lavas varía entre 10 y 30 m, con lo cual se obtiene un volumen total de 0.27 – 0.80 km³. Los parámetros morfológicos del Teuhtli se resumen en la Tabla 1.

El escudo del Teuhtli tiene una forma muy regular con excepción de un promontorio topográfico que tiene una altitud de 2,550 m snm, y se ubica 500 m al SW del cráter del Teuhtli (Fig. 12). Este promontorio en forma de domo tiene una longitud de 4 km y está formado por la Andesita Atocpan (Atc). El flujo Atocpan cubre un área mínima de 1.59 km², con espesores promedio de 10 y 15 m. Con ello se obtiene un volumen total de 0.016 – 0.024 km³. Sin embargo, es necesario mencionar que una parte del flujo Atocpan está cubierto por lavas del Teuhtli. Hacia el W del flujo se encuentra alojado un pequeño cono de escoria. Los flujos de lava del Teuhtli rodearon esta barrera pre-existente durante su emplazamiento (Fig. 14).

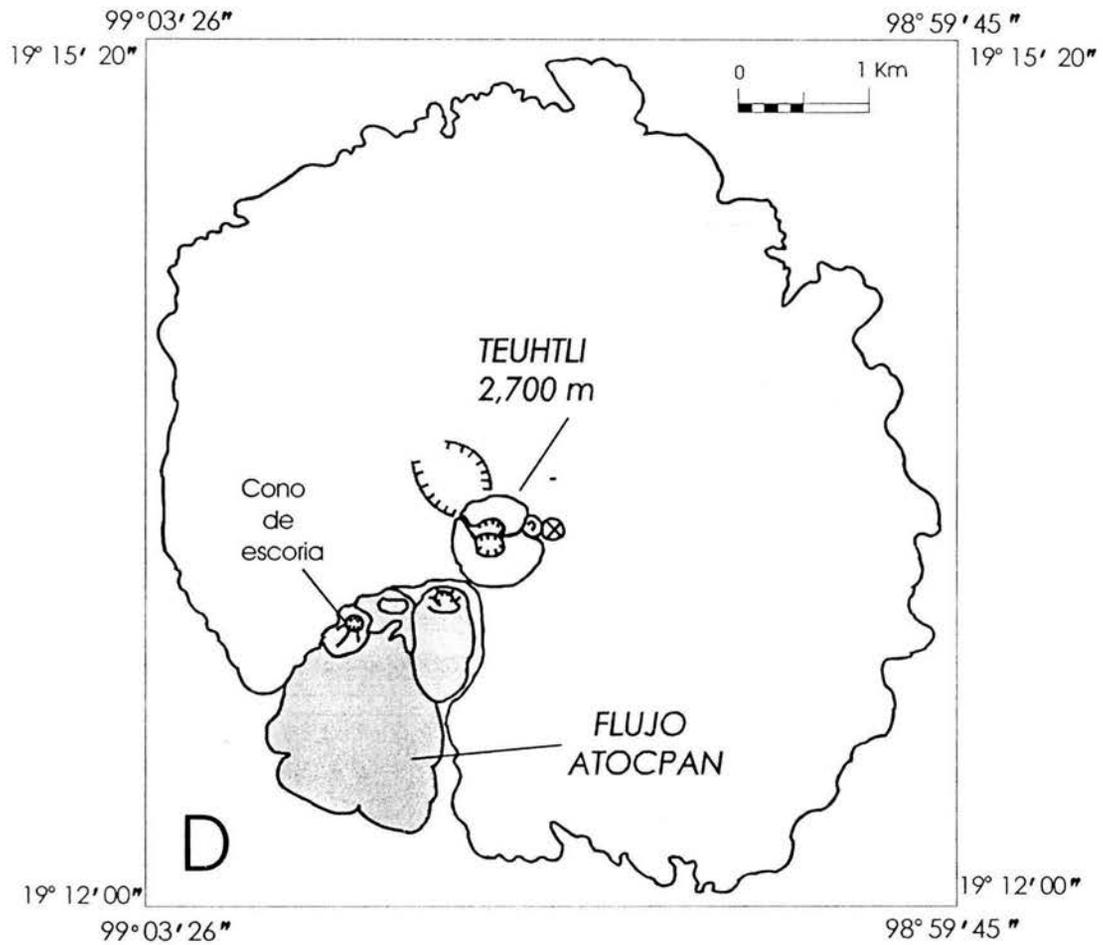


Fig. 12: Mapa esquemático del Volcán Teuhtli donde se muestra un par de fallas normales semicirculares que coinciden con la existencia de un tubo de lava. Hacia el SW del cráter del Teuhtli se localiza el flujo Atocpan con una forma irregular. En su extremo oeste se encuentra un pequeño cono de escoria.



Fig. 13: Fotografía de una de las entradas al tubo de lava del volcán Teuhtli localizado 800 m al poniente del cono sobre el área del escudo conformado por flujos de lava.

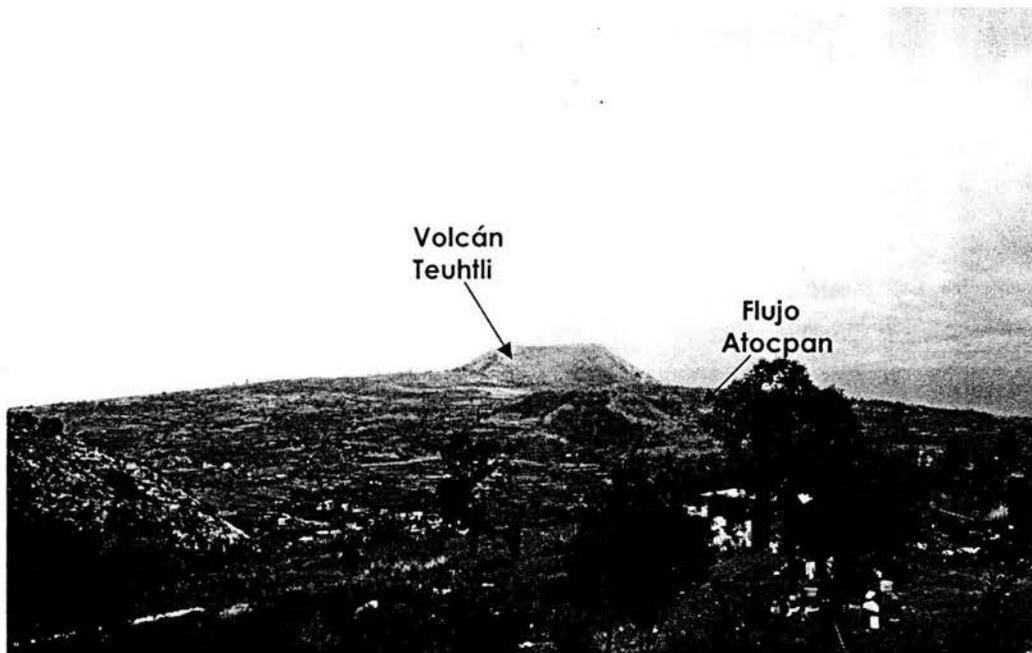


Fig. 14: Fotografía tomada hacia el NE desde la carretera a San Pablo Oztotepec. Se muestra el cono del volcán Teuhtli y la andesita Atocpan.

3.6 Ocusacayo (Oc)

El Ocusacayo (3,190 m snm) está constituido por cuatro pequeños conos de escoria orientados en dirección E-W, así como por un flujo de lava asociado (Figs. 7E y 15). Subyacen a este complejo dos flujos de lava que no son contemporáneos al Ocusacayo y se traslapan entre sí. Estos son denominados de manera informal Pre-Ocusacayo (FL-1 y FL-2). El diámetro principal de los conos varía entre 150 y 200 m. La altura de la base a la cima (Hco) no supera los 30 m. La profundidad del cráter es de 20 m. Las pendientes de los conos tienen una inclinación cercana a los 30° y presentan marcadas cárcavas de erosión. Los conos de escoria y el flujo de lava asociado cubren un área de 24.24 km². En base a ello se calculó el volumen total de los cuatro conos de escoria en 0.24 km³ empleando la fórmula de cono circular.

En este estudio los flujos de lava Pre-Ocusacayo fueron diferenciados de la siguiente manera: Los flujos FL-1 (Acuescomac) y FL-2 (Cuatamalco). Como se ha mencionado no pertenecen al complejo del Ocusacayo, debido a que su fuente se encuentra 1 km al NW del complejo, sobre una fractura de dirección NE-SW (Fig. 15). Además, presentan composiciones químicas muy diferentes. El flujo del Ocusacayo forma la base sobre la que descansan los conos de escoria. Todos los flujos tienen espesores promedio que varían entre 15 y 20 m.

El Flujo Ocusacayo se derramó en dirección NE y se emplazó 7.5 km de longitud desde el punto de emisión. Otra lengua del mismo flujo se emplazó al SE con una longitud de 1.8 km. Esta tiene un ancho de 2.5 km y un espesor promedio de 15 m. El volumen total es de 0.125 – 0.165 km³. El flujo FL-2 se derramó en la misma dirección que el Flujo Ocusacayo (hacia el NE) y tiene una longitud de 6.33 km desde el punto de emisión, un ancho de 550 m y un espesor promedio de 20 m. Hacia el SW este flujo tiene un espesor promedio de 10 m, longitud de 2 km, ancho de 250 m y cubre un área de 2.7 km² con un volumen de 0.040 – 0.053 km³.

El flujo FL-1 fue emitido por la misma fractura que el flujo FL-2 y tiene aproximadamente 500 m de ancho y 6.8 km de longitud en dirección NE, mientras que en dirección SW tiene 1.8 km de longitud, ancho de 800 m y un espesor promedio de 15 metros. Ocupa un área de 24.24 km² con un volumen de 0.24 km³. Los flujos FL-2 y FL-1 que se derramaron hacia el SW se encuentran muy erosionados. Los principales parámetros morfológicos del Ocusacayo se presentan en la Tabla 1.

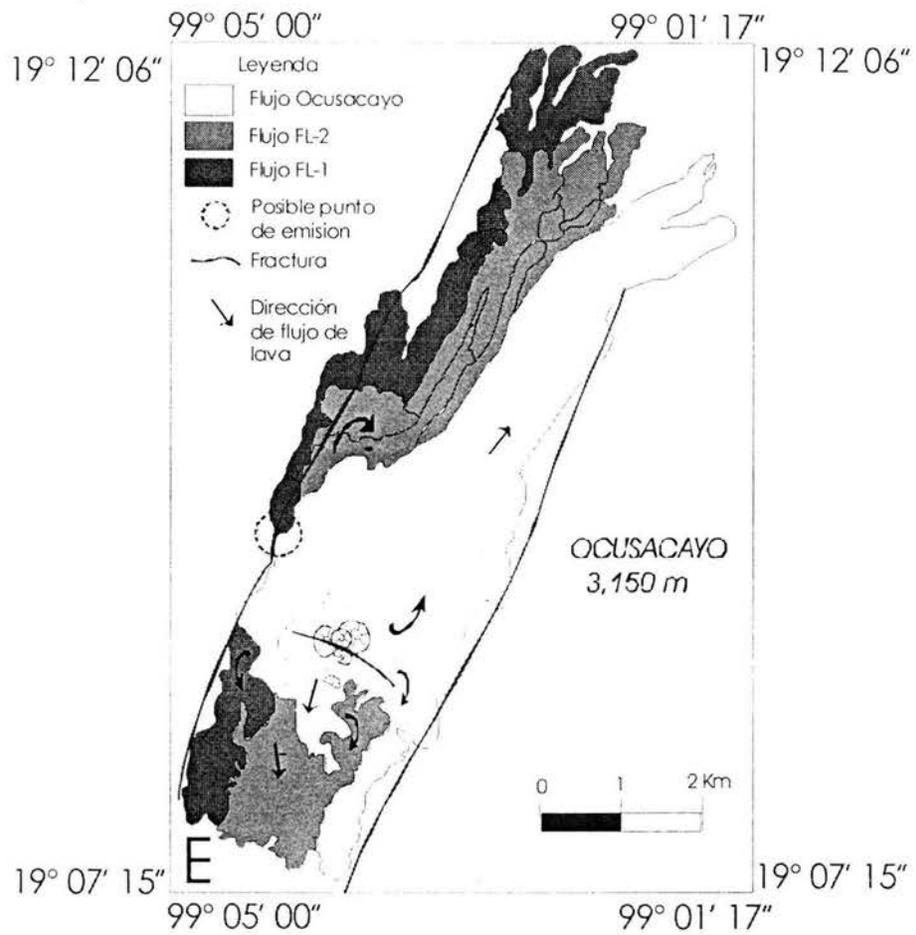


Fig. 15: Mapa esquemático que muestra los flujos FL-1 y FL-2. Sus puntos de emisión se ubican hacia el NW del complejo. El flujo Ocusacayo constituye la base sobre la cual se edificaron los conos de escoria y las líneas continuas indican fracturas.

Tabla 1. Principales parámetros morfológicos usando la nomenclatura y definiciones de Wood (1980) de los volcanes monogenéticos Tláloc, Teuhtli, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Ocusacayo y Flujo Tlacotenco. Los datos geocronológicos se presentan en el Capítulo 4.

Nombre	Tláloc	Teuhtli	Cuauhtzin	Hijo del Cuauhtzin	Flujo Tlacotenco	Ocusacayo
Composición	Andesita-basáltica a Dacita	Andesita basáltica a dacita	Dacita	Dacita	Dacita	Andesita basáltica a dacita
Edad de Radio-carbono (Capítulo 4, Tabla 2)	6,200 ± 85 años	>14,000 años	8225 ± 130 7360 ± 120	>14,000 años	<14,000 años	>14,000 años
Altitud sobre el nivel del mar (m)	3,720	2,700	3,450	3,300	3,450	3,190
(Hco) Altura del cono (m)	170	170	200	50	20	30
(Wco) diámetro basal (m)	950	600	1800	250	-	250
(Wcr) diámetro del cráter (m)	250	250	400	100	-	150
Profundidad del cráter (m)	10	20	30	20	-	20
Hco/Wco	0.18	0.28	0.11	0.2	-	0.28
Wcr/Wco	0.21	0.40	-	0.273	-	0.32
Dirección del flujo mayor	SSE	NNE	NW	E	NNE	NNE
Longitud del flujo mayor Km.	8.25	3.65	6.00	1.8	9.5	7.5
Aspect ratio	413	183	400	120	380	750
Área cubierta por lava	54.39	26.55	38.93	1.16	12.84	24.24
Espesor de la lava (m)	15-25	10-30	10-20	10-20	20-30	10
Volumen del cono	0.06	0.02	0.17	0.0008	-	0.001
Volumen Total Km ³	0.82-1.36	0.27-0.80	0.39-0.78	0.02-0.04	0.26-0.39	0.24

4. Estratigrafía

La estratigrafía de la zona de estudio está basada en la información recopilada durante dos fases, un periodo de trabajo de campo de 45 días repartidos en los meses de Enero a Mayo de 2002 y un segundo periodo de verificación del trabajo previamente hecho que consistió en 10 días de trabajo. En la fase de campo se levantaron columnas estratigráficas de los depósitos volcánicos y se correlacionaron unidades. El marcador estratigráfico más importante es un depósito de caída pliniana del volcán Popocatepetl, denominada "Pómez Tutti-Frutti" por Siebe et al. (1996). Esta secuencia fue descrita inicialmente por Mooser (1974) como "Pómez con andesita". Este depósito es fácil de distinguir por sus características litológicas; consiste de una brecha heterolitológica de caída que incluye pómez andesítica naranja, además de líticos accidentales de granodiorita gris, caliza metamorfozada y otros fragmentos del basamento local; su edad fue determinada por radiocarbono en 14,000 años (Siebe et al., 1997a). Con la ayuda de este marcador se determinó que los productos del Flujo Atocpan, del Teuhtli, del Ocusacayo y del volcán Hijo del Cuauhtzin, que subyacen a la "Pómez Tutti Frutti" deben ser más antiguos que 14,000 años. Las rocas y productos del Domo Cuauhtzin, Flujo Tlacotenco y del Volcán Tláloc descansan sobre la "Pómez Tutti-Frutti", por lo cual deben ser más jóvenes. Estas relaciones estratigráficas fueron corroboradas y refinadas por los resultados de seis fechamientos, por el método del radiocarbono de muestras de material orgánico obtenido de paleosuelos y depósitos piroclásticos. Estas mediciones se realizaron en el laboratorio de geocronología de la Universidad de Arizona en Tucson y se muestran en la Tabla 2. En los siguientes párrafos se detalla la relación estratigráfica de los depósitos de los diferentes volcanes. Esta información se obtuvo en 86 puntos de control visitados y la ubicación de los afloramientos está señalada en la Fig. 16. La correlación estratigráfica se muestra en el gráfico de la Fig. 21. Las unidades fueron descritas de la base a la cima y nombraron de manera informal.

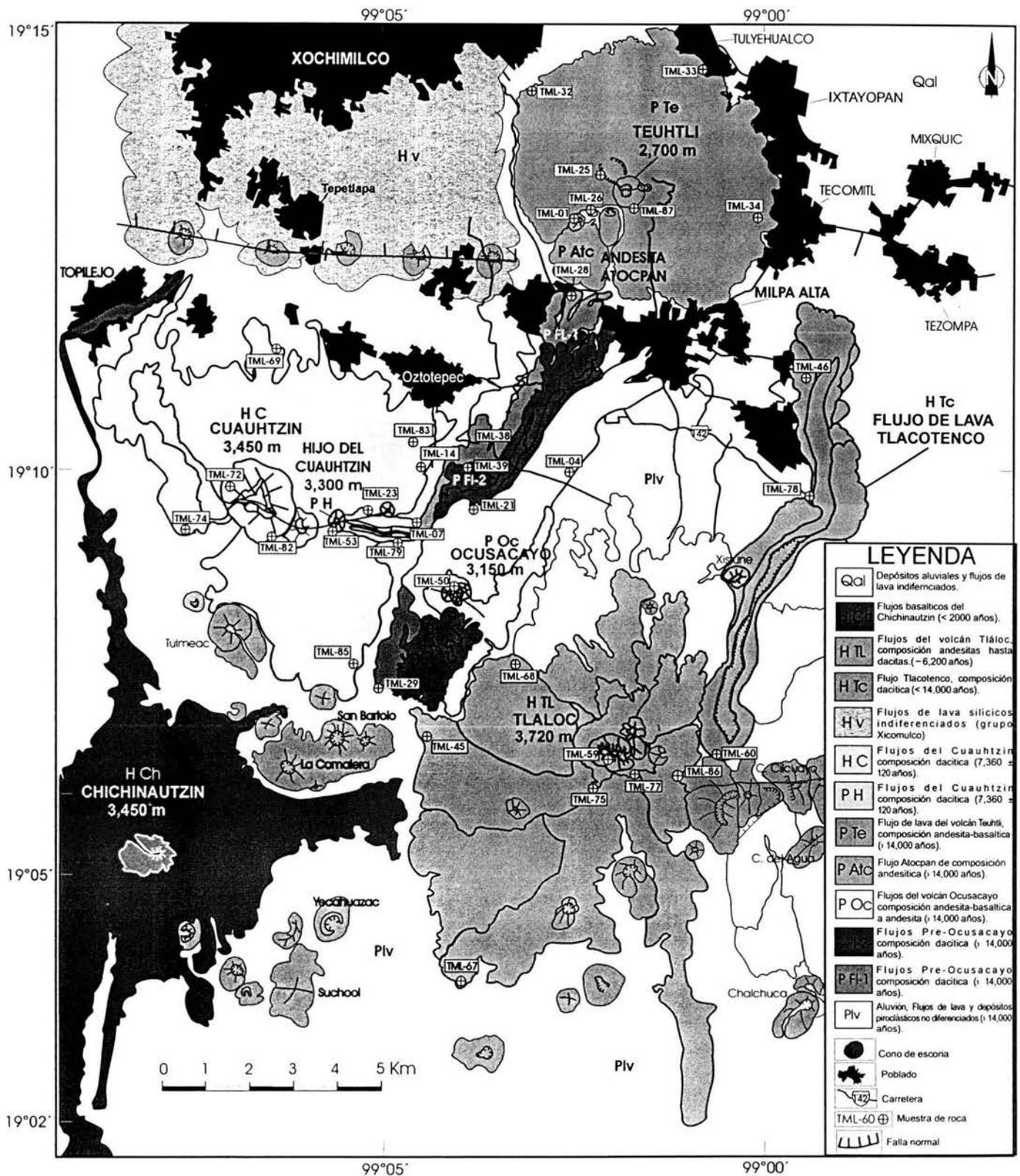


Fig. 16: Mapa geológico de los flujos de los volcanes Tláloc, Cuahtzin, Hijo del Cuahtzin, Teuhtli, Ocusacayo y el flujo Tlacotenco .

4.1 Andesita Atocpan, P-Atc

El Flujo Atocpan cuyo significado en Náhuatl es “Tierra gruesa y fértil”, se localiza al SW del volcán Teuhtli, cuyas lavas lo rodea y cubre parcialmente (Fig. 16). Al S limita con flujos del Ocusacayo. En su margen W se encuentra el remanente de un pequeño cono de escoria. El flujo Atocpan es de composición química andesítica y está constituido por roca gris claro, densa, vítrea y muy vesicular. Contiene fenocristales subhedrales de piroxeno en glomeropórfidos de color verde pardo, con tamaños de 2 a 3 mm. Además, se observan pequeños cristales euhedrales de plagioclasa con tamaños de 1 mm. La relación estratigráfica indica que el Flujo Atocpan subyace a la Pómez Tutti Frutti y al Volcán Teuhtli, por lo cual es más antiguo que estas unidades.

4.2 Volcán Teuhtli, P-Te

El volcán Teuhtli (“señor tierra” en Náhuatl; Tibón, 1997) y sus lavas sobreyacen al Flujo Atocpan. Le sobreyacen los depósitos de caída de pómez “Tutti Frutti” con un espesor de 20 cm en el afloramiento TML-87 (descrito a detalle en el anexo). Por ello la edad del Teuhtli es mayor a los 14,000 años A.P. Además, colinda al S con flujos del Complejo Ocusacayo y al W con el domo Xicomulco, los cuales parecen ser de edad similar a la del Teuhtli (Fig. 16).

Andesita Teuhtli

El Teuhtli está constituido por al menos 4 unidades morfológicas que constan de varias series de lavas estratificadas con espesores entre 10 y 30 m, que se distribuyen en forma radial alrededor del cono de escoria. La composición de sus productos es andesita-basáltica tanto en las facies distales, como en las intermedias y las proximales. Los flujos de lava suelen ser subyacidos por carpetas de brechas basales de flujo. La brecha volcánica es color rojo ocre con textura rugosa, áspera, vesicular y alterada. Las rocas que componen los flujos de lava son densas, color gris oscuro, con textura afanítica y vítrea con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y olivino. Las plagioclasas tienen un tamaño < 1 mm y son de forma prismática y subhedrales. Los piroxenos y olivinos tienen tamaños que varían entre 1 y 2 mm y algunos presentan formas prismáticas. Sobre estos flujos de lava descansan los depósitos de caída de escoria del Teuhtli (C-1), un suelo incipiente y los depósitos de

caída de pómez y ceniza Tutti Frutti del Popocatepetl (C-3 y C-4; sección TML-87, anexo).

Caída de escoria, C-1

El horizonte C-1 se observa expuesto al NW y SW del volcán Teuhtli del cual proviene. En la sección TML-05 (Fig. 16) se encuentran bien expuestas sus relaciones estratigráficas. Este depósito de caída sobreyace a los flujos de lava y brechas basales (P-Te) y lo sobreyacen a su vez un suelo y los depósitos de caída (C-3 y C-4) que afloran en los flancos del cono del Teuhtli. La caída C-1 es color gris oscuro con soporte de grano a grano pero sin gradación. El depósito es muy homogéneo con un espesor total de 0.50 m en la localidad TML-05. Está constituido principalmente por escoria (90%) y pequeños cristales de olivino y piroxeno (10%). Los diámetros máximos de las escorias son de 2 cm y el tamaño de grano del depósito varía entre arena media y arena fina (2ϕ y 3ϕ ó bien 1/4 mm 1/8 mm respectivamente).

4.3 Volcán Ocusacayo, P-Oc

El volcán Ocusacayo (significa en Náhuatl «en el zacatal de los ocotes») se localiza en el centro del área de estudio (Fig. 16) y está limitado al N por flujos del Volcán Teuhtli, al W por el cono de escoria “Hijo del Cuauhtzin” y lavas del Volcán Cuauhtzin y al E por lavas del volcán Tláloc.

Este complejo se compone de cuatro conos de escoria y un flujo de lava, además de un depósito de caída de escoria y ceniza C-2. Subyacen a este complejo dos flujos denominados en este estudio como Pre-Ocusacayo FL-1 (Acuescomac) y FL-2 (Cuatamalco), cuyos nombres fueron tomados de los parajes donde afloran. Estos sitios son conocidos bajo estos nombres por los habitantes de la región.

Pre-Ocusacayo, Dacita Acuescomac FL-1

El flujo FL-1 (Fig.16) es denominado Acuescomac que significa en Náhuatl “donde se funda el agua”. Este flujo dacítico, proviene de una fractura al NE del complejo Ocusacayo y es el flujo más antiguo. Consiste de lava gris oscura, poco vesicular y vítrea. Tiene una textura afanítica con algunos fenocristales de piroxeno en glomeropórfidos verde olivo. El tamaño de los glomeropórfidos varía entre 0.2 y 1 cm.

Pre-Ocusacayo, Dacita Cuatamalco FL-2

El flujo FL-2 aflora al NE del Ocusacayo y emanó de la misma fractura que el flujo FL-1, al que sobreyace. Entre los flujos FL-1 y FL-2 existen notables diferencias texturales, aunque su composición litológica es similar (dacítica). FL-2 consiste de una roca gris clara muy vesicular. Las vesículas tienen más de 1 cm de largo. Su textura es afanítica y traquítica, con escasos fenocristales de piroxeno verde olivo en forma prismática tabular, euhedrales, con tamaños entre 3 y 5 mm y en raras ocasiones hasta de 1 cm de largo. Constituyen el 10 % (Vol.) de la roca y están orientados en dirección del flujo.

Flujo Ocusacayo, Andesita-basáltica

El Flujo del Ocusacayo forma la base sobre la que yacen los cuatro conos de escoria del complejo Ocusacayo y sobreyace al flujo FL-2. Los análisis químicos muestran que la composición de sus productos es andesítica-basáltica. Sus lavas son gris oscuras, densas, muy vítreas, con texturas afaníticas. Se observan escasos fenocristales de piroxeno tabular y acicular, subhedrales, color verde pardo. El tamaño de los cristales varía entre 3 y 8 mm. Este flujo aflora al SW del volcán Teuhtli en los pueblos de San Pablo Oztotepec, San Pedro Atocpan y San Lorenzo Tlacoyucan. Al S limita con el corredor ecológico de la Sierra Chichinautzin.

Conos de escoria Ocusacayo

Los conos de escoria que forman este complejo volcánico se originaron a lo largo de una fractura con dirección E-W y están constituidos por una alternancia de depósitos de bombas y escoria estratificada.

Las bombas son de color gris oscuro y relativamente densas. Su textura es afanítica, vesicular con fenocristales de piroxeno y plagioclasa. Los piroxenos tienen forma de agujas prismáticas. Las plagioclasas son blancas con formas prismáticas y su tamaño es milimétrico. Los fenocristales representan el 10 % (Vol.) del total de la roca. La composición de los conos de escoria es andesítica. Estratigráficamente las secuencias del Complejo Ocusacayo subyacen a un suelo y a las secuencias C-3 y C-4 (caída gris y caída de pómez "Tutti-Frutti"). Por lo consiguiente el Ocusacayo es más antiguo que 14,000 años A.P.

Depósito de caída de cenizas y escoria, C-2

Este depósito pertenece al Ocusacayo y aflora en las orillas del pueblo San Pablo Oztotepec en Milpa Alta (TML-57, Fig. 16). Subyace a las secuencias de la pómez Tutti-Frutti (C-3 y C-4) y a su vez a un paleosuelo. Así mismo sobreyace a lavas del Flujo Ocusacayo. Este depósito es limoso-arenoso, homogéneo presenta estratificación rítmica y está constituido por alternancia de horizontes de escoria gris verdosa, angulosa y ceniza muy fina y consolidada. Los horizontes de escoria también tienen cristales de olivino, piroxeno y vidrio gris claro a verdoso. El espesor total del depósito es de 1.25 m, pero el de los estratos varía entre 6 y 20 cm. Sus contactos basal y superior son concordantes.

4.4 Volcán Hijo del Cuauhtzin, P-H

El Hijo del Cuauhtzin consiste de un cono se encuentra construido por bloques de roca intercalados con caída de bloques de escoria y ceniza, y asociado a dos estructuras de flujos de lava dacítica (Levéés).

Dacita Hijo del Cuauhtzin

La unidad P-H incluye a dos flujos de lavas gris claro, densas, con textura afanítica y poco vesiculares, que contienen fenocristales subhedrales y euhedrales de piroxeno de 2 a 4 mm de largo de color verde pardo. Estratigráficamente, estas lavas se encuentran sobreyacidas por la Pómez Tutti-Frutti y la caída C-5 del volcán Cuauhtzin.

Paleosuelo, S

Suelo café oscuro arenoso-limoso con espesor aproximado de 2 m, formado a partir de cenizas retrabajadas que subyacen a las caídas C-3 y C-4 y a las lavas del Hijo del Cuauhtzin en el afloramiento TML-07. El paleosuelo incluye abundantes fragmentos de carbón que fueron colectados y enviados para su datación por el método de ^{14}C , obteniendo una edad de $20,895 \pm 245$ años A.P. (A-12936), que se reporta como la edad más antigua de la zona (Tabla 2).

4.5 Marcador estratigráfico “Pómez Tutti Frutti”

Este depósito fue descrito inicialmente por Mooser (1974) como “pómez con andesita” y más recientemente por Siebe et al. (1996) quienes la denominaron

“Pómez Tutti-Frutti”. Se trata de un depósito de caída de pómez andesítica con abundantes líticos accidentales de granodiorita y rocas metamórficas de contacto tipo skarn, que forman parte del basamento local (Fig. 17). Siebe et al. (1996) la fecharon por radiocarbono en 14,000 años. Este depósito fue producido durante la fase culminante de una erupción pliniana del Volcán Popocatepetl. Su presencia en el área de estudio fue crucial para establecer edades relativas así como correlaciones estratigráficas.

Depósito de caída de pómez gris, C-3

Este depósito constituye la base de la Tutti-Frutti y aflora cerca de Tlaltepec (secciones TML-07, 13, 14, 47, 69, 86, anexo y Fig. 16). Subyace directamente a la pómez Tutti-Frutti (Fig. 17). Ambas fueron producidas durante una erupción pliniana del Volcán Popocatepetl hace 14,000 años. Asimismo sobreyace al complejo Ocusacayo, Teuhtli y flujo Atocpan. Este depósito es limoso, no presenta estratificación marcada y su color es gris claro a beige. El material es homogéneo y compacto, su contacto basal y superior son erosivos. El espesor del depósito varía entre 6 y 8 cm.

Depósito de caída pómez “Tutti-Frutti” Popocatepetl, C-4

Este depósito se encuentra sobreyacido por el depósito de caída C-5, así como depósitos de lahares más jóvenes. Por el otro lado los flujos de lava FL-1, FL-2, FL-3 y P-Te de los volcanes Ocusacayo y Teuhtli subyacen a la “Tutti Frutti”.

La “Tutti Frutti” aflora al oeste del volcán Ocusacayo. Los mejores afloramientos se encuentran en el paraje Cuatamalco (secciones estratigráficas TML-07, 13, 14, 47, 69, 86, del anexo y Fig. 17). El espesor máximo de la Tutti Frutti observado en la zona de estudio es de 30 cm. El tamaño de la pómez es de grava gruesa y media. El depósito muestra un soporte de clasto a clasto con gradación normal. El diámetro máximo de las pómez es de 7 cm. Este depósito está constituido en un 85 % (en peso) por pómez color naranja a beige que contiene cristales de hornblenda, piroxeno y plagioclasa. La parte basal del depósito está enriquecida en fragmentos líticos accidentales (15 y 20 % en peso) de rocas metamórficas de contacto (skarn) y granodiorita. Estos líticos son angulosos y algunos se encuentran alterados hidrotermalmente con colores rojizos. El lítico accidental de máximas dimensiones encontrado en la zona de estudio tiene un diámetro de 4.5 cm.



Fig. 17: Fotografía del afloramiento TML-14 que muestra el depósito de ceniza gris (C-3) y la pómez de caída Tutti-Frutti (C-4), ambas producidas durante una erupción pliniana del volcán Popocatépetl hace aproximadamente 14,000 años.

4.6 Domo dacítico Cuauhtzin, H-C

La unidad H-C incluye una serie de flujos de lava gris claro, densa, con textura afanítica y poco vesicular que contienen algunos fenocristales subhedrales y euhedrales de piroxeno de 2 a 4 mm de largo de color verde pardo, que se observan en glomeropórfidos. Además de los flujos de lava, el domo está constituido por cuatro depósitos de caída (C-5, C-6, C-7 y C-8), un depósito de lahar, al menos tres depósitos de flujos de bloques y cenizas y un paleosuelo. Estratigráficamente estas lavas sobreyacen a la Pómez Tutti-Frutti.

Caída de escoria parda, C-5

Secuencias de escorias gris verdosas compactas y laminadas, cuya granulometría consiste de arena fina (tamaño medio de 3Φ , 1/8 mm). Sobreyace a un paleosuelo y a los depósitos de la Pómez Tutti Frutti. Se localiza en el flanco NE del domo se observa bien desarrollada en las secciones estratigráficas TML-07 y TML-14 a 3 y 4 km de la fuente respectivamente (Fig. 16). Muestra gradación simétrica y hacia la base el depósito es más consolidado. El espesor total es de al

menos 0.70 m. En el afloramiento TML-14 se obtuvieron residuos de carbón vegetal dentro de este depósito de caída. Al fecharlos por el método de ^{14}C se obtuvo una edad de $13,585 \pm 75$ años A.P. (A-12250). Se presume hasta el momento que este depósito proviene del Cuauhtzin, aunque también puede tener otro origen.

Caída de escoria negra, C-6

Depósito laminado de caída de escoria negra (Fig. 18A) que aflora en el flanco W y S del edificio del Cuauhtzin. No se observa su contacto basal. Las láminas son milimétricas a centimétricas y su granulometría consiste de arena fina a grava (3Φ a -2Φ , o bien 1/8 a 4 mm). (Algunos horizontes están constituidos por pómez beige y son milimétricos. El espesor total es de al menos 4 m. Este depósito de caída tiene intercalados algunos pequeños lentes de material fluvial, constituidos por gravas subredondeadas soportadas por una matriz abundante de arenas limosas.

Lahar

Depósito erosivo café claro, constituido por una matriz arenosa-limosa con algunos fragmentos de roca y de pómez subangulosa. Los fragmentos de roca tienen tamaños muy variables (milímetros a bloques). El depósito contiene abundantes fragmentos de carbón que fueron fechados por el método de ^{14}C , en $8,225 \pm 130$ años AP (A-12938, Fig. 21). Este depósito se aprecia al W del edificio principal (Fig. 18A). El depósito de lahar sobreyace la unidad C-6 y subyace a los depósitos C-7 y C-8.

Caída de pómez beige y caída de escoria negra, C-7 y C-8

Es una secuencia con espesor total de 1.50 m. consistente de una alternancia de capas de caída de pómez beige C-7 y de escoria negra C-8 (Fig. 18B). Los espesores de los distintos horizontes varían entre 0.05 y 0.80 m. Las capas de pómez son un depósito beige claro y sus partículas son angulosas y vesiculares. Los fragmentos presentan una granulometría de arena media a fina. En la cima de esta secuencia se observa un horizonte de pómez alterada color amarillo ocre. Las capas de escoria son principalmente laminadas, de color gris oscuro y sus partículas son angulosas y vesiculares. Los fragmentos tienen una granulometría de arena media a arena fina. La parte superior de la secuencia total C-7 y C-8 está en contacto erosivo con depósitos de flujos de bloques y cenizas. Estos depósitos (de bloques y cenizas)

implican que hubo colapsos del domo, durante las cuales se produjeron, además, oleadas piroclásticas (Fig. 18A).

En el flanco S del edificio aflora el depósito de caída de escoria negra en su facies proximal. Aquí se aprecia con algunos fragmentos de pómez beige intercalados. Su granulometría es de grava gruesa con estratificación incipiente (Fig. 20). Aquí el espesor total del depósito es mayor a 4 m. Las pómez blancas intercaladas entre las gravas de roca presentan estructuras de deformación o aplastamiento (esto se debe a que fueron emplazadas aún calientes y la plasticidad del material permitió la deformación de la pómez).

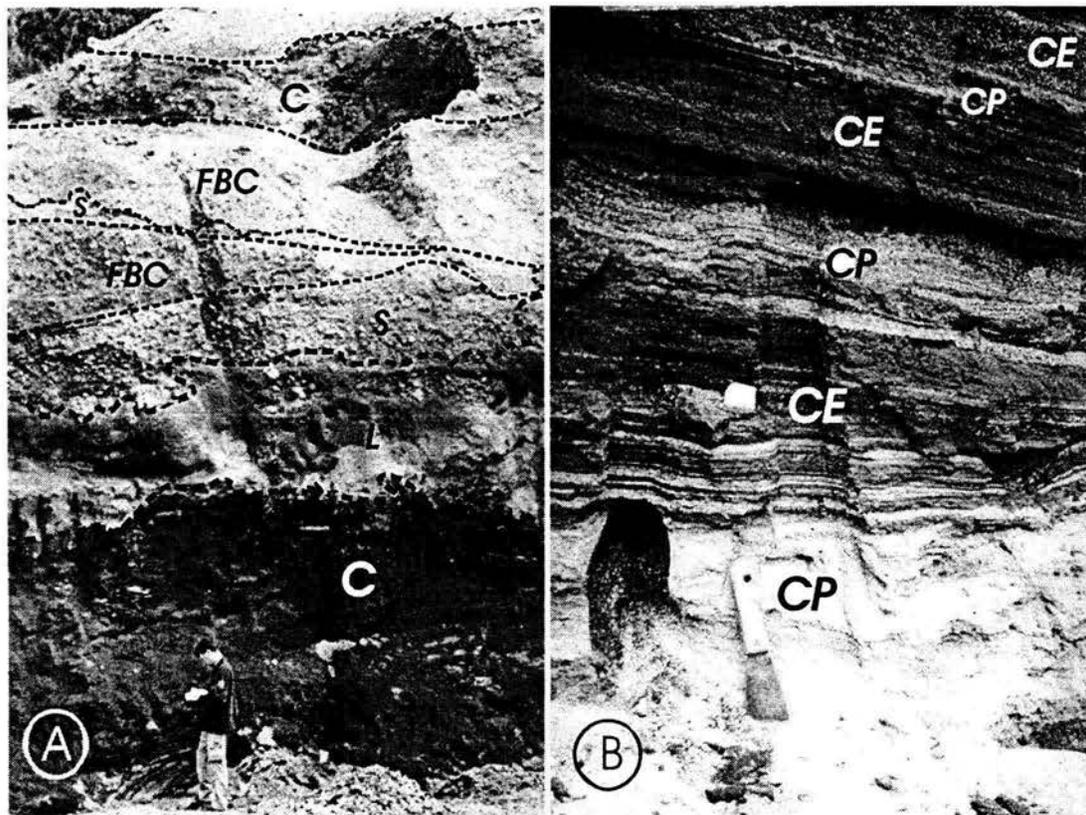


Fig. 18: A) Fotografía que muestra los depósitos piroclásticos que sobreyacen a los flujos de lava del Cuauhtzin. B) Fotografía que muestra una intercalación de depósitos de caída de pómez (CP) y de escoria (CE), que constituye la cima de la secuencia estratigráfica. Abreviaturas: **C** = caída, **S** = oleada piroclástica (surge), **FBC** = flujo de bloques y cenizas, **L** = lahar con carbón.



Fig. 19 Secuencia estratigráfica idealizada del domo Cuauhtzin.

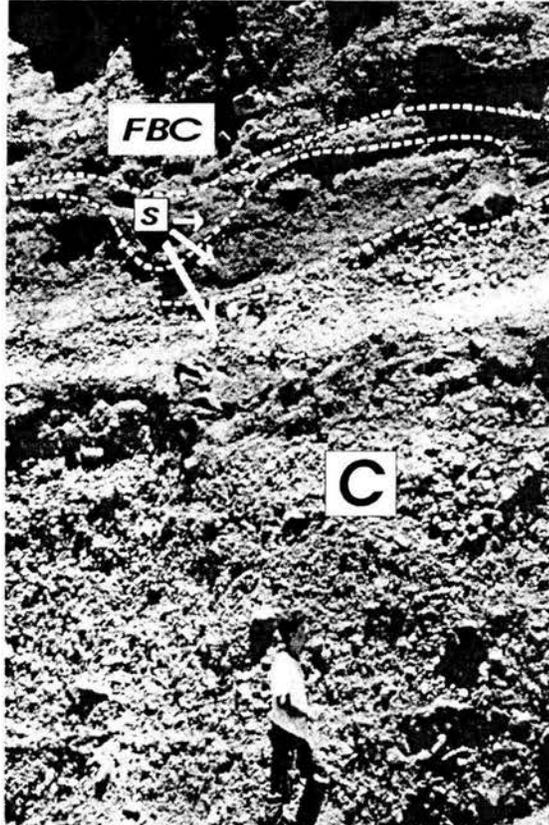


Fig. 20: Fotografía que muestra los depósitos piroclásticos en el flanco S del Cuauhtzin. Se aprecia en la base una caída de grava escoriácea cuyos tamaños máximos son de 20 cm de Ø, (facies proximal). En la secuencia intermedia se aprecian 3 oleadas piroclásticas y en la cima se observa un pequeño flujo piroclástico. Abreviaturas: C = caída, S = oleada piroclástica (surge), FBC = flujo de bloques y cenizas.

Flujo de bloques y cenizas y oleadas piroclásticas, FBC y S.

La base de la secuencia está constituida depósitos de oleadas piroclásticas, que varían en espesor de unos cuantos centímetros hasta espesores máximos de 30 cm. Estos depósitos se constituyen de fragmentos de roca dacítica angulosa con granulometría de gravas y una matriz arenosa-limosa. Los depósitos de oleada alternan al menos 2 veces con depósitos de flujos de bloques y cenizas.

Los depósitos de flujo de bloques y cenizas están constituidos por partículas angulosas de roca dacítica gris claro. La roca es vítrea con algunos fenocristales de piroxenos. Los clastos, que son del tamaño de las gravas, están soportados por una matriz limo-arenosa que en ocasiones es muy abundante. Además de fragmentos líticos se observan clastos de pómez blanca y abundantes trozos de carbón vegetal en la base, los cuales que fueron datados (por ^{14}C) en $7,360 \pm 120$ años A.P. (A-

12939 TML-72B) En la cima dentro de un horizonte de material retrabajado, se fechó un carbón en $2,800 \pm 50$ años A.P. (A-12940 TML-72C, ver Figs. 18a y 19). Estos depósitos son los más jóvenes del Cuauhtzin.

Paleosuelo, S

Depósito retrabajado café pardo, masivo, arenoso limoso que sobreyace a toda la secuencia. En la base se observa su mejor desarrollo y el espesor máximo es de 2 m.

4.7 Flujo dacítico Tlacotenco, H-Tc

El Flujo Tlacotenco se localiza al S de los poblados San Antonio Tecomitl y San Andrés Mixquic y al N del grupo de conos de escoria Cilcuayo. Al E y W lo limitan los flujos que subyacen al Tláloc (Fig. 16).

El flujo se compone de roca de composición dacítica gris oscura ($\text{SiO}_2 = 64\%$), de textura afanítica, muy vítrea, con algunos fenocristales de piroxeno (1-6 mm). Estos cristales son euhedrales y se presentan en agregados. Este flujo tiene espesores promedio entre 10 y 15 m y al igual que el volcán Tláloc, sobreyace a lavas más antiguas indiferenciadas hasta ahora. Esta lava es sobreyacida en algunos lugares por un depósito de lahar.

4.8 Volcán Tláloc H-TL

El Tláloc, cuyo significado en Náhuatl es “el que hace crecer”, “licor de la tierra”, se localiza al S del poblado San Lorenzo Tlacoyucan y forma parte del filo más alto de la Sierra Chichinautzin que separa la cuenca del Valle de México de la de Cuernavaca. Al E se encuentra limitado por el Flujo Tlacotenco y al W por el Volcán Chichinautzin (Fig. 16). Está formado por tres conos de escoria de los que emanaron diversos flujos de lava que se distribuyen alrededor de los conos. La composición de sus productos es variable (andesita-basáltica hasta dacita).

Se reporta para este volcán una edad máxima de $6,200 \pm 85$ años A.P. (A-12937), que fue obtenida por el método de ^{14}C , analizando residuos de carbón vegetal encontrados en un paleosuelo que subyace sus depósitos de caída afloramiento TML- 86 (Fig. 21). Esto confirma que este volcán es el más joven de los estudiados en este trabajo.

Dacita Tlálloc

La roca que compone estos flujos es color gris oscuro, densa y vesicular, de textura afanítica, con algunos fenocristales euhedrales y subhedrales de piroxeno color verde claro (1-4 mm). Estos flujos de lava se encuentran sobre derrames de lava más antiguos. Estos flujos antiguos están cubiertos por los depósitos de caída C-9 del mismo volcán.

Depósito de caída de escoria C-9

El mejor afloramiento del depósito se observa en la sección TML-66 (ver anexo). El espesor del depósito alcanza más de 2.83 m, presenta una coloración que varía del gris oscuro al verdoso. El depósito es laminado con gradación simétrica, y las laminaciones tienen espesores que varían entre 2 y 3 cm y están constituidas en un 60% por escoria color gris oscuro, 25% por pómez blanquecina a amarillenta, 5% por cristales de piroxeno y 10% por vidrio verdoso. En esta sección estratigráfica no se puede observar su parte basal. En el afloramiento TML-86 (ver anexo), a 1.5 km en dirección SE del Tlálloc, se observa el mismo depósito, pero con un espesor menor de 0.70 m. Le subyace un paleosuelo que fue datado por ^{14}C en $6,200 \pm 85$ años A.P. (A-12937). A su vez, se aprecia la pómez Tutti Frutti por debajo del paleosuelo (Fig. 21).

Tabla 2. Fechamientos por radiocarbono de los volcanes monogenéticos Tlálloc, Cuauhtzin e Hijo del Cuauhtzin.

Volcán	Edad (años AP)	Edad (años calendario AC)	# Lab	Número de la muestra	Posición estratigráfica Localidad	$\delta^{13}\text{C}$
Tlálloc	6,200 \pm 85	4250	A-12937	TML-86	Paleosuelo	-21.1
Hijo del Cuauhtzin	20,895+245/ -235	18,945	A-12936	TML-07	Paleosuelo, debajo de las lavas del Hijo del Cuauhtzin	-23.9
Cuauhtzin	13,585 \pm 75	11,635	A-12250 AA50119	TML-14	Caída de escorias, sobreyaciendo a la pómez Tutti Frutti.	-24.0
Cuauhtzin	8,225 \pm 130	6,225	A-12938	TML-72A	Lahar que subyace un flujo de bloques y cenizas	-25.0
Cuauhtzin	7,360 \pm 120	5,410	A-12939	TML-72B	Base de un depósito de flujo de bloques y cenizas	-25.3
Cuauhtzin	2,800 \pm 50	850	A-12940	TML-72C	Cima del flujo de bloques y cenizas	-26.5

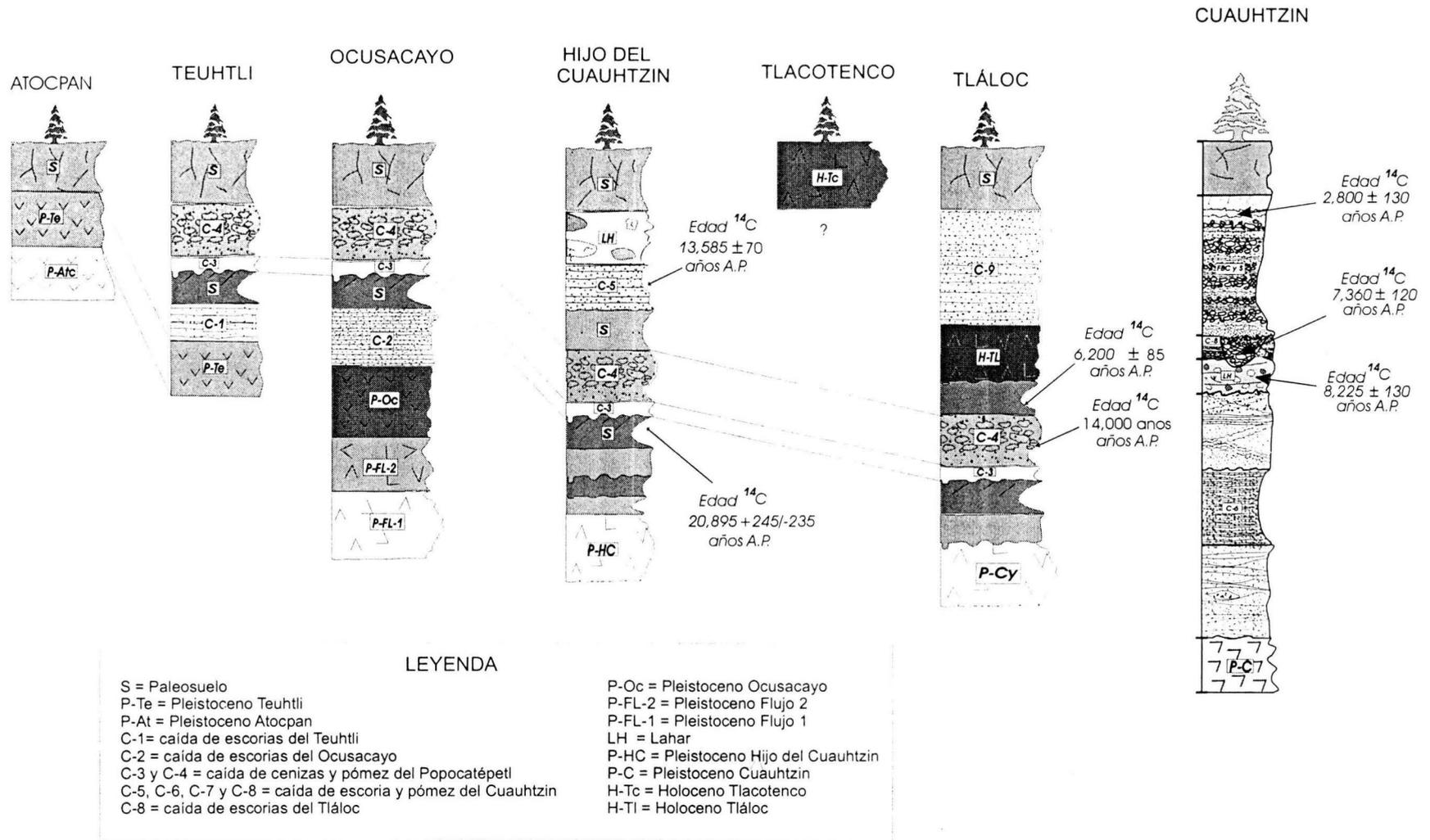


Fig. 21: Correlación estratigráfica del área de estudio.

4.9 Análisis sedimentológico

Para llevar a cabo el análisis sedimentológico se colectaron 25 muestras correspondientes a 17 localidades. No fue posible encontrar en campo suficientes afloramientos de estos depósitos, debido a que el uso de suelo de la región es parcialmente agrícola y los terrenos han sido removidos por el uso de maquinaria para siembra y por la construcción de casas habitación. De cualquier forma, se realizó el análisis sedimentológico de algunos depósitos seleccionados, por ser los más representativos de la zona, con el fin de conocer con precisión su distribución de tamaños. El procesado de las muestras se realizó en el taller de sedimentología del Instituto de Geofísica y consistió en secar primeramente las muestras a una temperatura de 60 °C durante 24 horas. Después de secadas se tamizaron a intervalos de 1ϕ desde -4ϕ (grava, 16 mm) hasta 4ϕ (arena fina, 0.0625 mm). Finalmente, se pesó cada fracción en una balanza analítica. Los datos obtenidos fueron normalizados al 100% y se emplearon para construir histogramas de frecuencia y curvas de frecuencia acumulativa (Figs. 23, 24, 25 y 26). Con estas últimas, siguiendo la metodología de Inman (1952) se calcularon los parámetros estadísticos más representativos para describir la granulometría de sedimentos ($Md\phi$, diámetro mediano del grano; $M\Phi$ Media; $\sigma\Phi$, grado de selección del sedimento; Φ sesgo; Φ curtosis). Las fórmulas utilizadas para obtener estos parámetros se aprecian en la Tabla 3.

Los datos utilizados corresponden a cuatro secciones estratigráficas representativas (TML-05, caída C-1 del Teuhtli; TML-14, caída C-4 y C-5 del Popocatepetl y caída C-6 del Cuauhtzin; TML-55, caída C-5 del Cuauhtzin y finalmente TML-66, caída C-9 del Tláloc), localizadas a 3, 4, 3.5 y 3.35 km respectivamente de la fuente de emisión.

Medida	Inman (1952)	Folk y Ward (1957)
Mediana	$Mdf=f_{50}$	$Mdf= f_{50}$
Media	$Mf=f_{16}+f_{84}/2$	$Mz=f_{16}+f_{50}+f_{84}/3$
Grado de Selección	$s_f=f_{84}-f_{16}/2$	$s_1=(f_{84}-f_{16}/4)+(f_{95}-f_5/6.6)$
Sesgo	$a_f=M_f-Mdf/s_f$	$Sk_1=f_{16}+f_{84}-2f_{50}/2(f_{84}-f_{16})+f_5$
	$a_{2f}=1/2(f_5+f_{95})-Mdf/s_f$	$+f_{95}-2f_{50}/2(f_{95}-f_5)$
Kurtosis	$b_f=1/2(f_{95}-f_5)-s_f/s_f$	$K_G=f_{95}-f_5/2.44(f_{75}-f_{25})$

Tabla 3. Fórmulas que se utilizan para la obtención de los parámetros sedimentológicos en depósitos piroclásticos. En este trabajo se emplearon las propuestas por Inman.

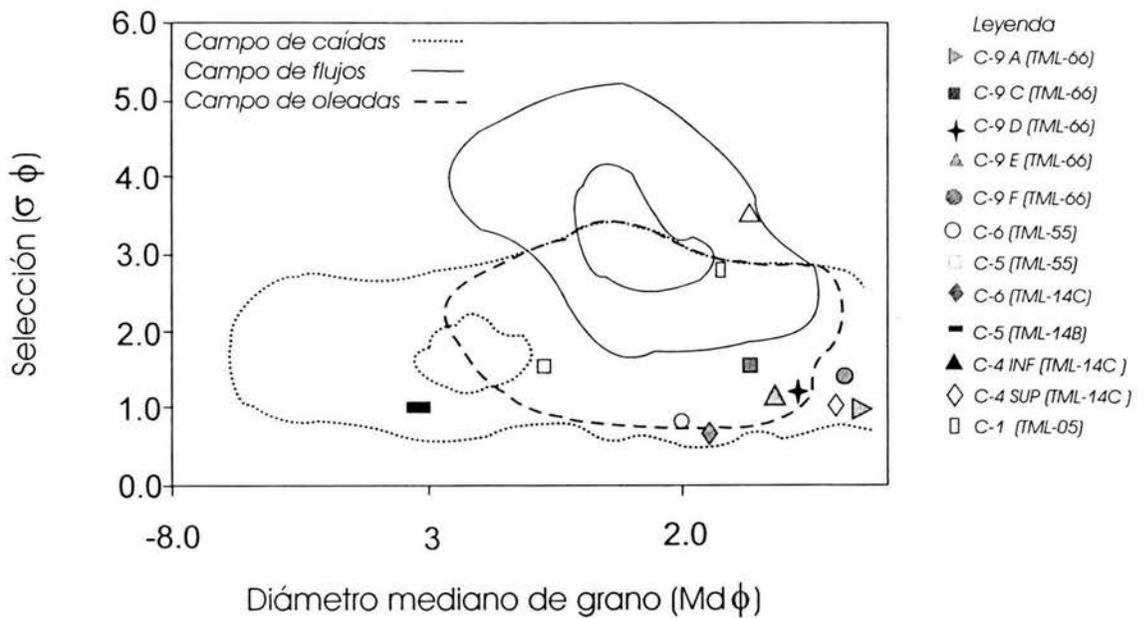


Fig. 22: Diagrama de Walker (1971) que señala la distribución de las muestras de depósitos de caída analizadas.

En general todas las muestras en la gráfica de selección ($\sigma\phi$) vs diámetro mediano de grano ($Md\phi$) caen dentro del campo de caídas, donde abarcan un intervalo de $Md\phi$ 0.7 hasta 3.2ϕ y un intervalo de selección $\sigma\phi$ de 0.7ϕ hasta 2.4ϕ . La única excepción es la muestra C-4INF (TML-14C) que presenta un $Md\phi$ de 1.63ϕ y un intervalo de selección de $\sigma\phi = 3.6$ y cae dentro del campo de los flujos.

Depósito de caída de escoria del volcán Teuhtli (C-1)

La muestra del depósito de caída de escoria C-1 recolectada en el sitio TML-05 muestra una curva bimodal desplazada hacia la fracción fina del diagrama en donde la concentración máxima se encuentra en las fracciones -2 y 3ϕ (1 mm grava fina y $1/8$ mm arena fina respectivamente) (Fig. 23). El diámetro mediano es de 1.7ϕ (arena media) y su selección es pobre ($\sigma\phi = 2.7$).

Depósito de caída de Pómez Tutti Frutti (C-4)

Este depósito está constituido por pómez del tamaño de la grava, es soportado por pómez de menor dimensión y presenta una gradación inversa. El histograma de frecuencia (Fig. 24) para la capa inferior presenta una distribución bimodal con una concentración máxima en las fracciones -1ϕ y 2ϕ (2 mm gravas y $1/4$ mm arena media). Además, presenta un diámetro mediano $Md\phi$ de 0ϕ y una clasificación muy pobre ($\sigma\phi = 3.6$), con una dispersión muy amplia en el intervalo de -4ϕ a $>4\phi$ (16 mm grava gruesa a menos de $1/16$ mm arena muy fina). La parte

superior del depósito presenta un histograma de frecuencia unimodal con una concentración máxima en la fracción 2ϕ (1/4 mm, arena media), un diámetro mediano de 1.3ϕ (arena media) y una buena clasificación de $\sigma\phi = 1.0$.

Depósito de caída del volcán Cuauhtzin (C-5)

En la sección estratigráfica TML-14 (Fig. 24), localizada a ~ 4 km del cráter, este depósito sobreyace la caída C-4 del Popocatepetl. En este afloramiento presenta un histograma con curva unimodal cuyo pico máximo principal se encuentra en la fracción 4ϕ (1/16 mm, arena muy fina). Tiene un diámetro mediano $Md\phi$ de 3.2ϕ y una muy buena clasificación de $\sigma\phi = 1.0$. Este mismo depósito se encuentra también en la localidad TML-55 (Fig. 26), donde presenta un histograma bimodal y una máxima concentración en la fracción 3ϕ (1/8 mm, arena fina). En ese afloramiento tiene un diámetro mediano $Md\phi$ de 2.6ϕ y una buena clasificación de $\sigma\phi = 1.6$.

El horizonte C-5 en el afloramiento TML-55 (Fig. 26) tiene una curva bimodal; la concentración máxima se encuentra en la fracción 1ϕ (1/2 mm arena gruesa). El diámetro mediano es de 2.0ϕ y tiene una muy buena clasificación $\sigma\phi = 0.7$.

Depósito de caída del volcán Tláloc (C-9)

Las características granulométricas del depósito de caída del volcán Tláloc expuesto en el afloramiento TML-66 (Fig. 25), donde se observa un espesor mayor, se describen a continuación. Para este horizonte de caída se analizaron 5 muestras (C-9F, C-9E, C-9D, C-9C y C-9A), que corresponden a la base, parte intermedia I, intermedia II, intermedia III y parte superior del depósito respectivamente. Las 5 curvas de frecuencia son unimodales, con asimetría hacia las fracciones intermedias -1 a 4ϕ (arena gruesa a arena muy fina). La parte basal presenta concentración máxima en 2ϕ , con un diámetro medio $Md\phi$ de 1.3 y una buena clasificación $\sigma\phi = 1.4$. La parte Intermedia I del depósito presenta concentración máxima en 2ϕ , con un diámetro medio $Md\phi$ de 1.6 y una buena clasificación $\sigma\phi = 1.1$. La parte Intermedia II del depósito, tiene su concentración máxima en 2ϕ con un diámetro medio $Md\phi$ de 1.4 y una buena clasificación $\sigma\phi = 1.2$. La parte Intermedia III del depósito, presenta concentración máxima en 2ϕ con un diámetro medio $Md\phi$ de 1.7 y una buena clasificación $\sigma\phi = 1.6$. Finalmente, la parte superior presenta su máxima

concentración en la fracción 2ϕ (1/4 mm, arena media) con un diámetro medio $Md\phi$ de 1.2 y una buena clasificación $\sigma\phi = 1.0$. En esta secuencia es evidente que existe variación vertical, representada por un incremento gradual de las fracciones finas de la base a la cima y la concentración de la fracción gruesa en las fases intermedias del depósito.

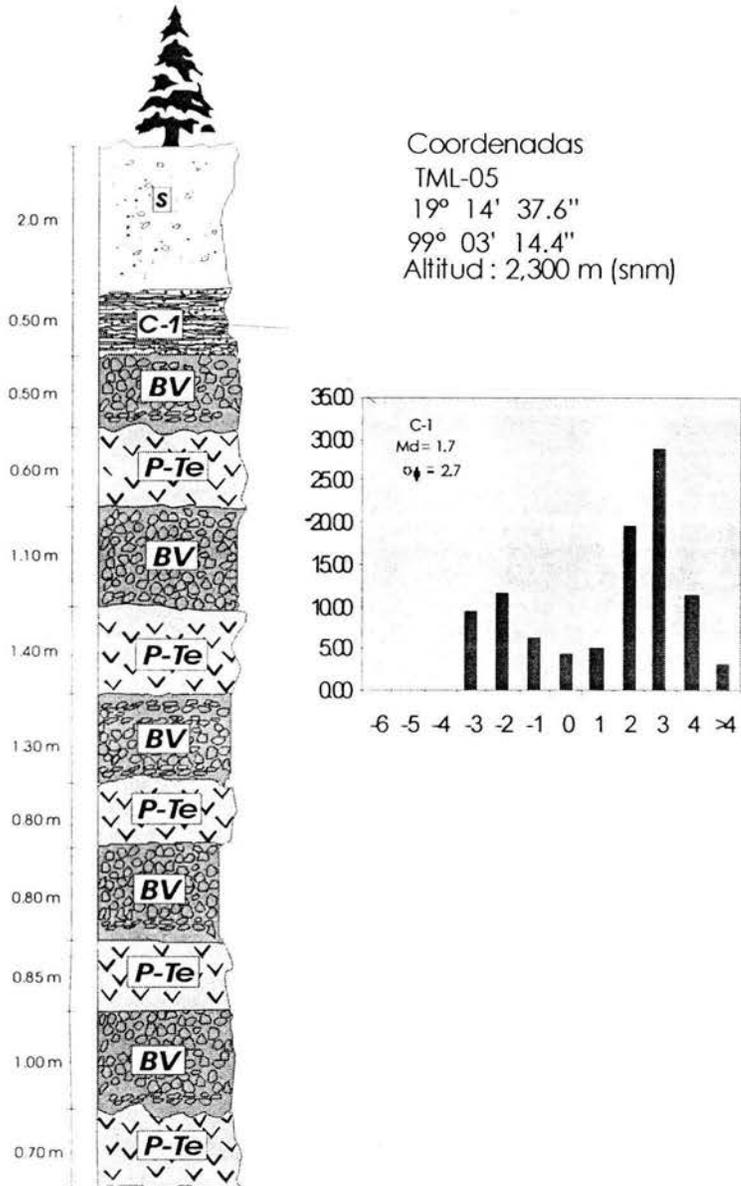


Fig. 23: Sección estratigráfica del afloramiento TML-05, localizado a 3 km al NW del cráter del volcán Teuhtli, así como histograma del análisis granulométrico del depósito de caída C-1 del Teuhtli. BV = Brecha volcánica, P-Te = Flujos de lava del Teuhtli, S = Suelo.

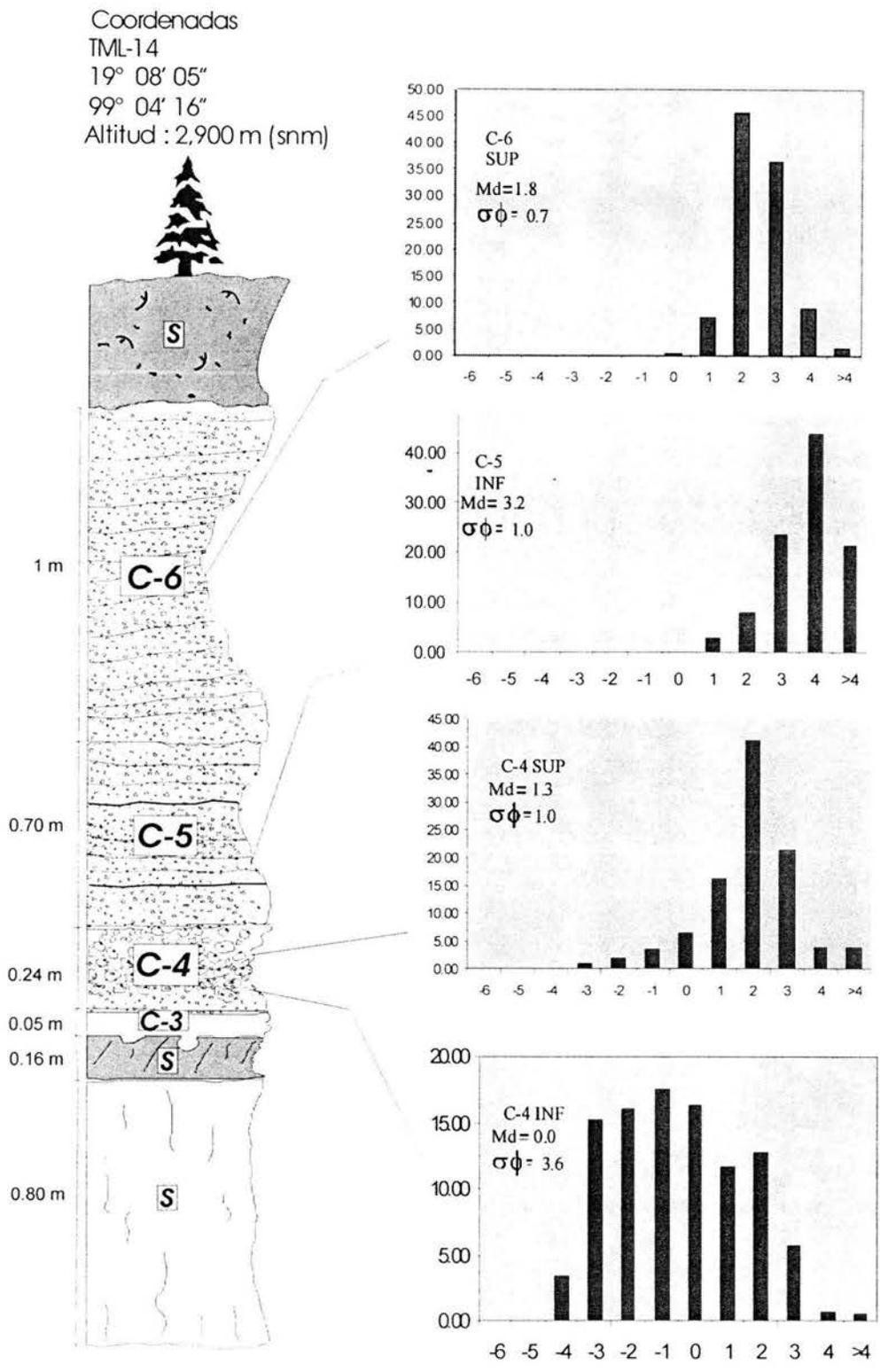


Fig. 24: Sección estratigráfica del afloramiento TML-14 localizado 4 km al NE del cráter del volcán Cuauhtzin, así como histogramas del análisis granulométrico de los depósitos de caída C-3, C-4 del Popocatepetl y C-5 y C-6 del Cuauhtzin. S = Paleosuelo.

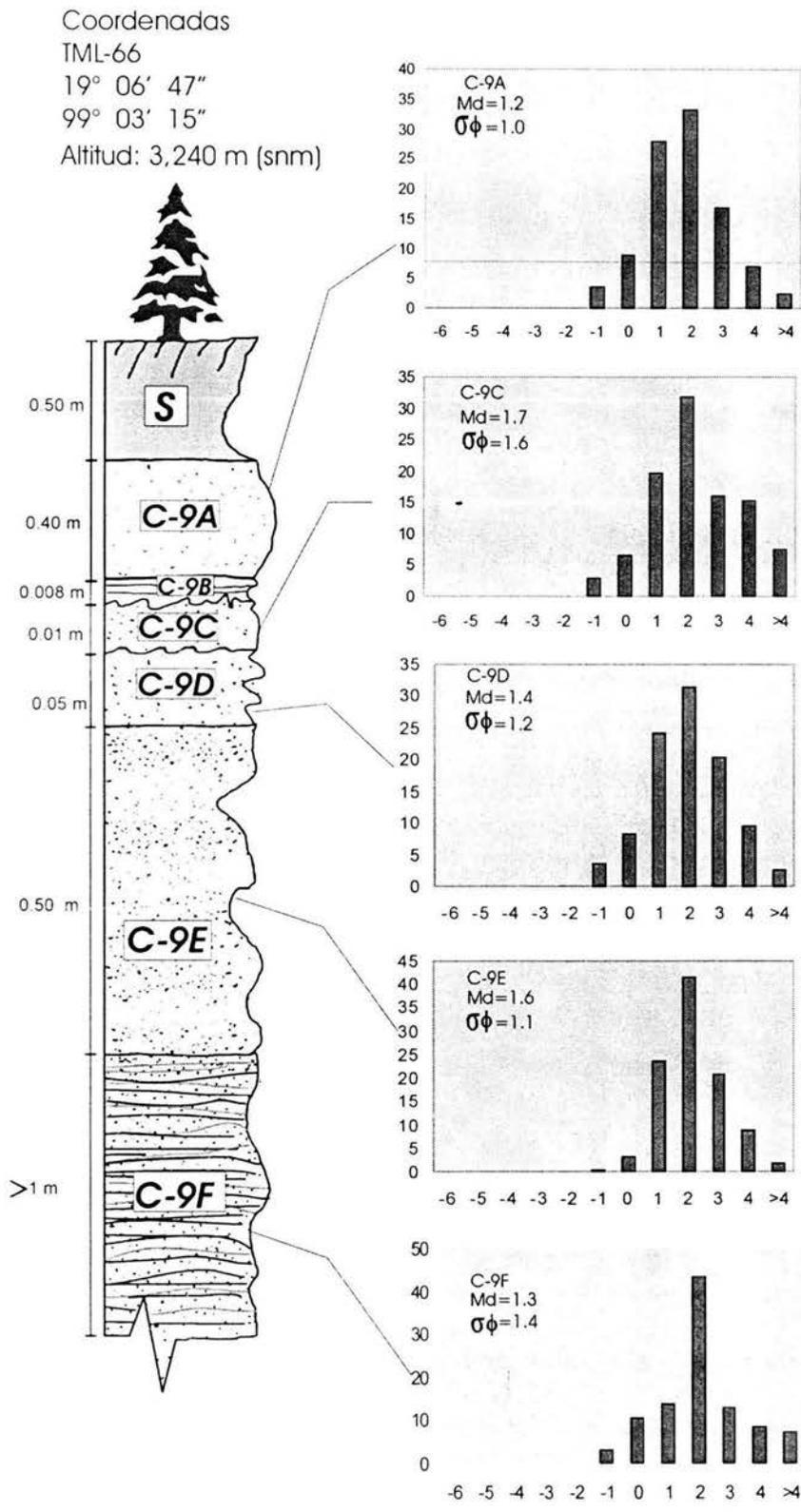


Fig. 25: Sección estratigráfica del afloramiento TML-66 localizado 1 km al W del cráter del volcán Tláloc, así como histogramas del análisis granulométrico del depósito de caída C-9 del Tláloc. C-9A, C-9B, C-9C, C-9D, C-9E y C-9F son diferentes unidades de la caída C-9 del Tláloc.

Coordenadas
 TML-55
 19° 09' 11"
 99° 04' 24"
 Altitud : 3,030 m (snm)

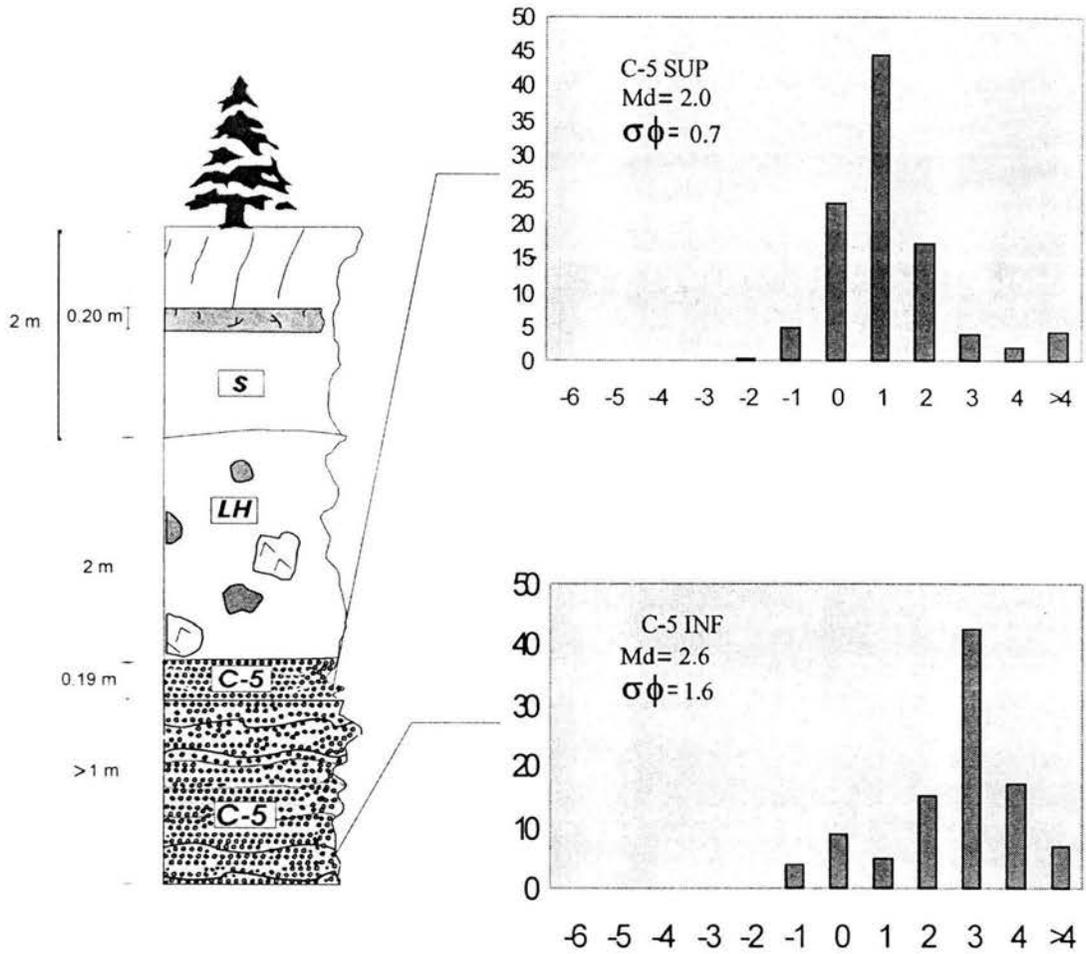


Fig. 26: Sección estratigráfica del afloramiento TML-55 localizado 3.35 km al E del cráter del volcán Cuauhtzin, así como histogramas del análisis granulométrico de las unidades del depósito de caída C-5 del Cuauhtzin. LH = Lahar, S = Suelo.

Interpretación de los histogramas

En el diagrama de Walker (1971) los depósitos estudiados muestran un comportamiento típico para caídas piroclásticas con excepción de C-4 INF, que cae dentro del campo de los flujos piroclásticos. Este depósito representa una facies distal de una caída pliniana del Popocatepetl y su comportamiento se atribuye al retrabajo del depósito y a la gran distancia de su fuente de emisión.

Los horizontes C-1 en TML-05, C-5 en TML-55 y C-4INF en TML-14 presentan una clasificación pobre y distribución bimodal en los histogramas de frecuencia. Son poco comunes estos comportamientos para depósitos de caída. La bimodalidad según Brazier (1983) puede atribuirse a la caída prematura de agregados de ceniza fina en la columna eruptiva. La uniformidad de las características de tamaño de la población fina apunta hacia un proceso singular que opera en todas las columnas eruptivas. Estos procesos son independientes del estilo y magnitud de la erupción y ocurren en pequeñas erupciones freatomagmáticas como la de La Soufriere así como en erupciones ignimbríticas como la del Mazama ocurrida hace 7,000 años. L. Wilson (en Brazier, et al 1983) sugiere que se requiere de una cantidad sustancial de ceniza fina y sospecha que las cargas electrostáticas así como la condensación de vapor podrían explicar el comportamiento bimodal. Otro mecanismo propuesto por Wilson (en Brazier, et al 1983) y que se suma a la explicación anterior de la bimodalidad es el posible retrabajo por acción del viento durante la erupción. Estos fenómenos aunados a la cercanía o lejanía de la fuente de emisión pueden explicar el comportamiento de las caídas C-1, C-5 y C-4 INF.

Entre los depósitos estudiados, C-9 muestra una buena distribución y es posible notar su variación vertical. En el punto TML-66 muy cercano a la fuente (1 km) se puede observar un incremento gradual de las fracciones finas de la base a la cima y la concentración de la fracción un poco más gruesa en las fases intermedias del depósito. Esto sugiere que estos horizontes reflejan los diferentes niveles de energía de la fragmentación del magma. Conforme aumentaba la energía de la erupción, el depósito se enriquecía de otras fracciones, mientras que la fase inicial se caracterizó por la sedimentación de material fino.

En este afloramiento el espesor mínimo aproximado del depósito es de 2 m y se observan unidades producidas por seis pulsos que correspondieron a un solo

evento. En facies dístales estas unidades disminuyen su espesor a unos cuantos centímetros y su espesor total varía entre 0.70 y 1.0 m.

En facies dístales del volcán Cuauhtzin como en el afloramiento TML-55 (Fig. 26), el histograma de frecuencia para C-5 muestra una curva bimodal, en sus dos unidades que es atribuible al retrabajo del material. El material es más compacto y las partículas se encuentran más redondeadas que cerca de la fuente.

5. Petrología y geoquímica

Para el análisis petrográfico se elaboraron alrededor de 60 secciones delgadas de las muestras de roca pertenecientes a flujos de lava colectadas en campo (en la tabla 4 más adelante se reportan los resultados del análisis modal de las diferentes rocas muestreadas), 34 análisis químicos de elementos mayores y trazas (Tablas 5A–E), además de 6 análisis de los pares isotópicos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Tabla 6), con el fin de conocer la procedencia y evolución de los magmas.

5.1 Petrografía

La petrografía del sector centro-oriental de la Sierra Chichinautzin ha sido reportada previamente por varios autores entre los que destacan Negendank (1972a), Bloomfield (1975), Nixon (1988b), Martin-Del Pozzo (1989), Swinamer (1989), Rodríguez-Lara (1997), Márquez et al. (1999), Wallace y Carmichael (1999), Verma (2000), Velasco (2001) y Siebe et al. (2004b).

Nixon (1988b) clasifica las lavas de la FVTM en cuatro tipos: (1) basaltos de olivino; (2) andesitas olivínicas; (3) andesitas piroxénicas y dacitas piroxénicas y (4) lavas derivadas por mezcla de magmas con cristales en desequilibrio (borde de reacción). Interpreta que la presencia de minerales de baja temperatura como la plagioclasa sódica, hornblenda, biotita, cuarzo y óxidos coexistiendo con minerales de alta temperatura como el olivino, espinela de Cr y plagioclasa Ca con texturas de desequilibrio es debido a la mezcla de magma. Reporta así como fases mineralógicas principales Ol (olivino), Plg (plagioclasa), Opx (ortopiroxeno), Cpx (clinopiroxeno), Hbl (hornblenda) y Sp (espinela). Wallace y Carmichael (1999) clasifican a los productos del CVSCH como basaltos alcalinos, andesitas basálticas calcoalcalinas, andesitas y dacitas de afinidad calcoalcalina. Encuentran como fases minerales principales la asociación de olivinos con inclusiones de cromita y espinela, además de plagioclasas argumentando que son los fenocristales más abundantes en basaltos alcalinos y andesitas basálticas. En rocas calcoalcalinas de la Sierra Chichinautzin se observa una variedad más amplia de fases minerales que incluye Opx, Cpx, Ol, Plg y Qz.

En este trabajo se han analizado y clasificado las rocas de acuerdo al contenido en SiO_2 y álcalis. De acuerdo a este esquema el flujo Atocpan, el Teuhtli y el Ocusacayo están formados por andesitas basálticas de olivino y andesitas

piroxénicas. El Tláloc, Hijo del Cuauhtzin, Tlacotenco y flujos viejos del Ocusacayo constan de dacitas piroxénicas que también son las más abundantes. Las rocas presentan en general una textura intersertal hialofítica y seriada y las fases minerales presentes en estos productos son el Ol, Sp, Cpx, Opx, Plg, Ap y Hbl. Cada una de las fases minerales presentes en las rocas estudiadas se describe en los siguientes párrafos.

5.1.1 Volcán Teuhtli

El volcán Teuhtli está constituido por rocas afaníticas donde coexisten diversas texturas como la intersertal, seriada y glomeroporfírica. Sus lavas presentan un índice de porosidad (I.P) que varía desde 10 % a 20 % Vol. y su composición se encuentra en el rango de la andesita basáltica. Las fases minerales de estas lavas están constituidas por fenocristales de olivino (Ol) con inclusiones de espinela (Sp) + clinopiroxeno (Cpx) + ortopiroxeno (Opx) + plagioclasa (Plg) con inclusiones de apatita (Ap). Las mismas fases se observan también como microfenocristales en la matriz \pm óxido (Ox) y vidrio (Vd). A continuación se presenta la descripción detallada de estas fases mineralógicas.

Olivino

La mayoría de los cristales de Ol presentan un hábito desde euhedral a subhedral y el tamaño máximo observado es de 5 mm de longitud (Fig. 27). Su abundancia es de 2 a 5 % del volumen total de la roca. En los fenocristales de Ol existen inclusiones de óxido (Sp) de color rojizo-naranja que se presentan como individuos aislados de hábito octaédrico o como masas anhedrales. Es posible observar algunas estructuras en desequilibrio pero es ligero este desequilibrio. Entre las estructuras que pueden verse están los golfos de corrosión y bordes de reacción constituidos de microlitos de Cpx.

Clinopiroxeno

Los fenocristales de Cpx ocurren en un 3% Vol. (tamaño máximo 1 mm). Presentan hábito subhedral con zoneamiento y maclas de albita y se observan sobre todo en glomeropórfidos asociados a Ol. Poseen inclusiones fluidas o de minerales (espinela, zircón y algunos óxidos) y se observan algunos especímenes con coronas de reacción (Fig. 28, Sección TML-25). Su mayor presencia se observa en

microfenocristales en un porcentaje de hasta 13 % Vol. Las características ópticas sugieren composiciones augíticas.

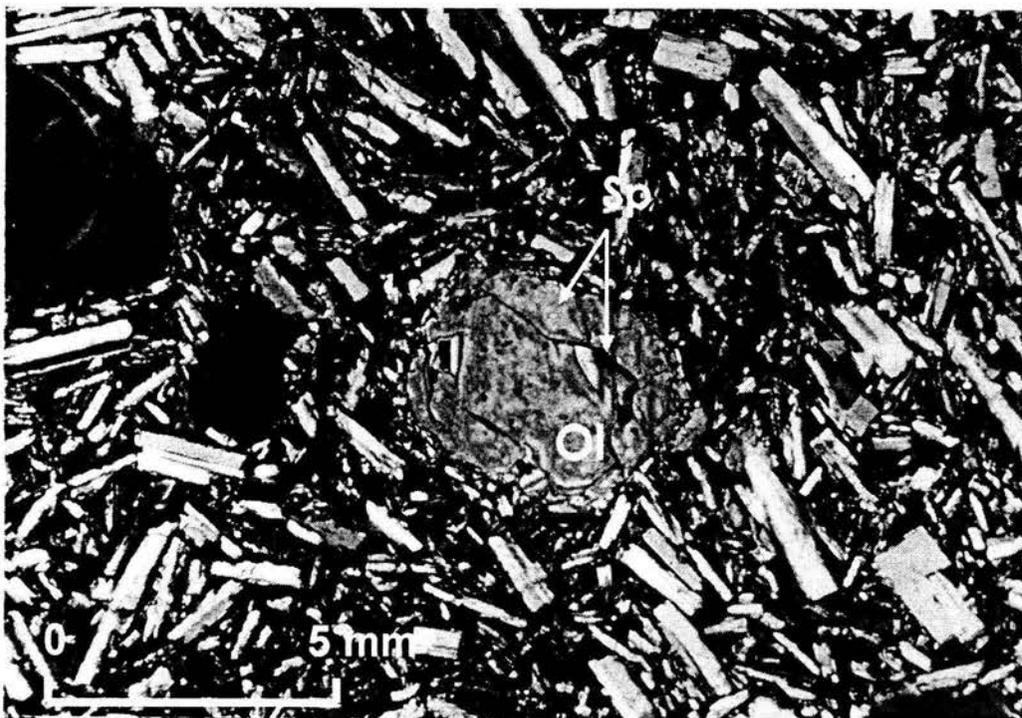


Fig.27: Microfotografía de la sección delgada TML-25 que corresponde al Teuhtli (andesita-basáltica), lava NW. Aumento de 10X con nícoles cruzados. Se observa una textura intersertal de plagioclasa con vidrio intersticial y al centro se aprecia un cristal de olivino con incipiente borde de reacción en sus límites y fracturas características del mineral. En su estructura se alojan inclusiones de espinela.

Ortopiroxeno

La variedad presente tiene características ópticas de la hiperstena. Estos cristales presentan hábito subhedral a euhedral, tamaño mayor que los Cpx pero su abundancia es menor al 0.12 % Vol. (ver Tabla 3, análisis modal). La presencia de corrosión o texturas de reacción sugiere inestabilidad de esta fase mineralógica. Esta fase mineral está presente en la sección TML-CONO del cráter del Volcán (Fig. 28).

Plagioclasa

La medida del ángulo de extinción, por el método de Michel Levy, así como otras características de las Plg indican la probable presencia de dos poblaciones de diferente composición. Los cristales de mayores dimensiones tienen hábito subhedral y maclado polisintético de Albita y Carlsbad y algunos tienen textura de tamiz ("sieve") lo que hace suponer la inestabilidad de la fase en el magma. A veces estas

Plg presentan inclusiones de olivino. Sus ángulos de extinción varían entre 56° y 65° , característica típica de Plg de composición labradorítica.

La segunda generación de cristales consiste de individuos más pequeños con maclas, zoneamiento y ángulos de extinción inferiores (32° y 47°) que corresponden a menores contenidos en Anortita (Andesina) (Fig. 29). Se observan en los cristales inclusiones fluidas que se alojan en las fracturas del cristal sugiriendo un origen secundario, además de pequeños cristales de apatito en forma de agujas.

Es importante subrayar que estas características también se observan en la población de los microlitos que componen la matriz. Se encuentran en porcentaje de 30 a 40 % Vol. siendo la especie mineral de mayor abundancia en estas lavas.

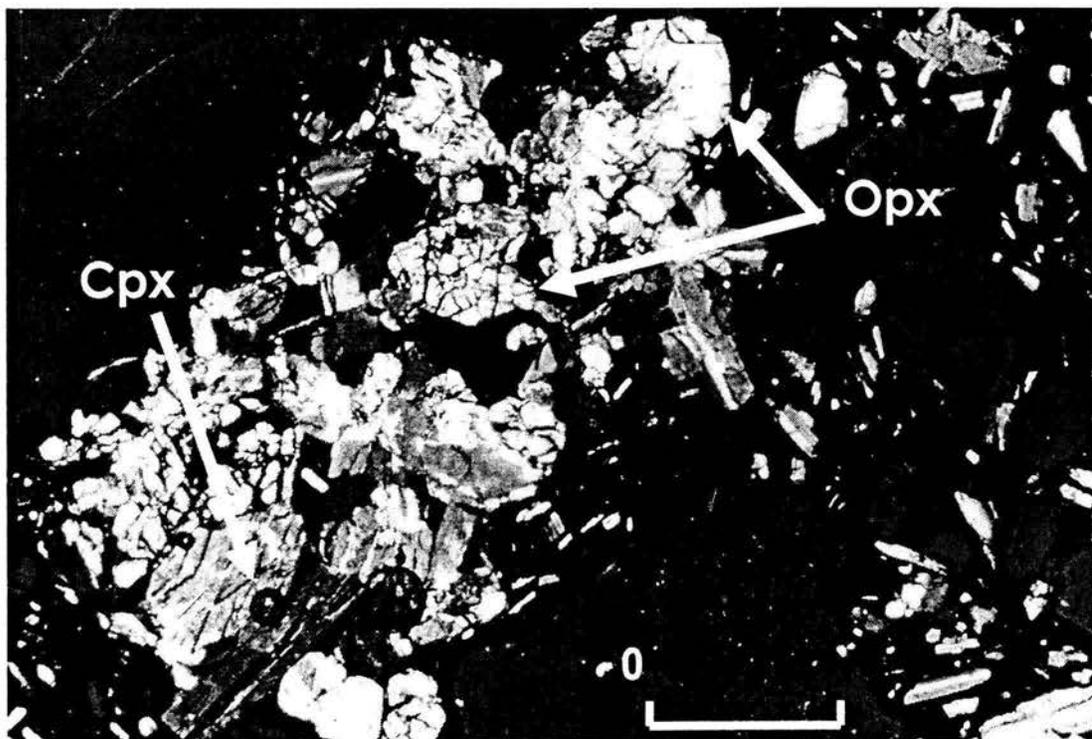


Fig.28: Microfotografía donde se aprecia un glomeropórfido de Opx con Cpx. Aumento de 4 X, Sección TML-Cono tomada en el cráter del Teuhtli, andesita.



Fig. 29: Microfotografía de la muestra TML-CONO del Teuhtli, donde se aprecian Plg subhedrales con inclusiones de Ap y maclas de albita. Aumento de 4 X.

Óxidos

Los óxidos de magnetita e ilmenita ocurren en porcentajes elevados de 9 % del volumen total de roca y representan la segunda fase mineral más abundante en estas rocas. Se observa un hábito euhedral a subhedral y se encuentran presentes principalmente en la matriz, en los intersticios entre los cristales y ocasionalmente dentro de alguno de éstos.

Vidrio

El vidrio, de color café pardo forma la pasta que junto con microlitos de Plg compone la matriz de la roca. El porcentaje de este componente es de 13% Vol. y se incrementa en las escorias del cono donde su abundancia llega a ser del 40 %.

Apatita

Los microcristales de apatita se observan en el microscopio con el objetivo de mayor aumento y se destacan por su forma acicular y por el alto relieve que los caracteriza. En las muestras de este volcán la apatita es particularmente abundante

(1.6 % Vol.) y se encuentra sobre todo alojada en la plagioclasa más cálcica (labradorita) y en la matriz de las rocas.

5.1.2 Flujo Atocpan

El flujo Atocpan está formado por rocas afaníticas de textura seriada, glomeroporfirítica, intersertal y porfirítica coexistiendo todas estas en los productos que tienen composición andesítica ($\text{SiO}_2 = 60\%$). Las fases mineralógicas incluyen Opx, Cpx, Ap, Plg, Ox y Vd (TML- 01 y TML-26). Algunos de los piroxenos ocurren como microfenocristales en la matriz, además de óxido (Ox) y vidrio (Vd). El Ol está ausente en estos productos. A continuación se presenta la descripción detallada de estas fases minerales.

Ortopiroxeno

El ortopiroxeno más abundante en estos productos (3 a 5 % Vol.) es la hiperstena, que se observa en fenocristales euhedrales de grandes tamaños (2 mm) con crucero en dos direcciones a 90° con ángulos de extinción recta. No se observan texturas de reacción, lo que indica que esta fase estuvo en equilibrio con el líquido residual. También se observa asociada con augita formando estructuras en racimos (glomeropórfidos).

Clinopiroxeno

La augita es la variedad de clinopiroxeno más común observada y se tienen especímenes de hasta 5μ de tamaño. Su abundancia es menor que los Opx, alrededor del 2 % Vol. Presenta altos colores de interferencia y extinción oblicua, con sus cruceros típicos en dos direcciones. Las formas de los cristales son prismáticas, euhedral a subhedrales y se aprecian estructuras bien delineadas como bordes de reacción constituidos por cuarzo. En su estructura se incluyen espinelas como inclusiones (Fig. 30). También se observan como glomeropórfidos monominerales o asociada a hiperstenas.

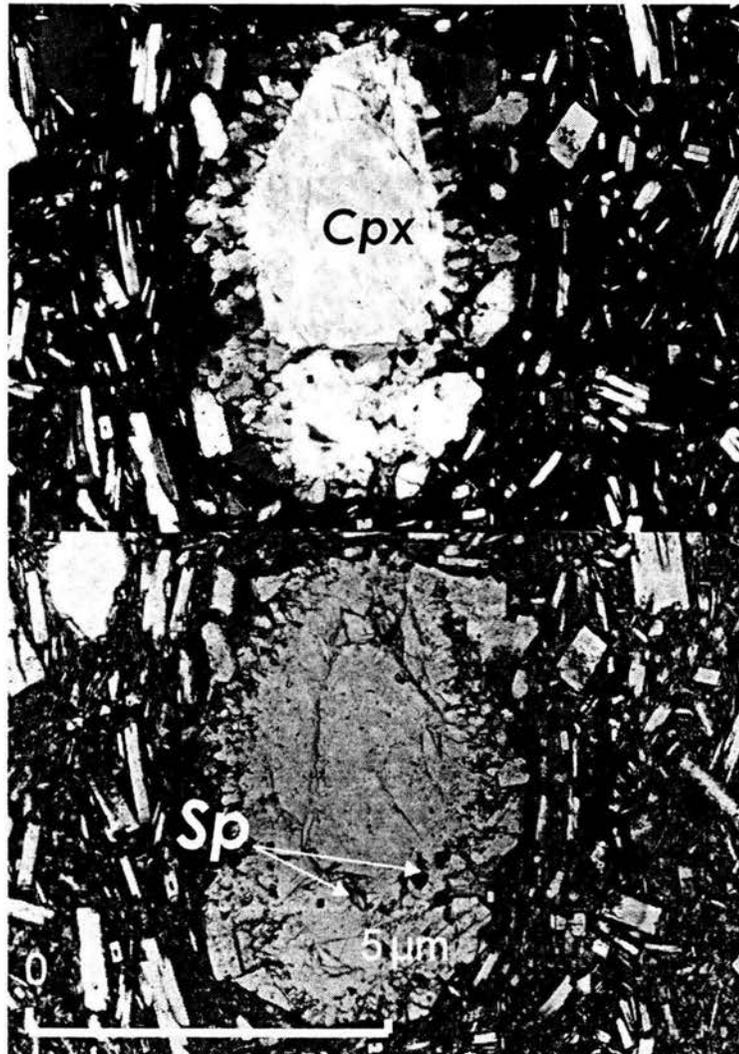


Fig. 30: Microfotografías donde se aprecia un Cpx con corona de reacción que consiste de ortopiroxeno e inclusiones fluidas y de espinela (Sp). Fotografía superior con nícoles cruzados, fotografía inferior con luz paralela y aumento de 10 X. Corresponde a la sección delgada del flujo andesítico Atocpan, TML-25.

Apatita

Las apatitas se observan de manera discreta como inclusiones en forma de pequeñas agujas gris-azules, con alto relieve dentro de las plagioclasas, su abundancia varía de 0.11 a 0.40 del volumen total de roca.

Plagioclasa

La plagioclasa presenta la fase mineral más abundante y se encuentra en porcentajes de 32 a 74 % Vol. Sus ángulos de extinción corresponden a la andesina y se observan en forma de microfenocristales que se asocian a la matriz. También se

observan fenocristales de plagioclasa con abundancias de 4 a 13 % Vol. Algunos de estos cristales tienen inclusiones de apatita y presentan maclas de Albita y Carlsbad.

Óxidos

Los óxidos de magnetita e ilmenita se observan como microfenocristales incluidos en la matriz de Plg y vidrio en los intersticios. Su abundancia es de 1 a 4 % Vol.

Vidrio

El vidrio es café pardo y se presenta en porcentajes de 15 a 43 % del volumen total de roca.

5.1.3 Volcán Ocusacayo

El volcán Ocusacayo está constituido por productos que varían de andesita-basáltica de olivino a andesita piroxénica. Ocusacayo como se mencionó anteriormente (Capítulo 3) fue emitido sobre productos anteriores más evolucionados que fueron denominados Pre-Ocusacayo y cuyas características petrográficas marcan grandes diferencias. Ocusacayo esta constituido por los productos más primitivos junto con las lavas que componen el escudo donde descansan sus cráteres, mientras que Pre-Ocusacayo son lavas más evolucionadas de composición dacítica y con fases minerales diferentes a Ocusacayo.

Fueron analizados los productos Pre-Ocusacayo y se observa una variación mineralógica fuerte con respecto a Ocusacayo. Por ejemplo, los productos Pre-Ocusacayo son más ricos en SiO_2 y por lo tanto su fases mineralógicas son diferentes. Los productos del Ocusacayo, que son los más básicos están constituidos por fenocristales de Ol (con inclusiones de Sp), Cpx, Opx y Plg (con inclusiones de Ap). Ol, Cpx y Plg se observan como microfenocristales que constituyen la matriz junto con Ox y Vd. El vidrio es más abundante en los productos Pre-Ocusacayo y además su paragénesis es distinta a Ocusacayo, ya que el Pre-Ocusacayo presenta fenocristales de Sp, Opx, Cpx, Anf (anfíbol) y Plg. En los siguientes párrafos se presenta la descripción detallada de las fases mineralógicas del Ocusacayo.

Olivino

Los cristales de olivino sólo se observan en Ocusacayo y se presentan aislados con hábito subhedral o estructuras en glomeropórfidos asociados con Px y con inclusiones abundantes de espinela. La presencia de texturas de corrosión, golfos y bordes de reacción en Cpx denota la inestabilidad de esta fase. Su abundancia es de 4% Vol. pero es más abundante en el flujo Ocusacayo (facies intermedia y distal) que en lavas del cráter (Tabla 4). Esta fase mineral está ausente en Pre-Ocusacayo.

Clinopiroxeno

Es la segunda fase más abundante en lavas del Ocusacayo donde ocupa de 8 a 12 % Vol. Las características ópticas son típicas de las composiciones augíticas y presentan un tenue zoneamiento, maclas de albita y de reloj de arena. Los Cpx raramente ocurren como cristales aislados, sino como agregados glomeroporfídicos asociados a Opx euhedrales a subhedrales. En microfenocristales también es abundante (5% del volumen total).

En Pre-Ocusacayo es la fase en forma de fenocristales más abundante (3 a 7 % Vol.). Los cristales son subhedrales a anhedrales predominando los primeros. Forman glomeropórfidos en asociación con óxidos (magnetita e ilmenita).

Ortopiroxenos

La variedad de ortopiroxeno presente es la hiperstena que presenta pleocroismo ligero en tono verde pálido. Se observa en cristales casi perfectos, aislados así como en glomeropórfidos. Tiene un relieve alto con colores de interferencia de 1er orden, crucero a 90° y a veces inclusiones de óxidos y Sp. Su abundancia (4% Vol) es menor que el Cpx.

Esta fase en Pre-Ocusacayo es escasa, apenas llega a 3% Vol. Se observa en los glomeropórfidos asociada a Cpx y óxidos.

Plagioclasa

Los fenocristales de plagioclasa son escasos (3 a 15 % Vol.) con respecto a los microfenocristales que son muy abundantes (33 a 70 %). Los escasos fenocristales presentan un hábito subhedral con bordes parcialmente reabsorbidos (textura de tamiz) además de zoneamiento cíclico y maclas de albita. Tienen inclusiones de pequeños cristales de apatita aciculares, zircones y abundantes

inclusiones fluidas, probablemente de origen secundario, que se alojan en las fracturas del cristal. Según el método de los ángulos de extinción de Michel Levy las plagioclasas tienen composición de andesina.

En Pre-Ocusacayo los fenocristales son más abundantes (17 a 21 % Vol.). Estos cristales presentan hábito euhedral a subhedral y marcados halos de reabsorción. Presentan maclas de Carlsbad y tiene ángulos de extinción que corresponden a la oligoclasa. Ocasionalmente en su estructura se pueden alojar zircones y apatitas.



Fig. 31: Microfotografía de la muestra TML-28 de flujos Pre-Ocusacayo, donde se aprecia una Plg euhedral con borde de reacción que evidencia el desequilibrio de esta fase en la roca. Aumento de 10 X.

Apatita

Los microfenocristales de apatita se observan particularmente en muestras que fueron recolectadas de uno de los cuatro conos de escoria del Ocusacayo y tienen una abundancia cercana al 1% Vol. Sus formas son aciculares, gris-azules y de alto relieve y se alojan dentro de los cristales de las plagioclasas.

En Pre-Ocusacayo esta fase es poco abundante y sólo se observa en el flujo FL-2 con un porcentaje de 0.52 % Vol. Se observa alojada en las plagioclasas y en la matriz.

Óxidos

Los óxidos tienen una abundancia de 5% Vol. en lavas cercanas a la fuente de emisión mientras que en lavas dístales decrece el contenido de éstos. Los óxidos ocurren en los intersticios de la matriz (como grandes manchas dispersas), o como algunas inclusiones en Px o Plg de color oscuro con formas octaédricas o cúbicas. Estos óxidos pueden ser magnetita o ilmenita.

En lavas Pre-Ocusacayo su abundancia es constante, no hay una relación directa de la abundancia con la distancia de la fuente de emisión, se conservan en un rango de 3 % Vol. Son cristales oscuros y pequeños y se alojan diseminados en la matriz.

Vidrio

El vidrio es abundante y tiene un porcentaje del 13 % Vol. Es café oscuro y forma parte de la matriz de las rocas. En lavas Pre-Ocusacayo el vidrio es color café oscuro y varía en cantidad de 2 a 43 % Vol. entre los distintos flujos.

5.1.4 Volcán Tláloc

El Tláloc presenta una variabilidad de composición en sus productos de andesitas-basálticas hasta dacitas. En el Tláloc se observa que la erupción inició con de productos menos saturados en sílice (facies dístales) y terminó con lavas más ácidas (facies proximales). Esto se reflejó en la observación petrográfica y en los análisis químicos que fueron correlacionados con las facies de las rocas. Sus lavas se caracterizan también por presentar un rango en su índice I.P. que varía desde 20 % Vol. (andesitas) hasta 3 % Vol. (dacitas). Los productos están constituidos por fenocristales de Ol (con inclusiones de Sp y Ox), Cpx, Opx, Plg (con inclusiones de apatita y ocasionalmente zircón) y Hbl en fases más evolucionadas. La matriz está constituida por fases microlíticas de Plg, Ox y vidrio. Además, en los escasos fenocristales de Ol observados en las dacitas se aprecian bordes de reacción constituidos por Cpx. En los párrafos siguientes se describen detalladamente las paragénesis de minerales en estos productos.

Olivino

Esta fase fémica (generalmente rica en inclusiones de espinela) es muy común en productos con contenido en SiO₂ alrededor del 58 %, pero rara en productos que contienen más del 62 % en SiO₂. Presenta hábito subhedral con alto

relieve y colores de interferencia. Sus formas cristalinas son pseudo hexagonales y se aprecian texturas de inestabilidad como bordes de reacción constituidos por Cpx.

Entre las fases máficas estos fenocristales son los de mayor tamaño. Se observan en cristales aislados así como en glomeropórfidos donde son más pequeños. En los productos máficos se observan en abundancia, la cual disminuye conforme aumenta el contenido en sílice. En los productos más ricos en sílice se observan muy raramente como fenocristales individuales con evidentes texturas de desequilibrio.

Clinopiroxeno

También esta fase es poco abundante como fenocristal y se observa sobre todo en glomeropórfidos donde ocurre con Opx. Tiene hábito subhedral y texturas que denotan desequilibrio (golfos de corrosión).

Ortopiroxeno

La variedad observada es la hiperstena con inclusiones de óxidos (Sp) e inclusiones fluidas. Los cristales son subhedrales, de tamaño milimétrico, con texturas de desequilibrio que incluyen golfos de corrosión.

Plagioclasa

Los cristales de plagioclasa son raros y tienen hábito subhedral y bordes o aristas parcialmente reabsorbidos. Presentan zoneamiento y maclas de albita con abundantes inclusiones fluidas que se alojan en las fracturas del cristal y también pequeños cristales de Ap en forma de agujas. La composición de las plagioclasas, de acuerdo a sus características ópticas, es típica de la oligoclasa y la andesina.

Óxidos

Los óxidos presentes se encuentran dentro de fenocristales y en la matriz con formas subhedrales y de color negro o café pardo.

Vidrio

Se presenta en la roca en porcentajes cercanos al 35 % Vol. y tiene un color café pardo.

5.1.5 Flujo Tlacotenco

El flujo Tlacotenco está constituido por lavas evolucionadas, cuyos productos presentan contenidos en sílice mayores a 64 % Vol. (dacíticas), su color es gris oscuro con textura afanítica y contiene algunos glomeropórfidos aislados de fenocristales de piroxenos verde olivo. La matriz está constituida por vidrio, Plg y Ox.

Las lavas del flujo Tlacotenco son muy similares a los productos evolucionados del volcán Cuauhtzin y del Hijo del Cuauhtzin, aunque las del Tlacotenco contienen más vidrio.

Clinopiroxeno

Son escasos los fenocristales de Cpx (tamaño máximo de 2 mm) y presentan hábito prismático en cristales subhedrales. Ocurren también en glomeropórfidos asociados con Opx. Algunos poseen texturas de desequilibrio como golfos de corrosión con inclusiones de fases opacas (óxidos) y algunos otros se observan con coronas de reacción (Sección TML-60). Las características ópticas sugieren composiciones augíticas.

Ortopiroxeno

La hiperstena ocurre en menor abundancia en comparación con la augita. Presenta hábito euhedral a subhedral sin texturas de reacción lo que sugiere que se trata de una fase en equilibrio con el líquido residual. Ocurre en forma de fenocristales individuales de mayor tamaño que las augitas o en asociación con las augitas formando glomeropórfidos.

Plagioclasas

La medida del ángulo de extinción de las Plg indica la presencia de una población de cristales que tienen la composición de la oligoclasa. Los cristales son de dimensiones pequeñas y forman el 80 % Vol. Tienen hábito subhedral y maclas de albita. Algunas Plg presentan inclusiones de apatito.

Vidrio

Este vidrio es café pardo y presenta en las rocas un porcentaje promedio del 25 % del total de la roca.

5.1.6 Domo Cuauhtzin y cono de escoria Hijo del Cuauhtzin.

El volcán Cuauhtzin está constituido por lavas más evolucionadas con respecto a los volcanes descritos anteriormente, ya que alcanza contenidos en sílice >64 %, relativo a composiciones dacíticas. Además tiene un I.P. de 15 % Vol. En descripción macroscópica estas lavas son gris oscuras, afaníticas con aislados fenocristales color verde olivo de 3 a 5 mm, poco vesiculares y de textura vítrea. En secciones delgadas se observan fenocristales de Opx, Cpx, Plg, Hbl (con inclusiones de Ox). La matriz está constituida por vidrio, Plg y Ox. Las lavas del volcán Hijo del Cuauhtzin como se menciona anteriormente son similares a las del Cuauhtzin. En los siguientes párrafos se describen las fases mineralógicas de los productos del Cuauhtzin y del Hijo del Cuauhtzin.

Clinopiroxeno

Los Cpx son fenocristales del tamaño de 1 mm de forma subhedral. Presentan maclas de albita y la variedad presente en estas rocas es la augita y su abundancia es de 4 % Vol. Tiene altos colores de interferencia. Son comunes las estructuras de reabsorción y en ocasiones el cristal es parcialmente reabsorbido y/o totalmente desintegrado, presentando textura de tamiz. Los cristales a veces alojan inclusiones de magnetita o ilmenita y en menor grado espinela. Esta fase forma también glomeropórfidos asociados a pequeños cristales de Opx.

Ortopiroxeno

Los Opx son fenocristales pequeños < 1 mm, con una abundancia de apenas 1.6 % Vol. Su relieve es alto y los cristales tienen forma euhedral, con características ópticas típicas de composiciones hipersténicas. Esta variedad presenta pleocroismo ligero en tono verde pálido. Se observan cristales perfectos aislados así como en glomeropórfidos asociados a Cpx y Plg. Además se observan colores de interferencia de 1er orden, crucero a 90° y a veces inclusiones de óxidos y Sp. En ocasiones los piroxenos son la única fase mineral presente como fenocristales en estas rocas.

Plagioclasa

Es la fase con mayor abundancia en la roca con porcentajes de 66 a 76 % Vol. De acuerdo a las características ópticas como el ángulo de extinción, las plagioclasas presentes en el Hijo del Cuauhtzin tienen composición típica de Oligoclasa. Se observan maclas de albita y polisintéticas, con zoneamiento normal e

inverso y tamaños que varían desde microlitos hasta fenocristales milimétricos. Los cristales son euhedrales a subhedrales, con abundantes inclusiones de Cpx, Ap e inclusiones fluidas.

Hornblenda

Es una fase mineral poco común con individuos escasos, y pequeños. En ocasiones sólo se observan fragmentos de ellos (0.1 % Vol.). Estos fenocristales son de hábito euhedral a subhedral, color café verdoso con un pleocroismo pronunciado y relieve muy alto. Casi todos los fenocristales presentan bordes de reacción constituidos de óxidos de hierro. Otra estructura presente en el cristal son los golfos de corrosión.

Vidrio

El contenido de vidrio en estos productos es muy bajo (~ 5 % del total). Su color es café pardo y forma parte de la matriz.

Óxidos

Los óxidos presentes son magnetita e ilmenita color negro y se encuentran como microfenocristales subhedrales a anhedrales en abundancias de 4 % Vol. Se alojan dentro de fenocristales de Cpx o en la matriz.

Tabla 4. Análisis modales de las rocas de los volcanes monogenéticos estudiados (en % del volumen total). El conteo fue de 1000 puntos en cada una de las láminas delgadas.

Localidad	Ocusacayo Flujo	Ocusacayo Cráter	Pre-Ocusacayo (FL-1)	Pre-Ocusacayo (FL-1)	Pre-Ocusacayo (FL-2)	Flujo Teuhtli	Flujo Teuhtli	Flujo Atocpan	Flujo Atocpan	Tláloc (cráter)	Tlacotenco (proximal)	Tlacotenco (distal)	Flujo Hijo del Cuauhtzin	Flujo Hijo del Cuauhtzin	Flujo Cuauhtzin
Muestra #	TML-04	TML-50	TML-28	TML-38	TML-39	TML-25	TML-33	TML-01	TML-26	TML-59	TML-60	TML-46	TML-23	TML-53	TML-74
Composición	AB	A	D	D	D	AB	AB	A	A	D	D	D	D	D	D
Olv fc	4.4	0.6	0.3	0.0	0.3	0.7	2.3	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Olv mfc	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.7	1.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Opx tc	2.58	3.8	0.6	0.9	2.4	0.1	0.0	3.8	5.1	0.4	1.7	1.8	0.6	1.6	1.1
Opx mfc	0.00	0.1	0.0	0.2	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.1
Cpx fc	7.6	11.8	6.8	4.1	2.9	0.9	2.9	4.7	0.0	2.2	1.8	0.8	4.1	3.3	3.5
Cpx mfc	0.0	5.5	5.1	0.3	3.7	0.0	12.7	0.0	0.2	1.0	0.0	0.0	0.3	2.5	1.0
Plg fc	2.8	14.9	16.8	20.8	25.7	30.9	39.7	13.3	4.2	21.9	4.9	3.9	15.2	21.0	23.0
Plg mfc	69.8	32.2	22.4	68.6	53.9	39.1	18.6	31.6	73.9	38.3	82.2	75.9	70.4	65.1	66.1
=óxidos	0.4	5.5	3.4	2.8	3.3	8.1	8.9	3.5	1.6	0.3	5.3	2.1	3.8	2.5	1.5
Hbl fc	0.0	0.0	1.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0
Hbl mfc	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0
Vidrio	12.4	24.9	43.4	1.2	5.8	13.3	12.1	42.8	14.5	35.6	3.9	14.9	5.5	3.3	3.5
Apatito	0.0	0.6	0.0	0.0	0.5	1.1	1.6	0.1	0.5	0.0	0.0	0.5	0.0	0.3	0.2
zircón	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Vesículas %	7	8.9	3	0.2	4.1	15.3	7.3	4.8	13	0.8	2.3	2.3	1.6	0.2	0.1

Abreviaturas: AB= andesita-basáltica, A= andesita, D= dacita, fc= fenocristales, mfc= microfenocristales, Plg= plagioclasa, Opx= ortopiroxeno, Cpx= clinopiroxeno, Ol= olivino, Hbl= hornblenda.

5.2 Análisis geoquímico de elementos mayores y elementos traza

Se analizó la composición química de los productos de los volcanes del área de trabajo, así como las variaciones que presentan con el fin de distinguir las características genéticas y afinidad tectónica. Para ello se tomaron varias muestras de cada uno de los volcanes estudiados.

Los análisis geoquímicos de las rocas de este estudio se llevaron a cabo en Activation Laboratories, Ancaster, Canadá con los métodos de F-ICPES (Fusion-Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry), TD-ICPES (Total Digestion Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry) e INAA (Instrumental Neutron Activation Analysis) (Tablas 5A-E). Los datos se graficaron en diferentes diagramas para facilitar su interpretación.

Para la clasificación química de los diversos productos del presente estudio se utilizó el diagrama "Total Alkali vs. Silica" (TAS, Le Bas et al., 1989; Fig. 31a) recalculando los elementos mayores al 100 % en base anhidra. Además, los datos fueron comparados con análisis recientes (Siebe et al. 2004b) de rocas cercanas al área de estudio como lo son los volcanes monogenéticos Chichinautzin, Guespalapa y Pelado, además de grandes estratovolcanes como el Popocatepetl y el Nevado de Toluca.

En el diagrama de TAS (Fig. 32a) es notable la clara distinción composicional de los productos analizados. Así, el Teuhtli (Tabla 5-C), representa algunos de los productos menos evolucionados del área de estudio (TML-34; $\text{SiO}_2 = 55.5\%$) con composiciones dentro del campo de las andesitas basálticas. El Tlálloc está caracterizado por una composición andesítica a dacítica ($\text{SiO}_2 = 58.7\text{-}63.7\%$) y los productos más evolucionados corresponden a los volcanes Tlacotenco, Cuauhtzin e Hijo del Cuauhtzin que se caracterizan por un contenido de SiO_2 muy uniforme entre 62.7 y 64.9 wt %.

En la misma figura se muestra la línea de McDonald y Katsura (1964) que distingue el campo de los productos alcalinos del de los subalcalinos. En contraste con las rocas máficas del Guespalapa y del Chichinautzin (Siebe et al., 2004b), las rocas del presente estudio son en su gran mayoría andesíticas y dacíticas que caen en su totalidad en el campo de las lavas subalcalinas.

Las rocas del campo subalcalino pueden ser subdivididas en productos con afinidad calcoalcalina o toleítica, dependiendo del grado de enriquecimiento en FeO

durante la evolución magmática (diagrama AFM de Irvine y Baragar 1971; Fig. 31b). En este diagrama se observa un reducido enriquecimiento en FeO-tot con la evolución por la cristalización temprana de óxidos de Fe-Ti, que es característica distintiva de la serie con afinidad calcoalcalina. Las rocas de la serie calcoalcalina ligada a ambientes de arco no muestran un marcado enriquecimiento de FeO-tot con respecto al aumento en SiO₂. Según Osborn (1962) y Miyashiro (1974) la ausencia de enriquecimiento en FeO-tot está ligada al fuerte fraccionamiento de magnetita que ocurre en ambientes muy oxidados (elevada fugacidad del oxígeno) posiblemente por acción de fluidos acuosos silicatados provenientes de la placa subducida.

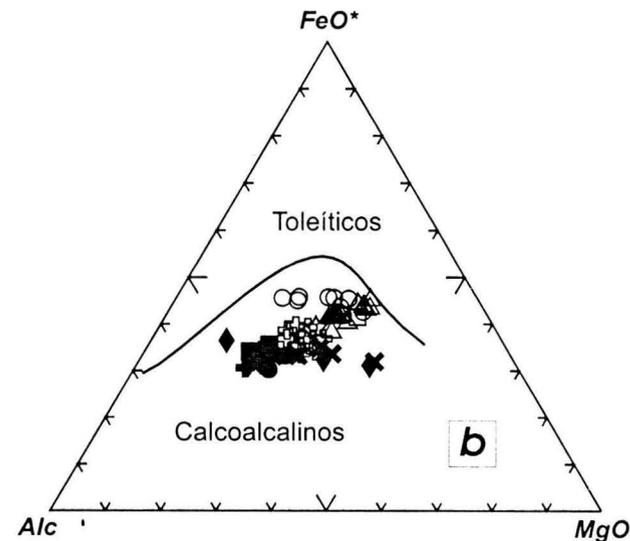
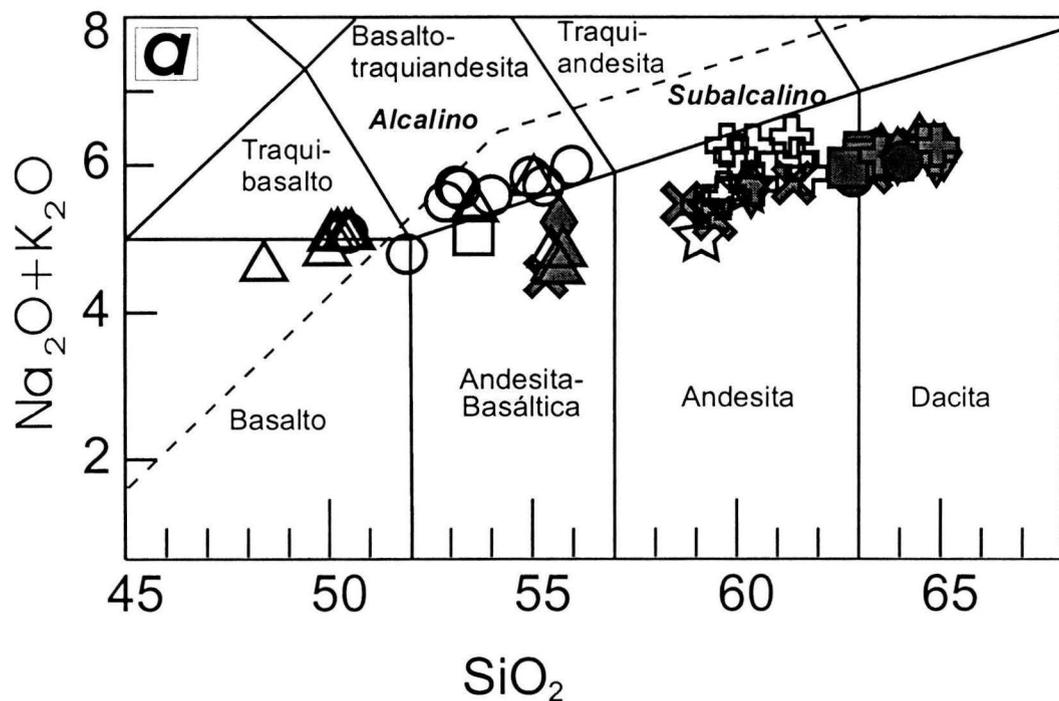


Fig. 32a: Diagrama "Total Alkali vs. Silica" (TAS de Le Bas et al., 1989) y línea de McDonald y Katsura (1964) donde se señala el espectro de composición y la serie a la que corresponden las rocas de los volcanes en estudio que se comparan con datos de volcanes monogenéticos circundantes y de los estratovolcanes Popocatépetl y Nevado de Toluca (Siebe et al. 2004b). Fig. 32b: Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971), donde se muestra la afinidad calcoalcalina de los productos de la Sierra Chichinautzin. Simbología rellena = datos de este estudio. Simbología sin relleno = datos de Siebe et al. (2004b).

Leyenda	
Datos compilados de Siebe et al (2004b)	Este estudio
☆ Popocatépetl	✕ Tláloc
◇ Nevado de Toluca	◆ Ocusacayo
□ Xitle	▲ Teuhtli
△ Guespalapa	■ Cuauhtzin
○ Chichinautzin	⊕ Hijo del Cuauhtzin
⊕ Pelado	● Tlacotenco

Tabla 5A: Análisis de elementos mayores y trazas de muestras del volcán Ocusacayo y Pre-Ocusacayo.

Localidad	Ocusacayo interm. N-NE	Ocusacayo cráter	Pre- Ocusacayo distal S-SW	Pre- Ocusacayo	Pre- Ocusacayo FL-2	Pre- Ocusacayo FL-1 distal	Pre- Ocusacayo FL-1
Muestra #	TML-04	TML-50	TML-29	TML-21	TML-39	TML-28	TML-38
Latitud	19° 10' 07"	19° 08' 08"	19° 07' 20"	19° 09' 51"	19° 09' 55"	19° 12' 06"	19° 10' 10"
Longitud	99° 02' 21"	99° 04' 25"	99° 04' 58"	99° 03' 49"	99° 03' 47"	99° 02' 32"	99° 03' 57"
%							
SiO2	55.64	60.35	63.53	64.88	64.47	64.82	65.07
TiO2	0.804	0.760	0.708	0.684	0.671	0.673	0.674
Al2O3	14.81	15.24	15.78	15.76	15.64	15.69	15.81
FeO	6.14	5.35	4.75	4.75	4.18	4.17	4.18
MnO	0.115	0.101	0.082	0.082	0.078	0.079	0.078
MgO	8.31	5.49	2.95	2.79	2.66	2.58	2.61
CaO	7.64	5.94	4.72	4.55	4.46	4.44	4.44
Na2O	3.59	3.99	4.17	4.13	4.13	4.22	4.27
K2O	1.64	1.68	2.00	1.96	2.18	1.99	1.90
P2O5	0.33	0.26	0.24	0.19	0.19	0.19	0.19
LOI	0.17	0.51	0.69	0.52	0.94	0.75	0.24
Total	99.19	99.67	99.62	100.32	99.60	99.60	99.47
Mg#	73.96	68.26	56.57	55.19	57.14	56.50	56.68
Be	1	1	2	2	2	2	2
S (%)	<0.001	0.018	<0.001	<0.001	<0.001	<0.021	<0.001
Sc	20.1	15.2	10.4	10.7	10.4	10.6	10.5
V	151	121	83	81	85	83	85
Cr	427	266	86.1	89.8	95.2	89.2	90.3
Co	30.4	23.8	12.3	12.5	13.3	13.1	13.1
Ni	188	104	41	38	40	39	42
Cu	33	37	17	19	20	22	20
Zn	63	78	84	82	73	72	78
Br	1.2	1.1	<0.5	<0.5	1.3	1.1	1.6
Rb	27	38	37	49	47	43	47
Sr	776	555	517	393	378	380	384
Y	20	19	17	16	17	17	17
Zr	161	167	188	176	184	181	184
Nb	nd	4.7	4	5	nd	nd	nd
Ag	0.6	1.1	0.8	0.8	0.7	0.8	0.8
Sb	<0.1	26.5	0.1	0.2	0.1	0.2	0.2
Cs	1.4	1.4	1.6	1.9	2.2	2.3	2.1
Ba	621	791	600	572	556	559	556
La	32.7	23.3	23.1	19.9	21.6	22.6	21.7
Ce	64	48	46	39	39	40	40
Nd	36	22	21	17	17	19	18
Sm	7.22	5.4	4.44	3.63	4.02	4.01	4.03
Eu	1.89	1.5	1.27	1.05	1.12	1.15	1.13
Tb	0.7	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5
Yb	1.72	1.76	1.36	1.47	1.62	1.64	1.67
Lu	0.25	0.25	0.22	0.23	0.24	0.24	0.25
Hf	3.2	4.2	3.6	3.4	3.7	3.7	3.8
Ta	<0.3	<0.3	0.5	<0.3	<0.3	0.4	0.5
Pb	4	188	16	19	7	8	9
Th	4.5	4.5	4.3	3.9	4.7	4.7	4.8
U	1.6	1.2	1.5	1.5	1.4	1.7	1.6

Tabla 5B: Análisis de elementos mayores y trazas de muestras del volcán Tláloc.

Localidad	Tláloc flujo distal W	Tláloc flujo distal S-SW	Tláloc flujo proximal SW	Tláloc flujo distal N-NW	Tláloc flujo proximal SW	Tláloc cráter
Muestra #	TML-45	TML-67	TML-77	TML-68	TML-75	TML-59
Latitud	19° 06' 33"	19° 03' 52"	19° 06' 24"	19° 07' 05"	19° 06' 18"	19° 16' 35"
Longitud	99° 04' 29"	99° 03' 53"	99° 01' 27"	99° 03' 51"	99° 01' 39"	99° 01' 55"
%						
SiO ₂	58.67	59.46	61.39	63.27	63.33	63.73
TiO ₂	0.89	0.80	0.79	0.76	0.75	0.74
Al ₂ O ₃	16.61	16.04	16.13	16.29	16.00	16.29
FeO	6.30	6.14	5.54	5.05	4.89	4.42
MnO	0.10	0.10	0.09	0.09	0.08	0.09
MgO	5.09	5.61	4.23	3.26	2.98	3.10
CaO	6.41	6.42	5.49	4.94	4.82	4.89
Na ₂ O	4.04	3.93	4.14	4.21	4.20	4.42
K ₂ O	1.44	1.35	1.62	1.70	1.84	1.78
P ₂ O ₅	0.21	0.20	0.21	0.21	0.21	0.22
LOI	0.44	0.22	0.48	0.27	0.53	-0.14
Total	100.18	100.28	100.11	100.05	99.63	99.54
Mg#	62.89	65.71	61.56	57.52	56.10	59.54
Be	2	2	2	2	2	1
S (%)	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	0.002
Sc	17.1	17.2	13.4	11.7	10.9	10.8
V	118	120	101	87	87	86
Cr	140	215	120	83.6	65.1	97.8
Co	21.7	22.5	16.9	13.4	11.9	15.1
Ni	81	111	75	48	50	45
Cu	31	32	21	19	31	15
Zn	79	78	80	87	83	71
Br	1	0.8	0.7	<0.5	<0.5	<0.5
Rb	25	22	26	37	36	49
Sr	450	425	437	439	427	427
Y	18	17	17	17	17	18
Zr	151	138	162	168	173	176
Nb	5	5	5	5	5	5.7
Ag	0.6	0.8	0.7	0.8	0.8	0.8
Sb	0.2	<0.1	0.2	0.2	0.2	0.7
Cs	1.4	1.2	1.4	1.3	1.6	1.5
Ba	408	400	493	560	547	536
La	15.6	15.8	17.7	19	18.1	20.2
Ce	30	30	36	38	39	40
Nd	16	14	15	18	16	18
Sm	3.69	3.41	3.68	3.78	3.51	4.22
Eu	1.11	1.05	1.07	1.05	0.99	1.27
Tb	0.5	0.5	0.5	0.6	0.4	0.6
Yb	1.45	1.44	1.4	1.44	1.35	1.72
Lu	0.23	0.22	0.22	0.22	0.21	0.25
Hf	2.9	2.7	3.3	3.5	3.3	4.6
Ta	<0.3	0.5	0.4	<0.3	0.7	-0.3
Pb	68	25	14	13	28	12
Th	2.8	2.6	3	3.3	3.1	4.4
U	0.8	0.8	1.2	1.3	1.4	1.3

Tabla 5C: Análisis de elementos mayores y trazas de muestras del volcán Teuhtli y del flujo Atocpan.

Localidad	Teuhtli flujo distal E	Teuhtli flujo distal N-NW	Teuhtli flujo distal N-NE	Teuhtli flujo proximal W	Flujo Atocpan	Flujo Atocpan
Muestra #	TML-34	TML-32	TML-33	TML-25	TML-01	TML-26
Latitud	19° 13' 09"	19° 14' 40"	19° 14' 47"	19° 13' 37"	19° 12' 56"	19° 13' 08"
Longitud	99° 01' 10"	99° 03' 06"	99° 01' 08"	99° 02' 07"	99° 02' 31"	99° 02' 16"
%						
SiO ₂	55.55	55.56	55.68	55.74	62.84	60.19
TiO ₂	1.33	1.25	1.30	1.29	0.75	0.97
Al ₂ O ₃	17.16	16.73	16.83	16.98	15.29	16.84
FeO	7.92	7.57	7.10	6.85	4.79	4.98
MnO	0.13	0.13	0.13	0.13	0.10	0.09
MgO	5.17	5.00	5.25	4.93	4.62	3.77
CaO	8.26	7.91	8.17	8.02	5.16	6.37
Na ₂ O	3.58	3.51	3.58	3.73	3.97	4.23
K ₂ O	1.05	1.12	1.00	1.08	1.62	1.43
P ₂ O ₅	0.19	0.19	0.18	0.19	0.17	0.19
LOI	-0.01	0.12	-0.14	0.10	-0.18	0.32
Total	100.3	99.07	99.07	99.03	99.12	99.37
Mg#	57.79	58.08	60.80	60.16	66.93	61.37
Be	2.0	2.0	1.0	1.0	1.0	1.0
S (%)	0.007	0.005	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001
Sc	25.5	24.5	25.6	25	13.7	16.7
V	182	172	178	174	103	125
Cr	115	107	143	112	273	48.1
Co	22.3	22.5	25	23.2	19.2	17.3
Ni	22	5.0	18	8.0	56	4.0
Cu	13	14	18	12	22	12
Zn	78	79	61	62	68	58
Br	<0.5	<0.5	2.4	1.0	1.3	2.1
Rb	22	20	20	21	37	28
Sr	423	439	368	424	386	524
Y	25	23	25	24	18	19
Zr	148	147	153	152	163	151
Nb	5	5	nd	nd	nd	nd
Ag	0.7	0.6	0.6	0.6	0.7	0.7
Sb	<0.1	<0.1	0.2	0.1	0.2	0.2
Cs	1.4	1.3	1.2	1.3	1.9	1.9
Ba	237	246	238	235	460	370
La	11.7	12	13.3	13.6	19.3	16.8
Ce	26	26	29	30	35	33
Nd	16	14	16	17	18	19
Sm	3.83	3.8	4.2	4.31	3.87	4.02
Eu	1.27	1.28	1.33	1.28	1.13	1.2
Tb	0.6	0.6	0.7	0.6	0.5	0.5
Yb	2.28	2.24	2.66	2.61	1.75	1.81
Lu	0.35	0.35	0.41	0.39	0.26	0.28
Hf	2.6	2.7	3.2	2.9	3.5	3.3
Ta	<0.3	<0.3	0.5	<0.3	0.4	0.5
Pb	28	22	<3	<3	4.0	6.0
Th	2.0	2.2	2.5	2.3	4.0	3.3
U	0.7	0.5	0.9	0.6	1.5	1.3

Tabla 5D: Análisis de elementos mayores y trazas de muestras del volcán Cuauhtzin

Localidad	Cuauhtzin flujo distal W	Cuauhtzin cráter	Cuauhtzin flujo distal SE	Cuauhtzin flujo distal NE	Cuauhtzin flujo interm. W	Cuauhtzin proxim. S-SE
Muestra #	TML-69	TML-72	TML-85	TML-83	TML-74	TML-82
Latitud	19° 11' 09"	19° 09' 48"	19° 07' 46"	19° 10' 0.1"	19° 09' 13"	19° 09' 11"
Longitud	99° 06' 47"	99° 06' 47"	99° 05' 05"	99° 04' 27"	99° 07' 19"	99° 06' 24"
%						
SiO ₂	62.72	63.10	63.12	63.67	63.83	63.88
TiO ₂	0.86	0.83	0.72	0.72	0.76	0.76
Al ₂ O ₃	15.96	15.73	15.90	15.71	15.93	15.8
FeO	5.54	5.35	5.09	5.12	4.91	5.04
MnO	0.09	0.09	0.08	0.09	0.08	0.09
MgO	3.05	3.05	2.94	3.01	2.46	2.72
CaO	4.95	4.87	4.65	4.63	4.62	4.68
Na ₂ O	4.13	4.15	4.24	4.20	4.20	4.17
K ₂ O	1.83	1.92	1.93	1.91	1.86	1.97
P ₂ O ₅	0.28	0.28	0.21	0.21	0.24	0.24
LOI	0.44	0.58	0.45	0.36	-0.01	0.82
Total	99.84	99.83	99.32	99.63	98.89	100.16
Mg#	53.59	54.45	54.78	55.22	51.24	53.09
Be	2	2	2	2	2	2
S(%)	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
Sc	12.2	12	10.6	10.8	10.7	11.3
V	95	89	85	85	84	84
Cr	78.2	72	74.2	85.2	55.8	67.1
Co	14.2	13.7	13.3	14.7	11.3	12.4
Ni	43	39	74	75	25	31
Cu	17	15	22	24	13	16
Zn	87	84	84	84	84	87
Br	<0.5	<0.5	0.7	<0.5	<0.5	<0.5
Rb	42	50	56	49	48	51
Sr	419	411	430	419	409	410
Y	20	19	19	16	17	18
Zr	203	194	184	176	192	184
Nb	8	7	5	5	5	5
Ag	1.0	0.9	0.8	0.8	0.9	0.9
Sb	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2
Cs	2.3	1.7	2	1.9	2.3	2.5
Ba	577	553	556	555	566	570
La	22.9	22.2	19.7	19.9	21.3	21.5
Ce	46	45	39	40	42	42
Nd	20	21	18	16	19	17
Sm	4.43	4.21	3.75	3.78	3.95	3.93
Eu	1.24	1.119	1.09	1.06	1.09	1.13
Tb	0.6	0.5	0.4	0.5	0.5	0.4
Yb	1.67	1.6	1.28	1.32	1.52	1.4
Lu	0.25	0.24	0.21	0.2	0.24	0.23
Hf	3.7	3.6	3.5	3.4	3.6	3.8
Ta	0.7	0.6	0.5	<0.3	0.4	0.8
Pb	23	11	10	20	19	24
Th	4	3.6	3.7	3.6	3.7	3.6
U	1.3	1.6	1.4	1.5	1.7	1.6

Tabla 5E: Análisis de elementos mayores y trazas de muestras del volcán Hijo del Cuauhtzin y del flujo Tlacotenco

Localidad	H.Cuauhtzin distal	H.Cuauhtzin cráter	H.Cuauhtzin distal	H.Cuauhtzin interm.	Tlacotenco interm.	Tlacotenco proxim.	Tlacotenco distal
Muestra #	TML-79	TML-53	TML-07	TML-23	TML-78	TML-60	TML-46
Latitud	19° 09' 06"	19° 06' 35"	19° 09' 10"	19° 09' 24"	19° 09' 20"	19° 06' 26"	19° 10' 56"
Longitud	99° 04' 32"	99° 05' 34"	99° 04' 24"	99° 05' 34"	99° 59' 07"	99° 00' 33"	98° 59' 30"
%							
SiO ₂	63.52	64.57	64.86	64.92	62.85	63.40	64.05
TiO ₂	0.678	0.698	0.699	0.699	0.774	0.740	0.776
Al ₂ O ₃	15.72	16.08	15.9	15.86	16.11	16.19	16.22
FeO	4.22	4.35	4.78	4.31	5.28	4.42	4.04
MnO	0.079	0.083	0.083	0.080	0.09	0.084	0.085
MgO	2.48	2.85	2.7	2.72	3.69	3.14	3.25
CaO	4.47	4.68	4.59	4.62	5.18	4.82	4.94
Na ₂ O	4.02	4.34	4.19	4.39	4.16	4.40	4.34
K ₂ O	2.11	1.92	1.95	1.87	1.68	1.80	1.71
P ₂ O ₅	0.18	0.21	0.2	0.20	0.22	0.22	0.19
LOI	1.08	-0.14	0.03	0.16	-0.01	-0.14	-0.16
Total	98.55	99.64	99.99	99.83	99.84	99.07	99.44
Mg#	55.21	57.90	54.23	56.96	59.44	59.85	62.78
Be	2	1	2	2	2	1	2
S(%)	<0.001	0.008	<0.001	<0.001	<0.001	0.005	<0.001
Sc	10	10.9	10.5	10.9	12.9	10.4	11.6
V	85	86	86	88	92	84	89
Cr	65.9	98.6	77.3	100	133	95.8	122
Co	11	14.1	12.2	13.4	15.8	14.8	15.1
Ni	30	37	28	46	65	50	57
Cu	15	20	19	22	19	14	20
Zn	83	80	82	75	80	73	71
Br	<0.5	<0.5	<0.5	0.9	<0.5	<0.5	0.9
Rb	40	59	46	54	36	49	40
Sr	394	395	396	389	416	423	414
Y	17	17	18	18	17	18	18
Zr	184	178	184	185	177	176	179
Nb	5	6.1	5	nd	5	5.9	nd
Ag	0.8	0.7	0.8	0.8	0.8	0.7	0.7
Sb	0.1	0.9	0.2	0.1	0.2	0.3	0.2
Cs	2	1.8	2	2.1	1.5	1.5	1.9
Ba	571	560	573	564	509	529	519
La	19.6	21	19.4	21.6	19.4	19.8	21.4
Ce	39	40	38	40	38	39	41
Nd	15	20	16	18	18	17	19
Sm	3.58	4.09	3.61	4.02	3.7	4.16	4.14
Eu	1.04	1.1	1.05	1.12	1.12	1.42	1.19
Tb	0.4	0.5	0.4	0.5	0.5	0.4	0.5
Yb	1.42	1.56	1.36	1.62	1.58	1.68	1.75
Lu	0.23	0.24	0.22	0.25	0.26	0.25	0.26
Hf	3.1	4.4	3.2	3.7	3.4	4.5	3.7
Ta	0.3	0.5	0.4	<0.3	0.5	<0.3	0.5
Pb	<3	12	23	8	13	10	5
Th	4	4.5	3.8	4.7	3.4	4.1	4
U	1.6	1.6	1.6	1.5	1.3	1.1	1.3

El número de magnesio

Wallace y Carmichael (1999) notaron que muchos productos intermedios del CVSCH presentan un elevado número de magnesio (#Mg). Esto indica que se trata de magmas bastante primitivos que evolucionaron muy poco durante el ascenso desde su origen en el manto, a pesar de encontrarse en una zona de elevado espesor cortical; condición ideal para investigar los fenómenos de interacción entre los líquidos magmáticos y la corteza continental. En este sentido el número de magnesio puede ser una herramienta útil para la identificación de magmas primitivos. De acuerdo a Frey et al. (1978) se utiliza la siguiente ecuación para el cálculo del #Mg, que considera una composición de:

$$100 * \left\{ \frac{\text{MgO}/40.3}{\text{MgO}/40.3 + 0.85 (\text{FeO-tot}/71.84)} \right\}$$

Donde:

El factor de 40.3 es el número atómico del MgO,

0.85 es el factor de normalización de FeO + Fe₂O₃,

71.84 es el peso atómico del FeO.

Los valores > 68 son típicos de lavas con características primitivas (Frey et al., 1978).

Siguiendo el criterio propuesto para calcular el número de magnesio (#Mg), se observa que las muestras TML-04 y TML-50 del Ocusacayo presentan un valor mayor de 68, lo que sugiere un posible equilibrio químico con una fuente de manto peridotítica, no obstante ninguna de estas muestras es un basalto en sentido estricto (SiO₂ < 52 % en peso., Le Bas et al., 1989). En la figura 32 se presenta un diagrama de variación de #Mg vs. SiO₂ y #Mg vs. Ni, donde se aprecia el comportamiento de los datos de este estudio (símbolos rellenos). Los datos del Ocusacayo y Tlálóc muestran un decremento del #Mg conforme aumenta el sílice. En la segunda relación aumenta el Ni conforme aumenta el #Mg. Por otro lado los datos de Siebe et al. (2004b) (símbolos sin relleno) muestran una mejor correlación (excepto las muestras del Pelado), lo que permite establecer que en estas rocas el proceso dominante fue la cristalización fraccionada simple. El Ni, es un elemento particularmente útil como indicador diagnóstico del magma parental de una fuente peridotítica del manto. En este caso se aprecia que las rocas más primitivas tienen mayores contenidos en Ni con respecto a los productos más evolucionados (tablas 5A-E, anexo).

Entre las muestras estudiadas, algunas de las más máficas corresponden al Ocusacayo y a algunas muestras del Tlálóc que tienen las concentraciones más altas

de MgO (5.61 – 8.31 % wt), Cr (215-427 ppm) y Ni (111-188 ppm). En ese sentido son similares a las del Xitle, Guespalapa y Chichinautzin descritas por Siebe et al. (2004b). Las altas concentraciones de estos elementos se observan típicamente en rocas genéticamente primitivas, o sea con características derivadas de la fusión parcial de un manto peridotítico y poca modificación posterior por cristalización fraccionada (Luhr, 1997).

Los productos del Teuhtli (55.55 % wt) son los más máficos en este estudio aunque sus contenidos en MgO (5.17 % wt), Cr (115 ppm), Ni (22 ppm) y su #Mg (57.79) no son tan altos, esto podría atribuirse a que la cristalización del olivino fue más desarrollada en Teuhtli que en otros productos máficos del área. Su asociación mineralógica sugiere también un origen primitivo aunque con diferente historia evolutiva.

Las rocas menos primitivas (intermedias) del Tláloc, Ocusacayo, Pelado y Popocatépetl comparten valores de MgO (3.26-5.61 % wt.), Cr (86-266 ppm) y Ni (38-136 ppm) considerados normales para ambientes de subducción (Luhr et al. 1985).

Finalmente, las rocas más evolucionadas del Tlacotenco, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Pre-Ocusacayo y del Tláloc, muestran los valores más bajos en MgO (2.46-3.69 % wt.), Ni (28-75 ppm) y Cr (55.8-100 ppm), muy similares a rocas más evolucionadas como las del Nevado de Toluca.

Como se ha visto en párrafos anteriores, es posible dividir los productos de la Sierra Chichinautzin en dos grupos principales basándose en el grado evolutivo. Los parámetros discriminativos utilizados fueron los contenidos en SiO₂ y en elementos compatibles (Cr, Ni) y el # MgO.

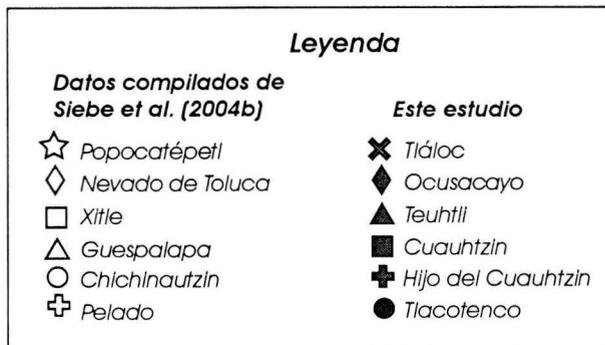
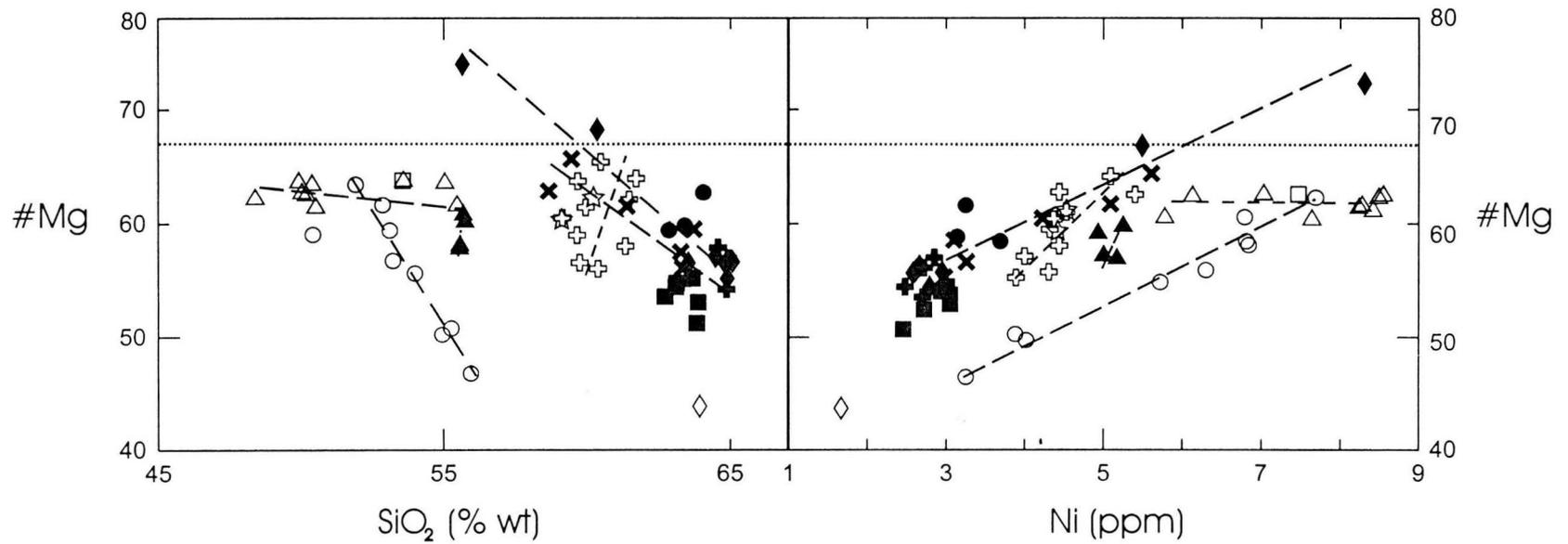


Fig. 33: Relación del número de magnesio con respecto al SiO₂ y Ni en los productos de estudio. La línea horizontal punteada representa el límite de rocas con altos números de magnesio (#MgO = 68) y que son consideradas como primitivas. Simbología rellena = datos de este estudio. Simbología sin relleno = datos de Siebe et al. (2004b).

Elementos mayores y Tierras Raras

En los diagramas de Harker (Fig. 34a, c, d y g) los productos del Guespalapa, Chichinautzin, Tlálloc y Ocusacayo muestran claras tendencias de las concentraciones en MgO, CaO, FeO-tot y TiO₂ con diferentes variaciones y correlaciones negativas. Por ejemplo, es notable la pendiente del MgO en muestras del Chichinautzin respecto a los demás productos. Como ha sido observado por Siebe et al. (2004b), las variaciones composicionales son más acentuadas en los productos más máficos. En Ocusacayo y Tlálloc, también se muestra una notable variación. En el caso del Teuhtli no se observa variación en contenidos de SiO₂ pero sí una casi imperceptible variación en MgO y CaO (Figs. 34a y c).

En el diagrama que corresponde al TiO₂ se observan dos alineamientos más o menos paralelos entre si que marcan productos con diferentes concentraciones en el TiO₂ a igual concentración de sílice (Fig. 34c). El alineamiento con mayor contenido en TiO₂ lo representan los productos del Chichinautzin y Pelado y el alineamiento de menor contenido en TiO₂ lo representan el Guespalapa, Xitle, Teuhtli y Tlálloc. Ambas líneas parecen converger conforme aumenta el SiO₂.

Con respecto al Al₂O₃ (Fig. 34b) se observa un fuerte incremento con respecto al aumento en SiO₂ en los productos más primitivos (Chichinautzin, Guespalapa y Xitle). El incremento del Al₂O₃ en los productos más evolucionados es menos pronunciado. Este arreglo sugiere que la cristalización y el fraccionamiento de la plagioclasa ocurren de manera más tardía en magmas con porcentajes mayores al 57 % en SiO₂. En los diagramas de álcalis (Na₂O y K₂O) se aprecia una correlación general positiva aunque en el Na₂O los valores son más dispersos (Figs. 34e y 34f).

En el FeO-tot se observa una clara alineación negativa con excepción de la muestra TML-04 (Ocusacayo) que se encuentra ligeramente fuera de este arreglo (Fig. 34d). Para el P₂O₅ se observa nuevamente una correlación distinta entre los productos más básicos del Guespalapa y Chichinautzin (Fig. 34h) que converge en los productos más evolucionados. Además, se puede observar que las concentraciones del P₂O₅ inicialmente sufren un incremento antes de decrecer definitivamente. Este comportamiento también se puede observar en los casos del Zr (Fig. 35d), Ce (35b) y La (35f) que puede deberse a la cristalización de apatito. En los productos más evolucionados del Ocusacayo y Tlacotenco para el P₂O₅ se aprecia un decremento poco notable mientras que en productos del Cuauhtzin y Teuhtli el arreglo es desordenado y para Tlálloc e Hijo del Cuauhtzin la correlación es

constante. Se observa un contenido relativamente alto de apatita en secciones delgadas del Ocusacayo y Teuhtli (Tabla 4). En el diagrama parece reflejarse la cristalización fraccionada de la fase de apatita presente en lavas del Ocusacayo, mientras que en Teuhtli no es tan notorio en el diagrama.

Con respecto al Ce, La y Zr (Fig. 35b,d y f) se aprecia una correlación positiva en lavas del Tláloc, Tlacotenco e Hijo del Cuauhtzin que sugiere una posible ausencia de fraccionamiento de fases mineralógicas como el zircón y/o apatita, no así en lavas del Cuauhtzin donde la correlación es negativa en Ce, La y Zr. De igual manera ocurre para el Ocusacayo con la excepción del Zr donde se observa una correlación positiva.

Entre los elementos traza compatibles se observa que Ni y Cr muestran patrones muy parecidos al MgO, es decir, con alineamientos subparalelos para los productos del Guespalapa y del Chichinautzin (Figs. 35e y 35c). De igual manera los productos del Ocusacayo y Tláloc y en menor grado los productos restantes, muestran este paralelismo.

Las correlaciones negativas con diferentes pendientes que muestran el MgO, Ni y Cr sugieren procesos de cristalización fraccionada del olivino, piroxeno y óxidos (Figs. 34a y 34d) que actúan con diferente intensidad en cada uno de los pequeños cuerpos magmáticos durante su ascenso a la superficie.

Los elementos compatibles con la plagioclasa (Al_2O_3 , CaO y Sr) aparentemente no muestran variaciones claras con el grado de evolución de los productos (ej. diagramas binarios de sílice vs magnesio) (Figs. 34b, 34c y 35i). La única excepción es el CaO cuyo comportamiento está ligado también a la cristalización del clinopiroxeno. La poca o nula pendiente en algunos casos (e.g. Chichinautzin), sugiere que el fraccionamiento de estas fases es poco importante o muy tardío. Cabe notar que la mayoría de las muestras de estudio presentan menor contenido en Sr con respecto al volcán Popocatepetl (Fig. 35j). Sólo una muestra del Ocusacayo presenta una concentración de Sr (776 ppm) mayor al Popocatepetl (666 ppm). Este elevado enriquecimiento en el caso del Popocatepetl fue notado por Siebe et al. (2004b) quienes sugirieron que se puede deber a procesos de contaminación por interacción con calizas cretácicas del basamento local.

En el caso del Zr resalta el enriquecimiento extremo del Chichinautzin con respecto a los productos con igual contenido en sílice como el Guespalapa y el Xitle. Estas altas concentraciones parecen tener su origen en el manto que es muy

heterogéneo (Fig. 35b, 35d y 35f). Esta suposición es más evidente en los diagramas de araña (Fig. 37). Algunos elementos incompatibles como el Ce, Zr y el La (Figs. 33j, 33d y 33r) presentan patrones muy similares en casi todos los productos estudiados. Por otro lado el volcán Chichinautzin se distingue por sus elevadas anomalías positivas en estos tres elementos cuyas abundancias son casi dos veces más altas que en los demás productos (Fig. 37).

En otros elementos de alto campo de fuerza como el Ta (Fig. 35h), también se percibe un comportamiento similar al Ce y La donde se observan concentraciones mayores en los productos menos evolucionados (sobre todo en el Guespalapa y en el Chichinautzin), mientras que en los productos con concentraciones $> 56\%$ en SiO_2 se observa un fuerte decremento del Ta.

El Rb y el Ba (Fig. 35a, g) muestran un enriquecimiento con el incremento del SiO_2 , pero con datos dispersos y difusos. En el caso del diagrama de Harker del Rb (altamente incompatible) vs. el Cr (elemento compatible) (Fig. 35m), se observa que existe una relación inversa (uno aumenta y otro disminuye) aunque de manera desordenada. Es notorio que el Rb es más abundante en rocas evolucionadas lo que puede sugerir además de la cristalización fraccionada una contribución de la corteza superior.

La relación Ba/Zr (Fig. 35n) es notablemente más alta en los productos más evolucionados. Además existen marcadas diferencias de estos valores entre los diferentes productos primitivos (e.g. Chichinautzin y Guespalapa).

En los diagramas de tierras raras (REE) para los productos estudiados se observan tendencias muy generales (Fig. 36). Los productos más máficos están enriquecidos en Tierras Raras pesadas (HREE) con respecto a los más evolucionados.

Tlálóc, Tlacotenco, Cuauhtzin e hijo del Cuauhtzin presentan patrones muy similares al Popocatepetl, aunque se observan variaciones según el contenido en SiO_2 . Este es el caso del Ocusacayo que tiene los contenidos más bajos en SiO_2 y se observa un enriquecimiento de Tierras Raras Ligeras (LREE). Por otro lado, el Teuhtli presenta un notable empobrecimiento en LREE que no se observa en otros volcanes. Además se observa un patrón de enriquecimiento en HREE similar al patrón del Xitle.

Las relaciones LREE/HREE disminuyen según el siguiente orden: (Ocusacayo, Tlacotenco, Tlálóc, Cuauhtzin e Hijo del Cuauhtzin). Esta disminución

puede ser explicada por el fraccionamiento combinado de cristales de clinopiroxeno y apatita (inclusiones) que incorporan selectivamente a los HREE. Estas fases minerales también se observan en los análisis modales de algunas muestras (Tabla 4).

En los diagramas normalizados de elementos traza a manto primitivo (Fig. 37) se observan picos negativos de Rb, Nb, Ce, P y Ti. En las muestras de estudio resalta el pico de Nb, típico de ambientes de arco volcánico. Por otra parte, se tienen picos positivos de Ba, U, Pb y Zr. El pico más sobresaliente es el de Pb. Anomalías altas en Pb y Ba fueron reportadas en sedimentos oceánicos por McLennan et al. (1990) y Hemming and McLennan (2001). Petrone et al. (2003) estudiaron rocas volcánicas de edad reciente en Nayarit y concluyeron que estos elementos, en los que también observaron estas anomalías positivas de Pb y Ba, pueden tener su origen en la zona de subducción donde son proporcionados por sedimentos oceánicos subducidos y ser adicionados a fluidos acuosos, debido a su alta solubilidad. Los valores más altos en Pb corresponden a los productos del Ocusacayo y el Tláloc. Este elemento se comporta de igual manera en las lavas estudiadas por Siebe et al. (2004b).

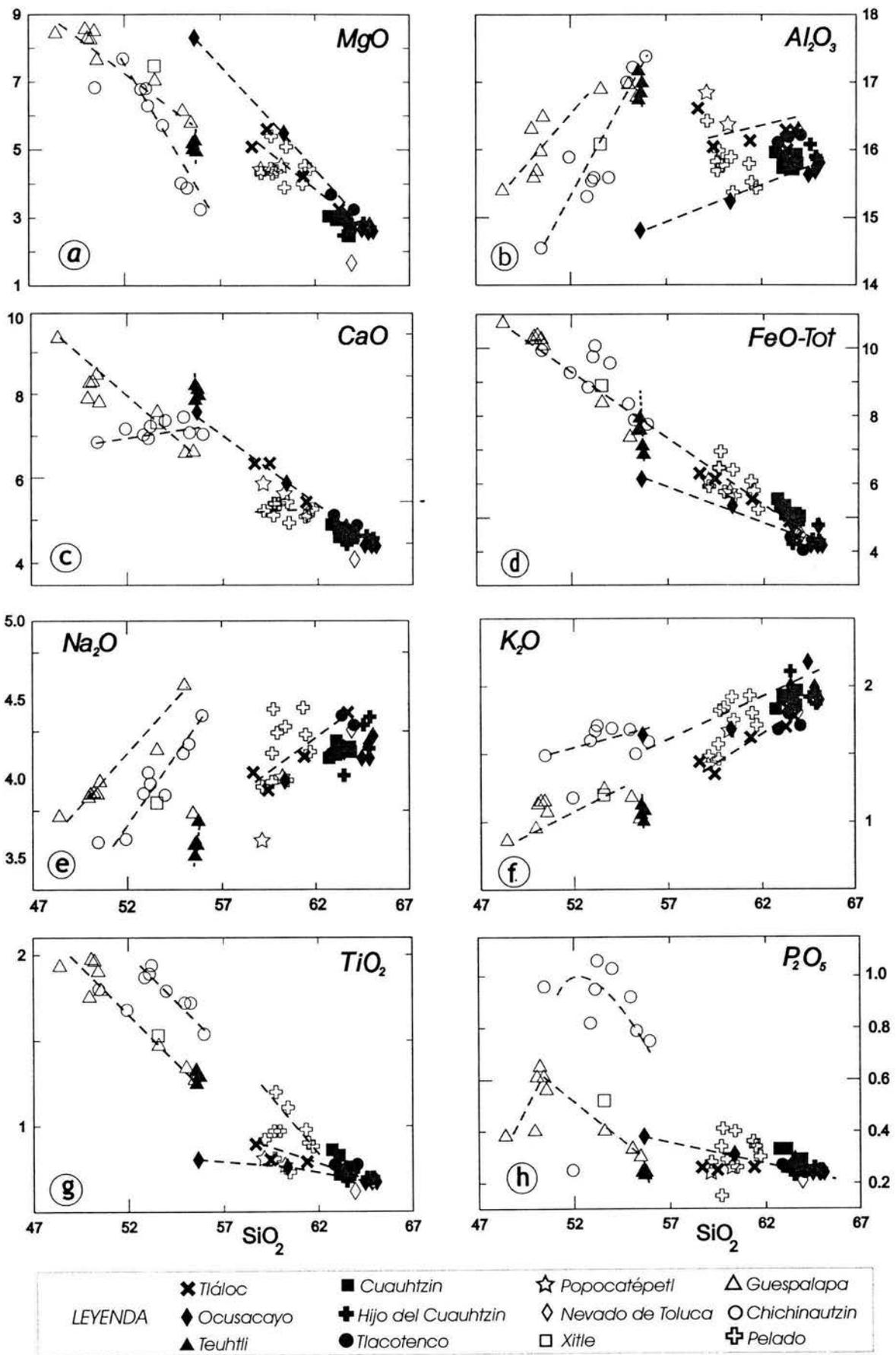


Fig. 34: Diagramas de Harker que muestran los elementos mayores MgO, Al₂O₃, FeO-tot, Na₂O, K₂O, TiO₂ y P₂O₅ (en wt. %) vs. sílice de las muestras de estudio (símbolos rellenos) y de muestras de volcanes vecinos reportados por Siebe et al. (2004b) (símbolos sin relleno).

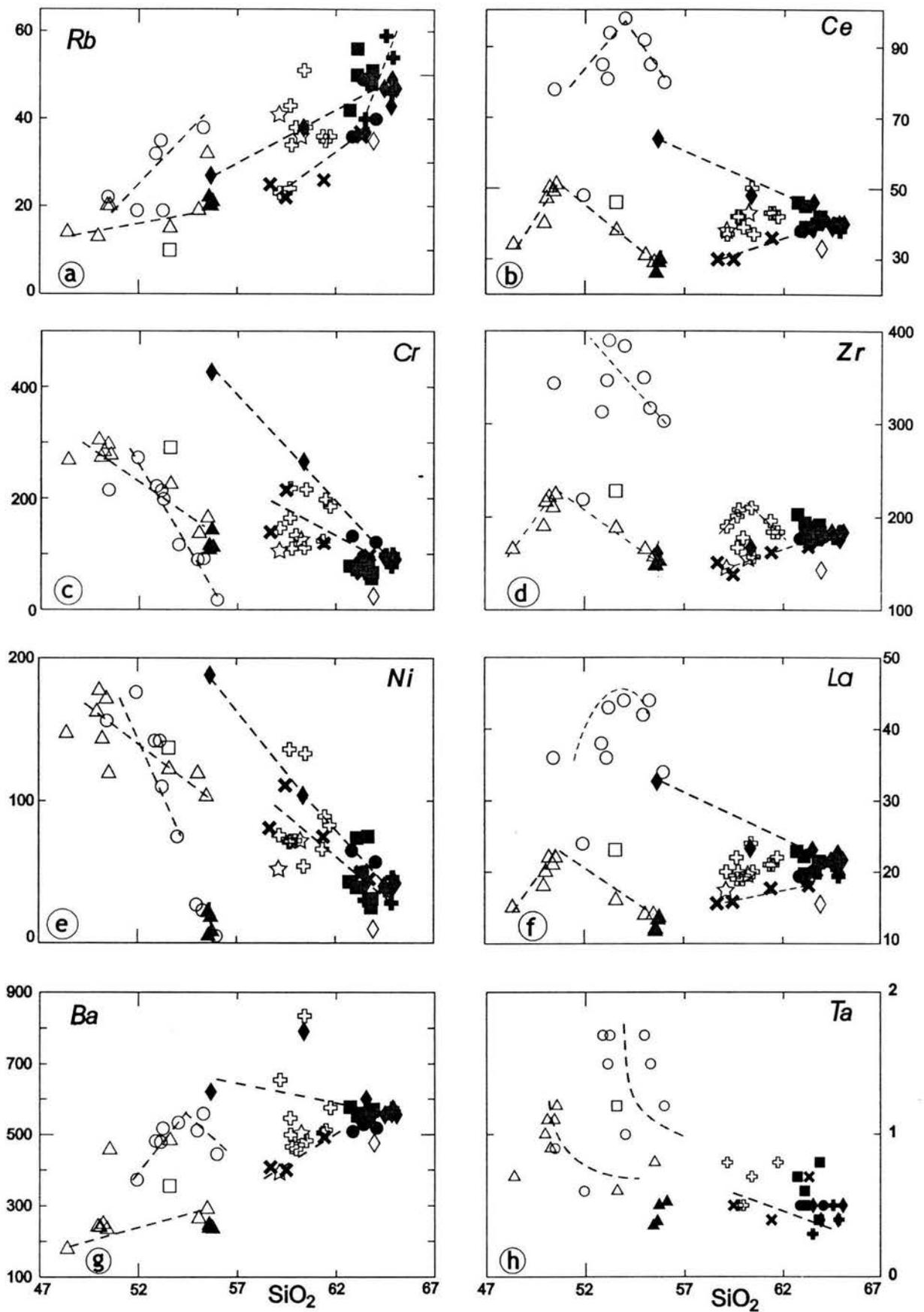


Fig. 35: Diagramas de Harker que muestran los elementos traza Rb, Ce, Cr, Zr, Ni, La, Ba y Ta (en ppm) vs. sílice de las muestras del presente estudio y las muestras de Siebe et al. (2004b) que sirvieron como comparación. Símbolos igual que en la Fig. 34.

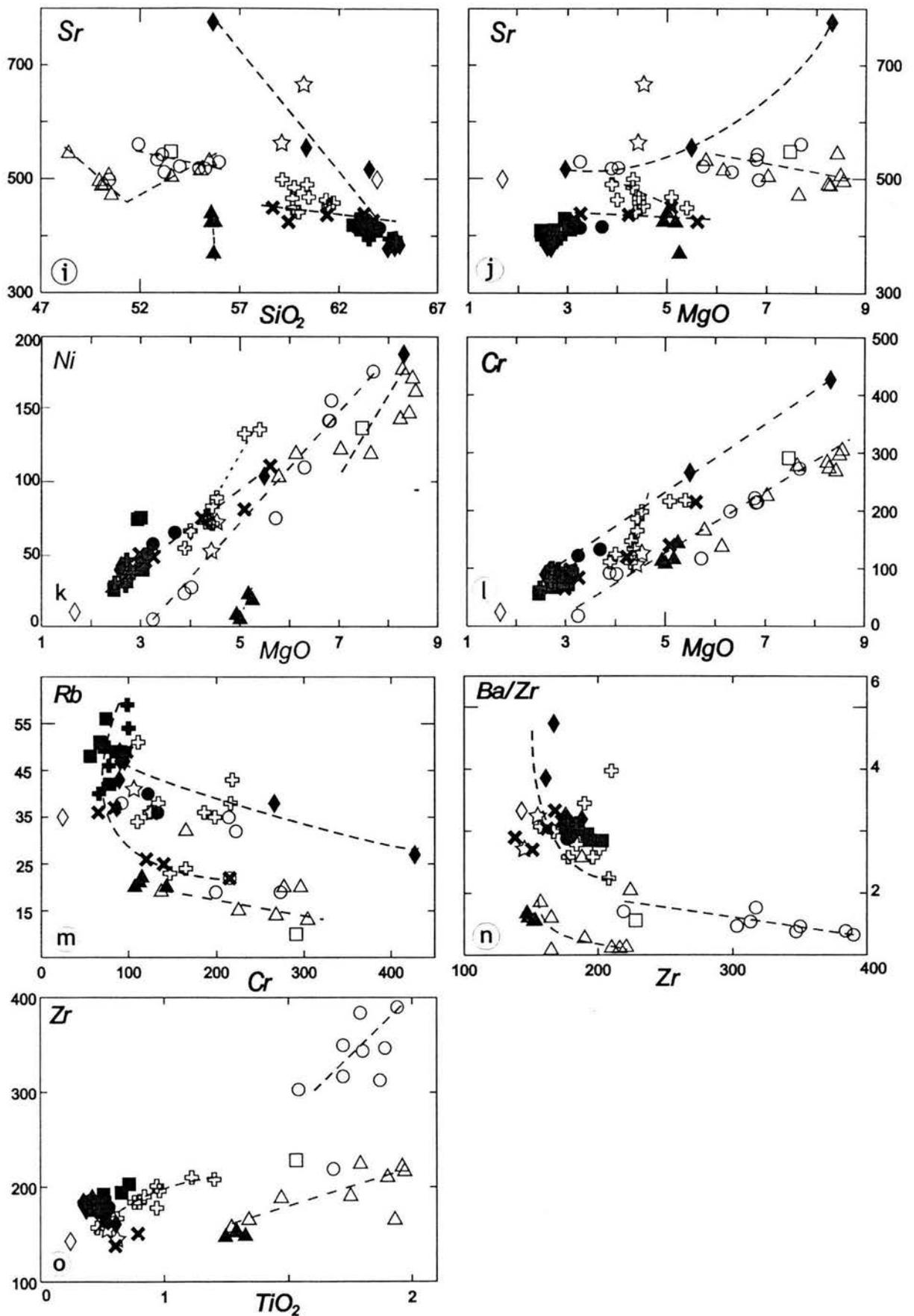


Fig. 35 (cont.): Diagramas de variación que muestran los elementos mayores vs. traza (SiO_2 vs. Sr ; MgO vs. Ni, Cr y Sr; Zr vs. TiO_2 en wt. %) y elementos incompatibles vs. elementos compatibles (Rb vs. Cr, en ppm) y relaciones de elementos móviles (Ba/Zr vs. Zr en ppm) de las muestras de estudio y de comparación (tomados de Siebe et al., 2004b). Los símbolos son los mismos que en la Fig. 34.

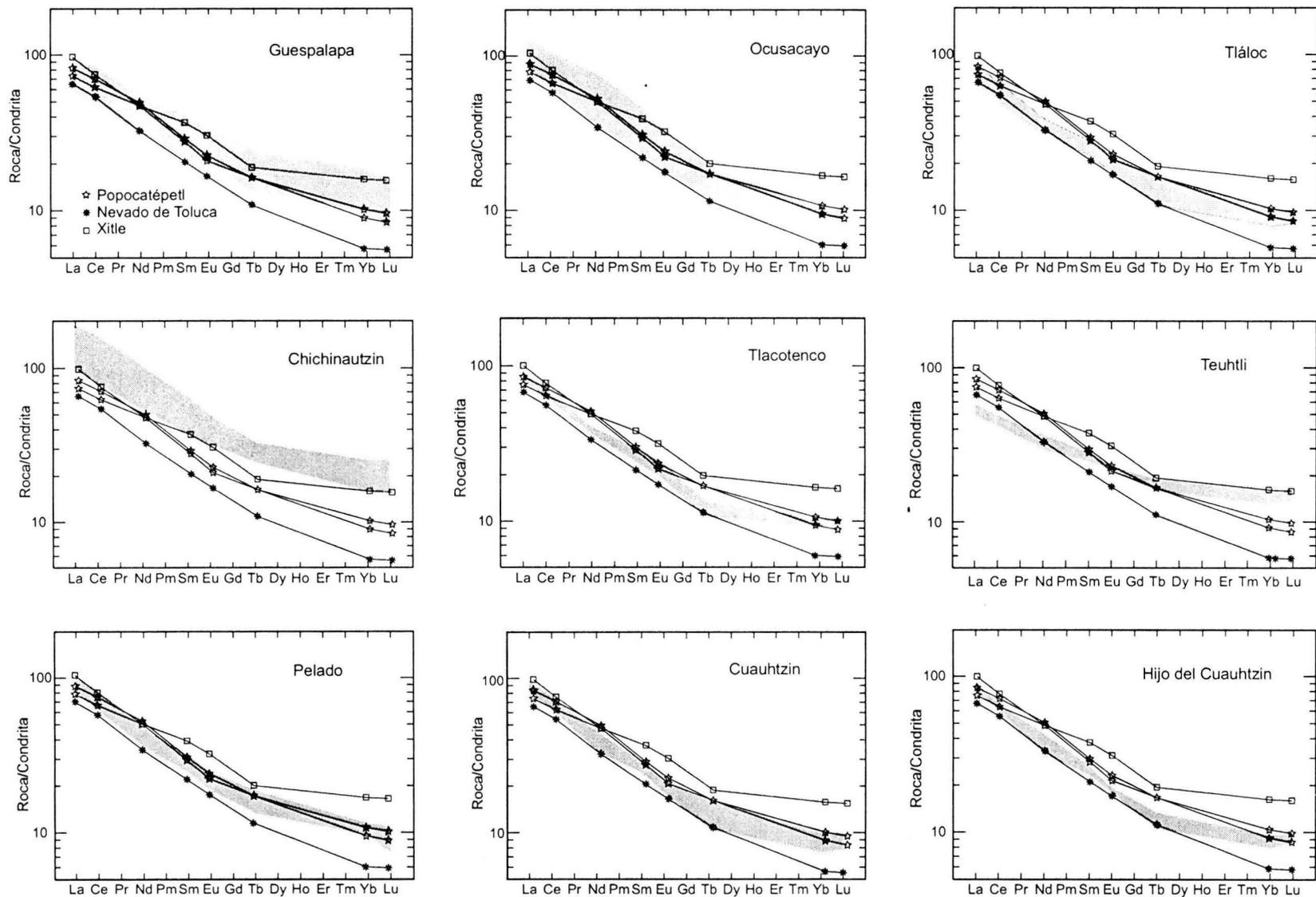


Fig. 36: Diagramas REE normalizados a condrita (Sun y McDonough, 1989) de los análisis de Tlálóc, Teutli, Ocusacayo, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Flujo Tlacotenco, Guespalapa, Chichinautzin y Pelado (área sombreada) comparados con análisis del Popocatépetl, Nevado de Toluca y Xitle (datos de Siebe et al., 2004b).

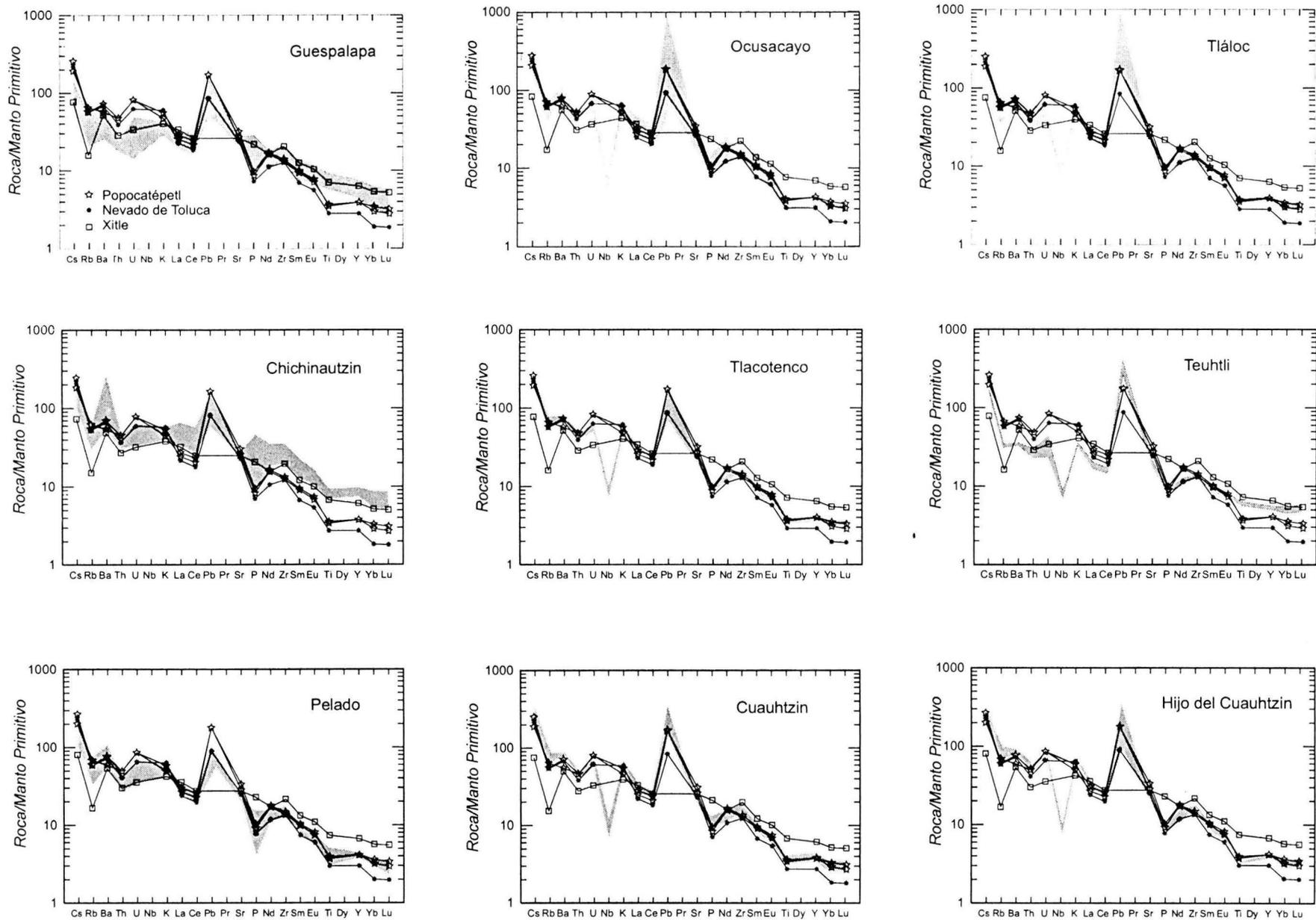


Fig. 37: Diagramas de araña de los elementos traza normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) de las muestras de Tlálóc, Teuhtli, Ocusacayo, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Flujo Tlacotenco, Guespalapa, Chichinautzin y Pelado (región sombreada) comparados con muestras del Popocatépetl, Nevado de Toluca y Xitle.

5.3 Composición Isotópica de Nd, Sr y Pb.

De algunas de las rocas analizadas petrográficamente se efectuaron análisis isotópicos, todos en el LUGIS (Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica), Instituto de Geofísica de la UNAM. Las firmas isotópicas obtenidas se utilizaron para dilucidar los procesos de génesis y evolución de los magmas, es decir, los posibles procesos que dieron origen a las rocas (fusión parcial del manto, cristalización fraccionada, contaminación y asimilación).

Las relaciones isotópicas determinadas en productos del Tláloc, Ocusacayo, Teuhtli, Tlacotenco e Hijo del Cuauhtzin (Tabla 6) muestran un origen de un manto heterogéneo, ya que despliegan una gran variación. Los resultados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y ϵNd son muy heterogéneos en contraste con valores primitivos del Guespalapa donde se aprecia una composición isotópica más homogénea (Siebe et al., 2004b). Todos los valores son más radiogénicos respecto a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que los de los basaltos del Guespalapa. Los valores más radiogénicos son similares a los del Popocatepetl y se detectaron en las lavas del Ocusacayo, Tláloc, Hijo del Cuauhtzin y Tlacotenco. Finalmente las lavas del Teuhtli tienen casi el mismo $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que Tláloc y Ocusacayo pero diferente ϵNd (Fig. 38).

Las mediciones del Teuhtli y Atocpan se sitúan en el campo de valores que corresponden típicamente a la Sierra Chichinautzin. Los valores que presentan características similares a los del Popocatepetl parecen derivarse de sistemas donde además de los procesos de cristalización fraccionada actúan procesos de asimilación y contaminación cortical y que operan en cámaras magmáticas someras (Siebe, et al 2003b; Faure, 2001). Esto concuerda con el comportamiento de los elementos traza.

Con respecto a los isótopos de Pb se observan valores bajos de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.6512-18.8033) exceptuando al Teuhtli y se distinguen tres grupos entre los valores de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figs. 39a y 39b). El grupo de mayor coincidencia se encuentra concentrado dentro de la región del FVTM para rocas calcoalcalinas determinado por Luhr (1989; 1997) y Petrone et al. (2003). Este grupo lo constituyen los productos del Tláloc, Tlacotenco, Ocusacayo y Atocpan. En contraste, los productos del Hijo del Cuauhtzin y del Teuhtli exhiben un comportamiento singular. En el del Hijo del Cuauhtzin los valores de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 39a) son los más bajos mientras que los valores de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 39b) son los más altos. Se encuentran en una posición intermedia entre el campo del FVTM y los sedimentos del Pacífico. En el caso del Teuhtli se observan en ambos diagramas las relaciones más altas,

cerca del campo de los sedimentos oceánicos. Además estos altos valores de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ coinciden con altas concentraciones de Pb en el diagrama de la figura 36. Cabe mencionar que todas las muestras caen fuera de la “Línea de Referencia del Hemisferio Norte” (NHRL) propuesta por Hart (1984) en rocas Na-alcaldas estudiadas a lo largo del Pacífico.

Tabla 6. Datos isotópicos de Nd, Sr y Pb de las lavas del Tláloc, Tlacotenco, Hijo del Cuauhtzin, Atocpan, Teuhtli y Ocusacayo.

Localidad	Muestra	Composición	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ $\pm 1\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ $\pm 1\sigma$	ϵNd	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1SD% (% std. err.)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1SD% (% std. err.)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1SD% (% std. err.)
Tláloc Flujo distal NW	TML-45	Andesita	0.704255 ± 35	0.512915 ± 24	5.40	18.6537	0.027	15.5843	0.026	38.4074	0.026
Tláloc cráter	TML-59	Dacita	0.704495 ± 39	0.512807 ± 17	3.30	18.6564	0.025	15.5826	0.027	38.4090	0.027
Tlacotenco Facies proximal	TML-60	Dacita	0.704498 ± 37	0.512807 ± 20	3.30	18.6647	0.052	15.5927	0.051	38.4436	0.050
Hijo del Cuauhtzin	TML-53	Dacita	0.704505 ± 38	0.512836 ± 19	3.86	18.6926	0.045	15.6223	0.057	38.5467	0.075
Atocpan Facies proximal	TML-26	Andesita	0.703997 ± 41	0.512811 ± 18	3.37	18.6862	0.027	15.5829	0.027	38.4378	0.027
Teuhtli Flujo distal N-NE	TML-33	Andesita	0.704203 ± 39	0.512749 ± 19	2.17	18.8033	0.053	15.6115	0.056	38.6174	0.061
Ocusacayo cráter	TML-50	Andesita	0.704264 ± 36	0.512915 ± 20	5.40	18.6512	0.033	15.5924	0.038	38.4262	0.046

Los análisis se realizaron con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca FINNIGAN MAT 262 en el LUGIS, Instituto de Geofísica, UNAM. El espectrómetro cuenta con 8 colectores Faraday ajustables y todas las mediciones se realizaron de manera estática. Las muestras se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos. Se analizaron 60 relaciones isotópicas para Nd y Sr y 100 relaciones para Pb. Los errores ($\pm 1\sigma$) reportados se refieren a los últimos dos dígitos. Valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710235 \pm 18$ ($\pm 1\sigma_{\text{abs}}$, $n = 264$), para el estándar La Jolla (Nd): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511877 \pm 21$ ($n = 138$) y para el estándar NBS 981 (Pb): $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.89 \pm 0.04\%$ ($\pm 1\sigma_{\text{rel}}$), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.43 \pm 0.06\%$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.51 \pm 0.08\%$ ($n = 82$). Las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, respectivamente. El fraccionamiento de las relaciones isotópicas de Pb se corrigió con la comparación al valor promedio del laboratorio para el estándar Pb NBS 981. Los blancos analíticos durante los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 3.6 ng Sr, 0.18ng Nd (blancos totales) y 105 pg Pb (blanco de química). Mas detalles analíticos del procesamiento de muestras en el LUGIS están reportados en: (<http://geologia.igeolcu.unam.mx/Lugis/manual.html>).

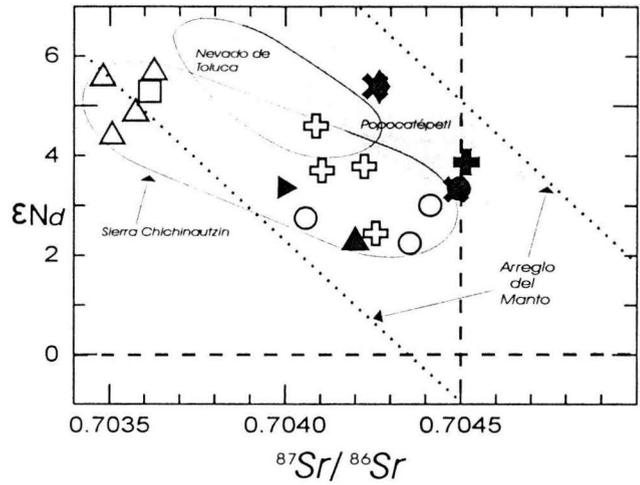


Fig. 38: Relaciones isotópicas de ϵNd vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ de las rocas del Tiálloc, Ocusacayo, Atocpan, Teuhtli, Tlacotenco e Hijo del Cuauhtzin. Además se muestran los valores de los volcanes monogenéticos Guespalapa, Xitle, Chichinautzin y Pelado y los campos que incluyen valores de los estratovolcanes Nevado de Toluca y Popocatepetl (Siebe et al., 2004b).

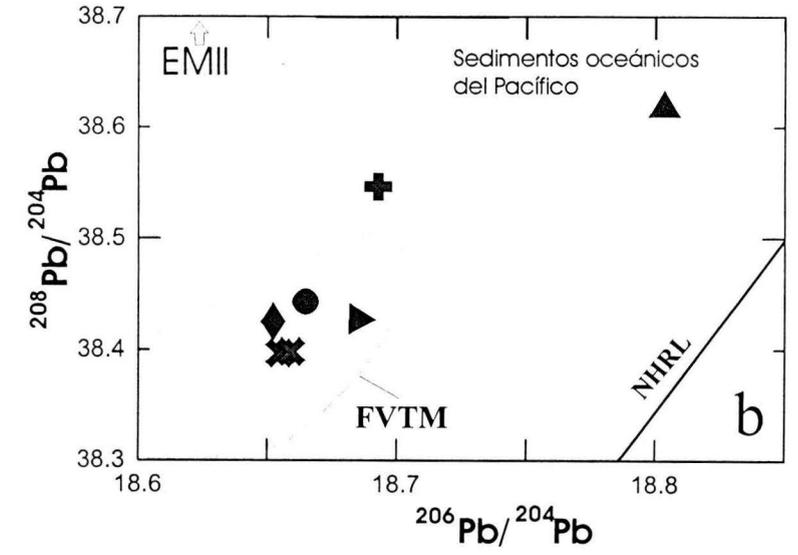
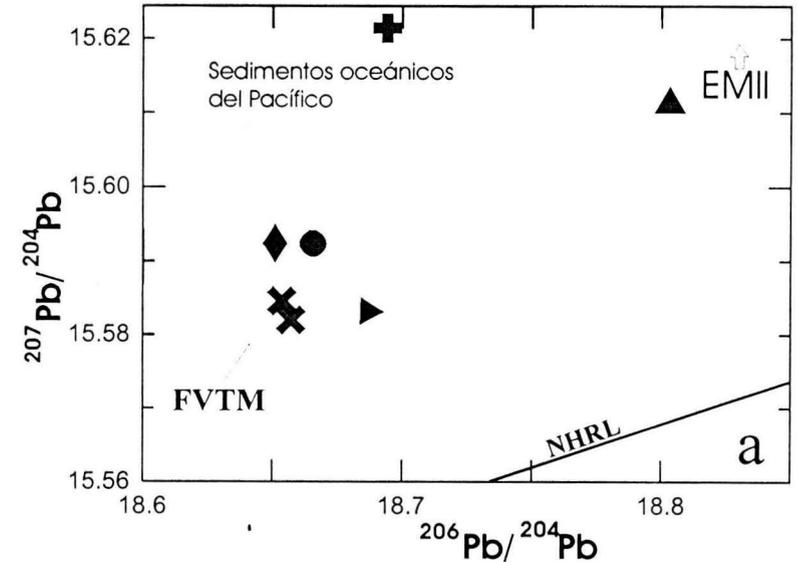


Fig. 39: (a) Diagrama de $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ y (b) $^{208}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ de las rocas del Tiálloc, Teuhtli, Atocpan, Ocusacayo, Tlacotenco Hijo del Cuauhtzin. NHRL = línea de referencia del hemisferio norte (Hart, 1984); FVTM rocas calcoalcalinas (Luhr et al., 1989; Luhr 1997); Sedimentos oceánicos del Pacífico de Church y Tatsumoto (1975) y Plank y Langmuir (1998); EMII = Manto enriquecido tipo II. Símbolos iguales a la Fig. 38.

6. Discusión y Conclusiones

Se construyó el mapa geológico con ayuda de fotografías aéreas e imágenes LANDSAT. El trabajo de campo fue fundamental para la corroboración de puntos de control y refinado con datos geoquímicos y fechamientos por el método del radiocarbono.

Las características morfológicas de esta pequeña región son variadas e incluyen conos de escoria, domos y flujos de lava. Los conos de escoria con escudos de lava son las formas más comunes que ocupan áreas de gran extensión como la del volcán Tláloc que cuenta con 54.39 km². El Tláloc además, consta de tres conos de escoria que produjeron derrames de lava con un volumen total máximo de 1.36 km³, su altura a partir de la base es de 170 m, tiene un diámetro basal de 950 m y un diámetro de cráter de 250 m. La forma más perfecta de los volcanes con escudo es el Teuhtli, cuya área cubre 27 km² y tiene un volumen máximo total de 0.80 km³, con apenas 170 m de altura desde su base. El Ocusacayo está compuesto por tres conos de escoria originados a lo largo de una fisura E-W, su área cubre 24.24 km² y la altura desde su base apenas supera los 30 m.

El Hijo del Cuauhtzin es un pequeño cono de escoria, con una altura de 50 m de la base a la cima, un diámetro basal de 250 m, un diámetro del cráter de 100 m y pocos rasgos de erosión. Cuauhtzin es un domo dacítico que puede confundirse con un volcán escudo, cuya extensión cubre un área de 38.93 km² y tiene un volumen máximo total de 0.78 km³. Además cuenta con una altura de 200 m de la base a la cima y su diámetro basal es de 1,800 m. Presenta una estructura de colapso en dirección NW de 6 km de longitud. Finalmente, el Flujo Tlacotenco, es un extenso flujo de lava viscosa que se desplazó 9.5 km hacia el NNE desde el centro de emisión. Tiene 1 km de ancho y cubre una área de 12.84 km².

Las morfologías de los volcanes Tláloc, Teuhtli y Ocusacayo así como las características de los depósitos piroclásticos que los constituyen sugieren estilos eruptivos estrombolianos a vulcanianos.

La presencia de depósitos poco comunes en la SCVF como flujos de bloques y cenizas y oleadas piroclásticas en el volcán Cuauhtzin, ponen de manifiesto que la formación de este volcán estuvo asociada a erupciones más violentas a las que tradicionalmente se conocen en este campo monogenético. En efecto, en el caso del Cuauhtzin se trata de un domo y no de un cono de escoria como se creía anteriormente.

Las edades y la estratigrafía

Los estudios de tefracronología tienen gran importancia para establecer tasas de retorno eruptivo en campos monogenéticos cercanos a zonas altamente pobladas como el Sur de la Ciudad de México.

Las edades radiométricas permiten establecer rangos más precisos de los que se habían establecido anteriormente en esta parte de la Sierra Chichinautzin. Una herramienta útil en este trabajo fue la presencia de la pómez Tutti Frutti, que tiene una edad de 14,000 años y que permitió discriminar edades en los productos piroclásticos donde no se encontró carbón. Con base en lo anterior y los fechamientos por radiocarbón se concluye que los volcanes Tláloc y Cuauhtzin se formaron durante el Holoceno hace $6,200 \pm 85$, $7,360 \pm 120$, y $8,225 \pm 130$ años, respectivamente. El Flujo Tlacotenco es más joven que 14,000 años, mientras que los volcanes Hijo del Cuauhtzin, Ocusacayo y Teuhtli son un poco más antiguos que la "Tutti Frutti" y por lo tanto del Pleistoceno Tardío. Estos nuevos datos indican que la tasa de recurrencia de 1700 años para la Sierra Chichinautzin propuesta por Siebe et al. (2004a) requiere ser modificada y es con certeza menor.

A partir de los datos estratigráficos y radiométricos se puede tener una noción más clara sobre los riesgos volcánicos en esta parte de la Sierra Chichinautzin donde durante los últimos 10,000 años ocurrieron al menos seis erupciones monogenéticas.

El conocimiento detallado de la variabilidad de la composición geoquímica de productos tempranos y tardíos de cada volcán nos ayuda a determinar la fuente de las diferentes capas de ceniza encontradas en áreas cercanas. Debido a que en la Sierra Chichinautzin la estratigrafía es complicada por el traslape de estos depósitos, el conocimiento detallado de la composición química de las tetras es indispensable para establecer una buena tefracronología.

La Petrografía

En las lavas de menor grado evolutivo las fases mineralógicas más importantes están representadas por el olivino con inclusiones de espinela, augita y plagioclasa cálcica en aparentes texturas de equilibrio.

Por el otro lado en los productos más silíceos se observan escasos contenidos de fenocristales de plagioclasa con inclusiones de apatita acicular, ortopiroxenos y rara hornblenda, a menudo en evidente estado de desequilibrio.

Cabe mencionar que la población de los microcristales está constituida por apatita, magnetita, ilmenita y escaso zircón

Entre las muestras utilizadas en este trabajo, el Tláloc merece un análisis privilegiado desde el punto de vista petrográfico ya que sus productos distales (y tempranos) pertenecen al primer grupo, mientras que los productos tardíos tienen paragénesis similar a la del flujo Tlacotenco. Al parecer esta misma tendencia es relativamente común en los productos monogenéticos de FVTM, como fue documentado en el Parícutín (McBirney et al., 1987), Jorullo (Luhr y Carmichael, 1985), Guespalapa, Chichinautzin y Pelado (Siebe et al., 2004b).

Geoquímica

En virtud de lo visto en el capítulo anterior se propone la división de los productos de la Sierra Chichinautzin en dos grupos principales. Basándonos en el grado evolutivo, los parámetros discriminativos utilizados son los contenidos en SiO_2 , los elementos compatibles (Cr, Ni) y el # MgO.

Las lavas más primitivas (Ocusacayo, Atocpan y parcialmente Tláloc) presentan composiciones desde andesita basáltica hasta andesita con Cr entre 143 y 427 ppm, Ni entre 52 y 188 ppm y # MgO mayor de 60.8. Por otro lado, el otro grupo (Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Tlacotenco y Teuhtli) está constituido por lavas más silíceas con menores cantidades de Cr (85.2 - 133 ppm), Ni (46 - 75 ppm) y # Mg < de 63.

En los diagramas de Harker las andesitas basálticas y las andesitas muestran claras correlaciones negativas para elementos como MgO, Ni, Cr y FeO-tot con el incremento de sílice, comportamiento que se puede atribuir a procesos de cristalización fraccionada de olivino, espinela y augita, fases además observadas en sección delgada. De manera similar en los Harkers del Al_2O_3 y Na_2O existe una ligera correlación positiva con el enriquecimiento en sílice, que es atribuido a la tardía cristalización de plagioclasa, hipótesis consistente con los diagramas de REE donde se observa la ausencia de la anomalía negativa de Eu (Fig. 36).

En el grupo de volcanes con productos más evolucionados los diagramas Harker de MgO, Ni y Cr no presentan apreciables correlaciones al variar el SiO_2 . Entre los elementos compatibles el único donde se observa una correlación es el FeO-tot que disminuye conforme aumenta la sílice. Este último comportamiento se atribuye a la cristalización fraccionada de fases minerales como ortopiroxeno y

hornblenda. Sin embargo, similarmente al primer grupo en los diagramas de Al_2O_3 y Na_2O existe una ligera correlación positiva, que puede ser atribuida a fraccionamiento de una fase aluminica como la plagioclasa, aunque también en este grupo debe ser tardía ya que no se observan anomalías negativas de Eu en los diagramas de REE. En el Teutli la concentración de TiO_2 es inusualmente alta para magmas de zonas de subducción (1.25 – 1.33 % wt.). Estas concentraciones son típicas en rocas máficas alcalinas de intraplaca tales como provincias de cuencas y sierras (Basin and Range) y de regiones de puntos calientes (Hot Spots), (Wilson, 1989).

Por el otro lado, las lavas del Tláloc presentan características de los dos grupos con variable contenido en sílice (58.67 - 63.73 % wt.), # MgO (56.10 -65.71), MgO (2.98 – 5.61 % wt), Cr (65.1 - 215 ppm) y Ni (45 – 111 ppm). Estas variaciones importantes se observan también en la petrografía y pueden estar ligadas a un mayor tiempo de residencia del magma en niveles someros antes de la erupción.

En los diagramas de REE, el contenido de las tierras raras ligeras está enriquecido con respecto de las pesadas, característica común en lavas de márgenes continentales activos y ambientes de arco (Wilson, 1989). Los escasos contenidos en tierras raras pesadas y medias pueden significar el fraccionamiento de fases minerales capaces de retenerlas como granate, apatita y anfíbol (Dorendorf et al., 2000). Cabe mencionar que estas dos últimas fases en efecto están presentes en lavas más evolucionadas.

Los resultados presentados de las rocas con menor grado evolutivo en diagramas de araña nos dan una idea sobre la composición de la fuente mántelica como se ve en la Fig. 36. El Ocusacayo y Tláloc presentan anomalías negativas en elementos de alta fuerza de campo (ej. Nb) y anomalías positivas de LILE (ej. Ba, K). Esto concuerda con una fuente mántelica de arco magmático metasomatizada por fluidos provenientes de la placa en subducción (Gill, 1981). Estas características se observan también en los diagramas de araña de los productos intermedios y ácidos.

Por el otro lado los análisis isotópicos revelan que la mayoría de las muestras analizadas presentan características isotópicas de Sr y Nd similares a las del Popocatepetl (Fig. 37) que fueron interpretadas por Siebe et al. (2004b), como debidas a procesos de contaminación cortical (AFC) de rocas calcáreas mesozoicas pertenecientes a la Formación Morelos. Pasando a los diagramas de las relaciones isotópicas del Pb (207 vs. 206 y 208 vs. 206, Fig. 38a y b), estas mismas muestras

caen dentro del campo cubierto por los productos cuaternarios del FVTM, mientras que Teuhtli e Hijo del Cuauhtzin presentan mayores contenidos en Pb radiogénico, lo que puede sugerir la participación de sedimentos oceánicos en la génesis o mayor grado de contaminación cortical (Church y Tatsumoto, 1975; Plank y Langmuir, 1988).

Aunque algunos autores sugieren una migración N-S del vulcanismo de la FVTM en el tiempo (Cantagrel y Robin., 1979; Nixon et al., 1987; Alaniz-Alvarez et al., 1998; Osete et al., 2000), en la porción estudiada de la Sierra Chichinautzin no es posible notar un evidente arreglo temporal (Capítulo 4). También desde el punto de vista composicional los datos disponibles no sugieren una relación directa con respecto a la distancia de la fosa. Sin embargo no es posible descartar completamente estas últimas hipótesis ya que todos los volcanes estudiados pertenecen al frente volcánico de la FVTM y distan el uno del otro tan sólo unos cuantos kilómetros.

La variación composicional de los magmas andesíticos-basálticos, andesíticos y dacíticos en la zona se puede explicar por el ascenso de pequeños lotes de magma basálticos individuales generados por diferentes grados de fusión parcial de una fuentes peridotítica heterogénea. Estos pequeños cuerpos de magma ascienden a la superficie independientemente con diferente rapidez y evolucionan durante el ascenso por cristalización fraccionada y (en mucho menor grado) por asimilación de rocas corticales.

7. Agradecimientos

Un agradecimiento especial a la UNAM, que me ha brindado todas las oportunidades para mi formación profesional. Así como al personal de la Coordinación del Posgrado en Ciencias de la Tierra, Dr. Oscar Campos, Mónica Salgado y Araceli Chaman, que me facilitaron la serie de trámites burocráticos.

A mi tutor el Dr. Claus Siebe por su invaluable dirección que me ha ayudado a crecer en la vulcanología . A Yola con afecto.

A los miembros del comité de mi examen de grado: Dr. Peter Schaaf, Dra. Lucia Capra, Dr. Luca Ferrari y Dr. Carlos Mora. Gracias a sus acertados comentarios y observaciones me ha sido posible culminar este trabajo.

Agradezco de manera especial al personal de LUGIS, M. en C. Gabriela Solís Pichardo, Ing. Giovanni Sosa, Ing Teodoro Hernández y Dr. Juan Julio Morales, de quienes recibí su ayuda y enseñanza desinteresada.

Al Dr. Michael Abrams (Jet Propulsion Laboratory, Pasadena) que facilitó gentilmente las imágenes LANDSAT con fondos de la NASA.

Los gastos de trabajos de campo, análisis químicas, etc. fueron sufragados con el apoyo económico de los proyectos CONACYT-U40346-F y DGAPA-IN-103302 asignados al Dr. Claus Siebe.

8. Referencias

- Alaniz-Alvarez, S., Nieto-Samaniego, A.F., and Ferrari, L., 1998. Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belts. *Geology* 26: 591-594.
- Bloomfield, K., 1975. A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico. *Geol. Rdsch.* 64: 476-497.
- Brazier, S., Sparks, R., Carey, S., Sigurdsson, H., and Westgate, J., 1983. Bimodal grain size distribution and secondary thickening in air-fall ash layers. *Nature* 301: 115-119.
- Cas, R., and Wright, J., 1987. *Volcanic Successions. Modern and Ancient*: London, Chapman & Hall, 528 pp.
- Cantagrel, J.M., and Robin, C., 1979. K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks-relations between the andesitic and the alkaline provinces. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 5, 99-114.
- Cervantes L. P. y Molinero M. J. R., 1995. Eventos volcánicos al sur de la Ciudad de México. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis Profesional: 74 pp.
- Delgado, H., Nieto-Obregón, J., Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C., Arellano-Gil, J., Lermo-Samaniego, J.F., and Rodríguez-González, M., 1995. La Pera detachment fault system: Active faulting south of Mexico-City (II): Geological evidence. *GEOS, Boletín informativo de la Unión Geofísica Mexicana, época II, Vol. 15, No. 2, p. 64.*
- DePaolo, D.J., and Wasserburg, G.J., 1979: Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geoquim. Cosmochim. Acta* 43: 615-627.
- Dorendorf, F., Churikova, T., Koloskov, A., and Wörner, G., 2000. Late pleistocene to holocene activity at Bakening volcano and surrounding monogenetic centers (Kamchatka): volcanic geology and geochemical evolution. *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 104: 131-151.
- Faure G., 2001. *Origin of Igneous Rocks: The Isotopic Evidence*. Springer, 496 pp.
- Frey F.A., Green D.H., and Roy S.D., 1978. Integrated model of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from southeastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *J. Petrol.* 19: 463-513.
- Fries, C., 1960. Geología del Estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México, *Boletín del Instituto de Geología (UNAM)*, 60: 236 pp.
- Fries, C., 1962. Bosquejo geológico de las partes central y occidental del Estado de Morelos y áreas contiguas de Guerrero y México. 20 th Intern. Geol. Congr. 1956, México, Fieldtrip guide No. C-9. UNAM, México, p. 17-53.
- Garibay, A. M., 1970. *Llave del Náhuatl, Colección de trozos clásicos, con gramática y vocabulario, para utilidad de los principiantes*. Tercera edición, Ed. Porrúa, S.A. México. 385 pp.
- Graham, D. W., Zindler, A., Kurz, M.K., Jenkins, W.J., Batiza, R., and Staudigel, H., 1988. He, Pb, Sr and Nd isotope constraints on magma genesis and mantle heterogeneity beneath young Pacific seamounts. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99: 446-463.

Falta página

N° 102

- McBirney, A.R., Taylor, H.P., and Armstrong, R.L., 1987. Paricutin re-examined: A classic example of crustal assimilation in calc-alkaline magma. *Contrib. Miner. Petrol.* 95: 4-20.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T., and Maynard, J.B., 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54: 2015-2050.
- Mooser, F., 1962. Bosquejo geológico del extremo sur de la cuenca de México. 20 th Intern. Geol. Congr. 1956, México, Fieldtrip guide No. C-9. UNAM, México, p. 9-16.
- Mooser, F., 1963. Historia tectónica de la Cuenca de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* 15: 239-245.
- Mooser, F., 1970. Condiciones geológicas acerca del Pozo Texcoco PPI. V. Reunión Nacional Mexicana de Suelos 2: 143-161.
- Mooser, F., Nairn, A.E.M., and Negendank, J.F.W., 1974. Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: VIII. A paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the Valley of Mexico. *Geol. Rdsch.* 63: 451-483.
- Nixon, G.T., 1988a. Petrology of the younger andesites and dacites of Iztaccihuatl volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico. *J. Petrol.* 29: 213-264.
- Nixon, G.T., 1988b. Petrology of the younger andesites and dacites of Iztaccihuatl volcano: 2. Chemical stratigraphy, magma mixing, and the composition of basaltic magma influx. *Journal of Petrology* 29: 265-303.
- Nixon, G.T., Demant, R.I., Armstrong, R.L., and Harakal, J.E., 1987. K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the trans-Mexican volcanic belt. *Geofísica Internacional*. 26: 109-158.
- Ochoterena, H., 1978. Origen y edad del Tepozteco. *Boletín del Instituto de Geografía, UNAM, México*, 8: 41-54.
- Osborn, E.F., 1962. Reaction series for subalkaline igneous rocks based on different oxygen pressure conditions. *Am. Miner.* 47: 211-226.
- Osete, M.L., Ruíz-Martínez, V.C., Caballero, M.C., Galindo, C., Urrutia, F.J., and Tarling, H.D., 2000. Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, Mexico: paleomagnetic and radiometric evidence. *Tectonophysics* 318: 201-215.
- Oviedo de León, A., 1970. El Conglomerado Texcoco y el posible origen de la Cuenca de México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo* 2: 5-20.
- Petrone, M., C., Francalanci, L., Carlson, R., W., Ferrari, L., and Conticelli, S., 2003. Unusual coexistence of subduction-related and intraplate-type magmatism: Sr, Nd and Pb isotope and trace element data from magmatism of the San Pedro-Ceboruco graben (Nayarit, Mexico). *Chem. Geol.* 193: 1-24.
- Plank, T., Langmuir, C.H., 1988. An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 90: 349-370.

- Porter S. C., 1972. Distribution, morphology, and size frequency of cinder cones on Mauna Kea Volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 83: 3607-3612.
- Rodríguez-Lara, V.C., 1997. Evolución del conjunto volcánico Guespalapa y del volcán Chichinautzin, Distrito Federal - Morelos, México. México, D.F. Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Tesis Profesional: 124 pp.
- Rollinson, H. R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. John Wiley & Sons, Inc., New York., 352 pp.
- Siebe C., 2000. Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of México City. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 104: 45-64.
- Siebe, C., Macías, J.L., Abrams, M., Rodríguez-Elizarrarás, S., Castro, R., and Delgado, H., 1995. Quaternary explosive volcanism and pyroclastic deposits in East Central Mexico: implications for future hazards. *Geol. Soc. Amer. Annual Meeting 1995, New Orleans, Louisiana, Field trip Guide.* 47 pp.
- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J. L., and Obenholzner, J., 1996. Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, central Mexico: Past key to the future? *Geology* 24: 399-402.
- Siebe, C., Macías, J.L., Abrams, M., Rodríguez, S., and Castro, R., 1997a, Catastrophic prehistoric eruptions at Popocatepetl and Quaternary explosive volcanism in the Serdán-Oriental basin, east-central México: Pre-meeting excursion fieldtrip guidebook No.4, Jan. 12-18: Puerto Vallarta, México, International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI) General Assembly, 88p.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara V., Schaaf C., and Abrams, M., (2004a). Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: implications for archaeology and future hazards. *Bulletin of Volcanology* 66: 203-225.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara V., Schaaf, P., and Abrams, M., 2004b. Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 130: 197-226.
- Sun, S. S., and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins.* *Geol. Soc. Spec. Pub.* 42: 313-345.
- Swinamer, R.T., 1989. The geomorphology, geochemistry and petrogenesis of the volcanic rocks in the Sierra del Chichinautzin, Mexico. M.Sci. Thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, Canada, 212 p.
- Tibón G., 1997. Historia del nombre y de la fundación de México. Ed. Fondo de Cultura Económica, tercera edición, México. 893 pp.
- Velasco-Tapia, F., and Verma, S.P., 2001. Estado actual de la investigación geoquímica en el campo monogenético de la Sierra de Chichinautzin: análisis de información y perspectivas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 18: 168-203.
- Verma S.P., 2000. Geochemistry of the subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. of Am. Special Paper* 334: 195-222

Wallace, P.J., and Carmichael, I.S.E., 1999. Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subducting zona magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions. *Contr. Mineral. Petrol.* 135: 291-314.

Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis, a global tectonic approach.* Chapman & Hall, 466 pp.

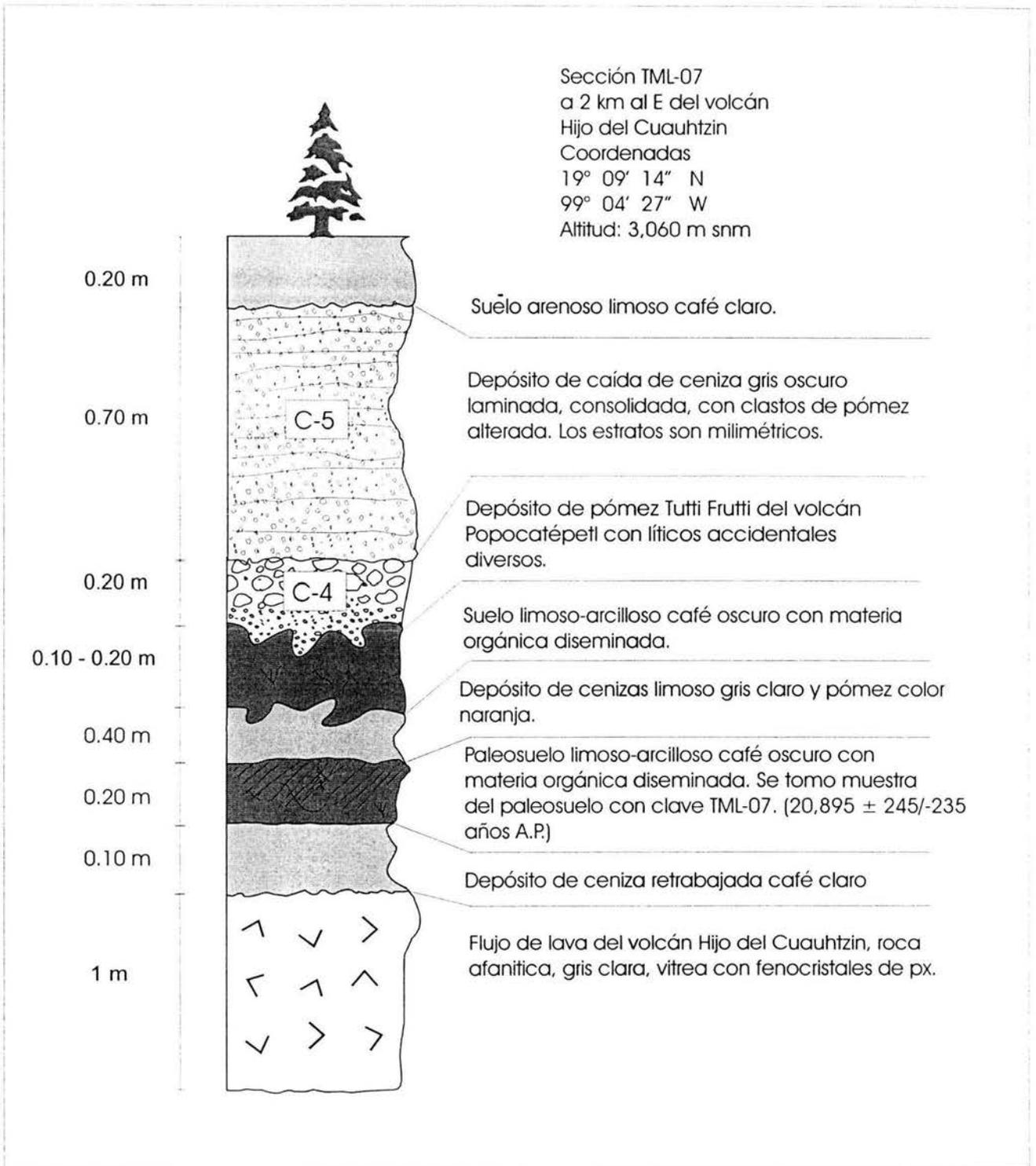
Wood, C.A., 1980a. Morphometric evolution of cinder cones. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 7: 387-413.

Wood, C.A., 1980b. Morphometric analysis of cinder cone degradation. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 8: 387-413.

Wood, D.A., Joron, J. L., and Treuil, M.I., 1979a. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.* 45: 326-336.

Zindler, A., and Hart, S., 1986. Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth. Sci.* 14 : 493-571.

9.1 Secciones estratigráficas



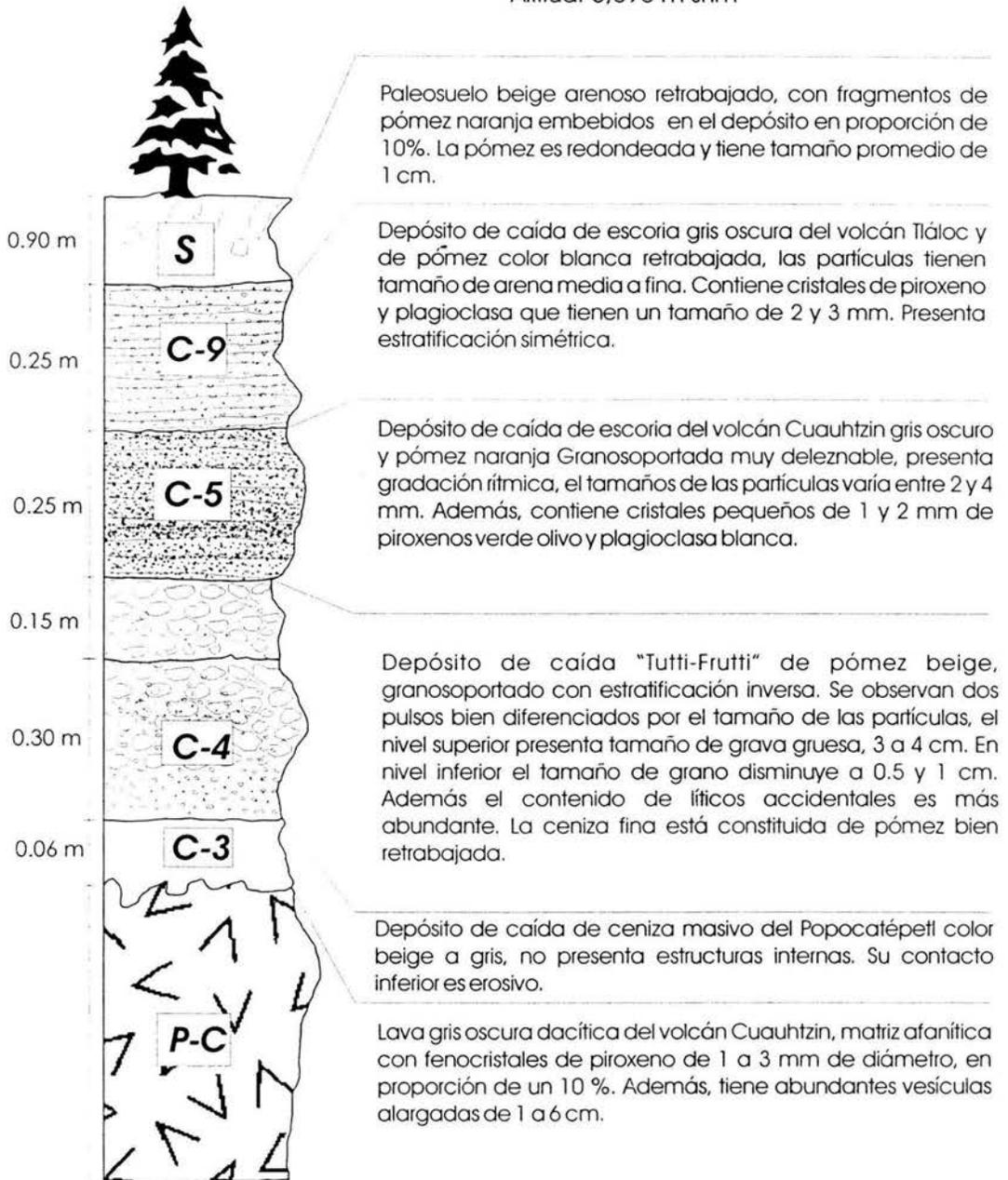
Sección TML-11

Coordenadas

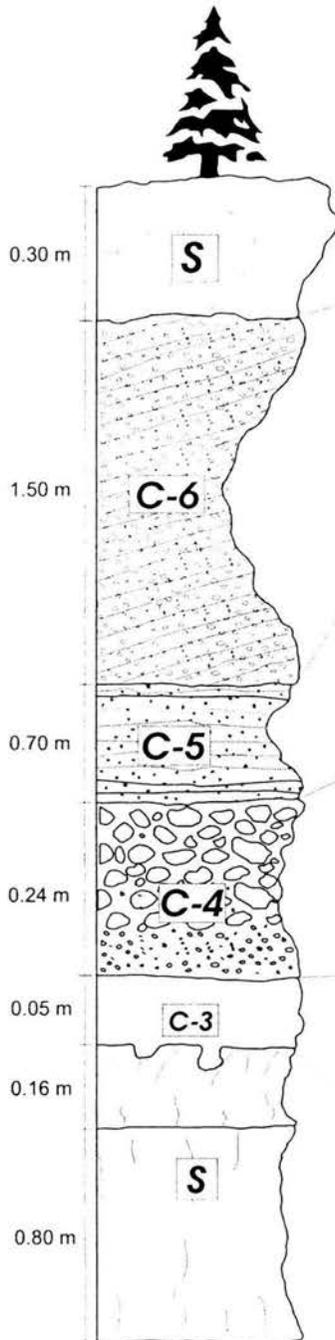
19° 08' 47" N

99° 04' 30" W

Altitud: 3,090 m snm



Sección: TML-14
Coordenadas
19° 08' 05" N
99° 04' 16" W
Altitud: 2,900 m snm



Suelo arenoso a limoso café claro, poco consolidado.

Depósito de caída del Cuauhtzin, constituida por escoria gris oscura y pómez blanca. El tamaño de grano varía entre arena gruesa y fina. Presenta estratificación rítmica y las laminaciones tienen espesores entre 0.5 y 5 cm.

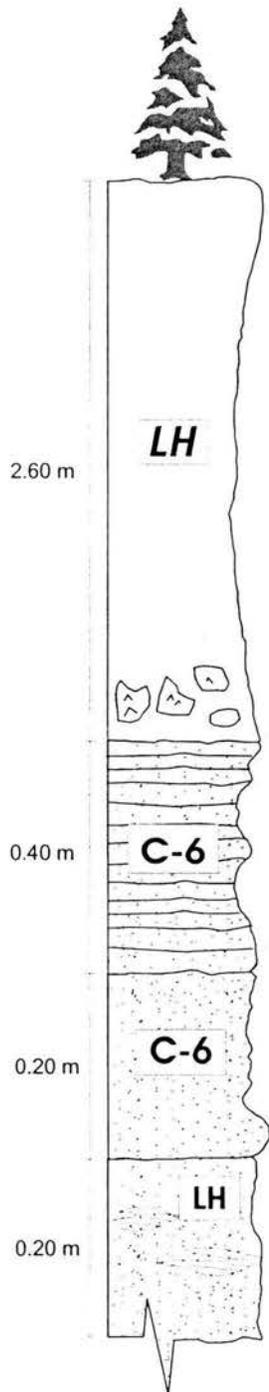
Pulso inferior de la caída del Cuauhtzin. La escoria es gris clara con pómez color amarilla por alteración. Los componentes se encuentran retrabajados y compactos. El tamaño de las partículas varía entre arena media y fina. Presenta estratificación simétrica y los espesores de las laminaciones varían entre 0.5 y 1 cm.

Depósito de caída de pómez Tutti Frutti naranja alterada, granosportada con estratificación inversa. El tamaño de las partículas es de 2 cm hasta 0.4 cm en el nivel inferior. Contiene abundantes líticos accidentales de granodiorita gris y esquisto verde que son más abundantes en la base del depósito.

Depósito de caída del volcán Popocatepetl, constituida de ceniza beige a gris masiva. No presenta estructuras internas. Su contacto inferior es erosivo, debido a que rellena topografía previa de un paleosuelo.

Paleosuelo café oscuro, con un espesor de 0.80 m. Hacia la base del depósito el suelo no está bien desarrollado.

Sección: TML-44
Coordenadas
19° 09' 29" N
99° 05' 15" W
Altitud: 3,060 m snm



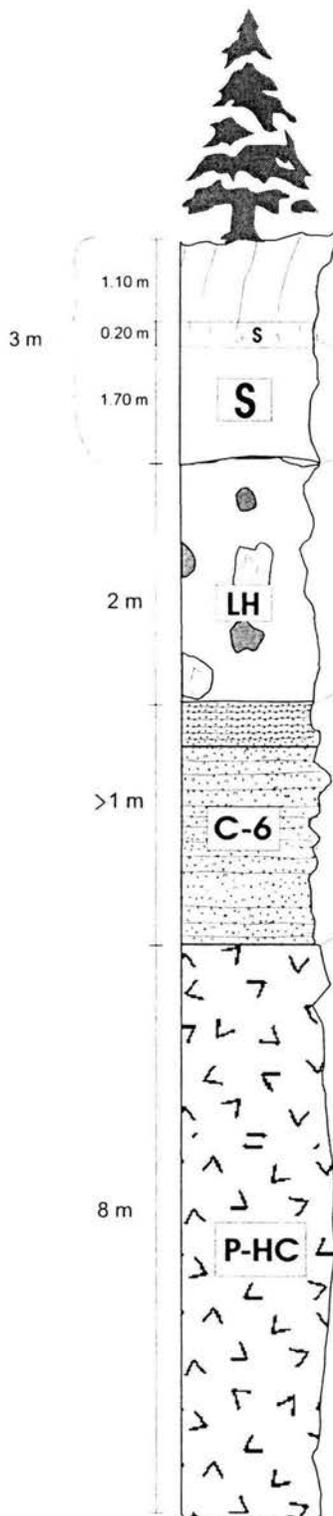
Depósito de lahar constituido por una matriz de arena media-fina beige, con fragmentos de roca dacítica subangulosos embebidos en la matriz. En la base del depósito, los fragmentos de roca tienen tamaños que varían entre 10 y 25 cm.

Depósitos de caída de escoria del volcán Cuauhtzin gris oscuro a verdoso interestratificada con pómez blanca. Presenta estratificación rítmica de material bien seleccionado. El tamaño de grano varía entre arena media y fina.

Depósitos de caída de escoria del volcán Cuauhtzin gris oscuro a verdoso interestratificada con pómez blanca. El tamaño de grano varía entre arena media y fina. No presenta estratificación.

Depósitos de lahar color beige, constituidos por una matriz de arena media a fina con lentes de ceniza de escoria gris oscuro a verdoso.

Sección: TML-55
Coordenadas
19° 09' 10.8" N
99° 04' 24.4" W
Altitud: 3,030 m snm



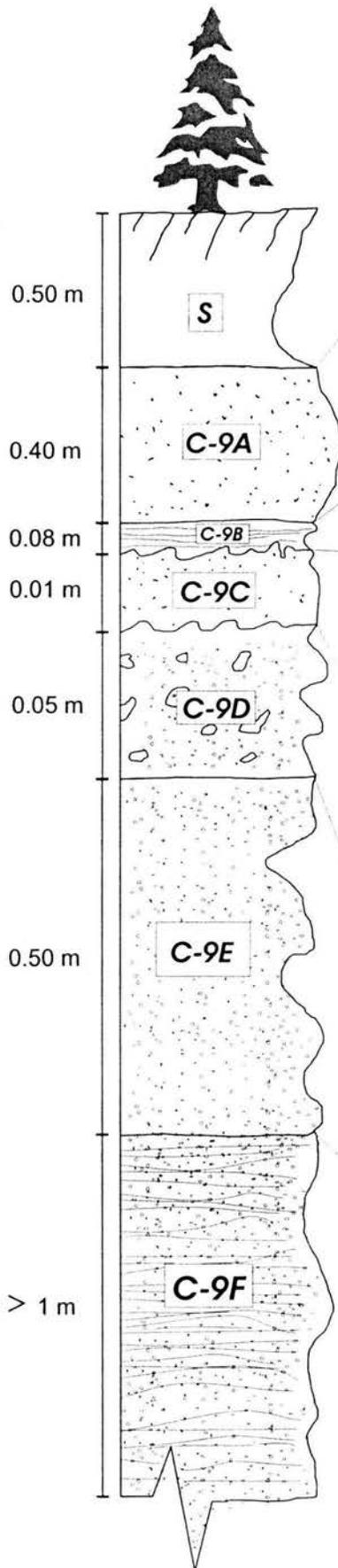
Paleosuelo arenoso-limoso poco desarrollado pardo claro que tiene embebido fragmentos de pómez color naranja. Paleosuelo café oscuro, arcilloso con abundante materia orgánica.

Depósito de lahar beige arenoso-limoso, masivo. Se encuentran embebidos en la matriz fragmentos de pómez con tamaños entre 3 y 5 cm, además de bloques de roca dacítica de 1 m de diámetro.

Depósito de caída del volcán Cuautzin, escoria gris oscura y pómez naranja con estratificación normal. El tamaño de las partículas varía entre arena gruesa a fina. En la fracción fina se observan cristales tabulares de piroxeno verde olivo y cristales blancos de plagioclasa de 1 y 2 mm. Sobre la cima son más abundantes las pómez.

Lava dacítica en bloques del volcán Hijo del Cuauhtzin, gris oscura, masiva, vítrea de textura afanítica con fenocristales de piroxenos verde olivo, que tienen tamaños entre 0.3 y 0.5 cm.

Sección: TML-66
Coordenadas
19° 06' 47" N
99° 03' 15" W
Altitud: 3,240 m snm



Suelo pardo claro, arenoso-limoso, poco desarrollado.

Depósito de caída de escoria del volcán Tláloc gris verdoso y pómez amarillenta, granosoportado, masivo y deleznable sin estratificación. El tamaño de grano varía entre arena media y fina. Contiene abundantes cristales de piroxeno verde olivo, vidrio y plagioclasa de 2 mm.

Depósito de caída de ceniza pardo amarillenta, masiva y deleznable sin estratificación ni estructuras. Su contacto superior es erosivo.

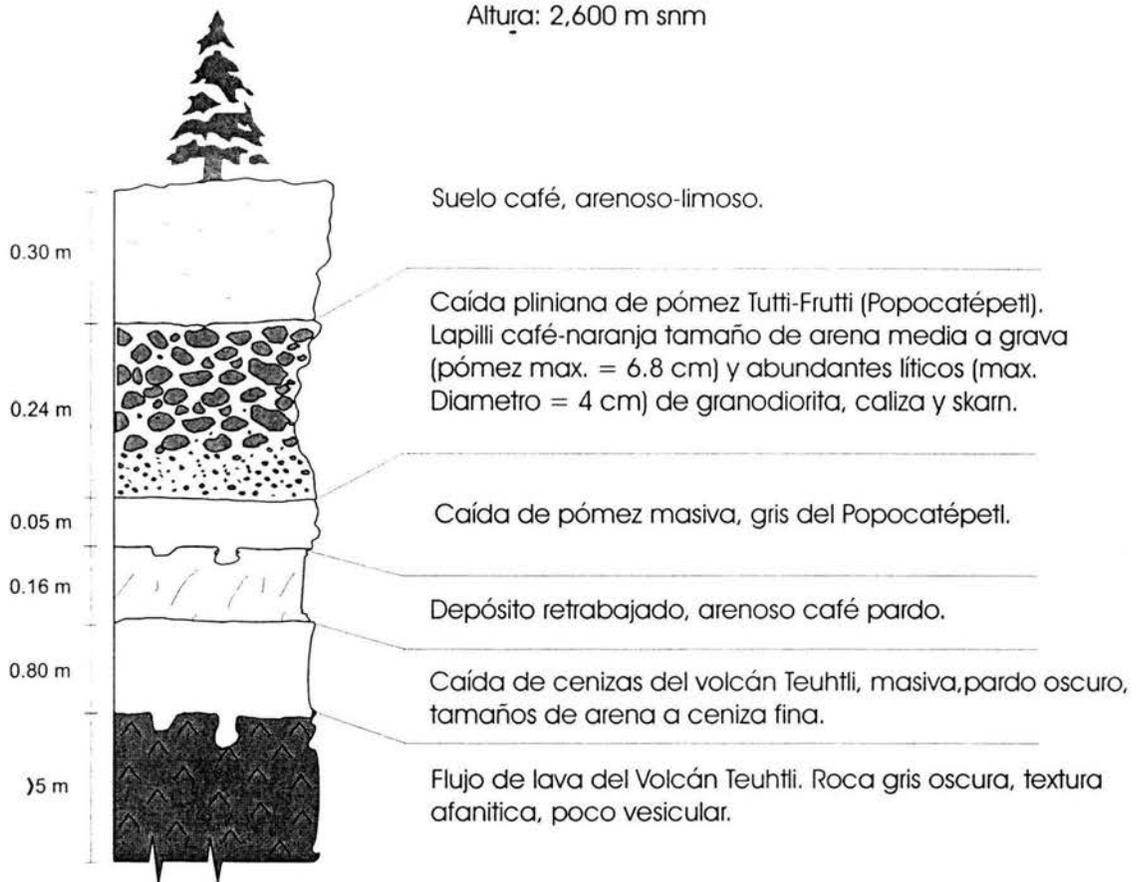
Depósito de caída de escoria café verdoso y pómez amarillenta, granosoportado, masivo y deleznable sin estratificación. El tamaño de grano varía entre arena fina y limo. Contiene cristales de piroxeno verde olivo, vidrio y plagioclasa. Las partículas más abundantes son los cristales de piroxeno. El tamaño de los granos es de 2 mm. Su contacto superior e inferior son erosivos.

Depósito de caída de escoria gris verdoso y pómez amarillenta, granosoportado, masivo y deleznable sin estratificación. El tamaño de grano varía entre arena media y fina, pero incluye fragmentos de dacita angulosa que forman el 5 % del depósito. El tamaño de estos fragmentos es de 1 cm. Contiene cristales de piroxeno verde olivo, vidrio amarillo y plagioclasa de 2 mm.

Depósito de caída de escoria gris y pómez amarillenta, granosoportada, masiva y deleznable sin estratificación. El tamaño de grano es de la arena media. Contiene cristales de piroxeno verde olivo, vidrio y plagioclasas, de 2 a 4 mm.

Depósito de caída de escoria gris verdoso y pómez parda, granosoportado, masivo, deleznable y estratificado. Su estratificación es rítmica. El tamaño de grano varía entre arena media y fina. Contiene abundantes cristales de piroxeno verde olivo, vidrio amarillo y plagioclasa, de 2 mm. Este depósito tiene un espesor mayor de 1 m.

Sección: TML-87
flanco W del cono del Teuhtli
Coordenadas
19° 13' 10"
99° 01' 40"
Altura: 2,600 m snm



9.2 Lista de Figuras

Fig. 1: Mapa esquemático que muestra el Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin y la localización de los volcanes monogenéticos Tláloc, Teuhtli, Ocusacayo y Cuauhtzin, así como estratovolcanes, sitios arqueológicos y algunas ciudades importantes (modificado de Siebe et al., 2004a).

Fig. 2: Localización y entorno que rodeaba el área de estudio en la época prehispánica (modificado de Rodríguez-Lara, 1997).

Fig. 3: Imagen satelital Landsat Thematic Mapper de perspectiva con vista del E al W que muestra la parte central del CVSCH. Se aprecian los volcanes monogenéticos Tláloc= TL, Ocusacayo = Oc, Hijo del Cuauhtzin = H, Cuauhtzin = Cz, Teuhtli = Te, Xitle = X, Pelado = P, Guespalapa = G y Chichinautzin = Ch. Además se muestra el estratovolcán Ajusco = A, así como los flujos de lava Tlacotenco = Tco, Atocpan = Atc y el Valle de México = M.

Fig. 4: Imagen satelital Landsat Thematic Mapper de perspectiva con vista del N al S que muestra la parte central del CVSCH. Se aprecian los volcanes monogenéticos Tláloc= TL, Ocusacayo = Oc, Hijo del Cuauhtzin = H, Cuauhtzin = Cz, Teuhtli = Te, Guespalapa = G, Chichinautzin = Ch, Flujo Tlacotenco = Tco, Flujo Atocpan = Atc, Calizas Cretácicas = CL, el Valle de Cuernavaca = C y el Valle de México = M.

Fig. 5: Imagen satelital Landsat Thematic Mapper de perspectiva en planta que muestra la zona de estudio en la Sierra Chichinautzin. Tláloc= TL, Ocusacayo = Oc, Hijo del Cuauhtzin = H, Cuauhtzin = Cz, Teuhtli = Te, Pelado = P, Guespalapa = G, Chichinautzin = Ch, Flujo Tlacotenco = Tco, Flujo Atocpan = Atc y el anillo de toba Xico = Xi.

Fig. 6: Imagen satelital Landsat Thematic Mapper de perspectiva con vista de SW a NE, donde se muestra la zona de estudio que incluye a los volcanes monogenéticos Tláloc= TL, Ocusacayo = Oc, Cuauhtzin = C, Teuhtli = Te, Chichinautzin = Ch, el anillo de toba Xico = Xi, el Valle de México = M y la Formación Tepoztlán = FT.

Fig. 7: Modelo digital de la zona de estudio configurado con el programa "SURFER".

Fig. 8: Dibujo esquemático que muestra los tres conos de escoria del volcán Tláloc (I, II, III) alineados en una fractura con dirección E-W.

Fig. 9: Fotografía tomada desde el SW del flujo Tlacotenco, que muestra el lugar donde se emitió el flujo Tlacotenco (se aprecia su espesor de 40 m).

Fig. 10: Mapa esquemático que muestra la longitud de 9.5 km del flujo Tlacotenco y su anchura de casi 1 km.

Fig. 11: Mapa esquemático que muestra el volcán Cuauhtzin y al Hijo del Cuauhtzin con sus flujos asociados que fluyen en la misma dirección E-W que muestra la fractura por donde fue emitido.

Fig. 12: Mapa esquemático del volcán Teuhtli donde se muestra un par de fallas normales semicirculares que coinciden con la existencia de un tubo de lava. Hacia el SW del cráter del Teuhtli se localiza el flujo Atocpan con una forma irregular. En su extremo oeste se encuentra un pequeño cono de escoria.

Fig. 13: Fotografía de una de las entradas al tubo de lava del volcán Teuhtli localizado 800 m al poniente del cono sobre el área del escudo conformado por flujos de lava.

Fig. 14: Fotografía tomada hacia el NE desde la carretera a San Pablo Oztotepec que muestra el cono del volcán Teuhtli así como la andesita Atocpan.

Fig. 15: Mapa esquemático que muestra los flujos FL-1 y FL-2. Sus puntos de emisión se ubican hacia el NW del complejo. El flujo FL-3 constituye la base sobre la cual se edificaron los conos de escoria y las líneas continuas indican fallas.

Fig. 16: Mapa geológico de los flujos de los volcanes Tláloc, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Teuhtli y Ocusacayo.

Fig. 17: Fotografía del afloramiento TML-14 que muestra el depósito de ceniza gris (C-3) y la pómez de caída Tutti-Frutti (C-4), ambas producidas durante una erupción pliniana del volcán Popocatepetl hace aproximadamente 14,000 años.

Fig. 18: La Foto A muestra los depósitos piroclásticos que sobreyacen los flujos de lava del Cuauhtzin. Foto B muestra una secuencia de depósitos de caída de pómez (CP) y de escoria (CE) que constituyen la cima de la secuencia estratigráfica. Abreviaturas: C = caída, S = oleada piroclástica (surge), FBC = flujo de bloques y cenizas, L = lahar con carbón.

Fig. 19: Secuencia estratigráfica del domo Cuauhtzin.

Fig. 20: Fotografía que muestra los depósitos piroclásticos en el flanco S del Cuauhtzin. Se aprecia en la base una caída de grava (cuyos tamaños máximos son de 20 cm de Ø, facie proximal), en la secuencia intermedia se aprecian 3 oleadas piroclásticas y en la cima se observa un pequeño flujo piroclástico. Abreviaturas: C = caída, S = oleada piroclástica (surge), FBC = flujo de bloques y cenizas.

Fig. 21: Correlación estratigráfica del área de estudio.

Fig. 22: Diagrama de Walker (1971) que señala la distribución de las muestras de depósitos de caída analizadas.

Fig. 23: Sección estratigráfica del afloramiento TML-05 localizado a 3 km al NW del cráter del volcán Teuhtli, así como histograma del análisis granulométrico del depósito de caída C-1 del Teuhtli. BV = Brecha volcánica, P-Te = Flujos de lava del Teuhtli, S = Suelo.

Fig. 24: Sección estratigráfica del afloramiento TML-14 localizado 4 km al NE del cráter del volcán Cuauhtzin, así como histogramas del análisis granulométrico de los depósitos de caída C-3 y C-4 del Popocatepetl y C-5 y C-6 del Cuauhtzin. S = Paleosuelo.

Fig. 25: Sección estratigráfica del afloramiento TML-66 localizado 1 km al W del cráter del volcán Tláloc, así como histogramas del análisis granulométrico del depósito de caída C-9 del Tláloc. C-9A, C-9B, C-9C, C-9D, C-9E y C-9F son diferentes unidades de la caída.

Fig. 26: Sección estratigráfica del afloramiento TML-55 localizado 3.35 km al E del cráter del volcán Cuauhtzin, así como histogramas del análisis granulométrico de las unidades del depósito de caída C-5 del Cuauhtzin. LH = Lahar, S = Suelo.

Fig. 27: Microfotografía de la sección delgada TML-25 que corresponde al Teuhtli (andesita-basáltica), lava NW. Aumento de 10X con nicoles cruzados. Se observa una textura microlítica de plagioclasa con vidrio intersticial y al centro se aprecia un cristal de olivino con incipiente borde de reacción en sus límites y fracturas características del mineral. En su estructura se alojan inclusiones de espinela.

Fig. 28: Microfotografía donde se aprecia un glomeropórfido de Opx con Cpx. Aumento de 4 X, Sección TML-Cono tomada en el cráter del Teuhtli, andesita.

Fig. 29: Microfotografía de la muestra TML-CONO del Teuhtli, donde se aprecian Plg subhedral con inclusiones de Ap y maclas de albita. Aumento de 4 X.

Fig. 30: Microfotografías donde se aprecia un Cpx con corona de reacción que consiste de ortopiroxeno e inclusiones fluidas y de espinela (Sp). Fotografía superior con nicoles cruzados, fotografía inferior con luz paralela y aumento de 10 X. Corresponde a la sección delgada del flujo andesítico NW del Teuhtli, TML-25.

Fig. 31: Microfotografía de la muestra TML-28 de flujos Pre-Ocusacayo, donde se aprecia una Plg euhedral con borde de reacción que evidencia el desequilibrio de esta fase en la roca. Aumento de 10 X.

Fig. 32a: Diagrama "Total Alkali Silica" (TAS de Le Bas et al., 1989) y línea de McDonald y Katsura (1964) donde se señala el espectro de composición y la serie a la que corresponden las rocas de los volcanes en estudio que se comparan con datos de volcanes monogenéticos circundantes y de los estratovolcanes Popocatepetl y Nevado de Toluca (Siebe et al., 2004b).

Fig. 32b: Diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971), donde se muestra la afinidad calcoalcalina de los productos de la Sierra Chichinautzin. Simbología rellena = datos de este estudio. Simbología sin relleno = datos de Siebe et al. (2004b).

Fig. 33: Relación del número de magnesio con respecto al SiO₂ y Ni en los productos de estudio. La línea horizontal punteada representa el límite de rocas con altos números de magnesio (#MgO = 68) y que son consideradas como primitivas. Simbología rellena = datos de este estudio. Simbología sin relleno = datos de Siebe et al. (2004b).

Fig. 34: Diagrama de Harker que muestra la selección de elementos mayores MgO, Al₂O₃, CaO, FeO-tot, Na₂O, K₂O, TiO₂ y P₂O₅ (en wt. %) vs. sílice de las muestras de estudio (símbolos rellenos) y de muestras de volcanes vecinos reportados por Siebe et al. (2004b), (símbolos sin relleno).

Fig. 35: Diagramas de Harker que muestran los elementos traza Rb, Ce, Cr, Zr, Ni, La, Ba y Ta (en ppm) vs. sílice de las muestras del presente estudio y las muestras de Siebe et al. (2004b) que sirvieron como comparación. Símbolos igual que en la Fig. 34.

Fig. 35 (cont.): Diagramas de variación que muestran los elementos mayores vs. traza (SiO₂ vs. Sr; MgO vs. Ni, Cr y Sr; Zr vs. TiO₂ en wt. %) y elementos incompatibles vs. elementos compatibles (Rb vs. Cr, en ppm) y relaciones de elementos móviles (Ba/Zr vs. Zr en ppm) de las muestras de estudio y de comparación (tomados de Siebe et al., 2004b). Los símbolos son los mismos que en la Fig. 34.

Fig. 36: Diagramas REE normalizados a condrita (Sun y McDonough, 1989) de los análisis de Tláloc, Teuhtli, Ocusacayo, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Flujo Tlacotenco, Guespalapa, Chichinautzin y Pelado (área sombreada) comparados con análisis del Popocatepetl, Nevado de Toluca y Xitle (datos de Siebe et al., 2004b).

Fig. 37: Diagrama araña de los elementos traza normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) de las muestras de Tláloc, Teuhtli, Ocusacayo, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Flujo Tlacotenco, Guespalapa, Chichinautzin y Pelado (región sombreada) comparados con muestras del Popocatepetl, Nevado de Toluca y Xitle.

Fig. 38: Relaciones isotópicas de εNd vs. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de las rocas del Tláloc, Ocusacayo, Atocpan, Teuhtli, Tlacotenco e Hijo del Cuauhtzin. Además se muestran los valores de los volcanes monogenéticos Guespalapa, Xitle, Chichinautzin y Pelado y los campos que incluyen valores de los estratovolcanes Nevado de Toluca y Popocatepetl (Siebe et al., 2004b).

Fig. 39: (a) Diagrama de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y (b) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de las rocas del Tláloc, Teuhtli, Atocpan, Ocusacayo, Tlacotenco, Hijo del Cuauhtzin. NHRL = línea de referencia del hemisferio norte (Hart, 1984); TMVB rocas calcoalcalinas (Luhr et al., 1989; Luhr 1997); Sedimentos oceánicos del Pacífico de Church y Tatsumoto (1975) y Plank y Langmuir (1998); EMII = Manto enriquecido tipo II. Símbolos iguales a la Fig. 38.

9.3 Lista de Tablas

Tabla 1. Principales parámetros morfológicos usando nomenclatura y definiciones de Wood (1980) de los volcanes monogenéticos Tláloc, Teuhtli, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Complejo Ocusacayo y Flujo Tlacotenco.

Tabla 2. Datos de radiocarbón de los volcanes monogenéticos Tláloc, Cuauhtzin e Hijo del Cuauhtzin.

Tabla 3. Fórmulas que se utilizan para la obtención de los diversos parámetros sedimentológicos en depósitos piroclásticos.

Tabla 4. Análisis modales de las rocas de los volcanes monogenéticos estudiados (en % del volumen total). El conteo fue de 1000 puntos en cada una de las láminas delgadas.

Tabla 5. Análisis de elementos mayores y trazas de los volcanes monogenéticos Tláloc, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Ocusacayo y los flujos Tlacotenco y Atocpan.

Tabla 6. Datos de los isótopos de Nd, Sr y Pb de las lavas del Tláloc, Tlacotenco, Hijo del Cuauhtzin, Atocpan, Teuhtli y Ocusacayo.