

01060 4



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
DIVISIÓN DE ESTUDIOS DE POSGRADO**

**GEOMORFOLOGÍA DE LA CUENCA DE TENANGO
Y ÁREAS ADYACENTES, ESTADO DE MÉXICO.**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL GRADO
DE MAESTRO EN GEOGRAFÍA**

**FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
PRESENTA: PATRICIA FLORES OLVERA**

DIRECTOR DE TESIS: DR. JOSÉ LUGO HUBP

**DIVISION DE
ESTUDIOS DE POSGRADO
MÉXICO., DF. 2002**

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

INDICE

INTRODUCCIÓN	1
OBJETIVOS	3
METODOLOGÍA	6
CAPÍTULO I Generalidades de la zona en estudio	7
CAPÍTULO II Marco Geológico Regional	13
CAPÍTULO III Planicie aluvial y lacustre	18
CAPÍTULO IV Sierra de Las Cruces	31
CAPÍTULO V Sierra de Zempoala	37
CAPÍTULO VI Peñascos de Tepoztlán	45
CAPÍTULO VII Piedemonte del volcán Xinantécatl (Nevado de Toluca)	52
CAPÍTULO VIII Campo volcánico monogenético	69
APÉNDICE Explicación de los volcanes y derrames de lava	81
CONSIDERACIONES FINALES	117
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	121
ANEXO Mapa Geomorfológico final Mapas Morfométricos: densidad de disección, profundidad de disección y energía del relieve	

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

AGRADECIMIENTOS

Al DR JOSÉ LUGO HUPB, por la dirección y apoyo brindado en la realización de este trabajo de investigación y en el trabajo de campo.

Asimismo, al jurado de la misma, DR. JOSÉ JUAN ZAMORANO, DR ARTURO GARCÍA ROMERO, DRA. MARTHA CERVANTES, MTRA. ORALIA OROZPEZA, por los comentarios y las valiosas sugerencias hechas al manuscrito para mejorarlo

Al GEOG. MIGUEL MARTINEZ TAPIA, por su apoyo en la digitalización y edición de los mapas morfométricos y el mapa geomorfológico final

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

INTRODUCCIÓN

La cuenca de Toluca es una depresión aluvial-lacustre ubicada en una altiplanicie volcánica, a 2570 msnm, drenada por el Río Lerma, cuyo curso es hacia el norte. Presenta una serie de lagos, rodeados por grandes estructuras volcánicas; hacia el poniente el volcán Xinantécatl (Nevado de Toluca) y volcán San Antonio, hacia el sur por la Sierra Nahuatlaca- Matlazinca, y hacia el oriente por las sierras Las Cruces y Zempoala.

La decisión de realizar un estudio geomorfológico de una porción de la cuenca de Toluca, Edo. de Méx., surge de la necesidad de conocer más al respecto, y muy en especial en esta época en que el crecimiento urbano amenaza con cubrir la antigua superficie lacustre, el piedemonte del volcán Xinantécatl e incluso las lavas del campo volcánico de Tenango. De este proceso está resultando un cambio drástico del paisaje y consecuentemente de los procesos exógenos de la erosión y la acumulación y su relación con los peligros naturales, como inundaciones y procesos gravitacionales como desprendimientos, deslizamientos y flujos de lodo.

En un medio que está cambiando prácticamente todos los días es conveniente conocer el estado del mismo, lo que se hace en cierto modo para el inicio del tercer milenio. Se registran así, las condiciones naturales para una zona de poco menos de 1,000 km², donde actualmente hay un lago y bosques protegidos por las leyes. En este estudio se representa el relieve con sus formas originales: volcanes, derrames de lava, planicie lacustre, superficies de piedemonte, etcétera. Son los términos geomorfológicos que definen sus nombres. A esto se agrega, además del origen, la edad absoluta o relativa, lo que permite hacer una interpretación sobre la evolución del relieve de esta zona del Sistema Volcánico Transversal. El estudio en cuestión pretende contribuir al conocimiento de esta zona, en cuanto al pasado y el presente, importante este último porque se está produciendo una nueva etapa de transformación por la actividad humana.

El interés no sólo radica en lo anterior, sino que una de las motivaciones fue el estudio que realiza en la planicie lacustre la arqueóloga Yoko Sugiura junto con la bióloga Margarita

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Caballero y otros especialistas, dedicados a investigar las antiguas culturas del primer milenio.

Los lagos son una clara muestra de la atracción que ha sentido el hombre para establecerse, desde tiempos prehistóricos, como fue Tenochtitlán en la cuenca de México, los Matlazincas en Toluca, en los alrededores del Lago de Zacapu, Mich, en el Cedral, S L P., donde se encontraron los vestigios más antiguos de la presencia del hombre en México y América del Norte; por tanto, los lagos son sitios de documentación de la prehistoria de México (Tricart, 1985).

Los lagos han sido también objeto de una gran presión del hombre: para la extracción de agua con la construcción de grandes acueductos que traen como consecuencia el abatimiento del nivel freático, favoreciendo el hundimiento y la formación de grietas; crecimiento de la población, establecimiento de áreas de cultivo e industriales, que generan grandes desperdicios, basura, aguas negras, las cuales contaminan los suelos y los acuíferos, deteriorando gravemente los recursos. La cuenca de Toluca no es la excepción.

Estos problemas hacen de los lagos el objeto de estudio de distintas disciplinas, y con ello la aplicación de numerosas técnicas, radiométricas, geofísicas, micropaleontológicas, análisis químicos, geomorfológicas, estratigráficas, que de aplicarse en conjunto, habría mejores resultados (Tricart, 1985).

OBJETIVOS

OBJETIVO GENERAL: hacer un estudio geomorfológico de la cuenca de Tenango, Edo. de Méx , y sus márgenes, con el fin de definir las formas del relieve y clasificarlos por su origen y edad relativa, asimismo, su relación con la tectónica, los procesos exógenos actuales, las condiciones climáticas y la actividad humana

OBJETIVOS PARTICULARES

1. Estudiar el campo volcánico de Tenango, de acuerdo con las publicaciones existentes y complementarlos
2. Aplicar métodos geomorfológicos cualitativos y cuantitativos para obtener una nueva información sobre el relieve.
3. Analizar los cambios que se han producido en el relieve en los últimos 20 años por la actividad humana, la influencia de los mismos en los procesos exógenos y en algunos peligros por fenómenos naturales.

HIPÓTESIS

La formación del Lago de Tenango es el resultado de una serie de procesos volcánicos, de distintas unidades por su morfología, edad y tipo de erupciones, fundamentalmente cuaternarias que forman barreras orográficas. Movimientos tectónicos y volcanismo poligenético y monogenético definen la formación de una cuenca endorreica a fines del Pleistoceno.

En los últimos 20 años del siglo XX los cambios en el relieve por la actividad humana son notables lo que acelera los procesos exógenos de erosión y acumulación, así como los riesgos.

FUNDAMENTOS TEÓRICOS

La geomorfología es la ciencia encargada del estudio del relieve, desde el punto de vista de su geometría, origen, constitución, evolución y dinámica actual. "El relieve es el resultado de la lucha de procesos antagónicos internos y externos. Los procesos del interior de la Tierra se encargan de crear las grandes formas del relieve: los continentes, los sistemas montañosos, las depresiones oceánicas, etcétera. Los procesos externos, también relacionados con el clima y la fuerza de gravedad, nivelan este relieve: las montañas son rebajadas y las depresiones rellenadas con sedimentos, ambos fenómenos poseen velocidades determinadas" (Lugo, 1991).

Durante mucho tiempo la geomorfología fue una disciplina fundamentalmente descriptiva. Pero a partir de la segunda mitad del siglo XXI esta situación cambió, entre otras razones por las diversas aplicaciones: en la agricultura, ingeniería, planificación del uso del suelo, riesgos naturales, arqueología y otras.

Muchos acontecimientos han permitido el desarrollo de la geomorfología, como fue la evolución de la cartografía, la aparición de las fotografías aéreas, y posteriormente imágenes de satélite.

La geomorfología tiene diversas especialidades: morfotectónica, cartografía, erosión del suelo, sedimentos cuaternarios, geomorfología marina, geomorfología kárstica, geomorfología volcánica, etcétera.

Entre los estudios realizados sobre el relieve de la República Mexicana, algunos tratan un proceso en particular, identificación de formas, su origen y evolución, y otros sólo toman la base geomorfológica como parte su estudio. Las publicaciones principales que se consideran para este trabajo de tesis, son las que se refieren a la zona objeto de estudio, a otras

contiguas o lejanas pero importantes por la metodología aplicada, además de aquellas en que están contenidos los principios teóricos principales

Estos últimos se encuentran en obras de Derrau (1966), Coque (1984), Demek (1972), Bashenina *et al* (1968). Verstappen (1993), Cooke y Doornkamp (1974), Ollier (1981), Summerfield (1991), Peña Monné (1996)

Los trabajos básicos de la cartografía geológica de la cuenca de México y áreas adyacentes, se deben fundamentalmente a F Mooser desde 1956, el último (Mooser *et al*, 1996) abarca las cuencas de México, Toluca y Puebla. Estudios de morfometría se deben a Lugo y Martínez (1980) y Lugo *et al*. (1981). En lo que se refiere a trabajos de geomorfología sobre relieves volcánicos: Wood (1980), Hasenaka y Carmichael (1985), Inbar, Lugo y Villers (1995) Otros estudios geomorfológicos y de geología del Cuaternario se deben a Palacio Prieto (1988), Metcalfe (1991), Newton y Metcalfe (1998), Sugiura *et al*. (1994) Bloomfield (1973, 1974, 1975, 1977), Jaeger (1926), Bryan (1942), Bradbury (1970, 1971), La Fundación Alemana en Puebla, en la década de los años 70, Kreblech (1973), Mooser (1975), Watts y Bradbury (1982), Metcalfe, Street-Perrott, Harkness (1986) (op. cit), Tricart (1993) Asimismo, varias tesis: Gutiérrez González (1967), Funes Carballo (1968)

El trabajo se dividió en ocho capítulos, el primero trata de la ubicación de la zona en estudio, en un contexto geológico. Los siguientes siete capítulos tratan de las características geológicas, geomorfológicas y geográficas en cada una de las unidades geomorfológicas en que se dividió la zona estudiada.

METODOLOGÍA

El estudio de una porción de la cuenca de Toluca-Tenango se hizo con base en los principios teóricos y métodos de la geomorfología. Esto incluye trabajo de gabinete y de campo, el cual se realizó en las siguientes etapas:

1. Revisión bibliográfica. Consistió en el estudio de publicaciones sobre la zona en estudio en lo que se refiere a aspectos geográficos, geológicos y geomorfológicos. Asimismo, de otras obras sobre geomorfología, geología, cartografía y otras más que tratan temas conceptuales principales.

2. Morfometría del relieve. Se elaboraron tres mapas morfométricos principales: densidad de disección, profundidad de disección y energía del relieve. Estos proporcionan una información básica sobre el relieve y son un paso inicial para continuar con el estudio del mismo en función de origen y procesos exógenos actuales. Otra parte de la morfometría se llevó a cabo para el análisis de conos del campo volcánico monogenético de Tenango, para inferir edades relativas y clasificarlos por su grado de erosión.

3. Morfogénesis. Se elaboró el mapa principal, mismo que clasifica el relieve con base en el origen y la edad relativa de las formas del mismo. Para ello se interpretaron fotografías aéreas escala 1:20,000 (1989), además se utilizó información bibliográfica y la obtenida en trabajo en campo, misma que consistió en observaciones directas en toda la zona estudiada.

4. El trabajo de campo consistió en la verificación de la interpretación en gabinete de fotografías aéreas, y de un mapa geomorfológico preliminar. Se observaron las formas principales del relieve, sus características físicas y su relación con las formas contiguas. Asimismo se reconocieron las capas de sedimentos superficiales y se elaboraron columnas estratigráficas para su representación.

5. Redacción del texto y elaboración final de mapas.

CAPÍTULO I

GENERALIDADES DE LA ZONA DE ESTUDIO

La zona en estudio está representada en la carta topográfica Tenango (figura 1). Pertenece a la provincia geológica Sistema Volcánico Transversal (SVT), misma que se extiende de las costas de Colima y Nayarit al estado de Veracruz. Su constitución geológica es de rocas volcánicas, principalmente de andesitas, aunque están presentes riolitas y basaltos. Es expresión de una poderosa actividad volcánica en el Plioceno y Cuaternario que continúa hoy día. Ha originado volcanes compuestos, domos volcánicos, conos de tefra, calderas, derrames de lava, depósitos de piroclastos, lo que junto con movimientos tectónicos define un relieve joven, fundamentalmente cuaternario, expresión de una actividad endógena que supera en intensidad a la exógena.

La zona en estudio forma parte de la Cuenca Lerma-Chapala-Santiago, misma que abarca desde el nacimiento del río al sur de Toluca, en lo que se conoce como Laguna de Chignahuapan, hasta el lago de Chapala; la Comisión Nacional del Agua la clasificó de manera convencional en cuencas alta, media y baja del Río Lerma; el área de trabajo se ubica en la alta, y abarca desde la Laguna de Chignahuapan hasta Atlacomulco, al norte de Toluca. Este trabajo abarca la hoja topográfica de INEGI E14A48, escala 1:50,000, y corresponde a la parte del lago donde nace el Río Lerma.

El SVT consiste en el relieve en una serie de planicies escalonadas sobre las que se asientan volcanes, desde los menores, de 20-50 m de altura, hasta los mayores de 1,000 a más de 2,000 metros de altura y altitud de 4,000 a 5,700 metros sobre el nivel del mar (msnm). Se presentan aislados, en grupos pequeños (del orden de 25 km²) o alineados en más de 100 km.

Las planicies del SVT se deben a la acumulación de material volcánico principalmente en el Plioceno-Cuaternario, con grosor de 1,000-2,000 m; a los movimientos tectónicos y a los procesos exógenos de acumulación fluvial y lacustre. En la zona de Colima y Nayarit las planicies se encuentran a 600-900 msnm; hacia Jalisco, en Chapala, son de 1,520 msnm, en

Guanajuato-Michoacán del orden de 2,000 msnm, en Toluca-Tenango de 2,600 msnm. Disminuye en la cuenca de México a 2,240 m, en Oriental a más de 2,450 msnm.

Un rasgo característico del SVT son los lagos, cuencas cuaternarias que se deben al cierre de cuencas fluviales por procesos volcánicos y tectónicos. Es el caso de Oriental, Pue ; Tecocomulco, Hgo.; México; Almoloya, Edo de México; Cuitzeo, Zirahuén, Páztcuaro, Zacapu, Mich , los principales.

La altiplanicie de Toluca-Tenango rodeada por elevaciones volcánicas, es expresión de vulcanismo joven, en gran parte de fines del Pleistoceno y del Holoceno. En toda la superficie que cubre la hoja sólo afloran rocas volcánicas y derivadas de éstas. Para realizar el trabajo fue necesario clasificar el relieve en grandes unidades, para ello los criterios que se utilizaron fueron principalmente el geológico, la litología y la edad; y geomorfológico, la forma del relieve. Sobre la geología existen trabajos que definen edad de las rocas y tipo de estructuras en el área en estudio. Considerando lo anterior y el relieve se definieron seis grandes unidades (figura 2):

- 1 Planicie lacustre-aluvial
2. Sierra de Las Cruces
- 3 Sierra de Zempoala
- 4 Peñascos de Tepoztlán
- 5 Piedemonte del Xinantécatl (Nevado de Toluca)
6. Campo volcánico monogenético de Tenango

La planicie lacustre-aluvial representa el nivel de base y está rodeada por elevaciones tipo domo volcánico de diversa altitud, desde los 2,600 hasta los 3,800 msnm, en la Sierra de Zempoala; las más antiguas son los peñascos de Tepoztlán, los que apenas sobresalen por encima de la planicie en su extremo suroccidental. Continúa al oriente un conjunto montañoso mayor, la Sierra de Zempoala. Una porción de ésta se reconoce al occidente de la planicie, donde se fusiona con la Sierra de Las Cruces. El límite oriental es el piedemonte del Xinantécatl y al norte la planicie continúa hasta hacer contacto con la vertiente occidental de la Sierra de Las Cruces-Monte Alto.

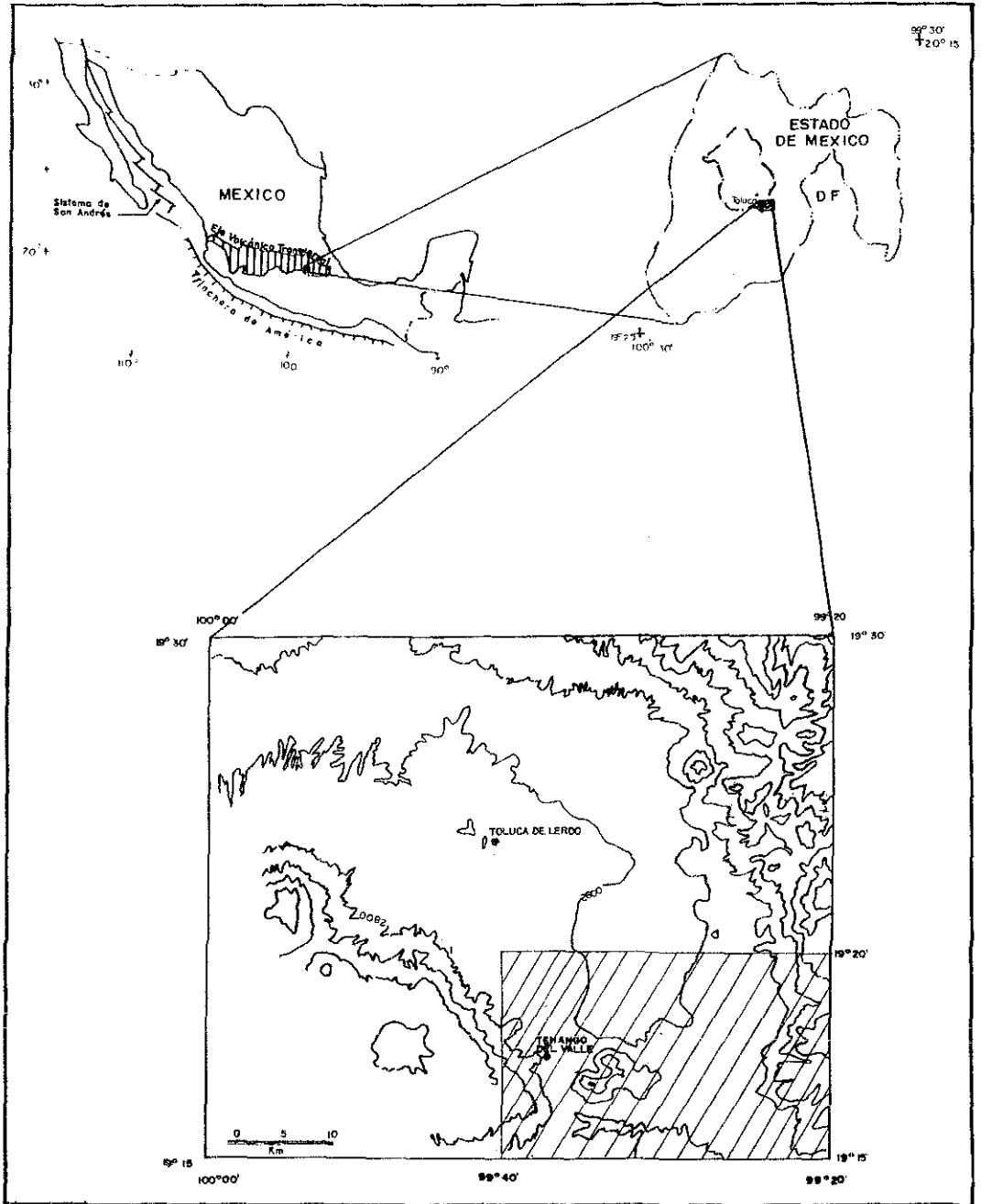


Figura 1 Ubicación de la zona en estudio (el rectángulo en hachure)

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

El campo volcánico monogenético de Tenango, junto con la planicie son las unidades más jóvenes. Están interdigitadas y en buena parte, la planicie ha sido sepultada por las lavas y tefra; algo semejante ocurre en el piedemonte del Xinantécatl, mismo que se fusiona con los dos anteriores.

Las unidades volcánicas de Tepoztlán, Zempoala y Las Cruces son las más antiguas. Las rocas del campo monogenético de Tenango se han sobrepuesto a éstas en el Pleistoceno tardío y Holoceno.

La actividad endógena formó las elevaciones, obstaculizó el escurrimiento fluvial y generó una acumulación aluvial que niveló el relieve y elevando el nivel de base.

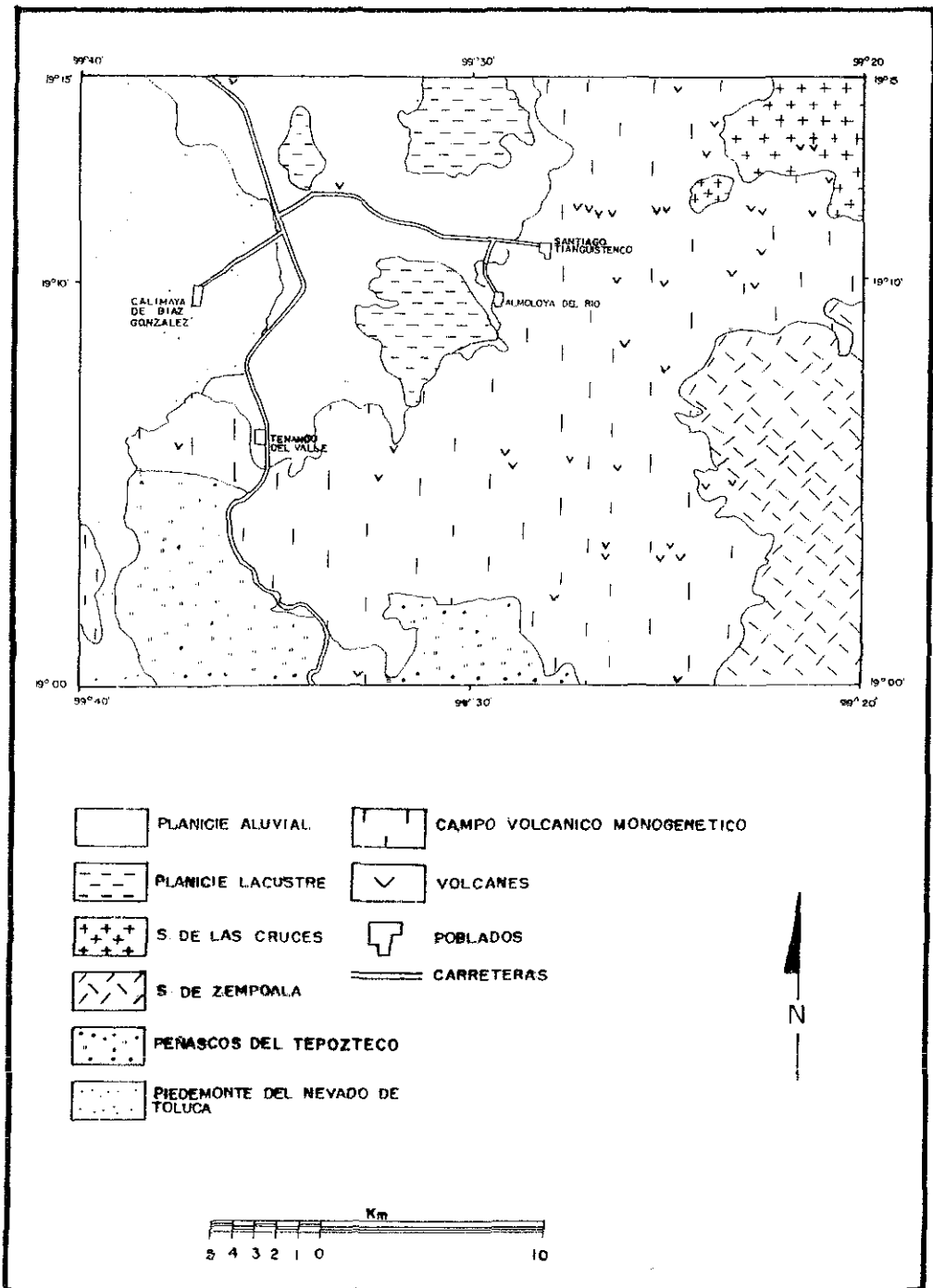


Figura 2. Zonificación geomorfológica de la zona en estudio

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

Grandes modificaciones se han producido en los últimos 10,000 y 15,000 años en el relieve de la zona estudiada, lo que incluye el nacimiento de varios volcanes menores y una poderosa erupción del Xinantécatl.

Para una mejor comprensión de esta zona, se explica a continuación cada unidad por separado, con sus rasgos geológicos y geomorfológicos principales

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La zona que comprende este trabajo está constituida en su totalidad por rocas volcánicas y derivadas de éstas, fundamentalmente cuaternarias y en menor proporción pliocénicas.

Hay una relación estrecha entre las unidades geológicas y morfológicas. Por ejemplo, la Formación Tepoztlán que se identifica en el extremo sur de la carta son rocas extrusivas del Mioceno de acuerdo con de Cserna y Fries (1974), aunque Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) le asignan un rango de edad del Mioceno Medio y Tardío. Estas rocas están constituidas por secuencias de tobas, brechas volcánicas y lavas. Las lavas observadas son andesitas de lamprobolita o de augita, de textura principalmente porfirítica-afanítica, hipidiomórfica-mesocrática con andesina, lamprobolita, feldespatos, augita, piroxenos y anfíboles con minerales esenciales, y magnetita, ilmenita, clorita, calcita, cuarzo y apatito como accesorios, en una mesostasis microlítica-pilotaxítica en ocasiones *propilitizada* (Vázquez y Jaimes, 1989), se reconocen también *dacitas de textura porfirítica-afanítica hipidiomórfica-mesocrática con oligoclasa, cuarzo, anfíboles, piroxenos e ilmenita, magnetita, apatito y circón, como minerales accesorios en una mesostasis microlítica; tobas cristalinas andesíticas de textura clástica con andesina, relictos de anfíbol y magnetita en una matriz desvitrificada; y andesitas de hiperstena de textura afanítica-porfirítica, panidiomórfica-mesocrática, con andesina, hiperstena y augita, como minerales esenciales en una mesostasis pilotaxítica (op. cit.)*

La siguiente unidad es la Formación Zempoala, la cual se ubica en el extremo sureste de la carta, que de acuerdo con Vázquez y Jaimes (1989), es de edad Plioceno Tardío y es el conjunto de productos volcánicos de dos centros eruptivos alineados en dirección norte-sur, que por sus características morfológicas, posición stratigráfica y características litológicas, son posiblemente contemporáneos del volcanismo de la Formación Las Cruces, aunque al parecer esta actividad terminó antes del fin de la actividad de la Sierra de Las Cruces. Esta unidad consiste en la parte norte en una secuencia de lavas andesíticas afaníticas-porfiríticas, con escasos fenocristales pequeños de anfíbol, con algo de cuarzo secundario y

depósitos piroclásticos entre los que se han identificado flujos de ceniza y brecha volcánica; mientras que en la parte sur las lavas son muy escasas y es fácil de confundir con lavas los grandes bloques de roca dentro de las brechas volcánicas, que pertenecen al depósito volcánico más común en la región de las lagunas de Zempoala; sólo en el cerro de Zempoala y sus alrededores es posible encontrar lavas y domos volcánicos poco extensos en lo que se considera el centro de emisión meridional de esta unidad (op. cit.) Las brechas volcánicas antes mencionadas consisten en fragmentos mal clasificados, cuyos tamaños varían de lapilli a bloques, en matriz vítrea y cristalina con abundancia de líticos accidentales y juveniles, cuya composición varía de andesítica a riodacítica, a partir de estos depósitos continúan otros, entre los que destacan: lahares, flujos piroclásticos de ceniza con bloques y "surges" (op. cit.). Estos depósitos se extienden principalmente hacia el sur en forma radial

Continúa la Formación Las Cruces, ubicada al norte de Sierra de Zempoala, de acuerdo con Martín Del Pozzo y Delgado (1991) está constituida por dos miembros, el primero lo denominan Brecha piroclástica La Cantimplora, constituida por depósitos de flujos de bloques y cenizas, y lahares. Los depósitos de lahar no están consolidados, se pueden observar en una corriente reciente que corta canales antiguos, formados por bloques angulares y subangulares; la mayoría de los clastos son dacitas porfídicas de color gris claro, en una matriz de fragmentos líticos de la misma composición mezclada con arcilla (op. cit.) El flujo de bloques y cenizas lo definen como una brecha piroclástica soldada, que incluye lapilli y bloques de composición dacítica; el lapilli presenta cristales de plagioclasa, piroxeno, hornblenda y cuarzo; los bloques son subangulares y subredondeados, envueltos en una matriz de arena fina de color gris con abundantes líticos; se expone en el Valle de la Cantimplora y está cubierto por lava dacítica, depósitos de flujo piroclástico y lahar. El segundo miembro se denomina Miembro lava dacítica Apilulco, ampliamente distribuida, compuesta de flujos de lava dacítica, con una edad Plioceno-Pleistoceno temprano, basado en la denudación de la unidad Mora *et al* (1987) le asignan una edad K-Ar entre 1.79 ± 0.1 m a y 2.87 ± 0.15 m a (Plioceno tardío-Pleistoceno temprano).

La siguiente unidad está representada por la Formación Chichinautzin, con una amplia distribución en la porción oriental de la región estudiada, y hacia el sur-suroeste. Es un

campo volcánico monogenético que se extiende en una franja desde el volcán Popocatepetl al Xinantécatl, de edad Pleistoceno tardío-Holoceno. Las lavas de esta unidad en general son extensas, vesiculares, masivas o lajadas y son el producto volcánico más abundante. La composición de estas lavas es principalmente andesítico-basáltico y andesítica, principalmente de grano fino y medio, porfíricas-afaníticas-mesocráticas, con fenocristales coexistentes de olivino y piroxenos en matriz vítrea y microcristalina (Bloomfield, 1979, Martín del Pozzo, 1980). Se reconocen andesitas de hiperstena de textura afanítica-porfírica, mesocristalina-panidiomórfica, con fenocristales e intercrecimientos glomeroporfíricos de labradorita y de hiperstena con pigeonita en menor cantidad, en una mesostasis traquítica formada por microlitos de andesina con lamprobolita, magnetita, apatito y sericita como accesorios y algo de vidrio intersticial; se han formado también de la presencia de andesitas basálticas de augita, basaltos, basaltos alcalinos y dacitas (op cit.); la abundancia de cristales de olivino, que es característica de estas lavas poco diferenciadas sugiere procesos de fraccionamiento líquido-cristal (Best 1982).

Una Formación contemporánea a la anterior es la Xinantécatl, localizada al occidente de la zona, de edad del Pleistoceno tardío. Macías *et al.* (1997) reconocen 19 unidades estratigráficas alrededor del volcán Nevado de Toluca que se agrupan en cuatro conjuntos principales, el primero, de la base hacia la cumbre, una secuencia metamórfica vulcanosedimentaria denominada Ixtapan-Teloloapan, la cual consiste en esquistos verdes del Jurásico tardío-Cretácico temprano, distribuida hacia el sureste. Constituye el corazón de las estructuras de horst orientadas NW-SE, continúa la Formación Morelos, compuesta de caliza dolomítica rica en fósiles de edad albiense. El sustrato mesozoico-terciario está cubierto por el Grupo Balsas, del Eoceno tardío y Oligoceno temprano; consiste en un gran conglomerado, flujos de lava, arenisca, aluvión y depósitos lacustres. La segunda unidad está constituida por rocas volcánicas y vulcanoclásticas de edad terciaria. La base de este depósito son riolitas, riolodacitas, lavas dacíticas y depósitos de flujos piroclásticos pertenecientes a la Formación Tiltzapotla ("Riolita Tiltzapotla") del Oligoceno temprano. La Formación Tepoztlán descansa con discordancia sobre la anterior, en la zona de Malinalco y en algunos sitios dispersos al sureste del volcán Nevado de Toluca. La tercera son rocas volcánicas cuaternarias pleistocénicas, que constituyen el edificio del volcán; y por último, los conos

cineríticos y flujos de lava emitidos por fisuras, de edad aproximada entre 38,000 y 8,000 años

Y los depósitos más jóvenes corresponden a los sedimentos lacustres y aluviales que conforman la planicie; de acuerdo con Sánchez Rubio (1978) estos sedimentos están acompañados de material piroclástico de caída proveniente de actividad volcánica circundante (la Formación Pómez Toluca Superior y ceniza volcánica) muy probable flujos de lava en la porción sur.

García-Palomo , Macías , Arce , Capra , Garduño , y Espíndola, (1999), elaboraron el mapa geológico del Nevado de Toluca, que a continuación se presenta (figura 3)

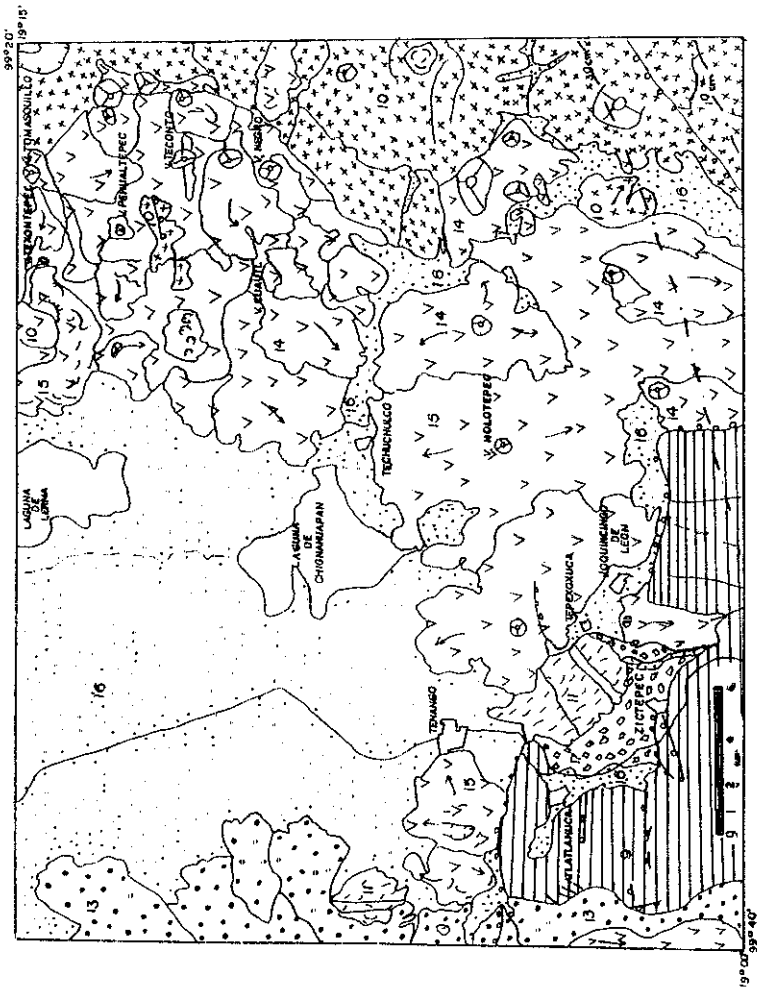
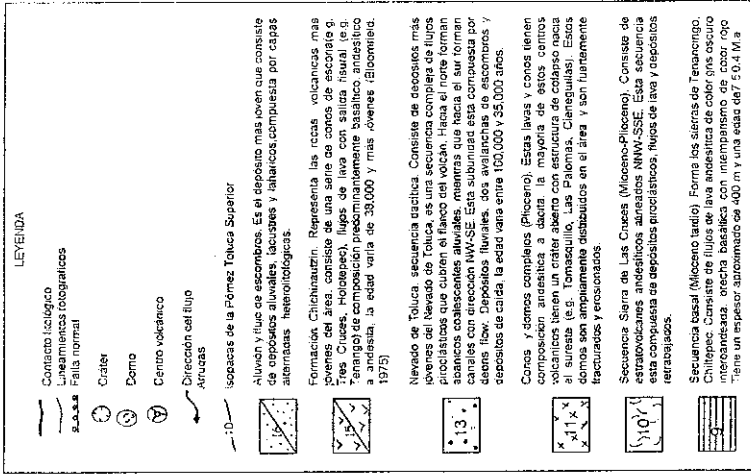


Figura 3. Mapa geológico la cuenca de Tenango y áreas adyacentes, Estado de México. Tomado de García-Palomo et al. (1989)



TESIS CON FALLA DE ORIGEN

CAPÍTULO III

PLANICIE ALUVIAL Y LACUSTRE

El análisis geomorfológico del área en estudio se inició con una clasificación en seis unidades principales del relieve, las cuales se establecieron con base en criterios geológicos y geomorfológicos, mismas que se mencionan en el capítulo primero:

1. Planicie lacustre-aluvial
2. Sierra de Las Cruces
3. Sierra de Zempoala
4. Peñascos de Tepoztlán
5. Piedemonte del Xinantécatl (Nevado de Toluca)
6. Campo volcánico monogenético de Tenango

Tomando en consideración lo anterior se realizará el análisis geomorfológico de cada unidad por separado, iniciando por la planicie aluvial y lacustre, para finalizar con el campo volcánico monogenético de Tenango como última unidad a tratar

La planicie aluvial y lacustre es una superficie amplia, con una serie de lagos escalonados (Sánchez Rubio, 1978, en Elías *et al*, 1991), el más alto aproximadamente a los 2590 msnm y el más bajo a los 2580 msnm; otro lago, actualmente seco, de menores dimensiones se localiza al noreste de Mexicaltzingo. La planicie, como ya se mencionó en el anterior capítulo, está constituida por sedimentos lacustres, aluviales y material piroclástico de caída y flujo, producto de la diversa actividad volcánica circundante al lago. Estos depósitos los observamos en algunos cortes hechos en pozos en la planicie, los cuales se comentarán más adelante (figura 4)

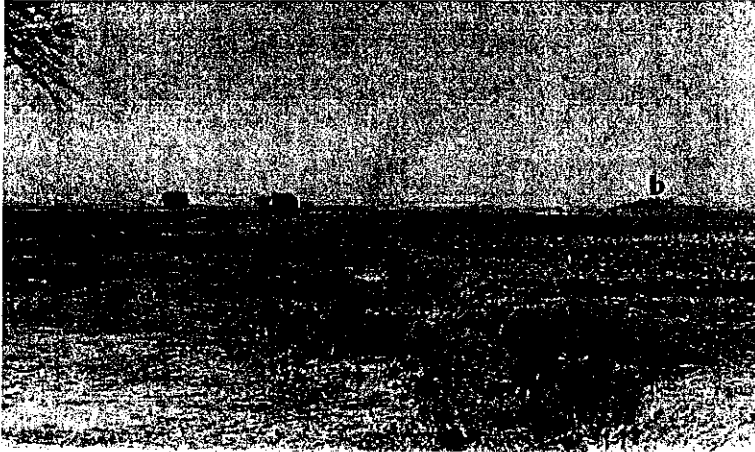


Figura 4 Vista hacia el norte de la planicie lacustre-aluvial en época de secas: a Planicie lacustre-aluvial utilizada principalmente para la agricultura de temporal, con numerosos canales; en las porciones más cercanas al Río Lerma la agricultura no es redituable, debido a la existencia de suelos arcillosos, difíciles de labrar; b Volcán de escoria (Chapultepec), su morfología primaria se ha perdido sobresale la planicie. En su base se distinguen depósitos de la Pómez Toluca Superior

La configuración y límites de la planicie está determinada por la actividad volcánica que se produce desde fines del Pleistoceno, misma que formó la barrera de conos volcánicos monogenéticos, lavas y tefra de las márgenes meridional y oriental, contiguas al campo monogenético, así como el piedemonte del volcán Nevado de Toluca, cuya formación es fundamentalmente de hace aproximadamente 11,000 años (Bloomfield y Valastro, 1977)

Estas planicies están formadas por sedimentos lacustres que se depositaron al formarse la cuenca, equivalente a una presa que se azolva por los aportes de arroyos, depósitos de erupciones volcánicas y eólicos, como se aprecia en seis cortes estratigráficos aquí presentados, los cortes **c**, **d**, **e** y **f** fueron tomados de la literatura y los cortes **a** y **b** se realizaron en campo (ver mapa de ubicación, figura 5)

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

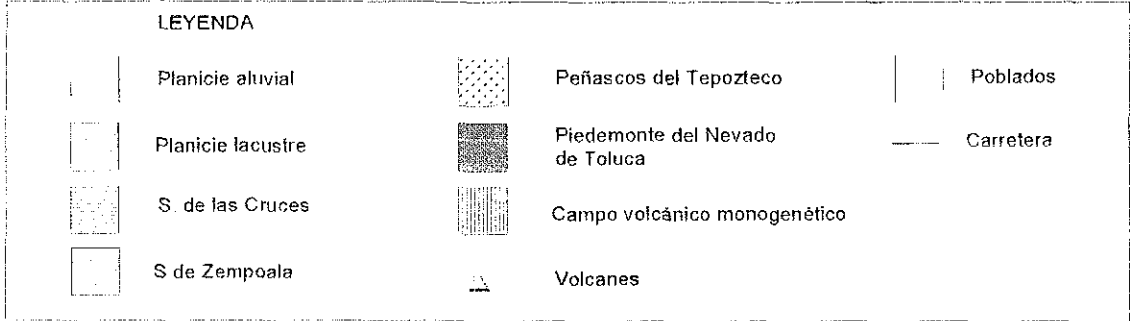
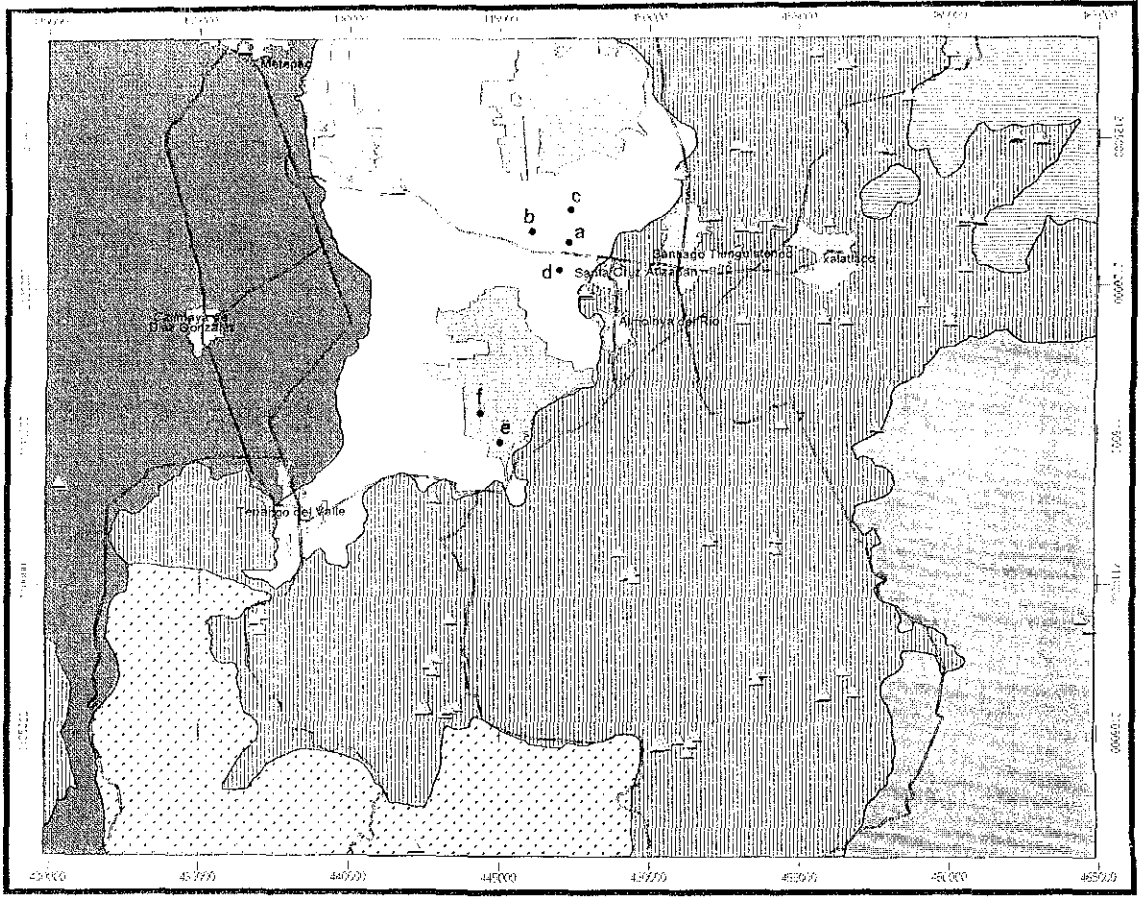


Figura 5 Ubicación de cortes estratigráficos en la planicie

Entre los estudios de estos lagos, están los de Sugiura *et al* (1994) y Metcalfe (1986, 1991, 1998), además del mapa geológico de Mooser *et al* (1996) Sugiura *et al* (1994) definen una secuencia estratigráfica con base en dos perfiles realizados en la planicie lacustre (ver mapa de ubicación, figura 5)

Los cortes se ubican al oeste de la población de San Pedro Tlaltizapan.

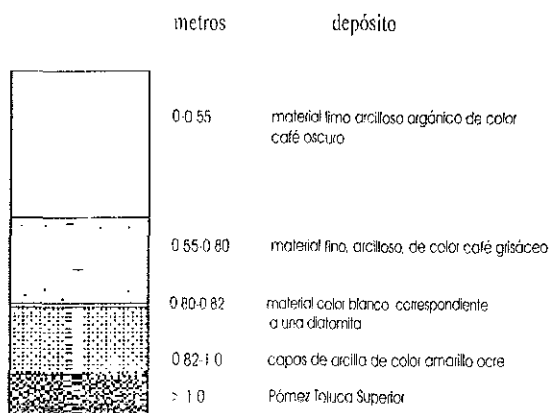


Figura 6. (Corte a) cercanías de San Pedro Tlaltizapan. En este corte se nota que la Pómez Toluca Superior es la capa más profunda. El nivel de agua es alto aun en época de secas y no se nota otro depósito. Posteriormente aparece un depósito, posiblemente cenizas volcánicas, de alguno de los conos monogenéticos ubicados al oriente; luego un período estable en donde se desarrollaron las diátomeas; sigue una capa gruesa probablemente cenizas y finalmente una etapa estable.

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

Al NE del anterior

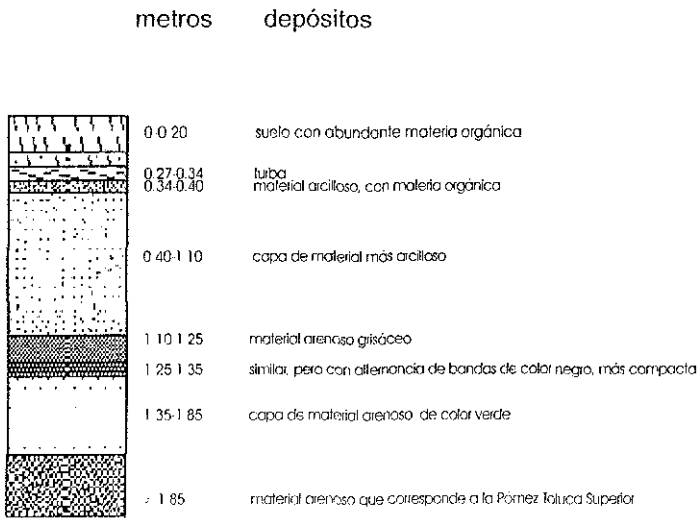


Figura 7. (Corte b) se nota que en una corta distancia hay cambios considerables de depósitos; a una profundidad mayor que el anterior, el primer depósito es la Pómez Toluca Superior al parecer es más profundo el lago en esta parte por las capas gruesas de material lacustre-aluvial una pequeña capa es de material oscuro probablemente ceniza volcánica

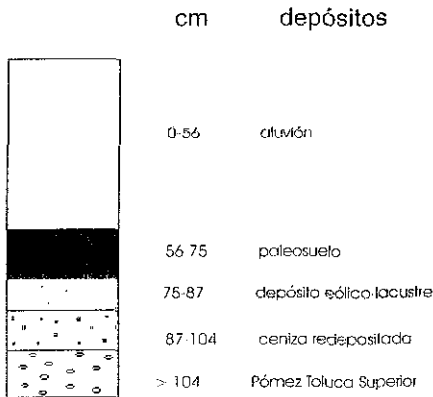


Figura 8 (Corte c) columna estratigráfica del pozo El Tejocote. Tomado de Sugiura *et al* (1994)

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

El segundo se ubica en lago Chignahuapan, Santa Cruz Atizapan.

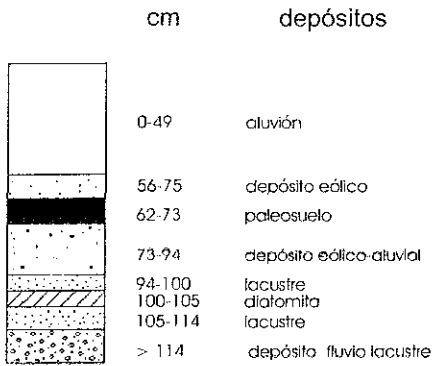
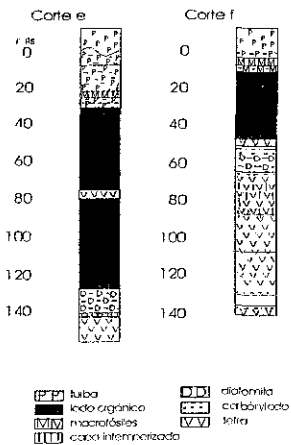


Figura 9 (Corte d) columna estratigráfica del pozo 'El Tejocote' (Sugiura *et al.*, 1994)

De acuerdo con los cortes anteriores se muestra los diferentes depósitos tanto de origen eólico como fluvial y lacustre.

Metcalfe *et al.* (1991) elaboraron dos perfiles en el lago Chignahuapan a 2575 msnm



TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

Figura 10 (Cortes e y f) perfiles elaborados por Metcalfe *et al.* (1991) en el extremo sur del lago Chignahuapan cerca de Almoloya del Río

En los cortes el análisis de diatomeas, realizado por la misma autora, revela una serie de fluctuaciones en el nivel del agua y la química. Al parecer, se presenta una transgresión antes de la caída de la tefra del volcán Tres Cruces, interrumpida hace 6,000 años; luego, una corta expansión (6,000 años a P); una importante culminación de elevación alrededor de 1,600 años a P. El episodio final de la inundación se reconoce con la formación de una estera de raíces. Las características físicas de hidrografía, diatomeas y tefracronología del lago de Tenango son similares al lago de Chalco, que se ubica en el sur de la cuenca de México (Metcalfe *et al.*, 1991)

En esta unidad destaca el Río Lerma que nace en el Lago Almoloya (lugar donde mana el agua) del Río, alimentado por numerosos manantiales. El río tiene una dirección NNW, cruza la planicie en forma rectilínea, ya que ha sido canalizado con el fin evitar inundaciones en las áreas circundantes, y ha sido utilizado como receptor de aguas negras, al igual que muchos otros ríos en México. La laguna Chignahuapan o Almoloya (figura 11) tiene una superficie de 50 km² (Alcalá, en Sugiura *et al.*, 1994) que abarca desde los poblados de Techuchulco hasta la Hacienda Atenco, y la laguna de Lerma que se extiende desde San Pedro Tlaltizapan hasta el Barrio de Guadalupe, con una extensión de 25 km² (op cit). Estos lagos representan una serie de escalonamientos hacia el norte, unidos por el Río Lerma. La extensión de estos cuerpos de agua ha ido disminuyendo por la extracción del líquido desde principios de los años cincuenta, por pozos para abastecer de agua al Distrito Federal.



Figura 11 Porción sur de la planicie, cerca del poblado de San Pedro Techuchulco: a Laguna Chignahuapan o Almoloya del Río, es una zona donde se depositan aguas negras de los poblados de los alrededores de la misma, quizás uno de los problemas más grandes de la zona, mismo que actualmente se encuentra en recuperación b Volcán Tres Cruces, por su gran cercanía a la planicie hace suponer que sus lavas llegaron hasta el lago c Colada lávica del volcán Tres Cruces d Poblado de Techuchulco

Representa una zona de recarga hidrológica importante a escala regional, es aquí donde desembocan los arroyos que provienen de las altas montañas que rodean a estas planicies. Es una zona de inundación, poco permeable, principalmente en las áreas circundantes a la planicie lacustre, ya que el nivel freático está a 1.50 m aproximadamente. Esta característica ha propiciado que se construyan canales para desaguar la superficie; en la planicie aluvial la profundidad del nivel freático es mayor.

Numerosos manantiales existen en la zona, concentrados en el área de Almoloya del Río y Texcalyacac, debido a las características geológico-geomorfológicas que lo rodean (lavas andesítico-basálticas), donde se infiltra el agua y resurge en la zona en forma de manantial.

El lago superior está alimentado por varios manantiales que surgen al suroeste de Almoloya del Río, donde nace el Río Lerma, canalizado para evitar su desbordamiento, y continuamente sujeto a obras de limpieza. Al igual que otros ríos en México se ha transformado en escurrimiento de aguas negras (figura 11).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

El nivel de los lagos principales en el área en estudio ha disminuido, quedan escasas superficies cubiertas por agua. El ritmo de desecación natural del lago es lento, debido al azolve por sedimentos, pero este ritmo se aceleró a finales de los años cuarenta y principios de los cincuenta hasta el presente, producto de la extracción de agua para dirigirla hacia el Distrito Federal.

Estos cuerpos de agua son más profundos en la margen oriental, contigua al campo monogenético. Esto se puede explicar porque el piedemonte del volcán Xinantécatl está constituido por material poco consolidado y por lo mismo, cortado por numerosos barrancos muy activos, cuyas corrientes depositan material constantemente en la desembocadura hacia la planicie, de tal manera que el azolve proviene fundamentalmente de esta vertiente. Por otro lado, del sur al oriente hay pocas corrientes fluviales de corta extensión que originan un depósito considerablemente menor que el que proviene del piedemonte del volcán Nevado de Toluca. La alimentación hídrica del sur y oriente es fundamentalmente subterránea, ya que se trata de una zona de alta permeabilidad y llega al lago por el subsuelo y a la superficie por manantiales.

Es importante considerar la manera en que los procesos volcánicos influyen en la transformación de la superficie lacustre, principalmente por acumulación. El Xinantécatl tuvo extraordinarias erupciones de flujos piroclásticos y lahares asociados, de lo que resulta un brusco movimiento del agua del lago hacia el oriente. Tal vez más importante sea el azolve gradual que provocan anualmente los arroyos en sus desembocaduras.

Estos procesos se notan en los perfiles que en párrafos anteriores se mostraron; donde tienen una profundidad mayor a 140 m se encuentra la capa más profunda, la Pómez Toluca Superior, o en el caso de el lago Chignahuapan, ceniza; en la margen occidental se reconoce en algunos casos la Pómez Toluca Superior en la superficie, o a menos de 140 m.

Otro es el caso de los flujos de lava que en su lento escurrimiento hacia el lago enfriaron, formando escarpes de algunos metros de altura (figura 11). En el caso de depositarse en el

lago, en sus márgenes, es normal que este incremente la profundidad, y posteriormente el azolve será de poca magnitud.

Lo anterior se refiere a las condiciones naturales del relieve, pero los procesos han sido modificados de manera sustancial en los últimos cincuenta años, por la extracción de agua del subsuelo, captura de manantiales, construcción de canales, urbanización, etcétera

Por otra parte, los lagos fueron un importante sustento para la economía de los indígenas, y actualmente siguen obteniendo algunos recursos de aquí, pero en menor proporción, debido a las condiciones en que se encuentran (son aguas negras principalmente) Prueba de la importancia de la planicie en las antiguas culturas, son los diversos poblados asentados a orillas de lo que fueron los lagos:

Atizapan: *En agua blanca o de Tizar.*

Almoleya: *Lugar donde mana el agua*

Tlaltizapan: *En la tiza de la tierra*

Mexicaltzingo: *En la casa de los mexicas*

Jajalpa: *Lugares llenos de arena*

Chapultepec: *En el monte o cerro de los chapulines*

El significado es de acuerdo con Jaso Vega (1997) y Gobierno del Estado de México (1995)

Testigo de esta ocupación prehispánica que se remonta, por lo menos 3000 años (Sugiura *et al* , 1994), son mogotes, pequeñas elevaciones de menos de un metro de altura, poco apreciables en el relieve, de origen antrópico Abundan en las cercanías de Almoleya del Río (en la planicie lacustre), y en menor proporción hacia el norte (ver mapa geomorfológico) Los pisos culturales a veces están constituidos de material fino, muchas veces no bien definido, en la mayoría con fragmentos de pómez, gravas o cantos.

Actualmente esta ocupación, tanto en la planicie como en las zonas altas, han modificado los procesos de acumulación naturales, producto del cambio del uso del suelo y extracción de agua El mapa de densidad de disección (anexo), cuyos valores menores a 0.5 km/km²

indican que el principal proceso que se lleva a cabo es el acumulación, y con ello inundaciones donde el principal fluvio que escurre es el río Lerma, con disección vertical ausente (mapa de profundidad de disección, ver anexo). El área de los lagos se ha reducido, la vegetación natural ha cambiado por cultivos, sólo existe vegetación natural en los cuerpos de agua donde predominan los tulares y ninfas, y además favorece el *establecimiento de algunas aves migratorias (Martínez Calderón, 1993): el pato que llega de Canadá a Lerma de octubre a febrero, galleretas, garzas, los zambullidores, las gangas en julio y agosto, los tildios de julio a marzo, las palomitas y corvejones (especies protegidas) y además especies acuáticas que aún siguen siendo la base alimenticia de los pobladores; carpa, ajolote, acociles, atepocates culebras de agua y juiles*. Sin embargo, el establecimiento de parques industriales en Almoloya del Río, Atizapán; Chapultepec, Mexicaltzingo, Rayón, San Antonio, Tenango del Valle y Texcalyacac, cuyas principales industrias son de productos alimenticios, extracción de mineral, textil, sustancias químicas, de la madera, están contaminado estos cuerpos de agua, y donde el proceso de inundaciones es natural, favorecido por el tipo de suelo (de acuerdo con la clasificación FAO-UNESCO):

- En la planicie aluvial, se presenta un feozem háplico asociado con vertisol pélico, con textura media, en las cercanías de los poblados de Metepec, San Miguel Totocuitlapilco, San Gaspar Tlahuililpan, Mexicaltzingo, San Pedro Tlaltizapan. En algunos sitios se presenta sólo feozem háplico, al sur de Chapultepec, en las cercanías de los poblados de Santa María Jajalpa, Almoloya del Río, Santa Cruz Atizapan; en el área de Tenango está asociado con andosol húmico de textura media. El desarrollo de estos suelos se debe a la saturación de agua prolongada por una capa freática poco profunda, favorecido por el relieve que permitió el estancamiento del agua; son suelos difíciles para la agricultura, ya que no son fáciles de arar

- En la planicie lacustre es un feozem gleyco asociado con gleysol húmico de textura media. Con características similares al anterior, sólo que aquí son suelos influenciados por el exceso de agua, casi todo el año

En época de secas el nivel freático está aproximadamente a 1 60 metros de profundidad y en época de lluvias (en Almoloya del Río la temperatura media anual es de 12°C y la temperatura media mensual más alta se registra en julio con 14°C, la media mensual más baja se presenta en enero con 8 6°C, asimismo, la precipitación media anual es de 992 mm, se produce principalmente en los meses de julio-agosto y se inunda, por lo que se han abierto numerosos canales para drenarlo, ya que representa un peligro para las mismas poblaciones y sus áreas de cultivo (maíz, avena, haba, hortalizas: chícharo, zanahoria, col, lechuga y betabel, y florales: alhelí, nube). Sin embargo, un proceso que es importante señalar, tomando las condiciones del tipo de forma, el uso de suelo y el clima, es la erosión por acción del viento, durante la época de secas, característico de la región. Las tolvaneras que transportan partículas finas, al parecer es un proceso continuo ya que en los cortes c y d (figuras 8, 9) se presentan depósitos eólicos a una profundidad promedio de 75 a 90 centímetros.

Sobre la planicie se encuentran los volcanes Chapultepec y Chapultepec-1 (ver mapa geomorfológico), monogenéticos escoriáceos, y una aparente colada de lava con dirección sudoeste, sobre la cual se asienta la población de Chapultepec. Sobresalen estas elevaciones con valores de energía del relieve (anexo) superiores a los 20 metros, relacionados con la actividad endógena. Estos volcanes están siendo utilizados para la extracción de material para la construcción de carreteras principalmente, modificando la morfología original. Se producen desprendimientos en los cortes realizados, sin que representen algún peligro, puesto que no existen casas en esta zona. Ha sido completamente deforestada, y sólo existen algunos eucaliptos. No hay procesos fluvio-erosivos fuertes. El mapa de densidad de disección muestra valores de 0.5 km/km² y el de profundidad de disección de 0 a 20 metros, indicando que es una zona de depositación.

En la base de estos conos, al noroeste, se reconocen depósitos de la Formación Toluca Superior, de una edad aproximada de 11,600 años (Bloomfield y Valastro, 1974), lo que significa que los subyacentes son más antiguos (figura 4).

Otro semejante es el Atizapán, con un derrame de lava asociado. En su cima está el cementerio de la población de Santa Cruz Atizapán (figura 12)



Figura 12. Volcán Atizapan, cuya morfología original ha sido transformada por la actividad antrópica

Este volcán presenta rasgos y procesos similares al anterior, ya que su ladera sur es utilizada para la extracción de material, y la morfometría no varía. Sus coladas lávicas presentan un suelo en formación, con espesor de aproximadamente 20 a 30 centímetros, lo que favorece la agricultura, y a semejanza de la planicie y las partes altas que están deforestadas, en época de secas se presentan tolvaneras que transportan los sedimentos y erosionan la superficie.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

CAPÍTULO IV

SIERRA DE LAS CRUCES

Se localiza en el extremo nororiental de la zona en estudio (figura 2)

La geología de la Sierra de Las Cruces ha sido estudiada por varios autores, entre ellos, Ordóñez (1890), Fries (1960), Schlaepfer (1968), Mooser *et al* (1974), Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989), Mora Álvarez *et al.* (1987 y 1991), De Cserna *et al.* (1989) y Martín del Pozzo y Delgado (1991).

Constituye la margen occidental de la cuenca de México y la separa de la cuenca de Toluca. Está constituida por una serie de volcanes y flujos de lava asociados, además de productos piroclásticos y de lahar, formando una cadena montañosa elongada hacia el NNW. Las rocas que la constituyen son denominadas por Schlaepfer (1968) Formación Las Cruces, la que descansa con discordancia erosional sobre las rocas del Oligoceno tardío-Mioceno medio. El flanco occidental de la sierra está cubierto por los depósitos de la Formación Tarango, del Plioceno-Pleistoceno.

Schlaepfer (1968) señaló que la sierra está constituida en su base inferior por una gruesa secuencia de brechas y en su parte superior por derrames de lava estratificados. Toda la sierra descansa sobre rocas más antiguas de composición intermedia, que afloran en algunas localidades. Tiene un drenaje bien desarrollado. Además, las rocas de la Formación Tarango que cubre la parte oriental de la sierra (Plioceno-Pleistoceno), se encuentran interdigitadas con los derrames superiores de las serranías septentrionales, lo que presupone son más jóvenes, por lo menos de las últimas erupciones que contribuyeron a la formación de la sierra.

Mooser *et al* (1974) consideraron a la Sierra de Las Cruces como parte del Grupo Sierra Inferior y Grupo Sierra Superior, con un rango de edad del Mioceno-Plioceno. Reportaron una edad radiométrica de un flujo de cenizas del volcán San Miguel denominado "Arenas azules", con una edad de 9.8 ± 1.0 m.a. Sánchez Rubio (1983) señala una edad K-Ar de 7

m.a para un clasto de dacita de lahar proveniente de la Sierra de Las Cruces-Monte Alto Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) proponen una edad del Plioceno tardío.

Mora Alvarez *et al.* (1991) reportan en su estudio resultados de un fechamiento combinado de K-Ar y paleomagnetismo, de rocas volcánicas de la Sierra de Las Cruces, el cual sirvió para documentar cuantitativamente una aparente migración espacio-temporal de la actividad volcánica. Los datos radiométricos K-Ar dan una edad de 400,000 años a 2.9 m.a, donde las rocas más jóvenes están en el sur, y las más antiguas en el norte. Los datos coinciden con las observaciones geomorfológicas, en términos de la distribución de las estructuras volcánicas; las más antiguas y más erosionadas parecen estar localizadas al norte de la sierra.

Martin del Pozzo y Delgado (1991) identifican dos miembros en la Formación Las Cruces. El primer miembro lo denominan Brecha piroclástica La Cantimplora, constituida por depósitos de flujos de bloques y cenizas, y lahares. Los depósitos de lahar no están consolidados, se pueden observar en una corriente reciente que corta canales antiguos, formados por bloques angulares y subangulares; la mayoría de los clastos son dacitas porfídicas de color gris claro, en una matriz de fragmentos líticos de la misma composición mezclada con arcilla. El flujo de bloques y cenizas es una brecha piroclástica soldada, que incluye lapilli y bloques de composición dacítica; el lapilli presenta cristales de plagioclasa, piroxeno, hornblenda y cuarzo; los bloques son subangulares y subredondeados, envueltos en una matriz de arena fina de color gris con abundantes líticos. Este depósito tiene un espesor de más de 150 metros, se expone en el Valle de la Cantimplora y está cubierto por lava dacítica, depósitos de flujo piroclástico y lahar. El segundo miembro se denomina Miembro lava dacítica Apilulco, ampliamente distribuida, compuesta de flujos de lava dacítica, con una edad Plioceno-Pleistoceno temprano, basado en la denudación de la unidad (Delgado, 1986). Mora *et al.* (1987) reportan una edad K-Ar entre 1.79 ± 0.1 m.a y 2.87 ± 0.15 m.a (Plioceno tardío-Pleistoceno temprano).

La Formación Las Cruces descansa debajo de la Formación Ajusco, y está cubierta por piroclastos y lavas del Grupo Chichinautzin. La Sierra de Las Cruces termina de manera

brusca hacia el occidente, con laderas de fuerte pendiente y sin formación de un piedemonte como ocurre hacia la cuenca de México. esto se debe al contacto con los productos del campo volcánico monogenético que cubre parcialmente a la rocas de la sierra. Aparentemente, los mayores depósitos se produjeron hacia el oriente, formando abanicos volcánicos que fusionados constituyen un gran piedemonte, en extensión y grosor. También la morfología permite interpretar una mayor influencia de la actividad tectónica en el flanco occidental de la sierra que tal vez representa el lado de un bloque basculado con mayor levantamiento de este lado; tal vez, por esta razón, la morfometría muestra valores de energía superiores a los 510 m, en superficies de 16 km² (figura 13).



Figura 13 Vista general de la porción sur de la Sierra de Las Cruces: a Laderas de la Sierra de las Cruces, domos El Muñeco y El Gavilán b Piedemonte de la Sierra de Las Cruces

Es una unidad pliocénica-cuaternaria, con grandes desniveles, con influencia de la tectónica en la alineación de los volcanes N-S y E-W, direcciones que siguen también los escarpes y valles erosivos (montañosos) en proceso de formación (figuras 13, 14 y 16); como lo muestra el mapa de energía del relieve (el nivel máximo es de 820 m, la porción más alta de la sierra, y en las partes bajas no rebasa los 600 m, esto se debe a la actividad volcánica y tectónica que formó grandes estructuras)

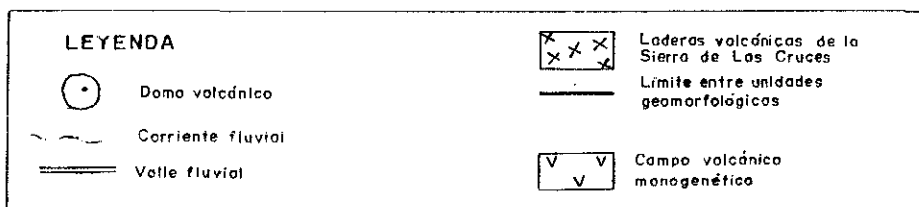
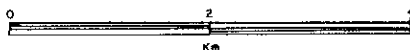
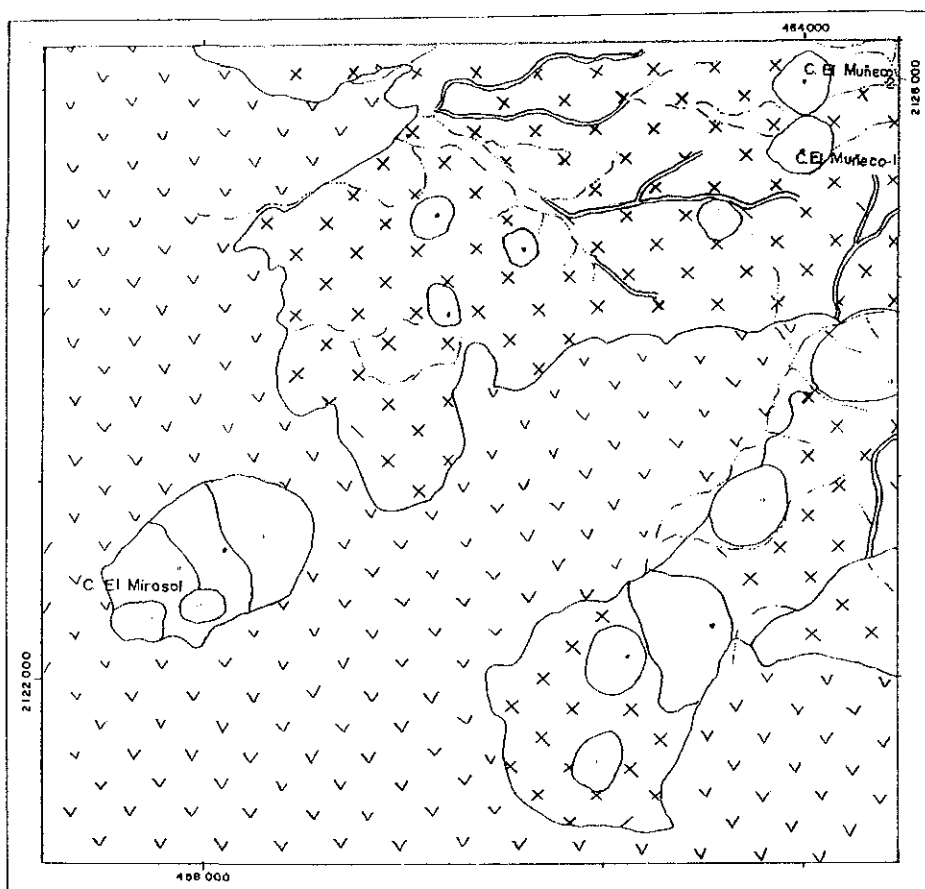


Figura 14 Rasgos morfológicos de la Sierra de Las Cruces. Las lavas y piroclastos más jóvenes del campo volcánico monogénético se sobrepone a las rocas de la Sierra de Las Cruces lo que da una morfología de piedemonte

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Esta sierra no presenta un piedemonte, debido a que la actividad volcánica monogenética se emplazó sobre lo que pudo haber sido éste, dejando un rasgo de laderas abruptas (ver el mapa geomorfológico) Entre estas grandes estructuras destaca El Muñeco 1 y 2 (figura 14), en sí, dos volcanes muy semejantes unidos en la divisoria de aguas que separa las cuencas de México y Toluca, con 3,870 msnm, y son parte de una estructura volcánica mayor, *posiblemente una caldera que se extiende hacia las zonas contiguas en las hojas Milpa Alta, Toluca y México.*

El mapa de densidad de disección (ver anexo) muestra ligeros rasgos de erosión de origen fluvial, con valores que oscilan de 2 a 2.5 km/km², considerada como media; esto se debe a que todavía conservan buena cobertura vegetal de un bosque de pino y oyamel, característico del clima donde la temperatura media anual es de 9.3°C, la media mensual más baja es de 6.7°C, la cual se registra en diciembre y la media mensual más alta es de 11°C que se registra en junio. La precipitación media anual es de 1,487 mm; las precipitaciones mayores se presentan en los meses de junio, julio, agosto y septiembre con más de 200 mm en cada mes, en los meses de mayo y octubre es de más de 100 mm, en los meses restantes varía de 11 a 48 mm (según datos de la estación El Zarco). Estos valores de densidad están representados básicamente por los arroyos de varios valles fluviales. La diferencia de alturas, el relieve, favorecidos también por el sistema de fracturas N-S y E-W, con una profundidad de disección del orden de 100-200 m, donde uno de los lineamientos principales (ver anexo) es el escarpe que se forma al oriente de El Muñeco, de norte a sur, con más de 300 m de altura y favorece la formación de un valle montañoso orientado hacia el sur (desembocadura), con más de 200 m de profundidad y escasa longitud, máxima de 3 km. Esta escasa longitud (en general de todos los valles identificados en esta porción de la sierra) se debe a que por el emplazamiento de los volcanes monogenéticos y sus derrames (del Pleistoceno tardío y Holoceno) que interrumpieron el sistema fluvial hacia la planicie, las cabeceras de estos valles se encuentran en laderas escarpadas formadas por los procesos volcánicos y posiblemente tectónicos, las menos resistentes a la erosión que han permitido la formación de los mismos.

Se puede deducir de esta manera que el principal proceso de erosión fluvial es el de lavado de laderas, donde la profundidad de los valles es producto de la influencia de fracturas de origen tectónico; el escurrimiento se produce con frecuencia con régimen torrencial, en cortas distancias de 2-3 km y lo frenan los obstáculos naturales. La formación de nuevos cauces inicia principalmente en los bordes de los derrames de lava, y en estas porciones bajas la actividad antrópica ha favorecido el desarrollo de barrancos y cárcavas que tienen un crecimiento tanto lateral como vertical de manera acelerada por el tipo de material donde se desarrollan, principalmente material fino poco consolidado, color amarillo ocre (cenizas, intemperizadas), son suelos de tipo andosol, que varían de húmico a ocríco, y se forman a partir de materiales ricos en vidrios volcánicos como andesita y dacita, son suelos bien evolucionados.

Se reconoce un piedemonte intermedio al oriente del volcán Emerenciano, en la porción occidental, de poca extensión, constituido de material fino, producto del depósito de corrientes fluviales (abanicos aluviales) se forma un suelo feozem háplico, característico de zonas donde se acumula agua. Es una zona de recreación, en la cual se han formado pequeños barrancos antrópicos, debido al cambio de uso de suelo. El proceso inicia con cárcavas, hasta convertirse en barrancos de aproximadamente 50 metros de profundidad, en promedio, con una erosión lateral acelerada, misma que aporta una gran cantidad de sedimentos durante la época de lluvias. Las corrientes torrenciales depositan su carga en una planicie de acumulación de origen volcánico (ver mapa geomorfológico) perteneciente al campo volcánico monogénico. No representa algún peligro para la población adyacente.

CAPÍTULO V

SIERRA DE ZEMPOALA

Se ubica en la porción sudoriental del área (figura 2)

Esta sierra ha sido motivo de estudios geológicos realizados por Fries (1960, 1965), Shlaepfer (1968), De Cserna *et al* (1987), Vázquez-Sánchez y Jaimes Palomera (1989), Mora Alvarez *et al.* (1991).

Fries (1960) denomina a las rocas que constituyen la sierra como Andesita Zempoala, la cual consiste en una secuencia de lavas de composición andesítica, dacítica y riodacítica, con interstratificación de brecha volcánica, capas tobáceas algunos horizontes laháricos; al parecer, estas rocas se extienden hacia el poniente, en partes aledañas a Malinalco y la Sierra Tenancingo. Los afloramientos de los alrededores muestran una interstratificación de brecha volcánica, corrientes lávicas, capas tobáceas y estratos masivos compuestos de fragmentos volcánicos angulosos inequigranulares, en una matriz de grano fino, de color grisáceo, al parecer son corrientes de lodo volcánico ‘lahares” (Fries, 1960). El espesor de la Andesita Zempoala es de aproximadamente 800 metros.

La Andesita Zempoala descansa sobre la Formación Tepoztlán (o Tepozteco, de acuerdo con Mooser *et al*, 1996), en ligera discordancia erosional y cubierta discordantemente con derrames pleistocénicos y holocénicos del Grupo Chichinautzin. Con base en estas relaciones estratigráficas, Fries (1960) infirió una edad del Mioceno tardío-Plioceno temprano.

Schlaepfer (1968) distingue dos macizos litológicamente semejantes pero morfológicamente distintos, el meridional que es un relieve abrupto, profundamente cortado por la erosión, los ríos que drenan su vertiente meridional pertenecen a la región hidrológica Balsas-Mexcala, han formado profundos valles; su base oriental está cubierta por lavas jóvenes de la Formación Chichinautzin que cerraron ríos provenientes de la sierra y formaron una serie de lagos conocidos como Lagunas de Zempoala. El macizo septentrional es discordante con el primero, con menor erosión lo que indica su juventud

Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) correlacionaron las rocas de la Andesita Zempoala con las de la Sierra de Las Cruces, tomando en consideración una relación de interdigitación entre Andesita Zempoala y la Formación Cuernavaca del Plioceno superior, infieren una edad del Plioceno tardío

Mooser *et al* (1974) consideraron a la Sierra de Zempoala más joven que la Sierra de Las Cruces. Sin embargo, aun no hay datos isotópicos suficientes para definir su edad, aunque se considera contemporánea a la Sierra de Las Cruces (Elías *et al*, 1993)

La Sierra de Zempoala es una extensión de la Sierra de Las Cruces, hacia el sur, ambas separadas por el volcán Ajusco. En la zona estudiada ocupa una porción de unos 17 km². Consiste en numerosos volcanes sobrepuestos. Se notan algunos con un diámetro de 1-2 km, y una altura de 200-500 m, altitud de 3,450-3,800 msnm, y pendiente fuerte, superior a los 35°, dando un morfología de laderas empinadas, con un piedemonte de escasa longitud, producto del emplazamiento de rocas volcánicas jóvenes que conforman el campo volcánico monogenético de Tenango (figura 15). Esta sierra presenta similitud con la Sierra de Las Cruces en la diferencia de alturas, (ver anexo), incluso superior a los 800 metros, en el extremo sur con valor de 1040 metros. Esto se debe a la influencia volcánica y tectónica, ya que la sierra está afectada por varias fallas de tipo normal (figura 16). Se ubica en el extremo sur; su expresión en el relieve es un escarpe que varía más o menos de 50 metros de altura, al sudoeste, a 100 m hacia el noreste. Tiene una dirección NE-SW, siguiendo el curso de un arroyo (Mooser *et al*, 1996). Bloomfield (1975) infiere dos fallas de tipo normal, que incluso se prologan al campo volcánico monogenético. La primera se sitúa al norte de Santa Martha, con dirección NE-SW, con una longitud aproximada de 3 kilómetros. Una segunda falla

también se prolonga hasta el campo volcánico monogenético, con dirección E-W, siguiendo el curso del arroyo Huayatlaco tiene una longitud aproximada de 8 kilómetros. Es más convincente la edad joven de la Sierra de Zempoala, de Plioceno tardío-Cuaternario, por el relieve de la misma. En relación con la Sierra de Las Cruces, no se puede hablar de una más joven que otra puesto que están constituidas por una serie de edificios volcánicos de diversas edades.

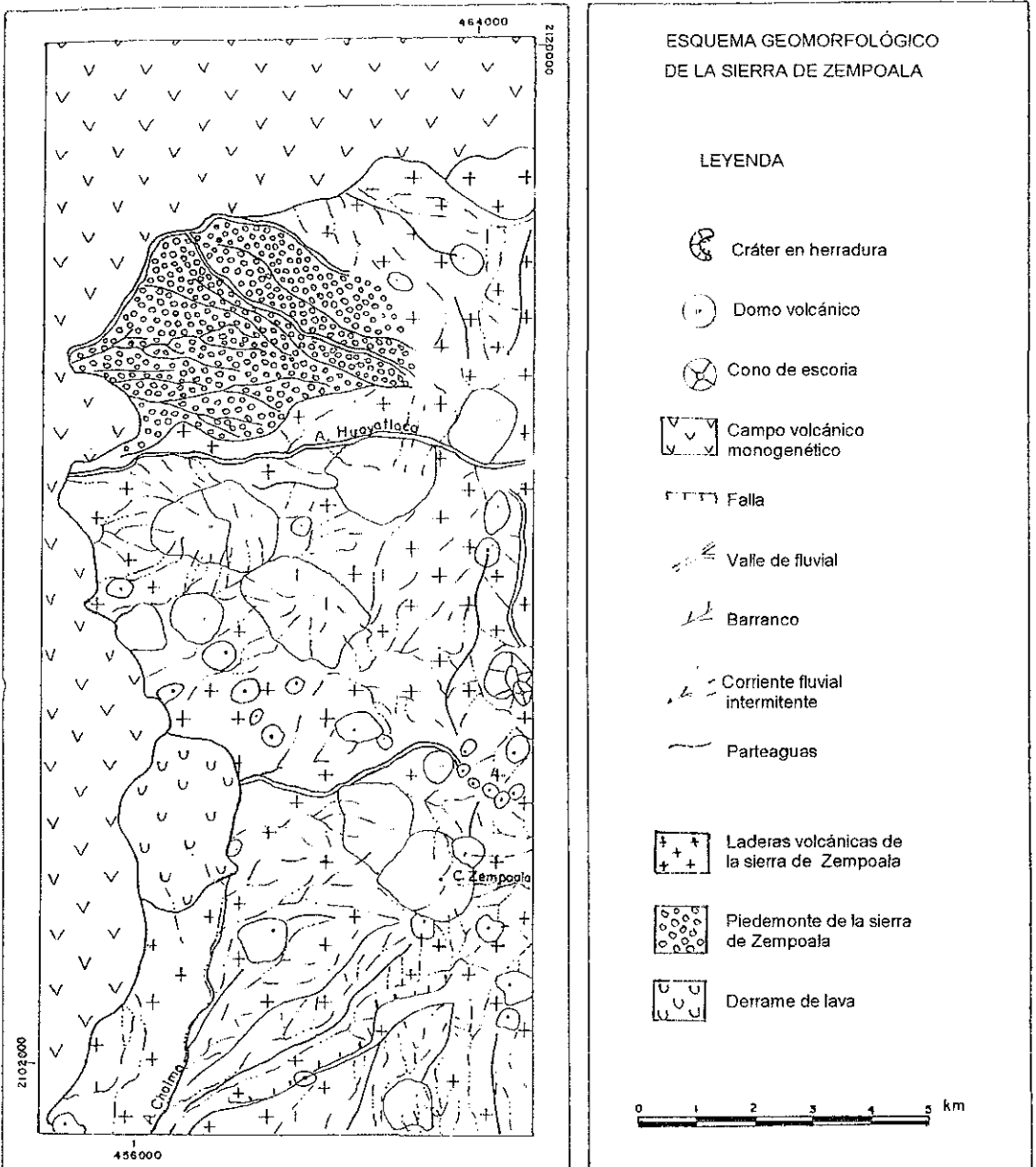


Figura 15 Rasgos morfológicos de la Sierra de Zempoala, constituida por numerosos edificios volcánicos y sus productos. Es de laderas empinadas con un reducido piedemonte en el noroccidente; el resto ha sido cubierto por las vulcanitas jóvenes del campo monogenético.

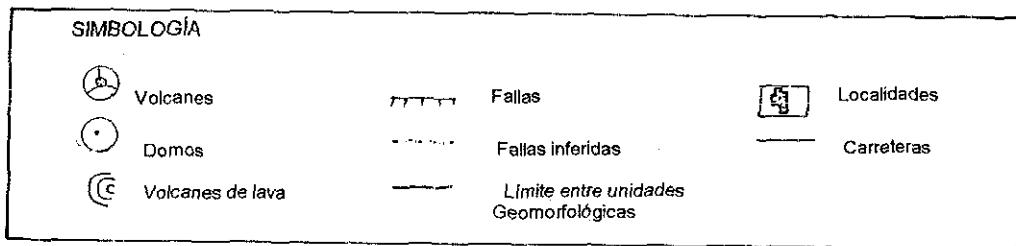
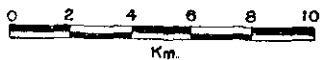
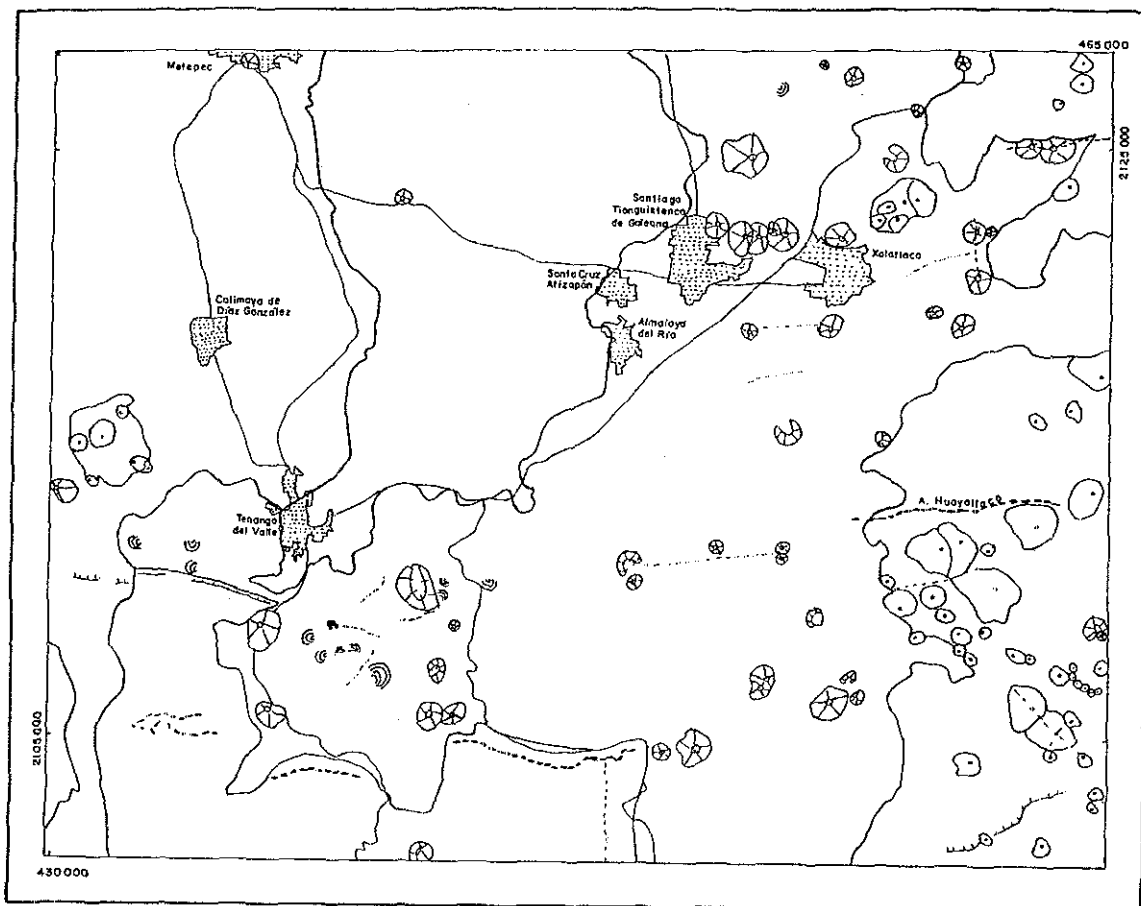


Figura 16. Mapa de lineamientos del lago de Tenango y áreas adyacentes. Con línea entrecortada oscura fallas establecidas por otros autores (Bloomfield 1973, 1975 y Mooser *et al.* 1996); con línea interrumpida clara, lineamientos inferidos por rasgos geomorfológicos

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

Expresión de esta actividad volcánica y tectónica y que da esos valores altos de energía del relieve, es el domo volcánico de Zempoala, con un altitud de 3,690 msnm (anexo).

Además, dos cráteres de explosión (Mooser *et al.*, 1991) El primero se ubica en la porción norte de la sierra, con una forma semicircular, un diámetro aproximado de 2,350 metros, en cuyo centro se identifica un gran domo; el segundo cráter de explosión se ubica en el extremo sur, también tiene una forma semicircular, de mayor dimensión que el anterior, en cuyo interior hay varios domos pequeños. En la sierra se reconoce un relieve volcánico monogenético reciente que se emplazó con discordancia sobre rocas volcánicas diferentes. Mooser *et al* (1996) reconocen rasgos de una caldera al oeste del cráter de explosión, en la porción norte, con pared escarpada.

Debido a las características de edad, tipo de roca y la influencia de fallas, la sierra presenta desarrollo de numerosos valles fluviales, junto con los barrancos de origen antrópico que más adelante se hará referencia; presentan valores de densidad altos, de 3 hasta mayores de 3.5 km/km², pero pueden ser engañosos si los comparamos con los de la Sierra de Las Cruces, ya que hay que considerar que dentro del área no está incluida completamente toda el estructura de la sierra, lo que no quiere decir que los procesos de erosión fluvial sean más intensos en la Sierra de Zempoala que en la Sierra de Las Cruces. En el área de estudio los procesos erosivo-fluviales son más fuertes que en la Sierra de Zempoala. Esta erosión de los valles fluviales (influencia de la actividad tectónica y volcánica, edad de la estructura y tipo de roca) se refleja en los valores altos de profundidad de disección que van de los 200 hasta los 400 metros. La sierra tiene una morfología en general conservada, aunque en las laderas afectadas por la erosión fluvial, tienen una morfología cóncava, de grandes dimensiones, en su mayoría, debido al tipo de roca que es poco resistente, como brecha volcánica o lavas muy fracturadas, poco alteradas por la actividad antrópica, debido a su condición de área natural protegida, por lo que conserva un denso bosque de neblina (2,700 msnm), a los 2,850 msnm un bosque de coníferas (pino). Al poniente este bosque está asociado con un bosque de oyamel y a partir de los 3,100 msnm prevalece un bosque de oyamel. Se desarrolla un suelo andosol, mismo que varía de humico a mólico, en algunos sitios está asociado con litosol (en la parte norte de la unidad), el tipo de roca ha favorecido el desarrollo de andosoles, materiales ricos en vidrio volcánico y por la alta precipitación

Por otra parte se mencionó que la sierra presenta un piedemonte reducido, esencialmente volcánico acumulativo, y tiene su origen en grandes depósitos de flujo piroclástico o lavas sepultadas por piroclastos. Hacia el norte, las rocas de la sierra quedan cubiertas completamente, lo que constituye un relieve de menor altitud, donde el piedemonte quedó totalmente sepultado. Por el occidente permanecen porciones del piedemonte original, la parte superior del mismo, con una diferencia de altura de 150 metros como máximo, 4 km de longitud por 1.5 km de ancho. Presenta en su porción inferior una pendiente de 5°, fuerte para un piedemonte, considerando que en un desarrollo normal disminuye gradualmente la inclinación, hasta incluso medio grado, por tanto, debió haberse extendido por lo menos un par de kilómetros más. En el mapa geomorfológico anexo y en la figura 14, se nota que las corrientes fluviales tenían una extensión mayor, pero al cerrarse sus cauces por el volcanismo monogenético del Pleistoceno tardío-Holoceno que se produce al norte y occidente, provocó un relleno de sedimentos aguas arriba y se redujo el proceso de erosión vertical. Este piedemonte presenta procesos erosivos más acelerados (densidad de disección de 2 a 2.5 km/km²), ya que está completamente deforestado, sólo se presenta escasa vegetación en los bordes de algunos barrancos (figura 17).

En este piedemonte utilizado para la agricultura se han desarrollado numerosos barrancos, muchos de poca longitud, los cuales se unen a uno principal; son de corta extensión los más activos, principalmente en sus cabeceras, debido a que se desarrollan sobre un material poco consolidado (material fino color ocre, tipo cenizas intemperizadas) que constituye un suelo tipo feozem, fácil de ser erosionado por el agua al no existir buena cobertura vegetal, aunque también presentan un crecimiento lateral y vertical. El crecimiento de los barrancos se produce por retroceso de cabeceras. Es importante mencionar que estos procesos no tienen algún control tanto en las partes altas como en las partes medias. Estos arroyos aportan una gran cantidad de sedimentos en la época de lluvias, provocando algunas inundaciones en este periodo, y afecta la carretera que va de Tianguistenco a Chalma, puesto que la mayoría de las corrientes fluviales se unen al río Chalma. El proceso de inundación se evidencia en una planicie de acumulación volcánica (ver mapa geomorfológico) y afectan principalmente a los campos de cultivos, ya que existen pocas poblaciones.



Figura 17. Vista general del piedemonte de la Sierra de Zempoala, donde se nota cómo disminuye la pendiente; se utiliza para la actividad agrícola a Campo volcánico monogenético b Piedemonte de la Sierra de Zempoala

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

CAPÍTULO VI

PEÑASCOS DE TEPOZTLÁN

En el extremo meridional del mapa, del centro al occidente, afloran las rocas de la Formación Tepoztlán (Schlaepfer, 1968) Ésta es una clara expresión del volcanismo con sus centros de erupción bien expuestos. La unidad del Tepozteco es un conjunto de depósitos volcánicos donde no afloran las fuentes de origen. Quedan interrumpidos al norte en una línea de oeste a este por las rocas del campo volcánico monogenético que los cubre (figura 18). Están separados de la Sierra de Zempoala por derrames de lava dispuestos al sur, a manera de lenguas, lo que refleja un escurrimiento a través de una depresión que quedó rellena.

La Formación Tepoztlán fue definida en el área de Morelos por Fries en 1960, Mooser *et al.* (1996) la llaman Formación Tepozteco; está circundada por lavas basálticas cuaternarias del Grupo Chichinautzin; consiste en una topografía muy accidentada, de peñascos aislados, de altura de decenas a unos 500 m; son residuos de erosión de una estructura geológica sepultada en gran parte por las rocas volcánicas cuaternarias. Está constituida de detritos volcánicos andesíticos, con un espesor máximo de 700 m en el área de Chalma-Malinalco, cubierta por la Andesita Zempoala. Esta formación aparentemente descansa concordantemente con la Formación Balsas, en el poblado de Amacuzac (De Cserna y Fries, 1981, en Elías *et al.*, 1993). Fries (1960) propone este nombre para los afloramientos cercanos al poblado del mismo nombre.

Su topografía es de escarpes escalonados, lo que revela la variación de la resistencia a la erosión de los diferentes intervalos litológicos que la integran. Los estratos son de color gris en superficie fresca, mientras que en afloramientos intemperizados tienen tintes amarillentos y sus componentes son fragmentos tobáceos y detriticos que varían desde arcilla, hasta bloques de un metro de diámetro. La clasificación de los materiales varían, desde los bien estratificados y hasta diastratificación, sugiriendo una acumulación en un medio acuoso; mientras que otros son depósitos de lahares.

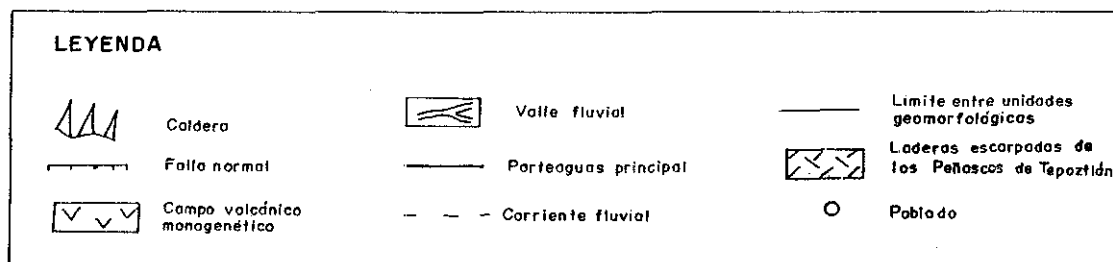
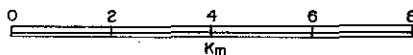
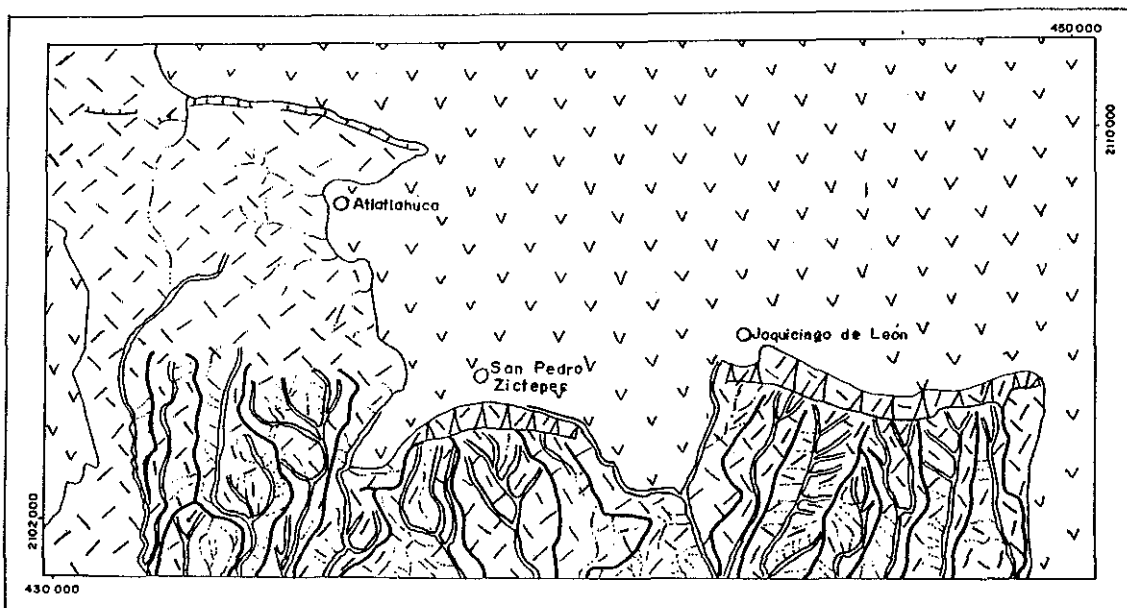


Figura 18. Rasgos morfológicos generales de los Peñascos de Tepoztlán Geológicamente son la unidad más antigua, muy erosionada y sepultada por las vulcanitas del campo monogenético.

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

Los peñascos son en apariencia, un residuo de una estructura mayor, sepultada por las rocas volcánicas jóvenes. Es algo semejante a lo que se observa en Tepoztlán, Morelos, en la hoja contigua al oriente, Milpa Alta Vázquez y Jaimes, (1989), mencionan que estas rocas se encuentran distribuidas por toda la cuenca de México en pequeños afloramientos, ya que en la mayoría de los casos se encuentra sepultada por materiales volcánicos más recientes. Son rocas compuestas por secuencias de tobas, brechas volcánicas y lavas, que en algunos lugares se encuentran interestratificadas con brechas volcánicas; cubren con discordancia a las rocas volcánicas del Oligoceno Tardío al Mioceno Temprano. En lugares donde no se encuentran estas rocas, cubren al Grupo Balsas y a las rocas cretácicas.

Es notable el contraste entre un relieve volcánico joven, incluso holocénico, de derrames de lava, conos y depósitos de piroclastos y otro antiguo, donde la erosión ha actuado con mayor intensidad. Es muy probable que en el subsuelo, hacia la planicie lacustre-aluvial, ocupe una zona amplia la unidad Tepoztlán, ya que la porción que aflora es considerable por su longitud y grosor (figura 19)



Figura 19 Porción oriente de los peñascos de Tepoztlán, con escarpes y fuerte erosión por numerosos barrancos con dirección sur; al pie del escarpe existe una zona de transición entre este y la planicie. esto es, un piedemonte de escasa extensión a Planicie b. Escarpe oriental de los peñascos de Tepoztlán

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

En el siguiente perfil topográfico (figura 20, ver anexo) que se elaboró, se puede notar el emplazamiento de las rocas producto del vulcanismo monogenético sobre la unidad geomorfológica más antigua que se pudo identificar en el área de estudio, además se aprecian dos fallas normales, considerando la morfología de las laderas y el mapa geológico elaborado por Mooser *et al* (1996) con dirección E-W (figura 18) La primera tiene una longitud aproximada de 2,250 metros y un escarpe de entre 20 y 30 metros de altura La segunda se ubica al sur de la anterior, tiene una longitud de 2,750 metros, y escarpe de aproximadamente 100 metros. Ambas son de forma sinuosa en plano. En el mapa geomorfológico (anexo) se reconoce un barranco que corta estas dos unidades, el cual fluye hacia el sur, formando una línea de contacto, lo que se presume fue una caldera, hacia el sur es más pronunciada la pendiente, y hacia el norte las lavas del campo volcánico monogenético cubrieron una parte de este escarpe.

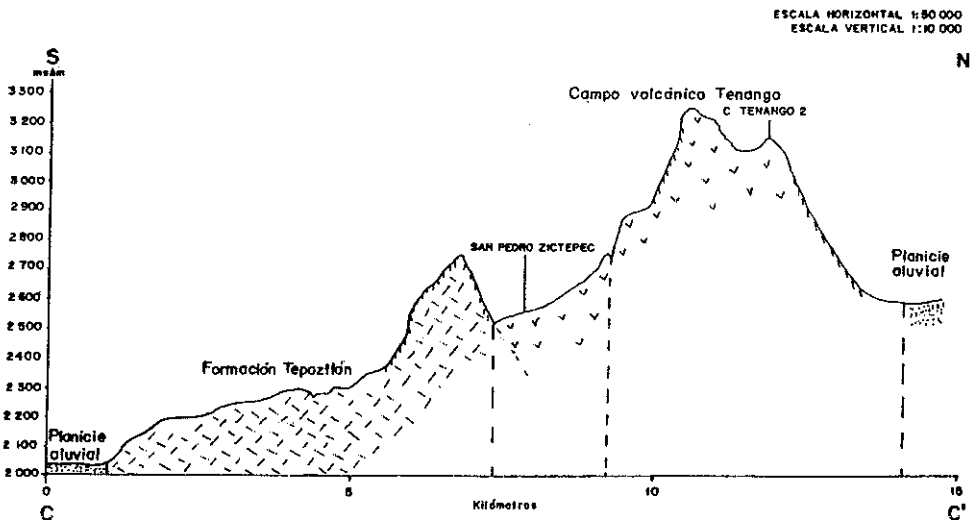


Figura 20. Se nota el escarpe de falla hacia el norte, de lo que pudiera ser un rasgo de una estructura de origen tectónico-volcánico. Se nota el emplazamiento de las lavas cuaternarias del domo volcánico de Zictepec sobre los Peñascos de Tepoztlán.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Se aprecian tres rasgos principales que indican la presencia de esta estructura caldérica (Mooser *et al.*, 1996). El primero se identifica al sur de San Pedro Zictepec, con un gran escarpe (asociado a una falla) hacia el norte, de aproximadamente 200 metros de altura, con orientación E-W, con una longitud de 4 kilómetros, con abundante vegetación. Son rocas basáltico-andesíticas cubiertas por material piroclástico fino (toba) y pómez del volcán Xinántecatl. Debido a esta influencia tectónica-volcánica, la unidad presenta una energía de relieve de entre 540 a más de 700 m, lo que favorece los procesos erosivos, tomando en cuenta la influencia de otros factores, como el cambio de uso de suelo y el tipo de roca, lo que afecta las actividades agrícolas.

En el mapa geomorfológico se aprecia que este rasgo está cortado por barrancos profundos, paralelos, pertenecientes a la vertiente meridional, cuyas aguas escurren hacia Tenancingo e Ixtapan de la Sal (figura 18). Estos barrancos están alimentados por otros de menores dimensiones lo que da como resultado un intenso proceso erosivo-fluvial. Este lo demuestran los valores de densidad de disección (mapa de densidad de disección, anexo), los más altos de la zona en estudio, de 3 a mayores de 3.5 km/km², lo que refleja más un proceso erosivo que de acumulación. En los barrancos de primer orden se identifica un intenso proceso de erosión por retroceso de cabeceras, avanzando laderas arriba, en el mapa geomorfológico se identifican como circos de erosión, aunque la erosión lateral es notable. Estos procesos se ven favorecidos por la escasa cobertura vegetal, la cual se ve limitada en algunos barrancos principales, además del tipo de material sobre el cual trabajan, que es poco consolidado, fino, tipo cenizas, de color ocre. Influye también la alta precipitación entre julio-septiembre, de más de 1000 mm, lo que favorece sean acarreadas las partículas por el flujo de agua. En algunas porciones se identifican zonas con procesos de acarreamiento, degradando la capa superficial del suelo como es el caso del poblado de Los Morales.

En los barrancos principales predomina un avance lateral y vertical como se reconoce en los valores de profundidad de disección (ver anexo) los cuales son los más altos de la zona en estudio, de 200 a 300 metros. Esto indica que a similitud de la Sierra de Zempoala, la actividad tectónica y volcánica expresada por sus desniveles favoreció el desarrollo de estos valles, pero a diferencia de los valles fluviales de la Sierra de Zempoala que son más

amplios, los de los Peñascos de Tepoztlán son más estrechos, ya que el que el proceso que predomina en ellos es de profundización.

Un segundo rasgo se ubica al occidente del anterior. No se nota un escarpe como el anterior, posiblemente haya sido cubierto por lavas cuaternarias en un evento volcánico posterior, cuyas características geomorfológicas son similares.

Finalmente, el otro rasgo se ubica al sur de Joquicingo de León, tiene un escarpe hacia el norte, similar al primer rasgo de 150 metros de altura, con una pendiente mayor de 45°, con dirección E-W. Las laderas de este escarpe son convexas, con densa vegetación en la porción oriental, constituida por un bosque de pino; al poniente es una zona agrícola, lo cual ha propiciado que las pequeñas corrientes fluviales erosionen y las transformen en laderas cóncavas; tiene valores de densidad de disección mayores de 3 km/km². Estas características han facilitado procesos de deslizamiento, que en la superficie se aprecia como pequeños escarpes distribuidos en forma escalonada. Dicho proceso no representa un peligro para el hombre, debido a que el área es de uso forestal. El pie es muy claro en el relieve, con un cambio brusco de pendiente de vertical a 3-4 grados, donde se forma un estrecho piedemonte de unos 300 metros de ancho y entra en contacto con los depósitos volcánicos recientes. Hacia el sur los procesos erosivos son similares a los anteriores rasgos, pero con mayor intensidad, lo que indica los valores de densidad de disección más altos de la zona, mayor a 3.5 km/km², y que en el mapa geomorfológico se identifican como circos de erosión. Junto con el piedemonte del Xinantécatl las más dinámicas, en cuanto a procesos de origen fluvial, lo que representa un problema para la conservación de los suelos, puesto que no se observan técnicas de control que impidan la pérdida de éste recurso, considerando que la principal actividad es agrícola, y que al mismo tiempo es la que ha influido en gran medida en la intensidad de los mismos. Los valles fluviales son incluso más profundos (mayor de 300 metros), debido a que esta porción es la de mayor desnivel (> 700 m) lo que favorece una mayor profundización.

Por otra parte, se identifica una gran colada lávica al oeste de Atlatlahuca, cubierta totalmente por depósitos de material piroclástico fino, producto de actividad volcánica posterior; tiene una superficie suavizada, con ligeras ondulaciones, con lomeríos de hasta

50 metros de altura, que podrían ser antiguas crestas de la colada lávica, o bien, volcanes cubiertos por dichas lavas. Se nota una elevación en la porción noroeste que podría ser el conducto de donde surgieron estas lavas. Presenta un cráter en forma de herradura cubierto hacia el sudeste, con una anchura de aproximadamente 500 metros; los frentes de lava son de entre 100 y 150 metros de altura. En esta zona la morfometría nos indica que los procesos erosivos son bajos en el resto de la unidad, y se intensifican en los bordes occidental y oriental, con una pendiente superior a los 30°. Predominan los gravitacionales, los cuales afectan la autopista Toluca-Ixtapan de la Sal en la época de lluvias, del tipo de derrumbes, favorecidos por el material muy intemperizado, con influencia de la alta humedad proveniente de las intensas precipitaciones del sitio, las cuales son superiores a los 1,200 mm anuales.

CAPÍTULO VII

PIEDEMONTE DEL XINANTÉCATL (NEVADO DE TOLUCA)

Localizado al occidente de la zona (figura 2, pag. 11).

El piedemonte del Xinantécatl ha sido formado y transformado por los diferentes depósitos generados por la actividad del volcán; de avalancha, de flujos piroclásticos, material de las denominadas Formación Pómez Toluca Inferior y Formación Pómez Toluca Superior, de lo que resulta una morfología ondulada y suavizada hasta la planicie. Es importante realizar un resumen general de los estudios elaborados sobre el Nevado de Toluca, ya que el piedemonte es resultado de su actividad.

Los estudios geológicos y con ello la historia eruptiva del volcán Xinantécatl, se iniciaron desde el siglo pasado, con trabajos de Ordoñez (1902), Flores (1906), Waitz (1909), Mooser y Guerrero (1961), con la realización de mapas fotogeológicos que incluían al volcán. No fue sino hasta 1974, cuando Bloomfield y Valastro, realizaron un primer estudio acerca de la historia del volcán, con base en la determinación de capas de tefra y sus edades, petrología y geoquímica; posteriormente realizaron un estudio más detallado (1977) sobre la naturaleza de las tefras con apoyo en datos de radiocarbono. Elaboraron un trabajo sobre las erupciones más jóvenes de pómez de caída del volcán (Formación Pómez Toluca Inferior y Formación Pómez Toluca Superior) (1977); en 1981 Cantagrel *et al.*, realizaron otro trabajo enfocado también a la reconstrucción de la historia del Nevado de Toluca, con datos petrográficos.

Las investigaciones sobre el tema han continuado en años recientes. Macías *et al.* (1997) ha realizado estudios geológicos detallados que han permitido conocer un poco más de la historia del volcán, en especial del tipo de actividad, mecanismos de transporte y emplazamiento de los materiales piroclásticos.

El volcán Nevado de Toluca, con 4,565 msnm, es la cuarta montaña más alta de México. Se considera un volcán compuesto andesítico-dacítico de edad Pleistoceno tardío (Bloomfield y Valastro, 1974; Cantagrel *et al.*, 1981; en Macías *et al.*, 1997).

Se encuentra asociado a tres sistemas de fallas. El más antiguo es el Taxco-Querétaro. Resulta interesante por su alineación con las calderas de Amealco, Mazahua, y el volcán San Antonio; al sur, este sistema está representado por una serie de pilares y fosas. El segundo corresponde al sistema de fallas San Antonio, caracterizado por masas de rocas muy deformadas y planos de falla que presenta "slickensides"; y el tercer sistema tiene una dirección E-W, forma el horst (pilar) Atlatlahuca, y al parecer una serie de conos cineríticos están asociados con este sistema (Macías *et al.*, 1997).

En el trabajo de Macías *et al.* (1997) se reconocen 19 unidades estratigráficas alrededor del volcán Nevado de Toluca que se agrupan en cuatro secuencias principales:

1. De la base hacia la cumbre, una unidad metamórfica vulcanosedimentaria llamada Ixtapan-Teloloapan, que consiste en esquisto verde del Jurásico tardío-Cretácico temprano, distribuida hacia el sureste. Constituye el corazón de las estructuras de horst orientadas NW-SE. Después continua la Formación Morelos, de extensión amplia y masiva, compuesta de caliza dolomítica rica en fósiles de edad albiana. El basamento mesozoico-terciario está cubierto por el Grupo Balsas, del Eoceno tardío y Oligoceno temprano, consiste en un gran conglomerado fluvial, con capas de depósitos lacustres.
2. Rocas volcánicas y vulcanoclásticas de edad terciaria. La base del depósito consiste en riolitas, riodacitas, lavas dacíticas y depósitos de flujos piroclásticos pertenecientes a la Formación Tilzapotla ("Riolita Tilzapotla"), del Oligoceno temprano. La Formación Tepoztlán descansa con discordancia sobre la anterior, en la zona de Malinalco y en algunos sitios dispersos al sureste del volcán Nevado de Toluca.
3. Rocas volcánicas cuaternarias pleistocénicas, que constituyen el edificio del volcán.

4. Conos cineríticos y flujos de lava emitidos por fisuras; se distribuyen en la parte oriental, y su edad es aproximada entre 38,000 y 8,000 años.

Bloomfield y Valastro (1974) proponen las siguientes etapas eruptivas del volcán Nevado de Toluca:

1. Origen del volcán, cuya edad se infiere del Pleistoceno tardío.

2. Hace unos 25,000 años una violenta erupción tipo vulcaniana produjo gruesos lahares fríos. En la superficie se formó posteriormente un suelo (que indica un período de quietud) hace 24,500 años





3. Una relativamente pequeña erupción vesubiana originó lahares de grano fino (lahares azul-gris) que fluyeron y rellenaron valles al W del volcán, a lo que siguió una formación de suelo.

4. Período de calma y erosión que modificó las laderas del cráter y reexcavó los lahares del piedemonte. Se presenta la primera erupción violenta (Formación Pómez Toluca Inferior).

5. Una segunda erupción pliniana, hace 11,600 años, produjo una gran cantidad de pómez (Formación Pómez Toluca Superior) que se distribuyó con dirección ENE. Cayó en superficies erosionadas de los lahares, rocas volcánicas y suelo. La erupción tuvo dos fases principales, separadas por un período de quietud y sus productos fueron esencialmente de caída, lahares pumíticos rosas, los cuales son posteriores a la unidad superior y parecen ser flujos que rellenaron valles preexistentes.

5. Fin de la actividad volcánica del Nevado de Toluca, con la intrusión de un domo dacítico vesicular en la superficie del cráter, denominado "El Ombligo".

Cantagrel *et al* (1981) proponen en el siguiente esquema una serie de etapas eruptivas.

I. Volcán inicial (> 1 M.A)	Vulcanología	Productos emitidos
<p>A</p> 	<p>A- Construcción del aparato central</p>	<p>coladas autobrechas coladas masivas conglomerados hacia el exterior (de dos piroxenas)</p>
<p>B</p> 	<p>B- colapso de la parte superior por una cámara superficial formación de la caldera</p>	<p>coladas pirocásticas cenizas y pómez</p>
<p>C-D</p> 	<p>C-D explosión anterior al emplazamiento de los domos fuera y dentro de la caldera</p>	<p>C- depósito de ground-surge domos extrusivos D-nubes ardientes peleanas</p>
<p>E-F</p> 	<p>Autodestrucción parcial de los domos</p> <p>E- erupciones plinianas</p> <p>F-extrusión del domo</p> <p>-erupción freáticas</p> <p>actividad reciente periférica</p>	<p>depósitos de pómez re-tombantes</p> <p>domos dacíticos</p> <p>remodelado de productos antiguos</p> <p>andesita-básica</p>

Sin embargo, de acuerdo con estos autores, el volcán Nevado de Toluca ha tenido una evolución más compleja, donde ha habido importantes estados de construcción-destrucción; esta conclusión se basa en los estudios petrográficos, ya que por medio de datos estratigráficos no es posible explicarlos. No obstante, indican que al parecer ha tenido 4 etapas de destrucción del cono, por un colapso y poderosos episodios explosivos (erupciones tipo peleana y pliniana) durante el pleistoceno. Al menos dos veces ha sido destruido el Paleonevado, por una ruptura del edificio, lo que produjo un depósito de avalancha hacia el sur del volcán. No es conocida la edad absoluta de este depósito, pero su edad es aproximadamente de 37,000 años, ya que sobre él descansa un segundo depósito de avalancha y otro de flujos de bloques y cenizas.

El segundo depósito de avalancha se ubica al NE del volcán (Macias *et al.* 1997).

Posteriormente se produjeron dos erupciones tipo Pelée hace aproximadamente 40,000 y 28,000 años, con destrucción del domo dacítico central que originó el actual cráter, produciendo inmensos flujos de bloques y cenizas (descritos por Bloomfield y Valastro, 1974 y 1977, como antiguos lahares con una edad aproximada de 38,000 años; y a los depósitos de nubes ardientes de Cantagrel, 1981), y un depósito delgado de surge. Los otros depósitos de flujos de bloques y cenizas, corresponden a los denominados por Bloomfield y Valastro, 1974 y 1977, como lahares azul-gris; estos flujos tienen una edad aproximada de 28,000 años, se ubican al SE de la población de Tlanisco y se distribuyeron a distancias cortas del cráter.

Las dos últimas erupciones reportadas del volcán Nevado de Toluca formaron dos depósitos de pómez denominadas Pómez Toluca Inferior y Pómez Toluca Superior (Bloomfield y Valastro, 1974 y 1977) La Pómez Toluca Inferior es un depósito constituido de material de caída, de color café ocre, con un espesor aproximado de 50-60 cm, separado por un flujo de bloques y cenizas y un flujo de cenizas y un paleosuelo de color café oscuro, datado por Bloomfield y Valastro (1977) en $24,260 \pm 670$ años a.P Se distribuye al NE del volcán, configurando su piedemonte.

Existe un depósito de flujo de pómez blanca, ubicada al SE del volcán, datado por un paleosuelo que descansa debajo de él en $26,275 \pm 1210/-150$ años a.P., que indica que es más joven que la Pómez Toluca Inferior, aunque estratigráficamente no esté muy bien definido (Macias *et al.*, 1997) Este flujo se caracteriza por una alternancia de depósitos delgados de material de caída y depósitos de surge (1 metro de espesor), seguido por un flujo de pómez blanca, con un espesor de un metro.

La Pómez Toluca Superior, es un depósito de material de caída que se presenta al NE y SE del volcán, también se localiza en la Sierra de Las Cruces y SE de la cuenca de México.

Dividida en dos miembros (Bloomfield y Valastro, 1974), inferior y superior, separadas por una banda delgada de ceniza oscura y un depósito de flujo pumítico rosa, cubre un área de 1700 km². Tiene una edad de 11, 600 años a P. Su color va de gris claro a blanco y a veces anaranjado grisáceo.

Es posible subdividir el piedemonte, en tres niveles, considerando la morfología del mismo, con base en el comportamiento gradual de la pendiente, y en la energía del relieve cuyos valores van de 30 a 140 y más de 290 m, lo que indica un desnivel gradual producto de la depositación de material vulcanoclástico, sin contemplar procesos erosivos como formadores de este piedemonte; se nota así, un piedemonte superior que presenta mayor pendiente, posteriormente un intermedio y otro inferior. Se reconoce además que los depósitos vulcanoclásticos del Xinantécatl daban origen a una topografía de estas características; por otra parte se identifica una zona de transición entre el piedemonte y la planicie, de menor pendiente y donde los depósitos que los constituyen ya son retrabajados por la acción del agua (proceso acumulativo) (figura 21)

El análisis del piedemonte del Xinantécatl se realizará en función de tres niveles que se determinaron, iniciando con el piedemonte superior que parte de los 2,850 msnm donde se incrementa la pendiente y la red fluvial, y donde los depósitos son más gruesos y está constituido de depósitos de flujo piroclástico, avalancha y capas gruesas de las últimas erupciones del Xinantécatl, correspondiente a las Formaciones Toluca Inferior y Superior, como se observa en los cortes **a** y **b** tomados de Macías *et al* (1997) (figura 23 y 24)

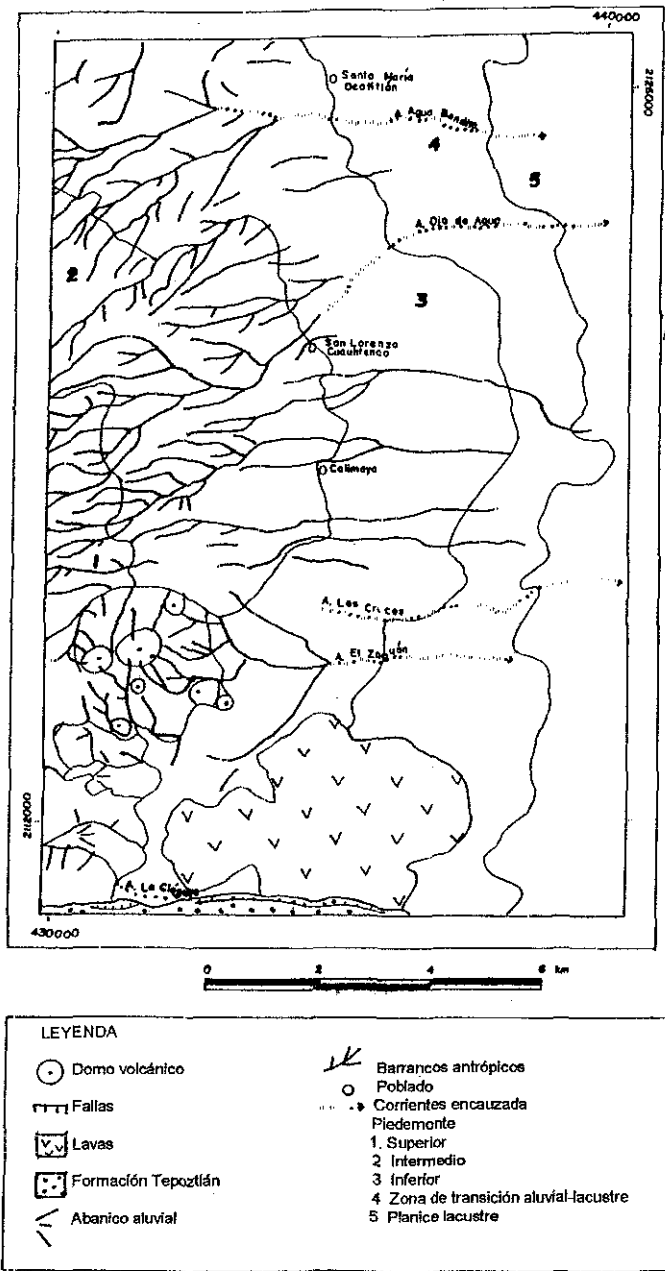


Figura 21. Rasgos morfológicos generales del piedemonte del Xinantécatl (Nevado de Toluca). Los depósitos proclásticos del volcán en su ladera oriental han originado un gran piedemonte que creció por una acelerada erosión y deposición hacia la planicie lacustre-aluvial. En los últimos 10,000 años, el volcán sufre una fuerte erosión, el piedemonte es una forma de acumulación o construcción y la planicie de nivel de base se reduce, se estrecha hacia el oriente.

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

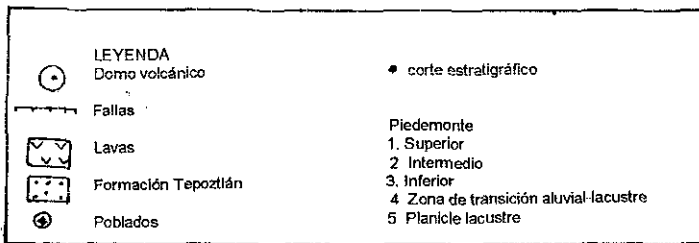
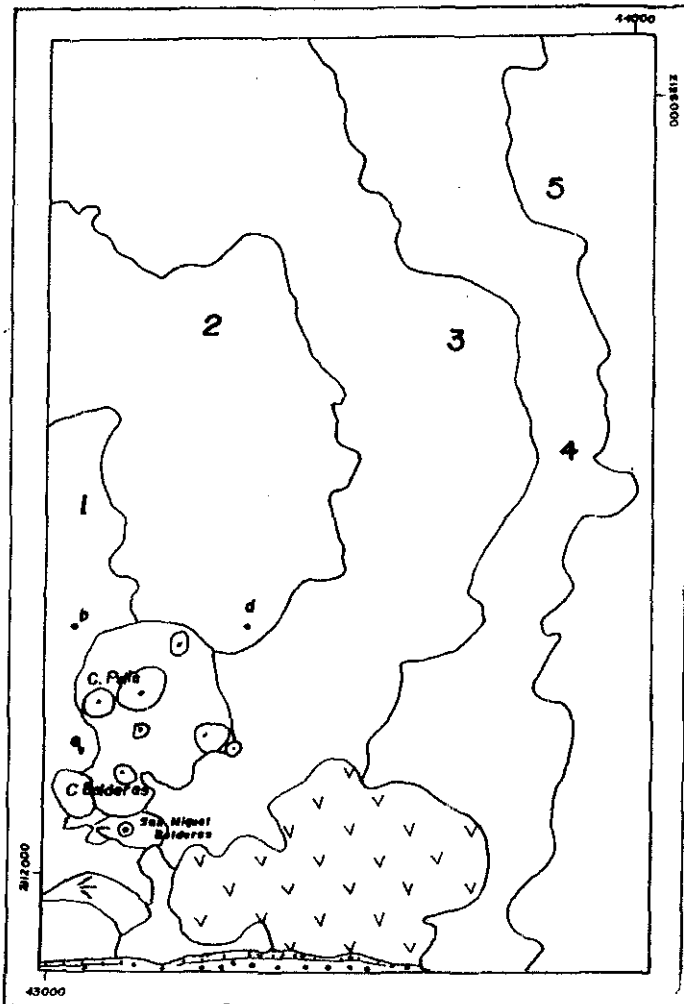
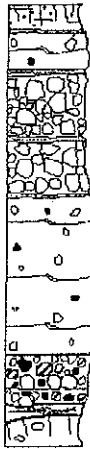


Figura 22 Ubicación de cortes estratigráficos en el piedemonte del volcán Xinantécatl

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Al W de San Miguel Balderas



capa correspondiente a los tres miembros de caída de la Pómez Toluca Superior de acuerdo con los autores, pertenecen a la misma secuencia

capa de pómez rica en flujos piroclásticos y

capa de pómez de caída, rica en pómez angular blanca, pómez bandeada, dacita gris y clastos alterados por hidrotermalismo

capa de arena café

Figura 23 (Corte a) corte estratigráfico al oeste de San Miguel Balderas Tomado de Macias *et al.* 1997

Al NE del anterior



capas de caída de la Pómez Toluca Superior intercaladas con paleosuelos

depósito de avalancha constituida de dacita gris y bloques rojos; al no estar separado por un intervalo erosivo, los autores sugieren que tal depósito se emplazó durante el mismo evento eruptivo ocurrido hace 37 000 a 28 000 años a p

depósito grueso de bloques y cenizas de color gris, rico en clastos de dacita en una matriz arenosa

Figura 24 (Corte b) estratigrafía al noreste del anterior Tomado de Macias *et al.* , 1997

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

En el piedemonte superior se aprecia que los procesos del desarrollo de cárcavas, corresponden con valores de densidad de disección (ver anexo) altos de 2.5 a 3.0 km/km², favorecen su desarrollo por la energía del relieve, la nula cobertura vegetal y el tipo de material consistente en capas de caída de la Pómez Toluca Superior. Por encima se presenta un suelo tipo feozem a regosol, de poca profundidad, desprovisto de vegetación, por lo que las altas precipitaciones de más de 900 mm, saturan las capas de la pómez y favorecen su remoción. Estas cárcavas son activas en sus cabeceras y en los bordes laterales, por lo que todo el material removido alimenta a los barrancos principales y en la época de lluvias se convierten en torrentes, los cuales adquieren mayor fuerza en el piedemonte intermedio. Para contrarrestar sus efectos se han llevado a cabo algunas obras de ingeniería para evitar inundaciones aguas abajo. Se han construido gaviones en las zonas altas, como en el arroyo el Zagúan que es considerado por la Comisión Nacional del Agua (CNA) como el más problemático del Xinantécatl, pero a pesar de estas medidas no ha sido posible detener este proceso debido a no hay un control en el uso de suelo en estas partes altas. Otro arroyo que tiene estas técnicas de control es La Ciénega, cuya desembocadura forma un abanico aluvial (ver mapa geomorfológico) considerado de gran peligro para la población de Santa Cruz Pueblo Nuevo, que en los años cincuenta presentó un gran inundación, destruyendo el antiguo pueblo. Por último, el arroyo Las Cruces, ubicado al norte del cerro Putla (ver figura 21) también presenta a lo largo de su curso varios gaviones que en su mayoría ya han sido azolvados. Cabe mencionar que en los tres arroyos los gaviones están completamente azolvados, lo que indica la fuerte dinámica fluvial con gran capacidad para transportar sedimentos y formar algunas terrazas en el cauce original.

El piedemonte intermedio se identifica a partir de los 2,730 a los 2,850 msnm, aproximadamente; los depósitos son menos gruesos que en el piedemonte alto, debido a la distancia del aparato principal (volcán Nevado de Toluca). La pendiente disminuye, con una morfología suave y ondulada. Macías *et al.* (1995) identifican varios depósitos de flujo piroclástico en un corte de las minas de Zacango (corte c, figura 25).



capas de caída de la Pómez Toluca Inferior y Pómez Toluca Superior intercaladas con paleosuelos

depósito de flujo de bloques y cenizas, compuesto de dacita gris y clastos de pómez en una matriz arenosa que debe corresponder a los flujos de edad establecida por Bloomfield y Valastro (1977) de 28 000 años a p.

capas interbandeadas lacustres y paleosuelos de color gris oscuro

depósito de 10-20 metros de flujo de bloques y cenizas, que en la parte superior muestra pipas fumarólicas de gas; por su posición este depósito debe corresponder a la edad de 37 000 años a p.

Figura 25. (Corte c) corte estratigráfico al poniente de Zacango. Tomado de Macias *et al* , 1997

Cerca del arroyo Las Cruces se observa la siguiente estratigrafía. Se nota la dinámica fluvial de un río cubierto por la Pómez Toluca Superior

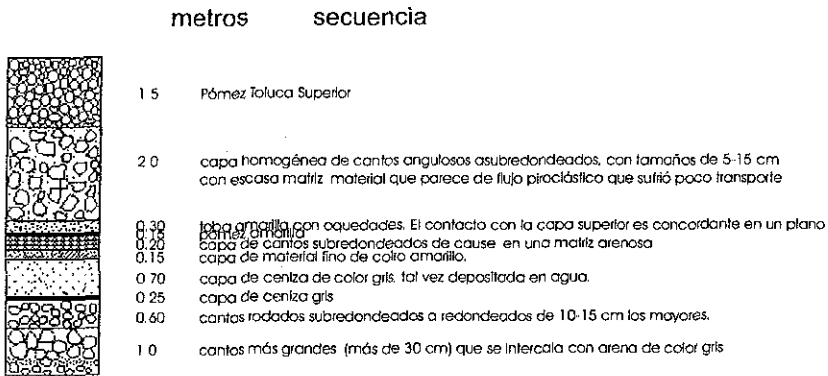


Figura 26. (Corte d) corte estratigráfico en la parte baja del arroyo Las Cruces en la ribera izquierda

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

En el piedemonte intermedio, se nota un cambio de pendiente menor, está constituido por material de flujos de bloques y cenizas color gris con edad de 37,000 años a.P y 28,000 años a.P. (Bloomfield y Valastro, 1977), y en la superficie depósitos de las Formaciones Pómez Toluca Superior e Inferior (corte c) Se emplazaron varias estructuras como el conjunto de domos Putla (domo Putla, La Pedrera, La Capilla), parcialmente cubiertos por los diferentes depósitos piroclásticos de erupciones del volcán Nevado de Toluca. El principal domo que sobresale por sus dimensiones es el Putla, que se eleva desde los 2,750 msnm hasta los 3,250 msnm, en algunas partes de las laderas quedan bien expuestos los depósitos de la Formación Toluca Superior, y en la superficie, material piroclástico fino no consolidado, de color ocre. Gran parte de las laderas han sido deforestadas, lo que provocó la formación de barrancos de gran longitud de ahí que los valores de densidad de disección son relativamente altos (1.5 a 2.5 km/km²), algunos son profundos, el mapa de profundidad de disección indica valores de entre 100 a 200 m de profundidad debido a que son activos tanto en los bordes como en las cabeceras y en su base, estos procesos son favorecidos por el tipo de roca y las altas precipitaciones que se originan, que del orden de 900 mm. Son pocos los que presentan vegetación en los bordes y en la mayoría de los casos no es suficiente para contrarrestar los procesos erosivos. Estos barrancos han originado una morfología quebrada en la estructura dómica.

Al sur de este conjunto se ubica el volcán Balderas (ver mapa geomorfológico), también cubierto por los depósitos piroclásticos provenientes del Nevado de Toluca; aún conserva su morfología, aunque no es notable el cráter, posiblemente rellenado por estos depósitos.

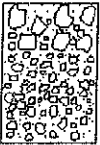
Al sur de la población de Santa Cruz Pueblo Nuevo, se aprecia una estructura que representa un bloque levantado de la falla Tenango, en el mapa de energía de relieve es notable porque se observa el cambio de valores, el bloque hundido está representado con un valor de 360 metros y el bloque levantado con 540 metros. Está parcialmente cubierta por depósitos piroclásticos finos, presenta una ligera erosión, ya que no se notan barrancos o cárcavas. Es una zona con abundante vegetación, además el mapa de densidad de disección muestra valores bajos (1.0 a 1.5 km/km²).

Sobre esta porción del piedemonte se emplazó el volcán Cuescotepec asociado con un flujo de lava (ver mapa geomorfológico), ubicado al poniente de la población de San Pedro Tlanisco. Fue cubierto parcialmente por los depósitos del volcán Nevado de Toluca. La superficie del flujo lávico es ondulada y suave, con dirección hacia el sur, con un frente escarpado; no se notan las crestas de lava, sólo algunos montículos. Hacia el oriente de esta lava hay un gran escarpe de aproximadamente 250 metros de altura, que presenta una serie de terrazas producto de la erosión diferencial. Es muy peculiar la morfología de esta sección, debido a que se han formado varios valles fluviales que dejan al descubierto los depósitos de flujo piroclástico, con un espesor de más de 150 metros, es el caso en el arroyo Grande (figura 27), el mapa de profundidad de disección indica valores altos mayor de 300 m, estos valles tienen una longitud promedio de 8.5 kilómetros, son estrechos, con dirección sur. Las características geológicas y climáticas de la zona ha favorecido una fuerte intensidad de los procesos erosivos, como son los derrumbes en las laderas por el socavamiento de la base y asentamientos. Además de que el uso del suelo (agrícola) también ha sido un factor importante para acelerarlos. Se han formado barrancos de origen antrópico, esta zona representa los valores de densidad de disección más altos (4.0 a 3.5 km/km²), indicando que hay una intensa erosión fluvial, éstos son de poca longitud, activos, que avanzan tanto lateralmente, como por retroceso de cabecera, de lo que resulta un gran peligro para la población de San Pedro Tlanisco, ya que sus parcelas de cultivo se encuentran afectadas por el avance de estos barrancos, incluso sus casas-habitación se encuentran en los bordes de los mismo. Esto se nota en la figura 27.



Figura 27. Paredes verticales del valle fluvial del arroyo Grande, el cual corta depósitos de flujos piroclásticos del volcán Xinantécal, se aprecia zonas claras y zonas con vegetación, las zonas claras son donde continuamente se está desprendiendo material resultando un avance lateral que afecta las zonas de cultivo, disminuyendo su extensión

Por otra parte, el piedemonte inferior se presenta a partir de los 2,630 hasta los 2,720 msnm, aproximadamente; es una superficie de poca pendiente, con ondulaciones en el relieve, producto de los depósitos del volcán Nevado de Toluca, los cuales son de menor grosor. En una mina entre San Lorenzo Cuauhtenco y Calimaya, se observa un corte de tres metros de material volcánico (figura 28).



material volcánico consistente en clastos donde predominan los 3-10 mm, con escasa matriz, con bandas de material grueso de 3-7 cm; en la parte superior son bloques gruesos de 10-25 cm

El material es poco consolidado de color blanco-grisáceo, con fragmentos de pómez

Figura 28 (Corte e) corte estratigráfico en una mina, entre San Lorenzo Cuauhtenco y Calimaya

En el área de San Felipe Tlalmimilolpan este piedemonte está formado por las lavas del volcán Tlacotepec, cubiertas completamente por los depósitos del Nevado de Toluca; por lo tanto, ya no es reconocible la forma, sólo en algunas porciones se observan sus frentes y con ello su dirección, aparentemente llegaron hasta la población de Santa María Ocotitlán, aunque hacia el sur no se puede definir el límite. En los frentes se han formado grandes circos de erosión, muy activos, debido a las características de la roca y el uso del suelo

(agrícola) Aquí los procesos erosivos son nulos, ya que la escasa energía del relieve los inhibe, no hay gran profundidad de disección y por tanto no existen valores de densidad altos (ver anexo), lo que expresa una zona de acumulación, donde desembocan las corrientes fluviales provenientes de las partes altas del Xinantécatl. En las desembocaduras se originan varios abanicos aluviales de gran extensión, muy dinámicos como son donde se localizan los poblados de San Miguel Balderas (Río El Zaguán) y Santa Cruz Pueblo Nuevo (arroyo La Ciénaga) (ver mapa geomorfológico).

La zona de transición entre el piedemonte y la planicie lacustre-aluvial, es una franja de poca dimensión, casi plana, donde se observan aún los depósitos del Nevado de Toluca (en el área de San Miguel Totocuitlapilco). En esta zona algunos de los arroyos poseen una energía para transportar sedimentos, provocan inundaciones en los campos de cultivo en esta zona, por lo que se han encauzado en forma artificial, con el mismo material que transporta (arroyos El Zaguán, Las Cruces, Ojo de Agua y Agua Bendita). Esta medida no ha sido práctica, ya que año tras año estos cauces se azolvan y se desbordan, por lo que tienen que ser continuamente desazolados. Otra medida que se ha llevado a cabo, principalmente en los arroyos El Zaguán y Las Cruces, es la construcción de diques que evitan el libre paso en la época de lluvias de toda la carga de estos arroyos, esta ha sido poco favorable, ya que la mayoría de los embalses están rellenos y los diques destruidos (figura 29).



Figura 29 a Parte alta del arroyo El Zaguán, b Planicie lacustre-aluvial. El arroyo el Zaguán es en una de las corrientes de gran energía en la época de lluvias, acarreado una gran cantidad de sedimentos. Para evitar inundaciones en la parte baja se ha encauzado de forma artificial con diques construidos con el mismo material arrastrado por el arroyo, por lo que en el relieve se nota por arriba del nivel de base.

Por otro lado, como es común en gran parte de nuestro país, y el área de estudio no es la excepción, el crecimiento urbano ha ido en aumento principalmente en esta zona de transición, lo que representa que fenómenos naturales condicionados por factores geográficos, geológicos y antrópicos se conviertan en fenómenos peligrosos. Para analizar esta situación se elaboró un mapa (figura 30) donde se nota que las poblaciones que han crecido son aquellas que se ubican en ésta zona de transición, en las desembocaduras de las corrientes fluviales que provienen del volcán Xinantécatl, los sitios de mayor peligro de inundación, donde se depositan los materiales transportados desde las partes altas, las cuales han sido deforestadas, acelerando el proceso de erosión, y en época de lluvias extraordinarias el material sólido que ha sido arrancado se incorpora al flujo de agua, convirtiéndose en una mezcla lodosa que representa un peligro para estas poblaciones. Y a pesar de que algunos se han encauzado en forma artificial no impide que en algunas ocasiones la carretera Toluca-Tenango sea cubierta por sedimentos, lo que indica que resulta un fenómeno que difícilmente se pueda controlar, a corto plazo, a menos que se ponga atención desde el origen del problema que es el cambio de uso de suelo.

Un claro ejemplo de este fenómeno fue la inundación que se presentó en abril de 2001, en el poblado de Santa María Jajalpa, por el río Seco cuya desembocadura forma un abanico aluvial, donde está asentado el poblado. El arroyo condujo un flujo de lodo, el cual alcanzó una altura de más o menos dos metros en el ápice del abanico, evidenciada por la marca que dejó en las bardas de las casas situadas en este lugar en su paso; este arroyo de un kilómetro de longitud forma una cuenca de no más de un kilómetro cuadrado de superficie, lo que indica su pequeña dimensión. Para haberse presentado un fenómeno que provocó daños, la explicación puede basarse en el hecho de que la cuenca del arroyo Seco, considerado como antrópico, está sobre un material fino y poco consolidado, que corresponde a cenizas provenientes de la última erupción del Xinantécatl cubriendo la colada lávica del volcán Xuxtépetl, y que durante la época prehispánica se utilizaron estas tierras para la agricultura, lo que dio inicio al proceso erosivo, y que al presentarse lluvias intensas como sucedió el pasado abril, que fue una lluvia extraordinaria y se concentró en esta cuenca. El agua lavó los suelos agrícolas, concentrando los sedimentos en el canal principal, convirtiéndose en flujo lodoso, afectando la población.

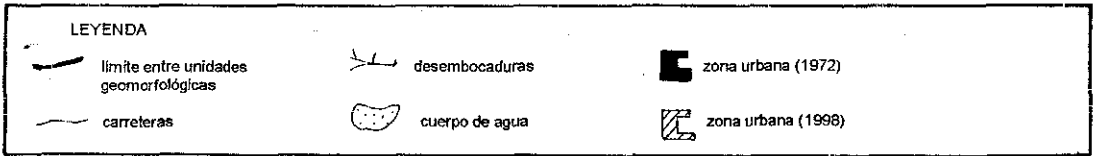
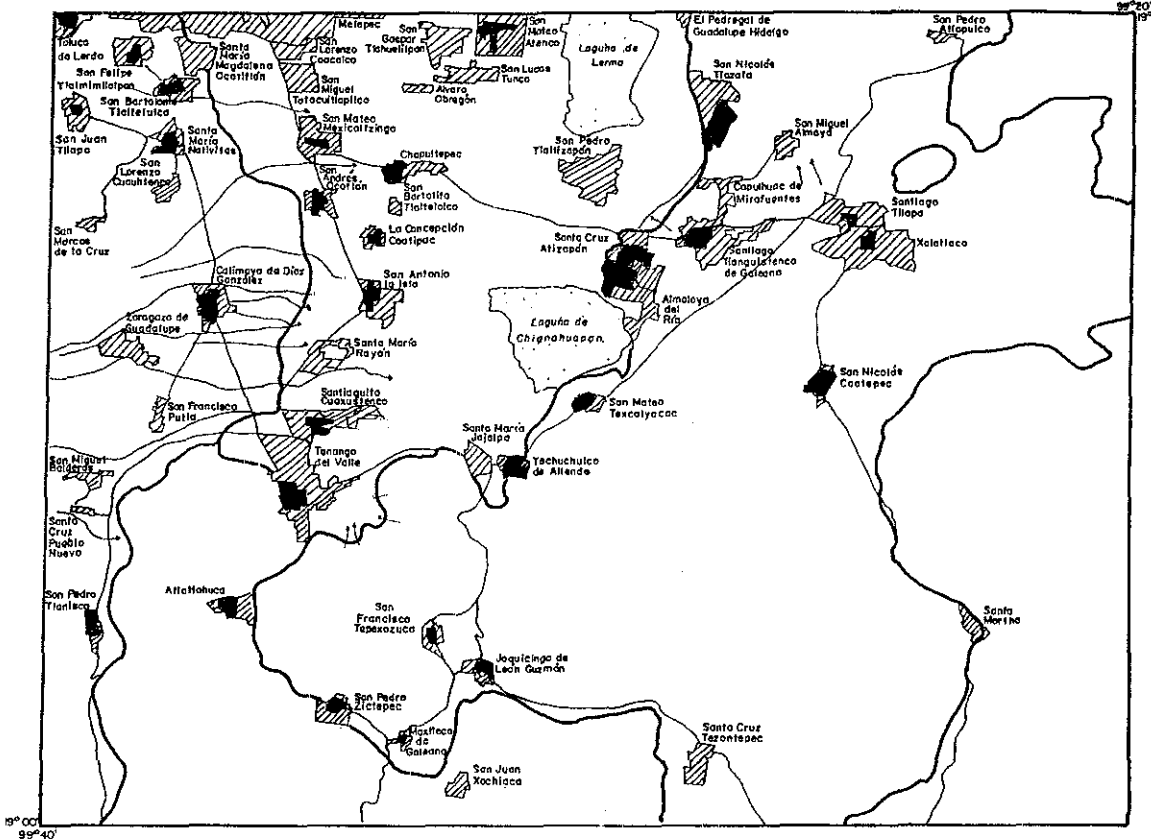


Figura 30 Mapa de crecimiento urbano (1972 y 1998)

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

CAPÍTULO VIII

CAMPO VOLCÁNICO MONOGENÉTICO

Una nueva etapa de formación del relieve se produjo con el surgimiento de volcanes de tefra y sus productos: lavas y piroclastos. Es el relieve más joven de la zona en estudio y aunque no hay ningún cono volcánico en actividad, la zona en sí es potencialmente activa.

En el siguiente perfil topográfico (figura 31, ver anexo) se nota que este campo volcánico cubre los peñascos de Tepoztlán hacia el sur, este desnivel permitió mayor fluidez de lavas del volcán Tres Cruces en esta dirección en comparación con el norte donde alcanzaron una corta distancia.

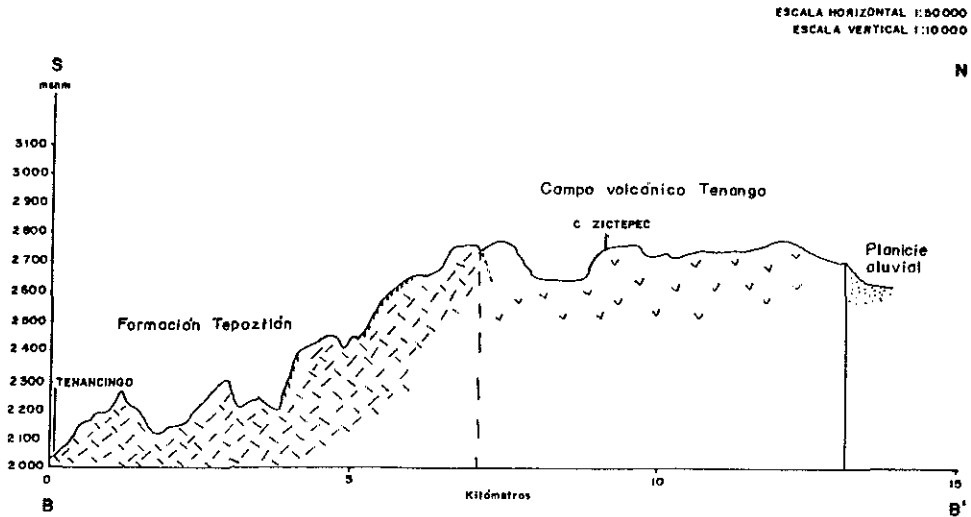


Figura 31. (Perfil 2) se nota el emplazamiento de las lavas del campo volcánico monogenético, las cuales chocan con la unidad peñascos de Tepoztlán, la cual participa como barrera para que estas fluyan hacia el sur

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

La superficie cartografiada representa solo una porción de una unidad geológico-geomorfológica mayor que se dispone entre los grandes volcanes Popocatepetl, al oriente, y Xinantécatl al occidente. Este campo forma la porción más occidental de la Sierra Chichinautzin

Los principales trabajos geológicos realizados sobre la sierra Chichinautzin se deben a Ordóñez (1890,1895), Waitz y Wittch (1910), Schmitter (1953), Fries (1960, 1965), Mooser (1962), Herrero y Pal (1977), Jaimes-Palomera y Vázquez-Sánchez (1989), y Martin del Pozzo (1980, 1982, 1990) Estudios sobre morfología y geología del área en estudio han sido realizados por Querol-Suñe (1966), Guerrero-García (inédito,1970) cuyo trabajo no fue publicado, Bloomfield (1973, 1975), Meriggi (1999).

Esta sierra consiste principalmente en una asociación variada de lavas y piroclastos, con sedimentos estratificados del Plioceno tardío al Holoceno (Fries, 1960, 1965; Mooser, 1962; en Bloomfield *et al* , 1975), compuesto por rocas andesítico-básalticas y basálticas.

Fries (1960) denomina Grupo Chichinautzin a todas las corrientes de lava, estratos de toba, brecha y materiales clásticos interestratificados depositados en agua, de composición andesítica y basáltica, se caracteriza por su edad reciente y con escasa erosión, con una red de drenaje incipiente; la mayoría de los derrames son de tipo aa y algunas localidades de tipo pahoehoe. El espesor es variable, el grosor mayor se calcula en 1,800 metros.

Bloomfield (1975) identificó 41 conos monogenéticos junto con lavas y piroclastos asociados, y les asigna una edad relativa, con base en parámetros geomorfológicos, entre $8,390 \pm 100$ y 40,000 años. Clasificó los volcanes y lavas por la edad de los mismos, en unos casos absoluta, determinada por carbono 14; en otros relativa, inferida por morfología y posición stratigráfica (cuadros 1y 2). Definió cinco unidades, la más joven del Holoceno -Hv ($8,400 \pm 70$ a.P), y cuatro para el Pleistoceno: Plv4 ($19,530 \pm 160$ a P), Plv3 ($21,860 \pm 380$ a P), Plv2 ($30,500 \pm 1,160$ a P) y Plv1 ($38,590 \pm 3,210$ a.P).

Este campo está compuesto por 70 conos volcánicos y lavas (basado en Bloomfield, 1975; Mooser, 1996) (figura 32).

No. y edad relativa	Nombre	Lava asociada	Edad	Grupo
41	Holotepec	Hv		GRUPO 1
40	Tres Cruces	Hv	8, 440+- 70	GRUPO 1
39		Hv		GRUPO 1
38	Tepezingo A	Hv		GRUPO 3
37	Tepezingo B	Hv		GRUPO 3
36	Tezontepec	Hv		GRUPO 2
35		Plv4		GRUPO NO DEFINIDO
34	Tuxtepec	Plv4		GRUPO 4
33	Tecontó	Plv4		GRUPO 5
32	Las Ratas	Plv3		GRUPO 5
31	El Negro	Plv3		GRUPO 5
30	Pehualtepec			GRUPO 6
29	Cuautl	Plv3	19 530+- 160	GRUPO 6
28		Plv3		GRUPO NO DEFINIDO
27	Coyoltepec			GRUPO NO DEFINIDO
26	Boludo			GRUPO NO DEFINIDO
25	Tezontle	Plv3	21 860+- 380	GRUPO 5
24	Tlacotepec			GRUPO NO DEFINIDO
23	Melepec			GRUPO NO DEFINIDO
22	Tepecingo			GRUPO 3
21		Plv2		GRUPO NO DEFINIDO
20	El Molcajete	Plv2	30 200+- 4 420	GRUPO NO DEFINIDO
19		Plv2		GRUPO NO DEFINIDO
18		Plv2		GRUPO NO DEFINIDO
17		Plv2		GRUPO NO DEFINIDO
16		Plv2		GRUPO NO DEFINIDO
15		Plv2	30 500+- 4 460	GRUPO NO DEFINIDO
14		Plv2		GRUPO NO DEFINIDO
13	Tomasquillo	Plv1		GRUPO 7
12	Coaxusco A	Plv1		GRUPO 7
11	Coaxusco B	Plv1	38 500+- 3 210	GRUPO 7
10	Coaxusco C	Plv1		GRUPO 7
9	Coaxusco D	Plv1		GRUPO 7
8	La Silva	Plv1		GRUPO 7
7	Tilapa A	Plv1		GRUPO 7
6	Tilapa B	Plv1		GRUPO 7
5		Plv1		GRUPO NO DEFINIDO
4		Plv1		GRUPO NO DEFINIDO
3	Chapultepec	Plv1		GRUPO NO DEFINIDO
2		Plv1		GRUPO NO DEFINIDO
1	El Calvario	Plv1		GRUPO NO DEFINIDO

Nombre, grupo y número	GRUPO NO DEFINIDO	GRUPO NO DEFINIDO
GRUPO 1		
5 Arista		
38 Pedregal	1 Atizapan	1 Atizapan
55 Tetela	2 Atlatlahuca	2 Atlatlahuca
56. Tetepetl	4 Atutuapan	4 Atutuapan
57 Tetepetl-1	6 Balderas	6 Balderas
60. Texontepec	13 Chapultepec-1	13 Chapultepec-1
61 Texontepec-1	14 Chiquilpa	14 Chiquilpa
GRUPO 2	15 Coatepec	15 Coatepec
17 Cuate-1	24 Joquicingo	24 Joquicingo
18 Cuate-2	33 Muntepec	33 Muntepec
25 La Esperanza	36 Pájaro	36 Pájaro
62 Texontepec-2	37 Pájaro-1	37 Pájaro-1
GRUPO 3	40 Pócito	40 Pócito
27 Lama-1	41 Pócito-1	41 Pócito-1
28 Lama-2	42 Quilotzín	42 Quilotzín
35 Ocampo	43 Quilotzín-1	43 Quilotzín-1
54 Tepezingo-1	45 Tenango	45 Tenango
GRUPO 4	46 Tenango-1	46 Tenango-1
52 Tepexoxuca-1	47 Tenango-2	47 Tenango-2
66. Tuxtepec	48 Tenango-3	48 Tenango-3
67 Tuxtepec-1	49 Tenango-4	49 Tenango-4
68 Tuxtepec-2	50 Tenango-5	50 Tenango-5
GRUPO 5	51 Tepexoxuca	51 Tepexoxuca
20 Cuautl-1	69 Zictepec	69 Zictepec
59 Tezontle-1	70 Xuxpetl	70 Xuxpetl
GRUPO 6		
3 Atlapulco		
16 Cuate		
21 Emerenciano		
23 Jajalpa		
GRUPO 7		
7 Capulhuac		
32 Mezapa		

Cuadro 1. Edades relativas de 41 conos, tomado de estudio Bloomfield (1977)

Cuadro 2. Conos identificados en este y su clasificación en grupos

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Cerca del volcán Tres Cruces se distinguen al menos 220 capas de ceniza, cada una representa un pulso eruptivo. En algunos sitios del volcán Tres Cruces la ceniza descansa directamente sobre la Pómez Toluca Superior. Aquí se presenta un escarpe de falla, que corta las capas de cenizas y refleja movimientos recientes, asociados con el desarrollo de la cuenca de Toluca (op. cit.).

Aparentemente, los conos de Pehualtepec, Tlacotepec, Chapultepec y Texontepec no presentan depósitos de tefra asociada, tal vez hayan sido cubiertos por la lava. La abundante ceniza de Tres Cruces parece ser más antigua que los flujos asociados del Texontepec que descansa sobre ceniza gruesa y escoria.

Dos capas de ceniza feldespática, una caracterizada por hornblenda café y otra por biotita, ambas con vidrios alterados, tal vez provienen del volcán Jocotitlán (Bloomfield, 1973); con un espesor de 1.5 m cubren al volcán Coaxusco (Capulhuac).

Grupos pequeños de conos tienen una alineación E-W, paralela a un sistema de fracturas con esta dirección, por lo tanto, su emplazamiento estuvo controlado estructuralmente, por ejemplo, Coaxusco (Cuate)-Tecontó, Cuautl-El Negro; sin embargo, no todos tienen la misma edad.

En cuanto a los flujos de lava, son de tipo aa y menos común de bloques, las lavas del Tezontle al parecer fluyeron en un escarpe preexistente de volcanes terciarios, túneles, cuevas y estructuras de colapso se desarrollan en una lava pahoehoe viscosa. Las lavas del Holoceno presentan bloques de intemperismo mecánico.

Las características de los depósitos piroclásticos son similares a los volcanes estrombolianos y hawaianos; los flujos de lava son intermedios entre alta y baja viscosidad. Generalmente los flujos holocénicos son largos, menos viscosos y mejor diferenciados que los cortos, derivados de centros eruptivos más antiguos.

La continuación de este campo hacia el oriente, el límite sur de la cuenca de México, está compuesto por 146 volcanes monogenéticos (Martin del Pozzo, 1980), los rangos de edad son de $38,590 \pm 3,120$ a 844 ± 7 años a.P. Martin del Pozzo (1980) señala tres principales estructuras volcánicas que comprenden conos escoriáceos, conos de lava, derrames gruesos de lava sin cono.

La actividad volcánica en esta zona inició en el Pleistoceno, con un vulcanismo andesítico, con explosividad intermedia (conos cineríticos, lavas cubiertas por productos piroclásticos) de tipo estromboliano (Plv1). Después siguió un vulcanismo entre andesítico a basáltico (más básico) con explosividad y morfología similar al anterior (Plv2). Continuó con vulcanismo andesítico-basáltico, pero la explosividad disminuyó siendo menor la proporción de cenizas y lapilli y mayor la de lavas (Plv3). Para el Holoceno la actividad se caracterizó por derrames gruesos, con explosividad baja, flujos viscosos, ocultando el orificio al ir fluyendo (Martin del Pozzo, 1980).

Los estudios de Bloomfield (1975) sobre el campo monogenético de Tenango, establecieron que los conos volcánicos son muy jóvenes, los más antiguos de menos de 50,000 años, del orden de 35,000 años, y los más jóvenes de menos de 10,000 años.

Martin del Pozzo (1980) realizó un estudio semejante al de Bloomfield (1975), en la zona contigua al oriente, correspondiente a la hoja topográfica 1:50,000, Milpa Alta. Los resultados fueron parecidos y todo indica que en el extremo oriental, en la superficie que cubre la hoja Amecameca de la misma escala, continúa la misma homogeneidad.

Las rocas que constituyen esta unidad, lavas y piroclastos, fueron definidas por Fries (1960) como Grupo Chichinautzin. Schlaepfer (1968) aplicó el término de Formación Chichinautzin. Se considera que la edad de ésta es menor a los 600,000 años, de acuerdo con determinaciones por paleomagnetismo, aunque el relieve y los fechamientos realizados, establecen que en la superficie predominan las rocas de menos de 50,000 años y en general, por lo que se observa directamente en el campo, la Formación Chichinautzin se apoya con discordancia sobre unidades más antiguas, como Tepoztlán,

Las Cruces y Ajusco, y se encuentra interdigitada con los productos contemporáneos del Popocatepetl y el Xinantécatl.

Al iniciar el estudio de la zona de Tenango, encontramos una valiosa información sobre los conos volcánicos y sus productos en el campo monogenético en los trabajos de Bloomfield (1975) y con el fin de profundizar un poco más en este tema se agregó lo siguiente:

1. Se integraron a la clasificación de volcanes y lavas, 7 grupos (el grupo 1 es el más joven y no está cubierto por otras lavas, y el grupo más antiguo es el 5, el grupo 7 no es posible diferenciar su posición) que no fueron incluidas por Bloomfield (1975).

2. Se estableció una clasificación de formas del relieve, con criterios geomorfológicos y geológicos, principalmente la sobreposición de lavas y la información geológica existente sobre el campo

3. Se agregan elementos sobre procesos actuales y uso del suelo.

En el estudio de conos volcánicos, ha sido importante el análisis de la información cuantitativa (altura, diámetro del cono y cráter, profundidad del cráter). Aparentemente Porter (1972) fue el primero en establecer las relaciones entre varios índices morfológicos de conos volcánicos, aunque existen trabajos previos de Tsuya (1943), Nakamura (1961) y Ogura (1969), de acuerdo con Wood (1979) Aplicaciones se deben a Bloomfield (1975), Scott y Trask (1971), Pike (1978), Settle (1979), Wood (1977), Martin del Pozzo (1982), Hasenaka y Carmichael (1985), Inbar *et al* (1994), principalmente.

El análisis morfométrico permite inferir edades relativas, así como clasificar a los conos por su grado de erosión (figura 33).

Bloomfield (1975) estableció edades relativas para algunos conos (tabla 1) del campo volcánico de Tenango, con base en parámetros geomorfológicos: estado de erosión de los flancos, diámetro de la base y el cráter, el grado de rellenamiento del cráter, esto es, una relación de altura /diámetro de la base, y relación diámetro del cráter/ diámetro de la base.

Teóricamente, el valor de la relación altura /diámetro de la base aumenta con la edad. Los parámetros dan un buen indicio de la edad, pero puede variar el valor debido a que algunos conos están sobrepuestos y otros están parcialmente cubiertos por lavas (Martín del Pozzo, 1980).

El promedio altura /diámetro de la base de los conos holocénicos es de 0.21, y de los Pleistocénicos (como el Pehualtepec y Cuautl) es de 0.19, disminuyendo hasta 0.10 en los más antiguos. El promedio diámetro del cráter/diámetro de la base es de 0.40 para los del Holoceno, 0.45 para los del Pleistoceno, y 0.83 para los más antiguos.

Los resultados de este trabajo se registran en la tabla 1, donde se muestra que para los volcanes del primer grupo, la relación altura/diámetro de la base es de 0.3 a 0.2, sin embargo, para algunos (56, 57, 60) el valor es más bajo debido a que están parcialmente cubiertos por lavas. Para los volcanes Pehualtepec y Cuautl es entre 0.3 a 0.2, lo que indica su buen estado de conservación, a pesar de estar considerados en una edad mayor; estos valores difieren de los resultados de Bloomfield (1975), pero los valores de los conos más antiguos sí coinciden (0.1)

Para el caso de los valores de la relación diámetro del cráter/diámetro de la base, son altos de 0.4 a 0.5 para los más jóvenes; para el caso de los conos antiguos pero bien conservados (19, 34, 39, 58, 59) es de 0.4, y para los más antiguos (14, 15, 17, 63, 64) es de 0.5, aunque este valor en algunos casos varía debido a que están principalmente cubiertos por lavas. Estos resultados coinciden con los de Bloomfield (1975), excepto en el caso de los conos antiguos, ya que el valor más alto es de 0.5.

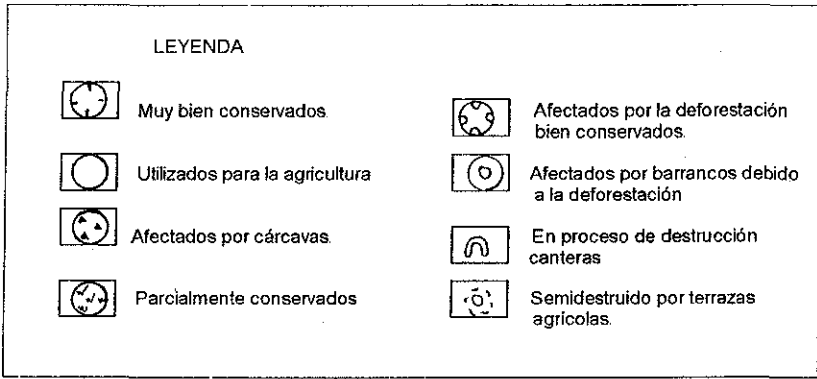
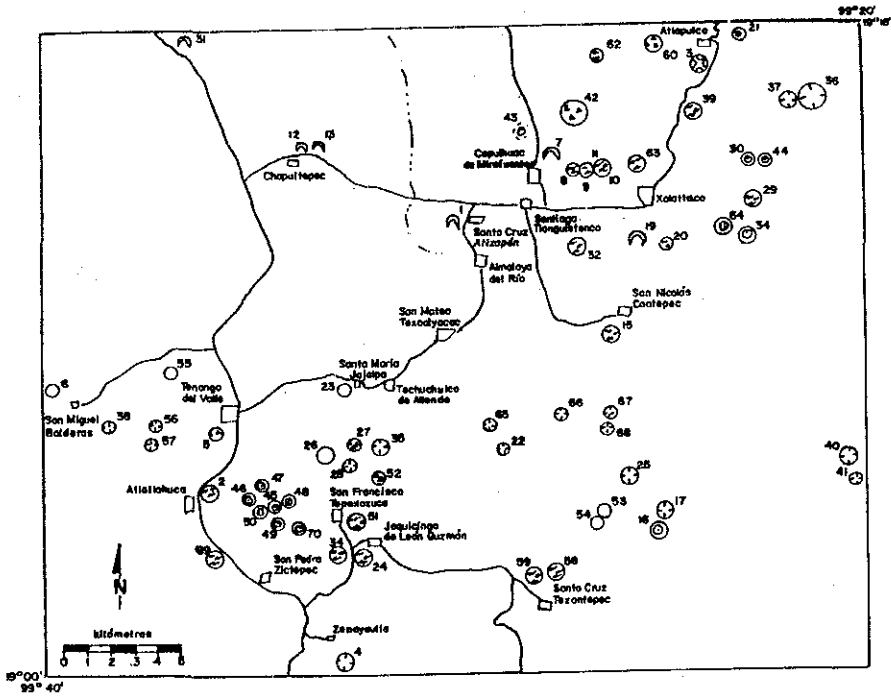


Figura 33 Clasificación de conos volcánicos de acuerdo con el grado de conservación

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

Los conos se clasificaron de acuerdo con los grupos ya determinados en los flujos lávicos (tabla 1); en la figura 32 se pueden localizar, cada uno tiene un número para su localización.

GRUPO Y NOMBRE DEL CONO	ALTURA ABSOLUTA (m)	ALTURA RELATIVA (m)	DIÁMETRO MÍNIMO (m)	DIÁMETRO MÁXIMO (m)	DIÁMETRO DEL CRÁTER (m)	PROFUNDI- DAD DEL CRÁTER	Forma del cráter	ALTURA/ DIÁMETRO/ BASE	DIÁMETRO/ CRÁTER/ DIÁMETRO BASE
GRUPO 1									
5. Arista	2730	70	525	550				0,1	
22. Holotepec	3060	120	425	550	300	Aprox. 50		0,2	0,5
38. Pedregal	2910	10	450	600				0,01	
55. Tetella	2680	20	250	350				0,05	
56. Tetepell	2810	40	200	500	200	Aprox. 10		0,08	0,4
57. Tetepell-1	2820	20	150	500	450	-10		0,01	
60. Texontepec	3000	150	550	650	100	Aprox. 20		0,2	0,4
61. Texontepec-1	2820	60	275	300				0,2	
65. Tres Cruces	2960	110	750	950	450	Aprox. 30	herradura	0,1	0,3
GRUPO 2									
17. Cuate-1	2990	90	350	600	500	Aprox. 30		0,1	0,8
18. Cuate-2	2940	40	300	375	150	Aprox 10		0,1	0,4
25. La Esperanza	2920	70	500	400				0,2	
62. Texontepec-2	2760	40	250	300	225	Aprox. 20	herradura	0,1	0,5
GRUPO 3									
27. Lama-1	3000	150	450	700				0,2	
28. Lama-2	3020	70	500	850				0,08	
35. Ocampo	2790	70	350	400	300	Aprox. 30	herradura	0,1	
53. Tepezingo	2920	170	600	700	300	Aprox. 30	herradura	0,2	0,4
54. Tepezingo-1	2910	160	450	550	100	Aprox. 20		0,3	0,2
GRUPO 4									
52. Tepexotlaca-1	2890	30	350	400				0,07	
66. Tuxtepec	2810	60	350	375	225	Aprox. 30	herradura	0,2	0,5
67. Tuxtepec-1	2950	100	300	325	200	Aprox. 30	herradura	0,3	0,4
68. Tuxtepec-2	2950	50	300	350	50	Aprox. 10		0,1	0,4
GRUPO 5									
20. Cuautl-1	2870	70	650	800	350	Aprox. 20	herradura	0,08	0,4
30. Las Ratas	3230	180	700	775				0,2	
34. Negro	3220	220	700	825	200	Aprox. 90		0,3	0,3
44. Tecontó	3160	80	500	275				0,3	
58. Tezontle	2880	230	1150	1200	550	Aprox. 40		0,2	0,4
59. Tezontle-1	2790	110	300	500	200	Aprox. 40	herradura	0,2	0,4
GRUPO 6									
3. Atlapulco	2960	40	250	400	200	Aprox. 30	herradura	0,1	0,5
16. Cuate	3030	130	900	1400	350	Aprox. 50		0,09	0,3
19. Cuautl	3050	210	675	750	200	Aprox 70		0,3	0,3

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

21. Emerenciano	3070	70	425	450	200	Aprox. 40	herradura	0,1	0,4
23. Jajalpa	2700	50	250	350				0,1	
28. Lama	3100	200	1150	2050	600	Aprox. 100	herradura	0,05	0,3
39. Pehualtepec	3290	180	775	850	350	Aprox. 70	herradura	0,2	0,4
GRUPO 7									
7. Capulhuac	2750	100	600	700	250	Aprox. 70	herradura	0,1	
8. Capulhuac-1	2810	110	550	600	175	Aprox. 50	herradura	0,2	
9. Capulhuac-2	2860	110	500	700	225	Aprox. 60	herradura	0,1	0,4
10. Capulhuac-3	2880	160	900	1300	225	Aprox. 80	herradura	0,1	
11. Capulhuac-4	2840	130	450	600	175			0,2	
29. La Silva	3200	150	875	1125	200	Aprox 60	herradura	0,1	
32. Mezapa	2750	60	500	575	100	-10		0,1	0,2
63. Tilapa	2870	140	700	1050	350	Aprox. 40	herradura	0,1	0,4
64. Tomasquillo	3050	150	450	500	20	Aprox. 40	herradura	0,3	0,5
GRUPO NO DEFINIDO									
1. Atizapan	2610	30	325	400	150	-10		0,08	0,4
2. Atlaltahuca	2790	70	1000	1250				0,06	
4. Atutuapan	2590	140	700	850				0,2	
6. Balderas	3140	240	650	4550				0,05	
12. Chapultepec	2660	80	475	500				0,1	
13. Chapultepec-1	2620	40	225	350				0,1	
14. Chiquilpa	2850	70	500	550	300	Aprox. 10	herradura	0,1	0,5
15. Coatepec	2790	140	850	900	400	Aprox. 70	herradura	0,1	0,5
24. Joquicingo	2700	90	500	875				0,1	
31. Metepec	2690	80	500	550				0,1	
33. Muntepec	2760	110	775	875				0,1	
36. Pájaro	3360	290	950	1175	325	Aprox. 60		0,2	0,3
37. Pájaro-1	3160	210	500	750				0,3	
40. Pocito	3320	120	475	575	225	Aprox. 30	herradura	0,2	0,4
41. Pocito-1	3280	40	275	300				0,1	
42. Quilotzin	2950	360	850	1500				0,2	
43. Quilotzin-1	2610	40	300	425				0,09	
45. Tenango	3320	70	375	500				0,1	
46. Tenango-1	3020	80	425	750				0,1	
47. Tenango-2	3180	80	300	550				0,1	
48. Tenango-3	3310	60	375	550				0,1	
49. Tenango-4	3310	60	325	450				0,1	
50. Tenango-5	3270	70	300	350				0,2	
51. Tepexouca	2700	50	550	900	200	Aprox. 10	herradura	0,05	0,2
69. Zictepec	2710	80	800	850				0,09	
70. Xuxpetl	3270	470	2000	3200				0,1	

Tabla 1 Morfometría de conos volcánicos

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

ESTA TESIS NO SE SALE
DE LA BIBLIOTECA

Se pueden identificar conos volcánicos que conservan su cráter, algunos en forma circular, como los volcanes Texontepec, Holotepec, volcanes Tepezingo, volcanes Tuxtepec, Cuautl, Negro, Tecontó, Tezontle, Mezapa y Pájaro.

Algunos presentan un cráter en forma de herradura: Tres Cruces, Tepetl, Tuxtepec, Tezontle 1, volcanes Cuate, La Esperanza, Coyoltepec-1, Boludo, Lama, Ocampo, Cuautl-1, Agua de Pájaro, Santa Lucía, Pocito, Coatepec, Tilapa, Capulhuac (1,2,3), Chiquilpa, Tepexoxuca.

La gran mayoría no muestran cráter, posiblemente hayan sido rellenados con materiales de erupciones posteriores o por procesos gravitacionales dentro del cráter

En el campo volcánico la red fluvial es escasa y su densidad es de un máximo de 2.0 km/km², aunque en general es de 1.5 km/km². El corte vertical por erosión es menor de 20 metros. La diferencia de alturas dominante es de 100 metros y en algunos casos supera los 300 metros (hacia el sur). Estos valores se relacionan con la edad, los más jóvenes no tienen una red de drenaje definida y densa, por lo tanto, no existen procesos erosivos en su superficie; mientras que en los volcanes anteriores cubiertos por materiales de otros volcanes, con un suelo ya desarrollado, junto con la actividad agrícola han permitido el desarrollo de algunas corrientes someras (cárcavas) con avance lateral y retroceso de cabeceras; en la zona del conjunto volcánico Tenango-Xuxpétl, algunas corrientes han formado valles pequeños, aunque profundos, de incluso 300 metros y el desnivel alcanza los 600 metros. En laderas inferiores deforestadas, la densidad de cauces se incrementa a 2-2.5 km/km² y los barrancos alcanzan incluso 200 metros (ver anexo).

Los derrames de lava de distintos volcanes y épocas, en el relieve cubren una amplia superficie, su posición estratigráfica permitió hacer una clasificación de siete unidades. La localización de estos derrames en el mapa geomorfológico final se hace por medio de un número y un color (las más jóvenes tienen un color violeta, y las más antiguas de rojo más claro)

APÉNDICE

EXPLICACIÓN DE LOS VOLCANES Y DERRAMES DE LAVA

Hay varias maneras de clasificar las formas del relieve. Este caso se trata de un conjunto de derrames de lavas muy jóvenes, del Pleistoceno tardío-Holoceno. El criterio principal es el de la expresión de cada derrame en el relieve, lo cual es importante porque en gran parte refleja la edad relativa de la misma y permite inferir el proceso evolutivo del relieve. El método fue aplicado de manera muy favorable por Tricart (1992) en una zona muy semejante, del lago de Zacapu, Mich. El análisis morfológico y morfométrico de la zona en estudio permitió hacer una clasificación de los derrames de lava en siete grupos, del más joven (holocénico), al más antiguo. Esta clasificación consiste en definir la secuencia evolutiva del relieve por acumulación de lavas en el tiempo. Aunque guarda una relación estrecha con la edad absoluta, no significa que debe coincidir. Por ejemplo, una lava holocénica puede sobreponer a otra semejante, o a una de las más antiguas, del orden de los 30,000 años.

1. Las lavas más jóvenes, no están cubiertas por otras

En el relieve es notable la juventud de estas lavas, por lo bien conservadas, sin alteración sustancial por intemperismo ni cobertura de piroclastos, o capas delgadas; las grietas originales muestran relleno parcial. Los arroyos escasos se forman en las grietas y contactos litológicos. Las condiciones climáticas han favorecido el desarrollo de bosque de pino.

Por su estructura, los derrames de lava cartografiados son de dos tipos. Uno, son coladas alargadas y estrechas, con superficie suave, con arrugamientos transversales, bordes y frentes altos y escarpados. Corresponden a magmas más viscosos que los del otro grupo, de derrames que tuvieron mayor fluidez y escurrieron cubriendo superficies más amplias.

a. Lavas Tenango

Estudiadas por Bloomfield et al. (1973) (figura 34), es un conjunto de tres lavas; dos de ellas se ubican en el cerro El Pedregal y al sur el más joven que corresponde al cerro Tetépetl, con edad de 8,500 años. Son principalmente de andesita. Ocupan un área de 16.5 km² y se elevan a unos 250 metros sobre la planicie, con una longitud promedio de 2.3 kilómetros y un volumen de 0 15 km². Sobre la unidad más joven hay varias pirámides de lo que fue la ciudad fortificada de Teotenango, construida por los Matlazincas hace unos 1000 años.

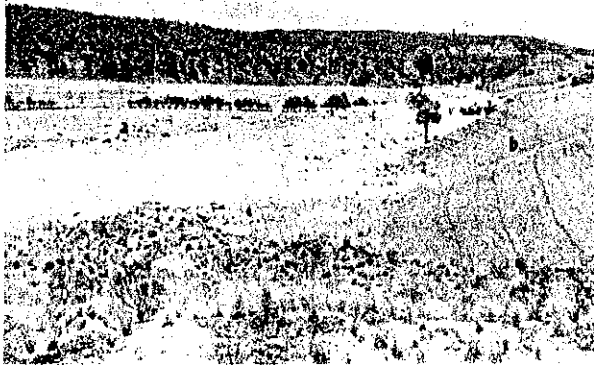


Figura 34 a. Planicie, b. Escarpe de la falla Tenango, c. Lavas Tenango. La planicie fue producto de la obstrucción del drenaje al emplazarse las lavas holocénicas. TENANGO

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

A 400 metros al SW de Tenango del Valle, Bloomfield et al. (1975) reconocen la siguiente secuencia estratigráfica (figura 35).

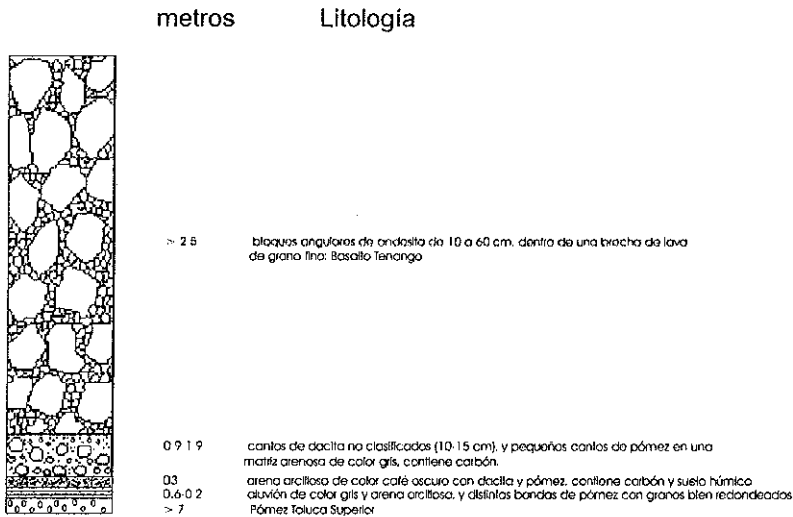


Figura 35. (Corte a) columna estratigráfica de las lavas Tenango Tomado y modificado de Bloomfield (1975).

El relieve es accidentado y se suaviza al poniente en El Pedregal y al sur, cerca de la comunidad La Cooperativa.

Mooser *et al.* (1996) identifican un cono de lava en cada unidad, que probablemente son las bocas originales, pero ya que esta lava es muy viscosa y al no fluir a grandes distancias, cubrió el conducto parcialmente. Por ejemplo, las lavas del Pedregal muestran que se emplazaron en forma circular cubriendo el volcán del mismo nombre. Se depositaron sobre un piedemonte suave, con un escarpe de aproximadamente 100 metros de altura.

Las lavas del Pedregal, al parecer se emplazaron sobre otras anteriores, tal vez de la Formación Tepoztlán, considerablemente más antiguas.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Estos conos asociados son El Pedregal (38), ubicado al sudeste de San Miguel Balderas, de constitución lávica, de escasos 10 metros de altura, por lo que su morfología no está bien definida. Es de edad holocénica y ha sido poco modificado por el hombre, ya que no es útil para la agricultura porque el suelo es somero. No hay rasgos de erosión.

Los volcanes Tepetl y Tepetl-1 (56, 57) ubicados al poniente de Tenango, son de constitución lávica, de escasos 40 metros de altura, de edad holocénica; han sido poco modificados por la actividad humana. No son útiles para la agricultura porque el suelo es somero. No presenta rasgos de erosión.

b. Lavas Tres Cruces, Holotepec

Es una unidad muy amplia, cuyas lavas se disponen en varias direcciones, al parecer se emplazaron sobre una antigua colada cuya superficie es ondulada y se aprecian ligeramente algunas crestas. Es un auténtico malpaís; las irregularidades bien expuestas (con elevaciones y depresiones), la estructura es de bloques (figura 4, pag. 19)

Es una sobreposición de varios flujos, son notables los frentes escarpados de cada uno y conservan muy bien su morfología de crestas de lava y flujos individuales. Se observa una mayor rugosidad hacia el oriente, producida tal vez al chocar con las lavas Tuxtepec, incluso es notable cómo cubren parte de esta unidad lávica, y bordean al volcán Tuxtepec. Los flujos con dirección hacia el sur se sobreponen a las lavas Tepezingo, son de menor grosor, lo que indica que fluyeron en una ladera (ver mapa geomorfológico). La unidad conserva una densa vegetación de encinos. No hay evidencias de erosión fuerte.

Los volcanes asociados son Holotepec (22) ubicado al sur del volcán Tres Cruces, de constitución escoriácea, holocénico, con altura de 120 metros, con cráter amplio (300 metros de diámetro), presenta abundante vegetación de encino, no hay erosión importante; y El Tres Cruces (65), al norte del volcán Holotepec, es un cono escoriáceo de 110 metros de altura, con cráter abierto hacia el sur, fechado por Bloomfield (1975) en 8440 ± 70 años.

c Lavas Texontepc

Es un gran derrame de aproximadamente 5.5 kilómetros de longitud (figura 36), semejante al de Tenango: son notables las crestas de lava, con un frente escarpado de aproximadamente 100 m de altura. El flujo tiene una dirección SW y al parecer se sobrepone al norte sobre otras lavas, tal vez del Quilotzin. También parece que cubre la colada del volcán Texontepc-2 (62), y parte de la colada del volcán Atlapulco y la del Emerenciano.

El volcán que las produjo es el Texontepc (60), al poniente de San Pedro Atlapulco, es un cono de escoria, con una altura de 50 metros, con una edad de 8,500 años. La red fluvial es de escaso desarrollo, las corrientes de primer orden en la ladera sudeste no han profundizado, pero en la ladera oeste lo han hecho ligeramente, debido a la edad del volcán; a pesar de que en esta zona llueve aproximadamente 1,040 mm anuales. Al norte de esta corriente se ubica otra de primer orden sin erosión vertical apreciable; la ladera noreste está ligeramente erosionada por varias corrientes en forma radial, con barrancos menos profundos que los anteriores; su desarrollo es favorecido por la deforestación; sólo se presentan algunos árboles mayores (encinos), y arbustos. Esto contrasta con la ladera oeste, la cual al parecer no ha recibido un fuerte impacto del hombre, ya que la cobertura de la vegetación es abundante.

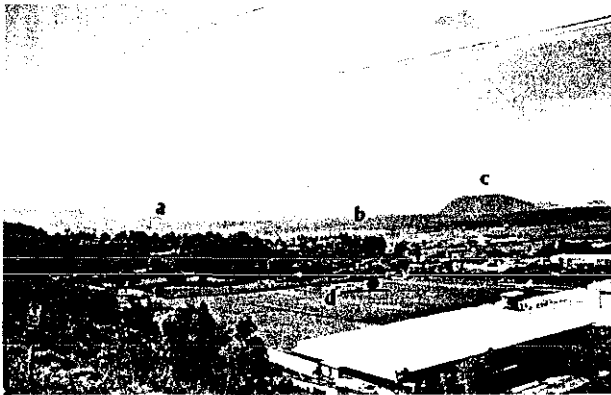


Figura 36 a. Volcán Texontepc, b. Lavas del volcán Texontepc, c. Volcán Quilotzin, d. Planicie aluvial-lacustre, e. Sierra de Las Cruces. En esta foto se muestra la morfología del área de Toluca; volcanes monogenéticos emplazados en la planicie y las laderas de las sierras Las Cruces y Zempoala.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

El cráter presenta fuerte pendiente, sin vegetación, donde se producen desprendimientos de material rocoso; sólo a escasos metros al interior se presenta vegetación, principalmente arbustiva, y a mayor profundidad, árboles aislados, indicio de deforestación. Tiene un cono adventicio al noreste (61), con densa vegetación.

2. Anteriores a 1

d) Lavas Lagunilla

Probablemente son del volcán La Esperanza (25) que se ubica al norte del volcán Cuate, escoriáceo, de edad holocénica, de escasos 70 metros de altura, abierto hacia el sudeste. Presenta abundante vegetación de encinos; por estas características no hay evidencias de erosión. Estas lavas forman un malpaís, con irregularidades bien expuestas, de estructura de bloques. Se extienden hasta el área de la Lagunilla, casi en contacto con la Sierra Zempoala, lo que ha provocado el cierre del drenaje hacia el sur y de corrientes provenientes del oriente, lo que da origen a algunos lagos y zonas de acumulación fluvial. Hay una abundante vegetación de encinos.

Aparentemente se sobreponen hacia el noroeste a otras coladas con una morfología similar, las ubicadas en la población de Tlacomulco (Plv2) (figura 37).

Estas lavas siguen hacia el sur bordeando la ladera oriental del volcán Cuate. Su origen no se puede definir con precisión, pero tal vez también estén asociados los volcanes Cuate-1(17), que se reconoce al noreste del volcán Cuate, holocénico, de poca altura (90 metros), de constitución escoriácea, con cráter abierto hacia el sur, donde se ha desarrollado un pequeño barranco. Presenta abundante vegetación de encino que junto con la reciente edad, inhibe la erosión. Al sur se localiza el volcán Cuate-2 (18), de menor altura, con cráter abierto hacia el oriente.

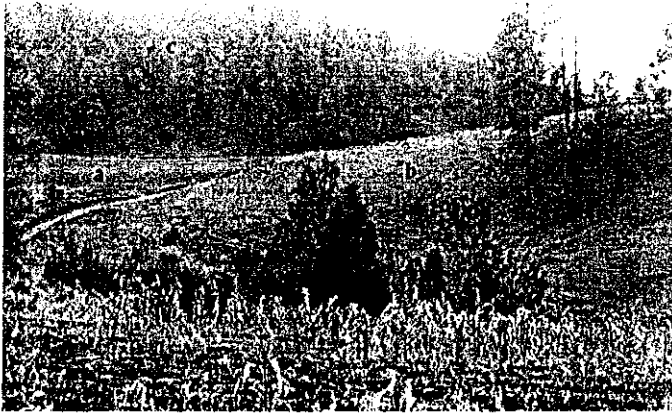


Figura 37. a. Lavas Tlacomulco, b Lavas Tuxtepec, c Lavas Lagunilla El emplazamiento de los diferentes derrames lávicos, sobrepuestos unos sobre otros, donde incluso los antiguos llegan a formar áreas casi planas, es el caso de las lavas Tlacomulco solo en algunos sectores se llegan a identificar algunas pequeñas tomas que conforman las crestas de las lavas y no fueron cubiertas por los depósitos de reciente actividad volcánica

Estas lavas tienen una morfología suavizada y alargada, se estrechan al hacer contacto con el volcán Cuate. Al igual que el flujo occidental, parece que escurrió por un barranco con dirección al sur.

e Lava Lama-1

Son una forma de poca longitud, gruesa. No son notables las crestas de lava, al parecer cubren parcialmente al volcán Lama-2. El volcán Lama-1 (27) es un cono de lava ubicado al oriente del volcán Lama, de poca altura (150 y 70 metros respectivamente). Presenta una densa vegetación (encino), se notan evidencias de erosión con la presencia de dos barrancos pequeños

f. Lava del volcán Lama-2 (28)

Esta es de poca longitud, con morfología similar a la anterior; con escarpe de aproximadamente 150 a 200 metros, se presenta en forma escalonada, y el conducto por donde surgió no es visible, tal vez fue cubierto por las mismas lavas, muy viscosas.

Está cubierta por otros materiales finos, su morfología ya no se conserva, la superficie del nivel inferior es casi plana, no se reconocen crestas; mientras que en el superior son notables. Hay actividad agrícola; en los escarpes se presentan cárcavas, algunas estables por la presencia de vegetación en galería. El volcán asociado es el Lama-2, con características similares al Lama-1.

g. Lavas Ocampo

Es un derrame viscoso, con dirección al sur, y cubre parcialmente otra lava. Es de poca longitud, ligeramente rugoso, son notables algunas crestas. Parece estar cubierto por piroclastos de otros volcanes. El volcán Ocampo (35) que les dio origen, se ubica al sur de San Miguel Ocampo, es un cono de lava de poca altura (70 metros); forma parte del Parque Estatal Nautlaca-Matlazinca, conserva una abundante vegetación, lo que junto con su constitución de roca, ha evitado procesos erosivos.

h. Lavas Texontepec-2

Es un derrame viscoso de aproximadamente dos kilómetros de longitud en el área de estudio, se extiende hacia el noroeste, con un escarpe de unos 40 metros; tiene una morfología suavizada, presenta algunos claros de deforestación. El volcán que lo originó es el *Texontepec-2* (62), al suroeste del volcán *Texontepec*; es pequeño (40 metros de altura), con cráter en forma de herradura, menor cobertura vegetal que el anterior, pero mayor que el volcán *Texontepec*. Tiene algunos claros de deforestación, no muestra evidencias de erosión, excepto en el cráter, donde se han desarrollado dos barrancos de poca longitud y profundidad, al parecer poco dinámicos y desaparecen al llegar a la parte baja.

3. Anteriores a 2

i. Lavas Tepezingo

Son flujos de lava más alargados y alcanzan mayor distancia hacia el sur; su estructura es de bloques, forma un malpaís

Bordea las laderas NE del volcán Tezontle, tal vez se sobreponen a las lavas de este volcán y del volcán Cuate. En esta zona se estrechan y suavizan en la superficie, lo que indica mayor fluidez, debido posiblemente a que había un gran desnivel hacia el sur y se encauzaron por un valle

El volcán que les dio origen es el Tepezingo (53) y Tepezingo-1 (54), al noreste del Tezontle, constituido de escoria, de 170 metros de altura, forman una estructura compuesta, de edad holocénica, con laderas abruptas. Su edad y la densa vegetación de encino no han favorecido la erosión.

4 Anteriores a 3

j. Lavas Joquicingo

Las lavas aledañas a la población de Joquicingo ocupan una gran superficie, no se observa la boca de donde surgieron; el flujo de gran espesor indica su viscosidad, con escarpe de entre 200 y 150 m; se sugiere que la boca fue cubierta parcialmente por estas lavas. Además, cubierta por piroclastos de otras erupciones. Se nota cómo la sobreponen otras lavas y fue un obstáculo para otros flujos. Tiene una morfología suavizada, incluso está siendo afectada por la erosión, principalmente en su escarpe.

La morfología es similar en las lavas del volcán Tepexoxuca-1 (62), al oriente de éstas. Este volcán se localiza al norte del anterior, es un cono de escoria, de escasos 30 metros de altura.

Debido a las laderas de poca pendiente ha sido utilizada para la agricultura, que favorece la erosión, principalmente con la formación de cárcavas.

k. Lavas Tuxtepec

Cubre un área extensa, constituye una serie de lavas sobrepuestas, gruesas y algunas delgadas, predominando los primeros (aproximadamente en 180 y 120 m de grosor) Refleja la gran viscosidad. Fluyeron en todas direcciones, los de mayor rugosidad y grosor al SE y N, ya que chocaron y se sobrepusieron a las individuales; las crestas están ligeramente cubiertas por piroclastos, cubrieron parcialmente al Tuxtepec.

Aparentemente el volcán Tuxtepec-1 (67) dio origen a esta unidad, y se localiza al oriente del mismo, constituido de escoria, con una altura de 100 metros Bloomfield (1975) lo clasifica en una edad mayor de $8,440 \pm 70$ años; conserva su morfología original Tiene abundante vegetación de encino, no hay evidencias de erosión Al sur hay otro pequeño cono (68), con características similares.

l. Lavas Valle de Agua

Se localizan al oriente del volcán Negro, cubriendo una pequeña porción de las lavas más antiguas de la zona. Son de poca longitud, con una morfología ondulada. El terreno se utiliza para la agricultura

5. Anteriores a 4

II. Lavas del volcán Cuautl

Se identifican al sur del mismo, dirección en que fluyeron Son lavas viscosas de corta longitud, al parecer cubren las lavas Cuautl-1 (figura 38). Tienen una morfología suavizada, son poco notables las crestas, y está ligeramente cubierta por depósitos piroclásticos, ya que se nota la lava expuesta Las depresiones se utilizan para la agricultura; el escarpe tiene escasa vegetación de pino, donde crecen pequeños barrancos activos, en cuyas

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

desembocaduras forman abanicos aluviales. El volcán Cuautl (19) localizado al sur de Jalatlaco (figura 39) está constituido de escoria negra, conserva muy bien su forma original, aunque no es tan joven, fechado por Bloomfield (1975) en $19,530 \pm 160$ años. Tiene una altura de 210 metros. Aparentemente no ha sido afectado por actividad humana, ya que se observa una densa vegetación (encino), aunque hay algunos claros de deforestación; algunas veredas son indicio de esta actividad. Sin embargo, la actividad que más lo ha afectado ha sido la extracción de material para la construcción. Las canteras se ubican en la parte noreste del volcán y han favorecido los procesos gravitacionales y el desarrollo de canales (cárcavas) En la porción sudeste la pendiente es mucho menor, lo que favorece la agricultura de temporal, principalmente.



Figura 38. a. Volcán Cuautl, b Lavas Cuautl c. Volcán Tilapa La gran mayoría de los volcanes tienen un derrame lávico grueso de poca extensión.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Figura 39. a. Lavas Cuautl-1, b. Lavas Cuautl, c. Lavas Coatepec. En algunos volcanes antiguos se ha desarrollado un suelo que se aprovecha para la agricultura, en general, así sucede con los volcanes de la zona.

m. Lavas del volcán Negro

Tienen una longitud de aproximadamente 4 kilómetros con dirección SW, menos viscosas que las anteriores, son estrechas y al parecer cubren al volcán Chiquilpa y se superponen a las lavas más antiguas; no se observan claramente sus crestas, sólo algunos montículos que posteriormente fueron cubiertos por otros depósitos de material piroclástico fino (figura 40). En la superficie la morfología es ondulada, aunque la roca aflora en la mayor parte. Es una zona agrícola no afectada por la erosión.

El volcán que las originó es el Negro (34) (figura 41), se localiza al sudeste del volcán Tomasquillo, cono de escoria negra, conservado, tiene una altura de 220 metros, clasificado en una edad menor de $19,530 \pm 360$ años. Las laderas empinadas tienen abundante vegetación de pino, pero la influencia antrópica es clara en la ladera sudeste, incluyendo el cráter, donde hay deforestación. La base del volcán son zonas agrícolas, afectadas por la erosión, principalmente hacia el noroeste, con presencia de cárcavas poco profundas, activas, con avance por retroceso de cabeceras; algunas tienen vegetación (encino) en sus márgenes, y sólo una presenta obras de control, ya que en su cabecera se han construido bordos en forma escalonada. Tiene al sur dos pequeños conos adventicios de escasos 10 metros de altura, de escoria roja.

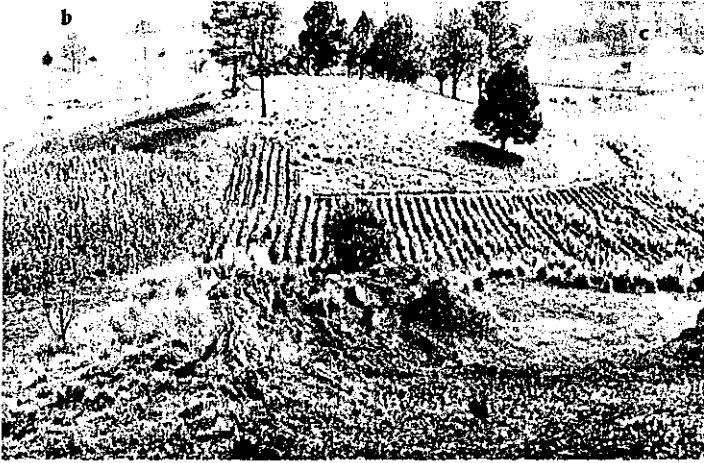


Figura 40 a Lavas del volcán Negro, b. Ladera sur del volcán Negro, c. Porción final del piedemonte de la Sierra de Zempoala. Sobre el piedemonte de la sierra Las Cruces como ya se mencionó, se presentó actividad volcánica reciente, disminuyendo su extensión.

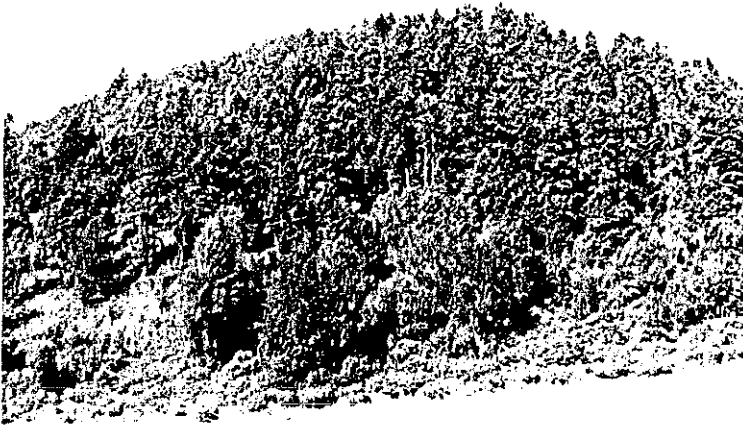


Figura 41 Ladera norte del volcán Negro

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

n Lavas del volcán Tezontle

Tienen una dirección hacia el sur y al norte, donde fueron cubiertas por las lavas del Tres Cruces, Holotepec y Tepezingo, transformándose en una planicie de acumulación. Hacia el sur presenta una morfología más suave y ligeramente ondulada, dejando ver las irregularidades originales con mayor pendiente, lo que sugirió que su emplazamiento fue sobre un relieve abrupto (al parecer se sobreponen a la formación Tepozteco). El volcán Tezontle (58) las originó, se ubica al norte de Santa Cruz Tezontepec, escoriáceo, de 230 metros de altura, conserva bien su morfología, fechado por Bloomfield (1975) en $21,860 \pm 160$ años. Las laderas se usan para cultivos, facilitando la formación de cárcavas (ladera oriental). Presenta un cono adventicio (59) de 110 metros de altura con características similares.

ñ Lavas del volcán Las Ratas

Cubren una unidad más antigua, formando un relieve accidentado, con afloramientos de roca, depresiones rellenas; la lava está ligeramente cubierta por material fino (pómez de grano fino, revuelto con ceniza, aparentemente de acarreo). Conserva muy bien su morfología; no existe agricultura, hay poca modificación humana, sólo bardas y limpieza de material rocoso para permitir la acumulación de sedimentos. Aparentemente la produjo el volcán Las Ratas (30) que se localiza al noreste de Jalatlaco, es escoriáceo, de 180 metros de altura. Bloomfield (1975) lo clasifica en una edad menor de $19,530 \pm 160$ años. Conserva su forma original, con pendientes fuertes, densa vegetación de encino en la ladera norte; la ladera sur ha sido deforestada y ha crecido vegetación secundaria. No se observan evidencias de erosión. Al oriente hay un cono adventicio pequeño (44) de 80 metros de altura.

6 Anteriores a 5

o. Lavas Lama

Es un derrame de gran extensión, con dirección hacia el norte, es grueso, con un escarpe de aproximadamente 120 metros de altura que indica su alta viscosidad; además, está cubierto por varios depósitos de material fino en un corte a 100 metros de la población de Jajalpa, donde se observa un depósito de material de derrumbe en seco y por encima una capa de pómez de color gris, un depósito fino, y finalmente, en la parte superficial un depósito de color amarillo, muy fino.

La morfología es suave, se usa como zona agrícola, favoreciendo los procesos erosivos, ya que hay numerosas cárcavas muy activas, principalmente en los escarpes.

Su emplazamiento fue escalonado, con un primer flujo hacia el norte, con superficie plana, crestas visibles; un segundo flujo se observa al noreste, más viscoso y grueso.

Las lavas ubicadas al sureste del volcán Lama son de poca longitud y gruesas, cubren parcialmente la ladera sur de un volcán ubicado al norte y lo bordean

Al parecer se emplazan sobre las laderas del conjunto volcánico de Tenango. El conducto por donde surgieron se ubica al sur y fue cubierto por las mismas lavas, ya que no se reconoce en el relieve.

Pertenece al volcán Lama (26), se levanta al norte del poblado de San Francisco Tepexoxuca, de grandes dimensiones, altura de 220, cráter abierto hacia el norte con un diámetro de 600 metros aproximadamente; conserva muy bien su morfología original. Tiene una densa vegetación de encino, no hay evidencias de erosión, excepto en la ladera norte, donde se han formado barrancos antrópicos, presenta hacia el oriente un pequeño cono aparentemente adventicio (23) de escoria, con 50 metros de altura; la influencia humana es total, sólo hay árboles aislados (encinos); predomina la vegetación secundaria en áreas de agricultura (terrazas) que posteriormente se abandonaron.

En la porción suroeste se observa pequeños canalillos poco profundos. Los procesos erosivos no han actuado con severidad.

p. Lavas del volcán Cuate

Del volcán del mismo nombre (16) el derrame se ubica al noreste de Santa Cruz Tezontepec. El cono está constituido de escorias, conserva aún su forma, con una altura de 130 metros; es notable el cráter con profundidad de 50 metros. Gran parte del edificio presenta abundante vegetación (encino), lo que impide la erosión, aunque en la ladera sur tiene un uso agrícola que ha facilitado el desarrollo de cárcavas. Tiene un volcán adventicio al oriente, con una altura de 40 metros (18); Bloomfield (1975) lo fechó en menos de 30,500 años. La lava fluyó hacia el sur; tiene una superficie plana cubierta por materiales piroclásticos de otras erupciones; no son visibles crestas de lava, posiblemente porque el escurrimiento se produjo en un relieve de fuerte pendiente.

q. Lavas Tlacomulco

Se localizan al sur de San Nicolás Coatepec, no se aprecia el volcán que las formó, ya que están cubiertas por las lavas Tuxtepec; se prolongan al sur hacia el poblado de La Esperanza. Tiene una superficie suave (figura 37), no se notan las crestas cubiertas por materiales piroclásticos más finos, pero se reconoce el frente escarpado de 30 a 80 metros de altura, en el área de Tlacomulco. La superficie es agrícola, completamente deforestada, pero no presenta indicios de erosión, excepto en su escarpe. Aparentemente yacen sobre las lavas más antiguas.

r. Lavas Tlacuitlapa

Con características similares a las anteriores, son de corta longitud y con un escarpe de 50 metros de altura. La erosión forma algunos barrancos de poca extensión, favorecida por la deforestación y la actividad agrícola.

s Lavas Cuautl-1

Se ubica al SW del volcán Cuautl, tiene una dirección SW, al parecer provienen del volcán Cuautl-1 y fueron posteriormente cubiertas por los depósitos del Cuautl (figuras 38 y 39); está ligeramente cubierta por otros depósitos piroclásticos, donde se reconoce la Pómez Toluca Superior. Tiene una superficie suavizada, ligeramente ondulada y utilizada para la agricultura; se observan algunos promontorios de poca altura, posiblemente antiguas crestas de la colada, y el frente escarpado de entre 80 y 150 metros de altura, afectado por erosión fluvial. Las lavas cubren parcialmente la ladera oriental del volcán Mezapa. En la figura 42 se aprecian los depósitos piroclásticos que cubren estas lavas

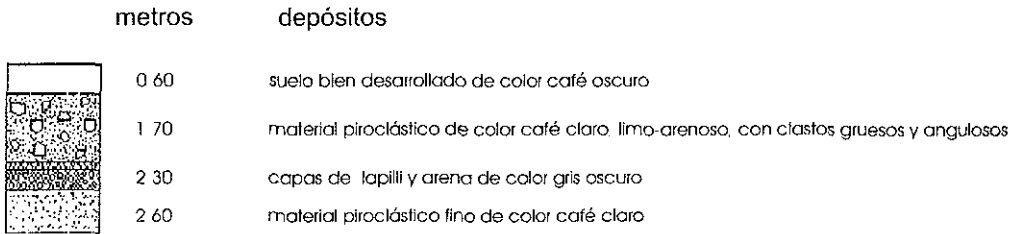


Figura 42 (Corte b) corte estratigráfico, en la ladera oriental del volcán Cuautl-1

El volcán Cuautl-1 ubicado al oriente del volcán Cuautl está cubierto por varios depósitos piroclásticos, por lo que no es posible definir claramente la morfología, Bloomfield (1975) no lo identifica. Este volcán en comparación con el volcán Cuautl, presenta mayor influencia humana, ya que la baja pendiente ha favorecido el establecimiento de zonas agrícolas (maíz, frutales). Está afectado por la erosión, ya que se han desarrollado cárcavas en sus laderas, algunas no son muy profundas y tienen cobertura vegetal, con sus cabeceras muy activas.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

t Lavas San Nicolás Coatepec

La unidad ubicada en San Nicolás Coatepec es de poca longitud, no son notables algunos rasgos como las crestas, son claros los frentes escarpados de aproximadamente 20 metros de altura. Se nota que al NE fue parcialmente cubierto por lavas antiguas y del volcán. Cabe la posibilidad que éstas hayan cubierto totalmente el edificio que les dio origen. Está completamente ocupada por cultivos y sólo en la ladera norte tiene escasa vegetación de pino (figura 43).

u. Lavas Victoria

Es la unidad ubicada al sur de San Pedro Atlapulco. Los límites de los derrames están bien marcados, las grietas han sido rellenadas, aflora la lava con bloques angulosos de color gris oscuro (figura 44); se notan algunas crestas, tipo hornitos que no han sido cubiertas; en la superficie hay material fino perteneciente a la Pómez Toluca Superior, depositado por el viento. Tiene una longitud promedio de 2.8 kilómetros. Al parecer son dos flujos de diferente edificio volcánico; ambas tienen una dirección SW. Pueden ser de un solo edificio y provenir del volcán Atlapulco (3) situado al sur de la población de San Pedro Atlapulco; es de constitución escoriácea, de 40 metros de altura, con cráter abierto hacia el suroeste. Bloomfield (1975) lo clasifica en una edad menor de $30,200 \pm 1,120$ años y mayor de $21,860 \pm 380$ años. Transformado por la actividad del hombre, presenta terrenos de cultivo de varios tipos, algunos abandonados y ocupados por vegetación secundaria. En la base del volcán, en su porción norte y sur pasan dos carreteras estatales. Hay dos pequeñas áreas, una en el interior del cráter y otra en la ladera norte del volcán, con cobertura vegetal (encino), y claros deforestados. Al parecer, ha habido actividad de reforestación, ya que se observan árboles de poca altura alineados. No hay evidencias de erosión considerable, excepto en la ladera noreste, donde se han formado tres canales menores, de origen antrópico, en límites entre parcelas.

En esta lava hay algunos sitios con cultivos de maíz. Se sobrepone a las del volcán Pehualtepec, con características similares. El volcán Pehualtepec es un cono de escoria, conserva muy bien su morfología original, con cráter abierto hacia el noreste, clasificado en

menos de $19,530 \pm 160$ años (Bloomfield, 1975). Tiene una altura de 180 metros, con laderas abruptas, con densa vegetación de encino, ligeramente deforestado en la base, donde se ha establecido vegetación secundaria. No hay evidencias de erosión.



Figura 43 Corte de carretera, donde se nota la lava del volcán Pehualtepec.

v. Lavas Emerenciano

Se ubican en la población de Atlapulco con dirección NW y se sobreponen a lavas antiguas. Se nota un flujo de mayor grosor, con límites precisos, con un escarpe de más de 50 metros de altura. Tiene una superficie suave, ligeramente ondulada. Aparentemente provienen del volcán Emerenciano, al oriente de Atlapulco, cono de 70 metros de altura, escoriáceo, bien conservado, no es muy joven, con una edad mayor de $30,200 \pm 1,120$ años (Bloomfield, 1975).

7. Anteriores a 6

Representa la unidad más antigua de este campo volcánico, cuyos bordes llegan claramente hasta la planicie lacustre-aluvial, posiblemente parte de ella fue cubierta en alguna época por el lago. Se reconocen algunos frentes de aproximadamente 10-30 metros de altura y algunas crestas antiguas cubiertas por depósitos piroclásticos de

actividad volcánica posterior. La morfología es suave, afectada por barrancos antrópicos, debido a que es una zona completamente agrícola.

En algunas partes no presenta capas gruesas de material piroclástico, como en el área de Almoloya del Río y Tianguistenco; laderas arriba, en algunos sitios quedaron completamente cubiertas por depósitos volcánicos más recientes, por ejemplo, en las cercanías del volcán Negro se notan capas de material escoriáceo cubiertas por un paleosuelo que subyace a una capa delgada de la Pómez Toluca Superior removida, cubierta por un material fino de color amarillo sobre el cual se ha desarrollado un suelo.

Flujos lávicos posteriores obstaculizaron el drenaje, formando depresiones de acumulación aluvial (en el área de Almaya y sur de Coatepec). Es difícil definir los probables edificios volcánicos que le dieron origen, pero de acuerdo con Bloomfield (1975), están asociados a los volcanes Capulhuac (1,2,3,4), Tilapa, La Silva, Tomasquillo, Mezapa.

El volcán Capulhuac es un cono escoriáceo de 150 metros de altura, ubicado al oriente de la población de Capulhuac, de una edad mayor de $30,500 \pm 1,160$ años (Bloomfield, 1975). Tiene un cráter en forma de herradura, con características similares al Tlacotepec, Atlapulco, ya que ha sido utilizado para la agricultura, con terrazas similares a las del Quilotzin-1 en su cráter y en su ladera sur. Al parecer, también ha sido utilizado para la extracción de material de construcción, ya que hay una mina en la ladera noreste.

No hay evidencias de erosión, excepto en el área de la mina, donde un barranco de poca longitud y profundidad corta el cráter, el cual presenta en sus bordes vegetación de encino (en galería). Existen otros barrancos en la ladera norte, de dimensiones menores; los ubicados al noreste presentan circos de erosión de escasa actividad, cubiertos por vegetación arbustiva y herbácea.

El Capulhuac-1 (8) es similar al situado al oriente del anterior. La cima se encuentra cubierta por vegetación de encino, aunque escasa; sus laderas se usan para la agricultura, principalmente de temporal. En la ladera norte está cortado por un barranco, con bordes

cubiertos por una vegetación de galería (encinos); en la parte baja del volcán se presentan pequeños barrancos bifurcados que indican un avance lateral, favorecido por la escasa vegetación y el material poco consolidado; presentan circos en la cabecera, con erosión remontante.

Al oriente se ubica otro barranco, cuyos bordes están cubiertos por vegetación en galería, en partes bifurcado por barrancos de poca longitud, cuyos bordes tienen una vegetación también de galería (encinos principalmente) muy densa. El cráter fue utilizado para la agricultura y en la actualidad estos campos se encuentran abandonados y ha crecido una vegetación secundaria. No hay evidencias de erosión.

La ladera sur también fue utilizada para la agricultura. Actualmente abandonada, presenta vegetación secundaria, con un manchón aislado de vegetación arbórea, principalmente de encinos.

Se han formado algunas cárcavas en el límite entre parcelas, con avance por retroceso de cabeceras. Se observan árboles aislados. Algunas cárcavas ya han profundizado formando barrancos; uno, del volcán Capulhuac-2, de gran longitud, activo, a pesar de que se mantiene una vegetación en galería (encinos); su cabecera es muy amplia, en la cima del volcán Capulhuac-2, donde se forman tres pequeños arroyos que se unen a este barranco. Otro barranco con vegetación en galería (encinos) se encuentra al poniente del anterior, es de menor longitud, tiene una cabecera activa y un canal menor. La ladera está desprovista de vegetación.

El Capulhuac-2 (9) se ubica al oriente del anterior, con características similares, tiene un cráter en forma de herradura; la ladera norte está terraceada para la agricultura; además, hay pequeños núcleos de población. En la cima del volcán hay vegetación, principalmente de encino; aunque no es muy densa; en el cráter la vegetación es menor, principalmente arbórea.

El barranco que divide ambos volcanes, descrito anteriormente, llega hasta el cráter; presenta una vegetación arbórea densa. En la base de este volcán un barranco lo separa

del Capulhuac; presenta vegetación arbórea en galería, y a semejanza de los barrancos del volcán Capulhuac-1, en la parte baja se bifurca, donde la vegetación disminuye y la erosión lateral es favorecida

La ladera sur se usa parcialmente para la agricultura de temporal (maíz) y algunos frutales, cerca de la cima hay escasa vegetación arbórea (encino) y predomina la arbustiva

Existen pequeñas cárcavas, aproximadamente seis, y su desarrollo es similar a las del volcán Capulhuac-1; tienen escasa vegetación arbórea. Las corrientes se unen al mismo barranco, donde se unen a los arroyos del volcán Capulhuac-1

El Capulhuac-3 (10), al oriente del anterior, similar a los volcanes Capulhuac-1 y 2, Bloomfield (1975) lo fechó en $38,590 \pm 3,210$ años. En la cima hay mayor cobertura vegetal, aunque no es muy densa, principalmente encino. Sus laderas son terrenos agrícolas de temporal, se extiende hasta el cráter, al parecer, algunas han sido abandonadas y están siendo ocupadas por vegetación arbustiva. Hay zonas que han sido sujetas a la reforestación. La ladera sur también está ocupada por agricultura (maíz) y algunos frutales en la cima. Esta actividad ha sido abandonada y se ha reforestado. El cráter en forma de herradura también ha sido utilizado para la agricultura, con canales pequeños que avanzan hacia arriba y a la vez alimentan al barranco principal que corta el cráter. Este barranco presenta vegetación en galería y se une al del Río Jalatlaco. Otros barrancos de menores dimensiones se distribuyen en forma radial, son jóvenes y no presentan vegetación alguna.

Otro barranco separa este volcán del Capulhuac-3, tiene un circo de erosión activo (presenta vegetación en galería) con desarrollo laderas arriba y lateral. En su margen poniente se encuentra una mina de la cual se extrae material para la construcción; este barranco se une con el cráter del volcán Cólera-2.

El Capulhuac-4 (11) es un cono adventicio del Capulhuac-3, escoriáceo, con una altura de 130 metros. La influencia del hombre ha sido mucho menor, en comparación con los dos volcanes anteriores, sus áreas con vegetación son más reducidas. Se usa principalmente

para la agricultura de temporal; en la base del volcán hay pequeños núcleos de población. Las áreas de cultivos se extienden incluso hasta el cráter que se convierte en un gran circo, cortado por un barranco, que presenta vegetación en galería. Este circo es muy activo, ya que se desarrollan pequeños canales que avanzan laderas arriba; su crecimiento es también por erosión lateral, por algunas bifurcaciones profundas con densa vegetación en galería. El barranco se une al del Río Jalatlaco, el cual proviene del oriente, es joven, con agua permanente y sólo en algunas porciones de sus márgenes presenta cubierta vegetal en galería. La erosión lateral se produce mediante el proceso de socavamiento de la base, dejando en algunas porciones una pared convexa y cauce sinuoso.

El volcán La Silva (29) se ubica al oriente de Jalatlaco (figura 44), de constitución escoriácea, antiguo, de 150 metros de altura; clasificado por Bloomfield (1975) en una edad mayor de $38,590 \pm 3120$ años. Conserva muy bien su morfología de laderas suavizadas, por lo que se utiliza para la agricultura, favoreciendo el desarrollo de barrancos activos con vegetación en galería; sólo se notan pequeños manchones de vegetación en la cima

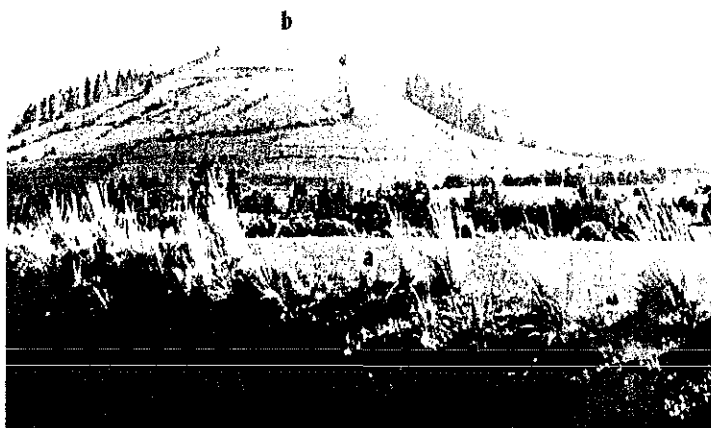


Figura 44 a Lavas más antiguas de la zona del lago de Tenango, b Volcán La Silva cortado por un barranco en la ladera oriental

El volcán Mezapa fechado en $30,500 \pm 1,160$ años (Bloomfield, 1975) está localizado al poniente del volcán Cuautl, es un cono de escoria, de 160 metros de altura, conserva su morfología original. La influencia humana es menor, en comparación con los volcanes anteriores; a pesar de que es un volcán pequeño, presenta fuertes pendientes, excepto en la base, donde hay áreas de cultivo de temporal. La zona donde ha sido mayor la influencia humana, debido a la amplitud y poca pendiente, es el cráter, el cual es utilizado para la agricultura, aunque hay escasas casas habitación en su borde noreste.

En las laderas más abruptas hay vegetación arbórea (encino), aunque hay algunas porciones que están deforestadas y otras reforestadas.

La erosión se evidencia por algunas cárcavas, cuyo origen es similar a las de los volcanes Tilapa y Capulhuac-1. En los bordes muestran escasa vegetación, son activas con crecimiento lateral y retroceso de cabeceras.

El Tilapa (63) al norte de Jalatlaco, es de constitución escoriácea, de 140 metros de altura, con cráter abierto hacia el sur; conserva su morfología original, clasificado por Bloomfield (1975) en una edad mayor de $38,590 \pm 3,210$ años. Presenta fuerte influencia humana, la ladera norte se utiliza para la agricultura (maíz y algunos frutales), una porción de esta ladera presenta terrazas semejantes a los volcanes Capulhuac-1 y Quilozin-1, son aproximadamente 11, de pequeñas dimensiones. Esta ladera está afectada por la erosión hídrica, con algunas cárcavas. Tres arroyos forman barrancos con vegetación en galería, son activos, avanzando por erosión remontante y al igual que las cárcavas confluyen en el barranco principal ubicado en la base del volcán, que desciende del oriente; es joven y activo, con avance lateral por el desarrollo de bifurcaciones que a la vez avanzan por erosión remontante.

La ladera sur está ocupada por cultivos de temporal; hacia la cima algunos han sido abandonados y están siendo ocupados por vegetación arbustiva, sólo hay algunos encinos. La baja pendiente no ha favorecido la formación de cárcavas y barrancos.

En la ladera poniente es mayor la pendiente y la altura, favoreciendo el desarrollo de un barranco de pocas dimensiones y vegetación (encino); es joven y activo, ya que presenta circos de erosión en su cabecera, permitiendo el avance remontante y lateral. El barranco se une a las aguas abajo con el que proviene de la ladera norte

El Tomasquillo (64) ubicado al noroeste del volcán Negro (figura 45), es un cono de escoria, bien conservado, de 150 metros de altura, clasificado en una edad mayor de $30,500 \pm 1,160$ años (Bloomfield, 1975), con cráter abierto hacia el occidente. No presenta una fuerte influencia humana, en comparación con el anterior; contiene vegetación de encino poco densa, en su ladera noreste y se extiende hasta las laderas internas del cráter. Al parecer ha habido algunas obras de reforestación en la porción poniente del volcán; la oriental, incluyendo el cráter, se utiliza para la agricultura, básicamente maíz y frutales.

Hay evidencias de erosión, cárcavas favorecidas por la deforestación y el material poco consolidado; se aprecian dos cárcavas en la ladera noroeste y noreste, con un avance lateral y retroceso de cabeceras más intenso que las demás.

El centro del cráter se encuentra cortado por un pequeño barranco, con vegetación en galería en sus márgenes, inhibiendo el avance lateral, pero es activo en la cabecera; el cráter se transformó en un gran circo de erosión, donde descienden pequeños canales.

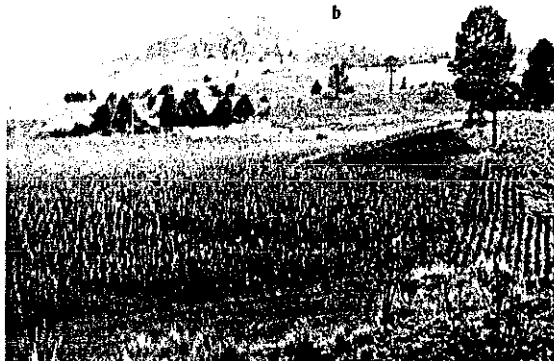


Figura 45 a. Lavas del volcán Negro b Volcán Tomasquillo, con cráter abierto hacia el poniente

GRUPO NO DEFINIDO

Arista (5), localizado al sur del volcán Tetetla, es un cono de lava, de escasa altura (70 metros), cubierto de material fino, con forma de herradura, de laderas suavizadas, utilizadas para la agricultura de temporal (maíz) Presenta evidencias de erosión (cárcavas) en zonas desprovistas de vegetación.

Tetetla (55), que se ubica al noroeste de Tenango del Valle, es de poca altura (20 metros), con laderas suavizadas, lo que favoreció las labores agrícolas, principalmente de maíz; no hay evidencias de erosión a pesar del material no consolidado, excepto en la época de secas cuando el fuerte viento provoca tolvaneras, fenómeno característico de toda la cuenca

Volcán Atizapán (1) que se ubica al occidente de la población de Santa Cruz Atizapán, es un cono de escoria negra (figura 46), de 30 metros de altura, uno de los más antiguos de la zona, de $38,590 \pm 3,210$ años (Bloomfield, 1975) Presenta un suelo muy bien desarrollado de color negro. Está modificado por el hombre, por una urbanización en constante avance y en la cima se ubica el panteón de la población; además, es aprovechado para extracción de material para la construcción. No se aprecia erosión

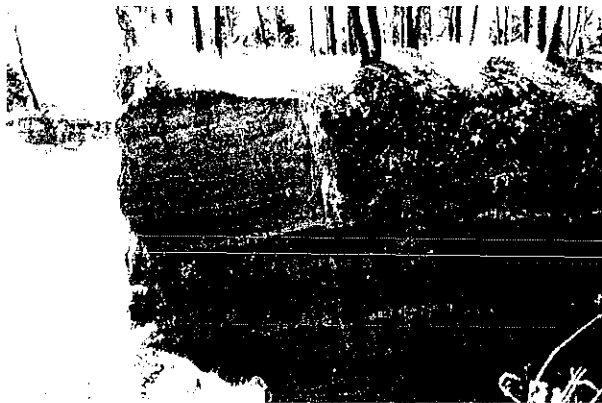


Figura 46. Corte en la ladera sur del volcán Atizapán, se notan capas de cenizas de gris claro a gris oscuro y anaranjado. Es uno de los volcanes más antiguos, que se emplazaron en este caso sobre la planicie

Atlatlahuca (2), al oriente de Atlatlahuca, de poca altura (70 metros); completamente antropizado, sus laderas suavizadas han facilitado la agricultura (maíz). En su ladera poniente presenta algunos asentamientos humanos. No obstante, los procesos erosivos se han visto favorecidos en la ladera suroeste, con la formación de cárcavas activas.

Atutuapan (4), se localiza al sur de la población de Zepayautla, constituido de escorias, tiene aproximadamente 190 metros de altura, con un circo de erosión hacia el suroeste, estable, protegido por vegetación y la gran humedad de la zona.

Al parecer, la vegetación de los barrancos menores es natural, aunque cabe la posibilidad de que en el borde del circo mayor haya sido inducida. Todos los barrancos son antrópicos, principalmente por deforestación, trazos de veredas, cultivos. Hacia el suroeste, el volcán conserva su forma original, pero modelado por la erosión antrópica que se manifiesta en un circo de erosión y dos barrancos mayores.

Hay agricultura en toda la ladera y la vegetación mayor se presenta en los barrancos y cimas. Hay terrazas agrícolas delimitadas por pequeñas bardas de piedra, facilitando los procesos erosivos. Toda la modificación se debe a la actividad humana.

Balderas (6), localizado al noroeste de San Miguel Balderas, gran parte del volcán son zonas agrícolas (maíz y floral); la escasa vegetación (encino) se encuentra en las laderas norte y sur. La erosión es moderada, presente en las laderas, con barrancos de poca profundidad, con vegetación en galería, la cual no ha sido suficiente para controlar el avance lateral y retroceso de cabeceras de los mismos; en la ladera suroeste hay algunas cárcavas pequeñas. Las corrientes confluyen en el Arroyo El Zaguán.

Chapultepec (12), al norte de la población de Chapultepec, rodeado por una planicie lacustre a manera de una isla. Está constituido de escoria roja y negra, en su base se presenta la Pómez Toluca Superior con unos 60 cm de grosor; es notable la ausencia de piedemonte del volcán, lo que refleja que se encuentra considerablemente cubierto por sedimentos lacustres, posiblemente de más de 20 metros de grosor, lo que lo hace una estructura de poca altura (80 metros); Bloomfield (1975) lo clasifica como uno de los más

antiguos (mayor de $38,590 \pm 3,210$ años). Es un volcán con fuerte influencia antrópica, la población se asienta sobre la colada y se extiende hacia las laderas del volcán. Se explota material para la construcción, al parecer, la ladera noreste ha sido abandonada.

Se encuentra desprovisto de vegetación, pero en la ladera sur hay un área de encinos. La cima y el resto del volcán está cubierto por arbustos y pastos, al pie, en el sur hay agricultura. No hay una densa disección fluvial, ni barrancos bien desarrollados, sólo algunos arroyos en la ladera norte, favorecidos por la fuerte pendiente, material no consolidado y escasa vegetación

Chapultepec-1 (13), se reconoce al oriente del volcán Chapultepec, con características similares al anterior, con altura de 40 metros; al parecer, ambos constituyen un volcán compuesto. Ha sido mayor el impacto de la actividad humana, ya que está semidestruido por extracción de material para la construcción, donde son comunes los procesos gravitacionales en los cortes que se forman y el material rocoso no consolidado.

Chiquilpa (14), al sur del poblado de Chiquilpa, de constitución escoriácea, la poca altura que tiene (70 metros) se debe a que está parcialmente cubierto por las lavas del volcán Negro, pero aún es notable su morfología original; es antiguo, mayor de $30,500 \pm 1160$ años (Bloomfield, 1975). Por su baja altura y laderas suaves, ha sido utilizado para la agricultura, principalmente de temporal. No se notan evidencias de erosión

Coatepec (15), ubicado al sur del pueblo del mismo nombre, está constituido de escoria, y una altura de 140 metros, con una edad mayor de $38,590 \pm 3,210$ años (Bloomfield, 1975). La influencia humana en este volcán es total, excepto en la ladera noroeste que presenta escasa vegetación de pino. Tanto el cráter como sus laderas, son zonas agrícolas (maíz); sobre su ladera oriental está avanzando la población de San Nicolás Coatepec. El cráter actúa como un gran circo, en el cual se han desarrollado algunos que confluyen en un barranco pequeño, con árboles aislados. En la ladera sur del volcán los límites entre parcelas se transforman en surcos de erosión

Joquicingo (24) se levanta al suroeste de la población del mismo nombre, es un cono adventicio del Muntepec (33), con altura de 90 metros. Está completamente afectado por la actividad antrópica, es una zona agrícola (maíz); presenta escasos árboles aislados (encinos). Las laderas están suavizadas, poco afectadas por la erosión, siendo mayor en el sur y suroeste, con presencia de cárcavas que han profundizado y están avanzando laderas arriba por un retroceso lento de cabecera, ya que hay vegetación densa en sus bordes. Los barrancos son de poca profundidad y longitud, con vegetación en galería (encinos), son activos en sus cabeceras, todos de origen antrópico.

Metepec (31), se localiza al sur del poblado del mismo nombre, su constitución es de escoria roja, de 80 metros de altura, con características similares al Chapultepec, posiblemente con una edad similar. Presenta vegetación de reforestación (eucalipto) en las partes altas; la ladera sur está completamente antropizada, son áreas agrícolas, algunas ya han sido abandonadas y se ha establecido una vegetación secundaria u ocupada por casas, sin embargo, este crecimiento de la población se ha detenido con la construcción de una barda alrededor del volcán para convertirlo en parque de recreación municipal. Anteriormente, el volcán se explotaba para la extracción de material para la construcción.

No se observa en el relieve evidencias de erosión, excepto en los cortes abandonados de la mina, donde hay procesos gravitacionales por la fuerte pendiente, material no consolidado y desprovisto de vegetación.

Muntepec (33), al poniente del volcán Joquicingo, es un cono escoriáceo de 110 metros de altura. Está afectado completamente por la actividad humana, es un área agrícola (maíz) con laderas ligeramente inclinadas y cima plana que favorece dicha actividad; existen árboles, principalmente entre los límites de parcelas. El uso del suelo en el volcán, junto con el material poco consolidado, ha favorecido los procesos erosivos en las laderas, con la formación de cárcavas activas, que afectan a las parcelas. También es notable el desarrollo de barrancos de poca longitud y profundidad; localizados en la ladera poniente, presentan vegetación en galería, la cual no es suficiente para detener el avance lateral y el retroceso de cabeceras.

Pájaro (36) se encuentra al sur del Cerro El Muñeco, es escoriáceo, con 290 metros de altura, clasificado por Bloomfield (1975) en una edad mayor de $19,530 \pm 160$ años. Conserva muy bien su morfología original, con laderas de fuerte pendiente, con abundante vegetación de pino; no hay evidencias de erosión, excepto en la ladera sur, con un barranco de origen antrópico, favorecido por la agricultura que se practica en la base.

Pájaro-1 (37), se localiza al poniente del anterior, con características similares

El Pocito (40), al noreste de Santa Martha, en la Sierra de Zempoala, es un cono de escoria, con cráter abierto hacia el sur, con una altura de 120 metros, con morfología muy bien conservada. Presenta buena cobertura vegetal (pino); no se observan rasgos de erosión. Hacia el sur tiene un cono adventicio (41) de 40 metros de altura.

Quilotzin (42), ubicado al noroeste de Almaya (figura 47), es un gran volcán de escoria, de 360 metros de altura, de laderas abruptas con una densa cobertura vegetal (encino), similar a los volcanes Texontepec-1 y Texontepec-2, aunque con claros de deforestación; existen varias veredas y caminos de terracería. La cima del volcán se utiliza para la agricultura de temporal y de frutales. Aproximadamente a los 2,700 msnm, hacia la base, también son zonas agrícolas; al sudeste se ubica la población de San Miguel Almaya que crece laderas arriba.

Tiene una red fluvial en forma radial; la mayoría de los arroyos ya han formado barrancos de poca profundidad, sobresalen los ubicados en la ladera sur y confluyen en uno principal que proviene del oriente, de poca profundidad; es muy activo por la ausencia de vegetación en las márgenes, con erosión lateral. Algunos de estos barrancos presentan un avance laderas arriba, a pesar de poseer una abundante cobertura vegetal.

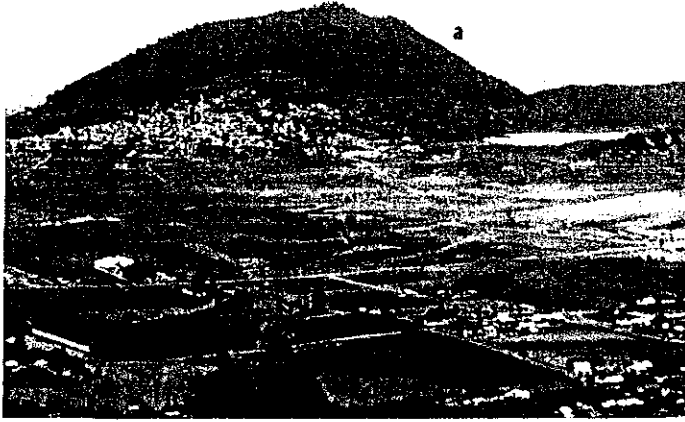


Figura 47. a. Volcán Quilotzin, b. Poblado de Almaya, c. Planicie volcánica, d. Lavas del volcán Texontepec. La obstrucción de las corrientes fluviales que descendían del piedemonte de la sierra de Las Cruces por las lavas recientes y volcanes formaron pequeños depósitos de agua; esta planicie es muy húmeda ya que aquí llegan varias corrientes fluviales por tanto es muy importante para la agricultura y de recarga acuífera

Quilotzin-1 (43), al suroeste del volcán Quilotzin, de 40 metros de altura, consiste en una toba café con manchas blancas, semejante a una roca podrida. En comparación con los anteriores ya definidos, la influencia humana es tal que se encuentra completamente modificado por terrazas, que no se asemejan a las utilizadas comúnmente para la agricultura; son de mayores dimensiones, incluso entre una y otra existe un fuerte desnivel; el volcán se encuentra dividido de tal manera que las terrazas mayores desde la parte alta hacia la ladera noroeste, son cuatro y tienen un desnivel muy marcado. Las que están en la ladera sudeste son nueve, tienen pequeños desniveles; siguen hacia el noreste, disminuyendo su tamaño, ya que hay porciones afectadas por la erosión. Esta modificación no permite identificar su forma original. Estas terrazas también son utilizadas para la agricultura de temporal, su construcción es sin duda una medida para controlar la erosión, debido a que la roca no es muy consolidada, fácil de removerse por el agua. Este proceso se observa en la ladera norte, partes bajas de la ladera sudoriental del volcán. La base del mismo está ocupada por la agricultura, sin rasgos de erosión.

Una unidad que sobresale es el conjunto volcánico Tenango (45, 46, 47, 48, 49, 50)-Xupétl (70), se eleva de 2,600 a 3,400 msnm, constituido por varios volcanes de lava; la edad exacta no está determinada, pero se sobreponen lavas más jóvenes del volcán Lama

en su ladera NE. Es un conjunto de conos de lava, con alturas que van de 60 a 80 metros, que conforman una gran estructura de aproximadamente 650 metros de altura, (el Xuxpéti tiene 470 metros), tienen laderas de fuerte pendiente. Forma parte del Parque Estatal Nautlaca-Matlazínca, por lo tanto, conserva una densa vegetación (pino-encino), aunque parece que hay extracción de madera por la presencia de veredas. La red fluvial es radial, con arroyos rectilíneos, largos; algunos forman pequeños valles fluviales, cortos y angostos, de los que resulta una morfología accidentada. Los arroyos realizan una erosión lateral y vertical, favorecida por el material no consolidado por el que escurren. El volcán Zictepec (69) se localiza al noroeste de San Pedro Zictepec, es un cono escoriáceo, de 80 metros de altura. Influenciado por la actividad humana es utilizado para la agricultura, básicamente de maíz; se han formado cárcavas activas de poca extensión que han transformado la morfología original.

Las laderas de esta unidad son altas, de fuerte pendiente y están disecadas, lo que refleja una morfología accidentada, pero aún conservan su convexidad. Las laderas inferiores son más suaves, cubiertas por material piroclástico fino, de erupciones aledañas; son zonas agrícolas, con algunos barrancos activos. En algunas porciones de éstas laderas se han formado pequeños piedemontes, al NW de San Pedro Zictepec, con morfología ondulada y al NW de Maxtleca de Galeana (con pequeñas corrientes fluviales).

En este conjunto se han formado valles fluviales, de poca longitud, presentan abundante vegetación, de poca profundidad y estrechos.

Al pie de este conjunto volcánico, hacia el norte, en la desembocadura de los arroyos se han formado algunos abanicos aluviales de poca extensión, la mayoría no se reconocen individualmente, ya que coalescieron con la planicie. Están constituidos por material fino.

En este conjunto se infiere la presencia de varias fallas de tipo normal (figura 16, pag 41), la primera se ubica en la ladera NE, una posible prolongación de la falla que se expresa en un escarpe de 150 a 200 metros de altura, con una longitud de 1.5 kilómetros, con dirección NW-SE. Al norte se infiere otra con longitud aproximada de 2 kilómetros, un escarpe de 100 metros de altura en promedio y una dirección NE. Al sur del volcán Lama se localiza otra, con un escarpe de 150 metros de altura, una longitud de 1.5 kilómetros y

dirección NE Elías Herrera (1991) identifica una falla que separa a los volcanes Tenango y Xuxpétl con dirección NE, una longitud de 3 kilómetros en promedio, aprovechada por dos corrientes fluviales intermitentes.

Tepexoxuca (51), localizado al oriente de San Francisco Tepexoxuca, de constitución escoriácea, de poca altura (50 metros), es un cono afectado por la actividad humana. Las laderas son zonas agrícolas (maíz, fundamentalmente); el cráter tiene forma de herradura cortado por un barranco de poca longitud y profundidad, con vegetación de galería; la cabecera es muy activa y está afectando al panteón de San Francisco, metros arriba

Tlacotepec (no entra en la zona de estudio), se ubica al oeste del poblado del mismo nombre, es antiguo y está constituido de escoria. Está afectado por actividad agrícola de temporal; tiene áreas agrícolas abandonadas, sustituidas por vegetación secundaria (arbustos y pastos), en la base del volcán, al oriente, está la población de Tlacotepec que se extiende hasta la colada del mismo.

El volcán se encuentra muy disecado en forma radial, la mayoría de los arroyos aún no forman barrancos, excepto al que se encuentra en el centro del cráter con forma en herradura, en las paredes interiores del barranco existe vegetación arbustiva natural (en galería)

Es importante señalar entonces que la posición de algunos volcanes de este campo monogenético pueden tener un control estructural, incluyendo los domos de las sierras de Zempoala y Las Cruces. Se reconoce por un lineamiento dominante, en el caso del campo monogenético es de dirección E-W, como los volcanes Capulhuac (ya identificado por Bloomfield, 1975), Mezapa y Cuautl, Pájaro y Pájaro-1. Los volcanes Cuate y Cuate-1 tienen un lineamiento NE-SW; Las Ratat y La Silva tienen una dirección N-S

En el caso de la Sierra de Zempoala predominan los lineamientos con dirección NW-SE y NE-SW; en la Sierra de Las Cruces, en la porción norte, se reconoce un lineamiento de dirección N-S (figura 16, pag. 41).

Por otra parte, este campo volcánico monogenético es importante desde el punto de vista económico; debido a que varios volcanes han sido explotados para la extracción de material para la construcción (volcanes Chapultepec y Cuautl, Metepec y colada Tenango), cambiando parcialmente su morfología; algunas minas ya han sido abandonadas, como es el caso del volcán Metepec

Tomando la estación de Santiago Tianguistenco la temperatura media anual es de 14.8°C, con una media mensual mínima de 11.7°C en el mes de enero y una máxima de 17.4°C en mayo. La precipitación media mensual más intensa es en julio y agosto con más de 200 mm y en junio y septiembre con más de 150 mm y más de 65 mm en mayo y octubre, en los meses restantes varía de 1-25 mm

La densidad de drenaje es alta (ver anexo), en las coladas de los volcanes Tres Cruces, Holotepec, Texontepec, Tuxtepec y Tenango, los arroyos son de poca longitud con una morfología dispersa, todos se infiltran para surgir el agua en algún sitio, este rasgo indica la juventud de estos volcanes.

En la porción noreste de la unidad, es alta; laderas arriba, algunos arroyos provienen de las sierras Las Cruces y Zempoala, y se infiltran, pocos llegan a la planicie, como el río Jalatlaco. Los barrancos tienen una morfología asimétrica, el origen y desarrollo es similar a los arroyos del piedemonte del volcán Nevado de Toluca.

En la porción occidental la densidad es menor, son corrientes de poca longitud, excepto el arroyo Dos Caminos, y al norte de Joquicingo; el origen y dinámica es similar a los anteriores. En el conjunto volcánico Tenango y Xuxpétl la configuración del drenaje es radial; algunos arroyos forman pequeños valles fluviales de poca longitud y angostos, las corrientes de primer orden han profundizado de lo que resulta una morfología accidentada en andesitas; en las laderas bajas tienen una morfología más suavizada, con material poco consolidado; se ha deforestado y son zonas agrícolas, lo que ha favorecido el avance lateral y laderas arriba de los barrancos.

Respecto a los suelos predominan en el área los andosoles que varían de ocríco a háplico. En las coladas de los volcanes Texontepec, Holotepec, Tres Cruces y Tuxtepec, litosol asociado con andosol. Al norte de la colada del volcán Texontepec hay un feozem háplico. Al sur de Santa Cruz Pueblo Nuevo, San Francisco Tetetla y San Miguel Ocampo, un regosol asociado con litosol y andosol. En las planicies de inundación, al noreste de Almaya se presenta un vertisol pélico de textura fina. Es notable que la variación de suelos en la unidad varían de acuerdo con la edad, los litosoles son característicos de la unidades holocénicas, mientras que los andosoles en unidades más antiguas donde se han desarrollado estos suelos; y en las depresiones se han formado algunos vertisoles debido a la acumulación de agua.

El uso de suelo en esta zona es agrícola, abarca la mayor parte, con una agricultura de temporal permanente; el cultivo predominante es el maíz, en menor proporción haba, avena, maguey y nopal.

El uso pecuario es muy escaso, solo se presenta en pequeñas áreas en la colada lávica del volcán Texontepec, Tenango y cerca de Tlacomulco, es un pastizal inducido, a veces asociado con agricultura.

En relación con el uso forestal, son pocas las zonas que tienen cobertura vegetal, en la colada lávica de Tenango predomina un bosque incipiente de encino con aile y madroño, un bosque de pinos-encinos bien conservado en el área del conjunto Tenango-Xuxpétl (incluyendo los cerros Lama y Ocampo). En los sitios de los cerros Holotepec, Tres Cruces y Tepetzingo, hay un bosque de Abies, Pinus y Quercus (Graniel G., Sierra D., inédito).

El volcán Pehualtepetl presenta un bosque de oyamel, en su ladera oriental la vegetación es secundaria asociada con bosque de oyamel; en la ladera norte del volcán Cuautl se observa un bosque mixto (pino-encino), en la ladera sur este bosque está asociado con matorral y bosque de encino; en la ladera oriental del volcán Tomasquillo hay un bosque mixto (pino-encino); en la ladera noroccidental del volcán Negro se presenta un bosque de oyamel-pino, y en la ladera suroriental un bosque de pino-oyamel asociado con matorral,

en su cráter existe un matorral asociado con pastizal natural; en los volcán Capulhuac-4, en los barrancos y partes altas es un bosque de pino asociado con matorral.

CONSIDERACIONES FINALES

El relieve es la manifestación de los constantes cambios que suceden en la superficie terrestre. El conocer cómo ha sido su evolución a través del tiempo y los procesos que sobre él ocurren, transformándolo, es una tarea de la geomorfología, cuyos resultados son aplicativos para diferentes áreas, como es la arqueología, riesgos naturales, vulcanología, hidrología, etcétera. Los sistemas montañosos que circunda la cuenca Alta del Río Lerma son de origen primordialmente volcánico donde la actividad antrópica (desde las antiguas culturas que se asentaron en este valle), ha modelado estos sistemas; tanto la actividad volcánica y la actividad antrópica han influido en la evolución de la cuenca, siendo la última la que mayores cambios se han producido en poco tiempo sobre el relieve original; el resultado de esta actividad se expresa en un mapa geomorfológico final, donde se clasifican las formas del relieve según su origen, edad relativa, y haciendo una relación con los procesos exógenos actuales, las condiciones climáticas y actividades humanas.

Al igual que las cuencas que se ubican en el Sistema Volcánico Transversal, en la de Toluca, la actividad volcánica y tectónica, ha sido responsable del origen y desarrollo de esta gran planicie lacustre-aluvial. Al parecer la morfología actual de la planicie se debe principalmente a la actividad volcánica durante el Pleistoceno tardío y Holoceno (<40,000 años), que se manifestó en un volcanismo monogenético y poligenético (Xinantécatl o Nevado de Toluca), registrado en el relieve.

Morfológicamente se identificó que los peñascos de Tepoztlán son la unidad más antigua, (Oligoceno tardío-Mioceno medio), algunos autores como Mooser *et al* (1996) le atribuyen una edad pliocénica, aparentemente semicubierta por depósitos recientes, similar a lo que sucedió en la porción sur de la cuenca de México. Se sugiere que tal vez esta sierra se prolongaba al norte, hacia la cuenca de México, aunque todavía no está bien definido, posiblemente esto mismo ocurrió en esta zona de la cuenca y es el límite con la cuenca del Balsas, y que Mooser *et al* (1996) considera sea el residuo de una gran caldera y cuyas laderas escarpadas hacia el norte indican una posible falla con dirección este-oeste, cubierta por depósitos piroclásticos finos. Además sirvió de obstáculo para las lavas recientes, o

éstas cubrieron parcialmente esta unidad, algo similar en el sur del Distrito Federal con la Sierra Chichinautzin, que cubrieron parcialmente la Formación Tepoztlán. Las laderas hacia el sur de esta unidad son muy empinadas y presentan una fuerte erosión. Posteriormente se presentó otra actividad volcánica que formó la sierra de Zempoala y alternadamente la sierra de Las Cruces. Tal vez en esta época se originó el volcán Xinantécatl (15 m a, Cantagrel *et al*, 1981). Producto del emplazamiento de estas unidades fue la creación de una morfología accidentada, de valles fluviales y laderas empinadas, cuyo drenaje era hacia el sur. Cada actividad fue rellenando depresiones, principalmente en la parte norte, nivelando el relieve. Después siguió la actividad más reciente del Xinantécatl y en el campo volcánico monogenético. Al parecer fueron los volcanes Capulhuac, Tilapa, La Silva y Tomasquillo que con sus lavas y piroclastos fueron los primeros en obstaculizar ligeramente el drenaje al sur, ya que estas lavas bordean el lago en esta porción y al occidente con un frente escarpado de 10 a 20 metros, por lo tanto, la depositación era mayor que la erosión; el cierre total del drenaje se dio con el emplazamiento de las lavas de los volcanes Tres Cruces, Holotepec, Tepezingo y La Esperanza ($8,440 \pm 70$), cuya dirección indica que fluyeron por un antiguo valle hacia el sur. Ya que son de menor espesor alcanzaron una mayor distancia, y con una morfología más suave que hacia el norte, ya que son más gruesas y tienen una longitud menor, lo que indica que era menor la pendiente, con un ligero escarpe de aproximadamente 30 metros. Los productos vulcanoclásticos que se observan en el lago los identificaron Metcalfe *et al* (1991) como la ceniza Tres Cruces, junto con otros más antiguos, tal vez del volcán Lama, en el sur de la denominada laguna Chignahuapan, cerca del poblado de Techuchulco. Al parecer no aparecen más al norte. Cerca del poblado de San Nicolás Tlazala, situado al sur de la colada de Texontepec; sobre la planicie se identifica una capa de cenizas que se presume sea del volcán Texontepec. La actividad volcánica más reciente de la zona, con la depositación de la Formación Toluca Superior, con una edad de 11,600 años a una profundidad un poco de más de un metro y un metro de espesor, y cenizas de los volcanes cercanos a la laguna, están presentes en esta planicie, lo que indica que el tiempo de formación de la misma no tiene más de 11,600 años. Al mismo tiempo hubo una activación tectónica que dio origen a un sistema de fallas en el norte (Acambay, Perales y Pastores) y que originó una serie de escalonamientos y el desarrollo del río Lerma cuya dirección de escurrimiento es hacia el norte, todos estos eventos originaron el relieve actual.

Por otro lado, el estudio de esta zona nos indica que el relieve ha tenido cambios sustanciales después del estudio de Bloomfield (1975) por la actividad humana que se reconoció en una acelerada erosión, las modificaciones son independientes de la edad del relieve, ya que tiene mucho que ver con la conservación de los bosques. La mayoría de los volcanes y derrames presentan un suelo, por lo que son aprovechados para actividad agrícola, por lo tanto, son deforestados y favorecen los procesos fluvio-erosivos. Este proceso inicia con un lavado de la superficie del suelo, después se desarrollan canalillos y finalmente cárcavas, lo que se traduce en una pérdida de suelo y en la transformación del relieve. No sólo la actividad agrícola transforma el relieve sino también los propios asentamientos, su infraestructura, todos estos factores junto con los cambios de uso del suelo generan peligros, ya que dichas poblaciones se ubican en la desembocaduras de los arroyos, tal fue el caso reciente de la población de Santa María Jajalpa, asentada en un pequeño abanico aluvial que sufrió una gran inundación por una corriente de lodo en abril del 2001. En época de lluvias el proceso de inundación se vuelve más común en el caso del piedemonte del Xinantécatl, ya que un gran aporte de sedimentos es favorecido entre otros factores, por el cambio de uso del suelo, el clima y el tipo de roca; por lo que este es un punto que en la actualidad interesa en lo que se refiere a protección civil.

La intensa actividad humana de fines del siglo XXI está generando cambios sustanciales en el relieve y los procesos naturales. Como esto parece irreversible es de esperar en las próximas décadas el desarrollo de un paisaje diferente al actual, o sea, un desequilibrio del ecosistema que todavía se sostiene.

Por otro lado cabe señalar que en el estudio del campo volcánico monogenético el trabajo abarcó otros 30 volcanes más de los considerados en el trabajo de Bloomfield (1975), que estudió únicamente 41.

La clasificación en grupos cronológicos de Bloomfield y geomorfológica aplicada en este estudio permitió hacer las siguientes consideraciones.

1. Los volcanes holocénicos de Bloomfield coinciden con el grupo número uno de la autora, y los del volcán Tepezingo A y B corresponden al grupo tres. En teoría, el grupo uno, lo normal

es que muestren los rasgos de un relieve holocénico, a menos que este haya sido semicubierto por otra erupción posterior.

2. En el grupo uno se clasificaron otros siete conos volcánicos, pero si se consideran sólo los principales y se descartan los adventicios, resultan cuatro con rasgos de relieve holocénico.

Sumando otros volcanes del mismo rango de edad, resultan siete de la serie más joven.

3 Considerando que la zona estudiada queda comprendida en un mapa que cubre cerca de 1000 km², resulta un promedio de 11 volcanes por cada 100 km². Si consideramos sólo los volcanes principales, tenemos 0.46 volcanes por cada 100 km². El valor de cantidad de volcanes por km² puede resultar más alto si se aplican otros criterios, como hacer la cuantificación en porciones menores del mapa, por ejemplo, en escala a 1:250,000

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

1. Bloomfield, K (1973). *The age significance of the Tenango Basalt Central México*. Bull. Vulcanology No 37.
2. Bloomfield K. . (1975). *A late-Quaternary monogenetic volcano field in Central México*. Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau Band 64: 476-497
3. Bloomfield, K. y Valastro. (1975). *Late Pleistocene Eruptive History of Nevado de Toluca volcano, Central México*. Geological Society of America Bulletin. vol. 85:901-906
4. Bloomfield, K., Sánchez-Rubio. (1977). *Plinian eruptions of Nevado de Toluca volcano. México*. Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau Band 66
5. Bloomfield, K. y Valastro jr (1977). *Late Quaternary tephrochronology of Nevado de Toluca volcano, Central México*. Overseas Geol. e Miner Resour. No 46 15 pp.
6. Cantagrel, J. M., C. Robin, and P. Vicent. (1981) *Les grandes étapes d'évolution du volcan andésitique composite: exemple du Nevado de Toluca (Mexique)*. Bull Volcanol , 44, 177-188
7. Coque, R (1977). *Geomorfología*. Ed. Alianza, Madrid, pp. 376.
8. De Cserna, Z. (1974) *Datos geocronométricos terciarios de los estados de México, Morelos y Guerrero*. Bol. Asoc. Mex. Geol. Pe XXVI,4-6, 263-273.
9. Delgado G. H., Martín del Pozzo A. (1992). "*Pliocene to Holocene volcanic geology and junction of Las Cruces, Chichinautzin and Ajusco ranges, southwest of México City*." Geofísica Internacional, vol 32, num. 2. p p. 511-522.

10. Derrauau, M (1965) *Geomorfología*. Ed. Ariel, Barcelona, pp.475
11. Doornkamp, J , M. King (1971) *Numeral analysis in geomorphology an introduction*. Frome and London University of Nottingham
12. Elías, H. (1993) *Estratigrafía del Estado de México: Informe Técnico del convenio entre el Instituto de Geología, UNAM y la Subdirección de Promoción , Minera Dirección General de Promoción Industrial, Minas y Artesanías del Gobierno del Estado de México*, pp 1-115.
13. Flores, T. (1906) *Le Xinantecatí ou volcan Nevado de Toluca* X Congreso Internacional de Geología
14. Fries (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, pp 236
15. Funes Carballo A (1968) *Introducción al estudio de la Cuenca Lerma-Chapala-Santiago* Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería. UAEM.
16. Gutiérrez Gonzáles R. (1967). *Estudio fotohidrológico de la Cuenca Alta del Río Lerma*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería UAEM
17. Hasenaka T, and Carmichael. (1985). *The ciner cones of Michoacán-Guanajuato, Central México. Their age, volume and distribution and magma discharge rate*. Journal Volcanology and Geothermal Research. vol. 25. No. 1, pp. 105-125
18. Herrera, M. , Sánchez Zavala, J., Villaseñor, C., Cruz, R. r., Nuñez, M. A (1994) *Geología y Recursos Minerales Méticos de la Región suroccidental del Estado de México*. XII Convención Geológica Nacional Libro-Guía de la excursión geológico-minera a la región suroccidental del Estado de México. pp 40

19. Lugo H , et al. (1980). *La disección del relieve en la porción central oriental del sistema volcánico transversal*. Boletín 11 del Instituto de Geografía UNAM. México.
- 20 Lugo, H y Martínez, V. (1980). *La disección del relieve en el sur de la cuenca de Mexico y porciones adyacentes*. Boletín 10 del Instituto de Geografía UNAM México
- 21 Lugo, H J (1989). *Geomorfología Aplicada, métodos cartográficos* Instituto de Geografía, UNAM, México
- 22 Lugo, H. J. (1989). *Diccionario de términos geomorfológicos*. Instituto de Geografía, UNAM, México.
- 23 Lugo, H. J (2001) "Los conceptos geomorfológicos en la obra de Ezequiel Ordoñez (1867-1950)." *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 18. núm. 1. pp 89-102
- 24 Macias, J.L., García, A., Arce, J. L., Siebe, C., Espíndola, J. M , Komorowski, J. C, and Scott, k. (1996). *Late Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlán volcanoes, Central México* I A. V. C. E. I. Plenary Assembly. Excursion No 14. Field guide. Puerto Vallarta, Jalisco, México.
25. Martín del Pozzo, A. (1980). *Vulcanología de la Sierra Chichinautzin*. Tesis de Maestría. Facultad de Ciencias. Universidad Nacional Autónoma de México. México, D. F. pp. 131.
26. Martín del Pozzo, A. L. (1982) *Monogenetic volcanism in the Sierra de Chichinautzin, México* Bull. Vulcanol , 45-1, 9-24
27. Martínez Calderón M. (1993). *Recursos Naturales en la Cuenca Alta del Río Lerma*. Tesis de Licenciatura Facultad de Ciencias. UAEM

- 28 Metcalfe, S., Street-Perrot, A., Alan Perrot, R., Harkness, D. (1991). *Paleolimnology of the Upper Lerma Basin, Central México: a record of climatic change and anthropogenic disturbance since 11,600 yr B.P.* Journal of Paleolimnology 5:197-218
29. Metcalfe, S., Newton, A (1999) *Tephrochronology of the Toluca Basin, central México* Quaternary Science Reviews 18 1039-1059.
30. Meriggi, Lorenzo (1999). *Studio petrologico e vulcanologico del vulcanismo monogenético e fisurale dell'area di Toluca, Messico*. Tesis profesional. Florencia, 107 p
- 31 Michelet, D. (1992). *El proyecto Michoacán. 1983-1987. Medio ambiente e introducción a los trabajos arqueológicos*. Collection Études Mésoaméricaines. 11-12. Centre d'études Mexicaines et Centroaméricaines. México.
- 32 Mora Alvarez, G., Caballero Miranda, C., Urrutia Fuccugauchi, Uchiuni, S., (1991). "Southward migration of volcanic activity in the Sierra Las Cruces, basin of Mexico?- A preliminary K-Ar dating and paleomagnetic study." Geofísica Internacional. vol 30, num. 2 pp 61-70.
33. Mooser, F. et al. (1974). *Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: VIII. A paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the valley of Mexico*. Geol Rundsch., 63, 451-483.
34. Mooser, F., Montiel, A., Zuñiga, A (1996) *Nuevo mapa geológico de las Cuencas de México, Toluca y Puebla. Estratigrafía, Tectónica general y Aspectos Geotérmicos*. Primera edición. Comisión Federal de Electricidad, México.
35. Ordóñez, E (1895) *Las rocas eruptivas del suroeste de la cuenca de México*. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, Boletín 2, pp. 5-46.

36. Palacio Prieto, J. (1988) *Destrucción de tierras en el flanco oriental del Nevado de Toluca, el caso de la cuenca del arroyo El Zagüan*. Boletín 18 del Instituto de Geografía UNAM.
37. Pedraza, Javier de. et al. (1996). *Geomorfología: principios, métodos y aplicaciones*. Alarcón, Madrid pp. 414
38. Peña Monné, J.L. (1991). *El relieve* Madrid, Síntesis. pp. 166
39. Rice, R. J. (1997). *Fundamentals of Geomorphology*. Ed Longman, New York. pp 376.
40. Sánchez Rubio, G. (1978) *Notas sobre la volcanología cenozoica de la región entre Temascaltepec y La Marquesa, Estado de México*. IV Conv. Geol. Nal., Méx., libro guía, exc a Tierra Caliente, p. 26-32.
41. Schlaepfer, C. J. (1968). *Geología de la Hoja México D.F y los Estados de México y Morelos*. Instituto de Geología UNAM., Serie 1:100,000. Mapa con texto.
42. Secretaría de Recursos Hidráulicos (1970). *Los acuíferos del Alto Lerma*. Comisión Hidrológica de la Cuenca Del Valle de México. México.
43. Siebe, C., Komoroswski, J. C., Sheridan, M. (1992). *Morphology and emplacement of an unusual debris-avalanche deposit at Jocotitlán, Central Mexico* Bull. of Volcanology, 54, 573-589.
44. Sugiura Y., Flores A., Ludlow B., Valadez F., Gold M., Maillol J. (1994). "El agua, la tierra, el bosque y el hombre en el Alto Lerma: un estudio multidisciplinario" *Arqueología* 11-12, pp. 29-45.
45. Tricart, J. (1985). *Pro-lagos Los lagos del eje neovolcánico de México* Universidad Nacional Autónoma de México. pp. 66

46. Thornbury, W. (1960). *Principios de geomorfología*. Kapeluz, Buenos Aires pp 583.
- 47 Vázquez-Sánchez, Jaimes-Palomera. (1989). *Geología de la Cuenca de México*
Geofísica Internacional vol 28, num 2 pp.133-190
- 48 Wood C. A. (1980) *Morphometric evolution of ciner cones*. Journal Volcanology and
Geothermal Research vol 7. pp 387-413.
49. Wood C. A (1980). *Morphometric analysis of ciner cones degradation* Journal of
Volcanology and Geothermal Research vol 8. pp. 137-160.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

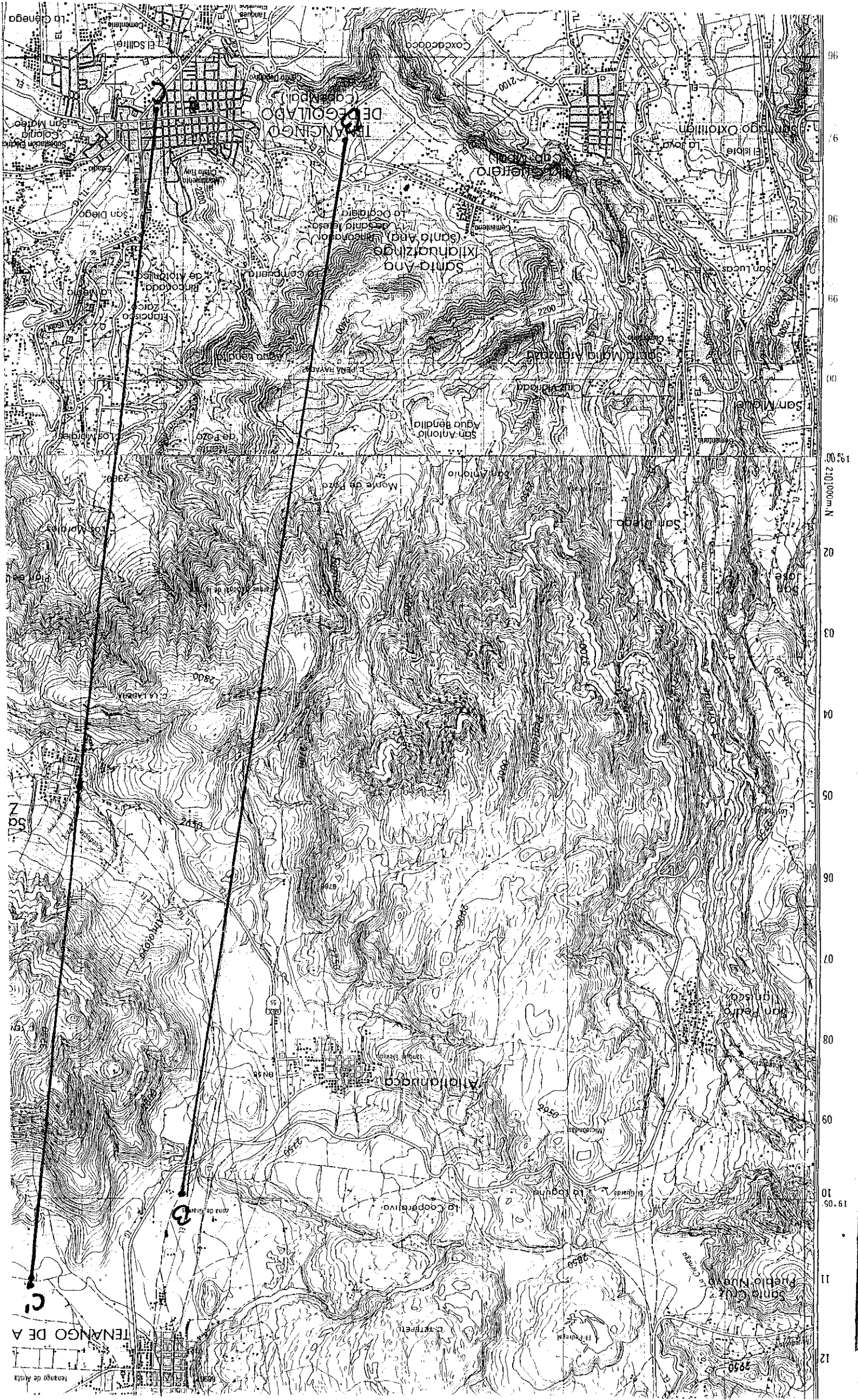
gico de la Cuenca de Tenango y Áreas Adyacentes, Estado de México.

440000 445000 450000 455000 460000 2105000 2110000 2115000 2120000 2125000



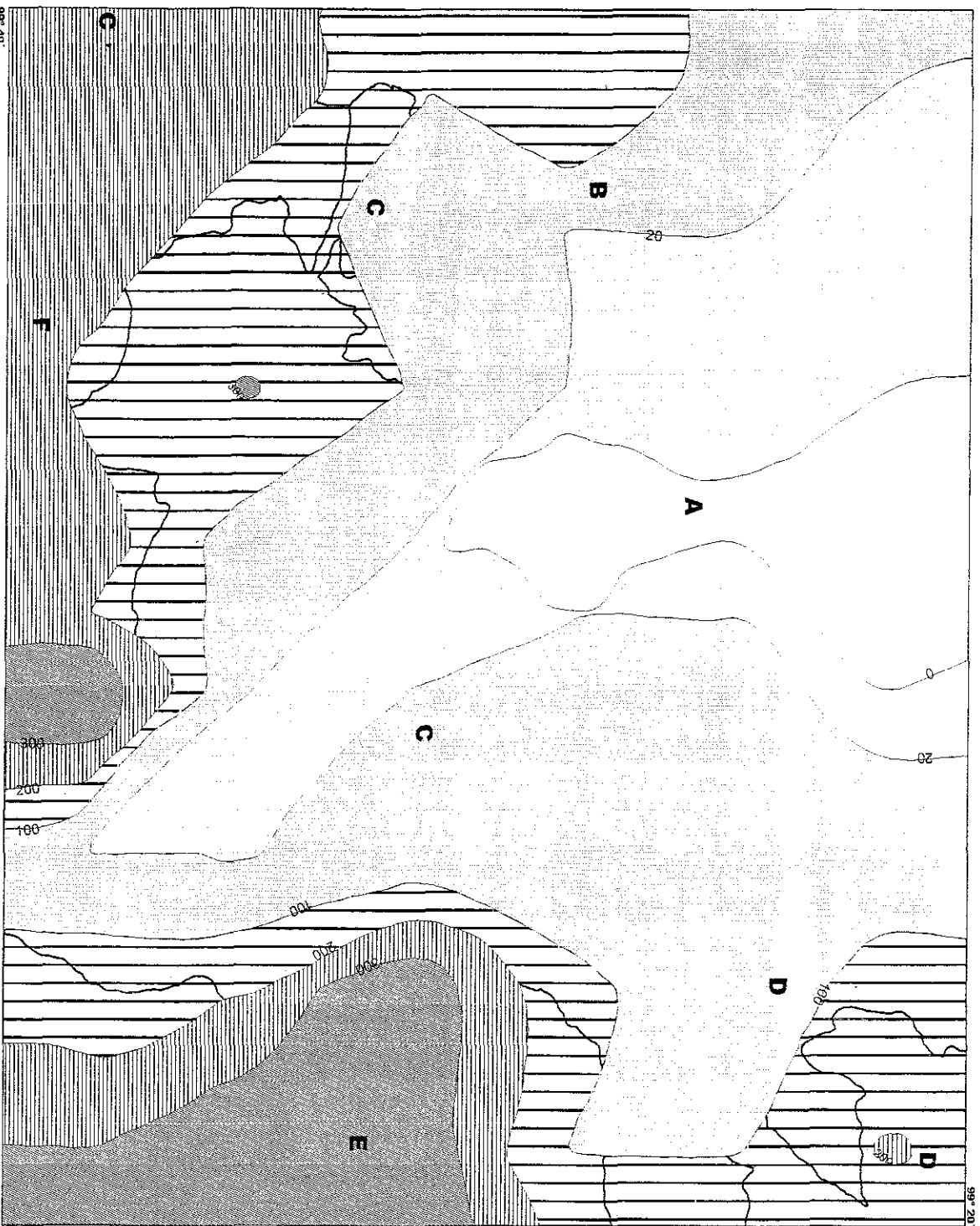
Leyenda

- I. Volcánico
 - A. Derrames de lava
 - 1 Las más jóvenes, no están cubiertas por otras
 - 2 Anteriores a 1
 - 3 Anteriores a 2
 - 4 Anteriores a 3
 - 5 Anteriores a 4
 - 6 Anteriores a 5
 - 7 Anteriores a 6
- B. Volcanes
 - Conos de escoria
 - Domos de lava
 - Volcán de lava
 - Cráter
 - Cráter en herradura
 - Cráter relleno con cima convexa
 - Cráter relleno con cima mesiforme
- C. Laderas, mesas y planicies
 - Mesas de lava o piroclastos
 - Laderas de lava cubiertas por piroclastos
 - Planicie volcánica
 - Laderas complejas de lava y piroclastos
 - Ladera de piroclastos
- D. Piedemonte volcánico
 - transición de piedemonte a la planicie
 - Nivel inferior
 - Nivel intermedio
 - Nivel superior
- II. Volcánico-Erosivo
 - Circos de erosión
 - Valles erosivos
- III. Tectónico
 - Falla normal con expresión en el relieve
 - Falla inferida
- IV. Tectónico-Volcánico
 - Possible cresta de una caldera
- V. Acumulativo
 - Planicie lacustre-aluvial
 - Planicie aluvial
 - Planicie lacustre
 - Abanico aluvial
 - Zona de montículos antrópicos
- VI. Antrópico
 - Barrancos inducidos
 - Corrientes de agua encauzada
 - Canales
 - Acueductos
 - Complementarios
 - Línea divisoria de agua



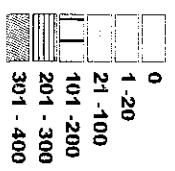
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

128



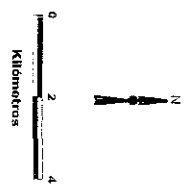
Mapa de Profundidad de Diseción

Valores de corte vertical máximo, en metros



Unidades geológicas-geomorfológicas

- A. Planicie aluvial
- B. Piedemonte del Nevado de Toluca
- C. Campo volcánico monogenético
- D. Sierra de las Cruces
- E. Sierra de Zempoala
- F. Peñascos de Tepeztlán

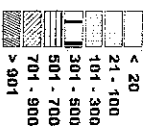


ELABORO: PATRICIA FLORES OLIVERA

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

Mapa de Energía del Relieve

Diferencia máxima de altitud (en metros)



Unidades geológicas-geomorfológicas

- A. Planicie aluvial
- B. Piedemonte del Nevado de Toluca
- C. Campo Volcánico monogenético
- D. Sierra de las Cruces
- E. Sierra de Zempoala
- F. Peñascos de Tepoztlán

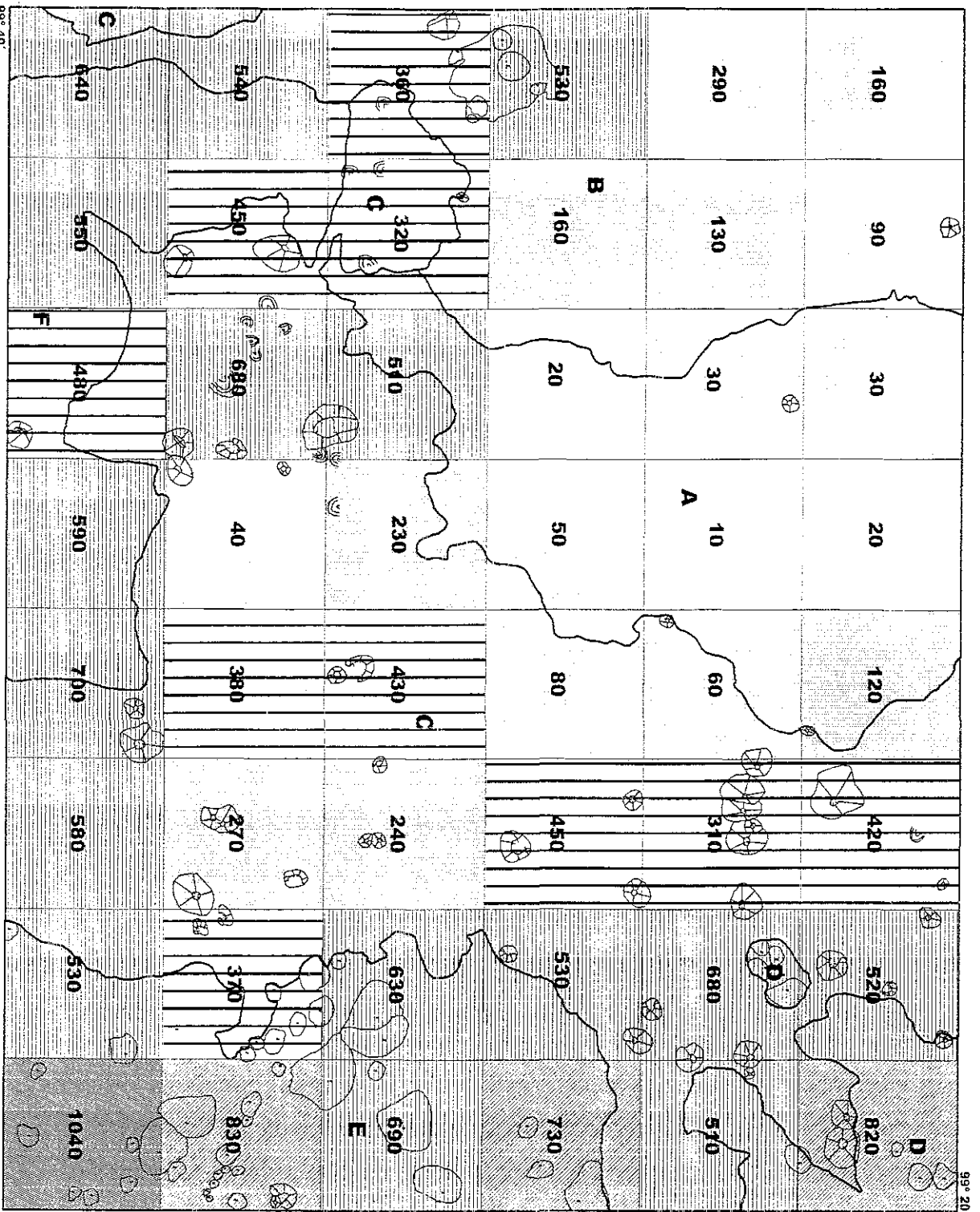
Volcanes

- Domo volcánico
- Cono de lava
- Cono adventicio
- Cono de escoria
- Cráter en herradura
- Cráter relleno con clima mesiforrme
- Cráter relleno con clima convexa

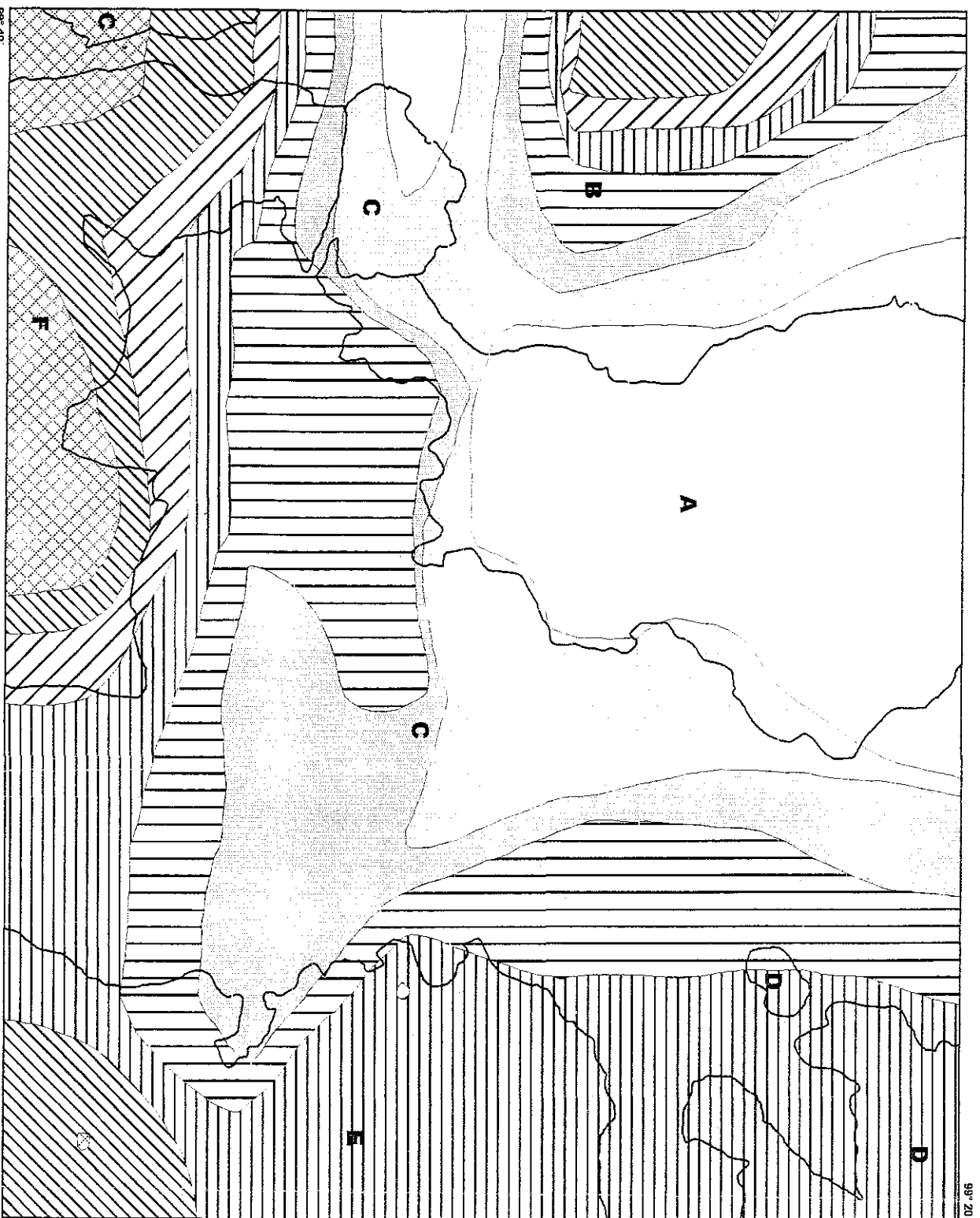


ELABORO: PATRICIA FLORES OLIVERA

19° 00' 99° 40'

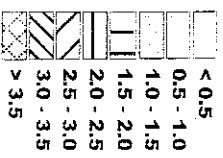


TESIS CON FALLA DE ORIGEN



**Mapa de Densidad
de Diseción**

Valores en km/km^2



**Unidades
geológicas-geomorfológicas**

- A. Planicie aluvial
- B. Piedemonte del Nevado de Toluca
- C. Campo volcánico monogénético
- D. Sierra de las Cruces
- E. Sierra de Zempoala
- F. Peñascos de Tepotlilán



ELABORO: PATRICIA FLORES OLIVERA

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**