

17
2ej



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MEXICO

FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFIA

GEOMORFOLOGIA MORFOGENETICA DE LA VERTIENTE TRIBUTARIA ORIENTAL DEL EX-LAGO DE TEXCOCO

T E S I S
PARA OBTENER EL GRADO DE
LICENCIADO EN GEOGRAFIA
P R E S E N T A :
TAPIA VARELA GUADALUPE

DIRECTOR DE TESIS: DR. JORGE LOPEZ BLANCO



MEXICO, D. F.

1999

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

572715



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

A mis Padres

Con todo mi amor,
por haberme concebido
por su cariño y amor, que siempre
me han prodigado, durante toda mi vida
por su apoyo en mis momentos de dolor y alegría
por estar siempre conmigo
por darme su confianza, comprensión y paciencia
para que yo pueda lograr mis metas.
Gracias por todo.

A mis Hermanas y Hermanos

Rosario, Lourdes, Susana, Victor y Gerardo;
gracias por ser mis amigos; por estar
siempre cuando más los necesito; por su compañía,
ejemplo y sus sabios consejos que me han brindado
y que me han servido para desarrollarme
plenamente como persona.

A mis Sobrinas

Con todo cariño y dedicación que ellos merecen
Alejandro, Yazareth, Yoshimi, Nadesdha, Juan Carlos y Thelma.

A la memoria de mis Abuelas

Flora, Sofía y Narno por estar aún conmigo
y darme siempre su ternura y amor.

AGRADECIMIENTOS

Al *Dr. Jorge López Blanco* por darme la oportunidad de aprender y trabajar a su lado, por su gran apoyo, comentarios, estímulo y confianza para la elaboración de esta tesis pero sobre todo por su valiosa amistad que tan desinteresadamente me ha brindado, y por tener en él a un gran amigo.

Al *Dr. José Luis Palacio Prieto* por el apoyo brindado durante el desarrollo de este trabajo, por ayudarme a mi formación profesional, por ser uno de mis sinodales y hacer los comentarios necesarios para mejorar esta tesis.

Al *Mtro. Lorenzo Vázquez Selem*, al *Dr. Mario Arturo Ortíz Pérez* y al *Dr. José I Lugo Hupb* por haber aceptado ser mis sinodales, por sus sugerencias y recomendaciones que sirvieron para mejorar el contenido de este trabajo.

Agradezco al *Instituto de Geografía* y a todo su personal que de alguna manera participo en el desarrollo de esta tesis.

A la *Mtra. Concepción Basilio Romero* por las facilidades obtenidas para la consulta del material cartográfico y bibliográfico, al *Lic. José Cabrera Reyes* por su ayuda otorgada; así como a la *Sra. Rosa Sibata Molina* por ser facilitadora del material cartográfico necesario.

Quiero también agradecer a la *Comisión Nacional del Agua*, de la Gerencia del Lago de Texcoco por todo el apoyo económico brindado para realizar esta tesis. Al *Ing. Fernando Mercado*, por la confianza y oportunidad para desarrollar este trabajo. Al *Mtro. Benjamín Sánchez*, al *Mtro. Julio Martínez* y al *Ing. Vicente Nieto* por el trabajo de campo realizado a la zona de estudio.

Al *Biol. Armando Peralta* por ofrecerme siempre su ayuda y por su sincera amistad.

Agradezco a *Miguel Ángel Guillén Guerrero* por su compañía y apoyo incondicional en el momento preciso del desarrollo de esta tesis. Por motivarme siempre en todo lo que he realizado y por estar a mi lado. Por compartir conmigo la lectura, los timbres, las travesuras y vivencias en el desarrollo de esta aventura.

A *Celia* por compartir durante tanto tiempo su amistad conmigo, así como algunas de sus locuras, por su alegría, (sobre todo sus carcajadas) la cual ayudo a que el trabajo fuera más ameno, y por todos los consejos brindados para elaborar este trabajo.

A *Antonio* por permitirme compartir su amistad, por escucharme y darme uno que otro consejo tanto en mi vida personal como para desarrollar esta tesis. Y por no molestarse (poquito) cada vez que le digo ¿Quién te...? tu sabes.

Arturo te agradezco tus sabios consejos para elaborar y mejorar este trabajo, por ser tan sincero y sobretodo por ser mi amigo, aunque contigo quien no...

Agradezco a todos mis familiares, amigos, compañeros y aquellas personas que sin darse cuenta me dieron su apoyo y amistad. Gracias.

Guadalupe Tapia Varela.

INDICE

	Pág.
Introducción -----	1
Objetivo General -----	2
Objetivos Particulares -----	2
Hipótesis -----	3
Antecedentes -----	3
Estructura del Trabajo -----	7

CAPÍTULO 1 MARCO GEOGRÁFICO GENERAL

1.1 Aspectos Físico Geográficos -----	9
1.2 Aspectos Demográficos y Socioeconómicos -----	17

CAPÍTULO 2 GEOLOGÍA

2.1 Litología y Estructura -----	18
2.2 Tectónica -----	22
2.3 Estratigrafía -----	27
2.3.1 Rocas Volcánicas Terciarias -----	30
2.3.2 Depósitos Plioceno-Cuaternarios -----	31
Rocas Volcánicas -----	31
Rocas Epiclásticas -----	34
2.3.3 Depósitos Cuaternarios -----	35
Rocas Volcánicas -----	35
Depósitos de Aluvión -----	36
Depósitos de Lacustres -----	36

CAPÍTULO 3 GEOMORFOLOGÍA

3.1 Introducción -----	38
3.2 Metodología -----	43
3.2.1 Recopilación y Análisis de la Información -----	43

3.2.2 Interpretación, Procesos y Análisis con el SIG -----	46
Delimitación Preliminar	
de las Unidades Morfogenéticas (UM) a escala 1:250 000 -----	46
Digitalización de la Información de las Cartas Temáticas -----	48
Cartografía Morfométrica -----	50
Modelo Digital de Terreno (MDT) y Mapa de Relieve Sombreado -----	52
Mapa de Pendientes -----	54
Mapa Altimétrico -----	54
Mapa de Características Geométricas de Laderas -----	57
Fotointerpretación de las Unidades Morfogenéticas a escala 1:75 000 -----	57
Trabajo de Campo -----	72
3.2.3 Resultados -----	73
Cartografía Morfogenética de la vertiente tributaria oriental	
del ex Lago de Texcoco a escala 1:100 000 -----	73
Síntesis Descriptiva de las Unidades Morfogenéticas -----	73
3.3 Síntesis Descriptiva de las Unidades Morfogenéticas de la	
vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco -----	78
3.3.1 Laderas Montañosas no diferenciadas (Lm) -----	78
3.3.2 Laderas Montañosas Altas (Lma) -----	87
3.3.3 Laderas Montañosas Medias (Lmm) -----	94
3.3.4 Laderas Montañosas Bajas (Lmb) -----	98
3.3.5 Laderas Montañosas de Superficie Tectonizada (Lmtec) -----	103
3.3.6 Superficies Cumbrales (Supcum), de las UM de Laderas Montañosas	
no diferenciadas (Lm12) -----	103
3.3.7 Síntesis del Análisis Morfométrico	
Agrupando todas las UM de Laderas Montañosas -----	105
3.3.8 Lomeríos (Lo) -----	110
3.3.9 Lomeríos Bajos (Lob) -----	119
3.3.10 Lomeríos sobre Superficie Tectonizada (Lotec) -----	121
3.3.11 Síntesis del Análisis Morfométrico Agrupando todas las UM de Lomeríos ----	123
3.3.12 Piedemontes (Pi) -----	127
3.3.13 Piedemontes de Flujos Laháricos (Pi/lah) -----	131
3.3.14 Piedemontes de Lomerío (Pi/lo) -----	132
3.3.15 Piedemontes Altos (Pia) -----	133
3.3.16 Piedemontes Formados por Abanicos (Piab) -----	135
3.3.17 Piedemontes Bajos (Pib)-----	137
3.3.18 Piedemontes Bajos No Ondulados (Pibnond)-----	142
3.3.19 Piedemontes Bajos Ondulados (Pibond) -----	142
3.3.20 Piedemonte Local Asociado con Laderas Montañosas (Piloaslm) -----	144
3.3.21 Piedemontes Locales Intermontanos (Pilocint) -----	144

3.3.22 Piedemonte Intercalado con Lomerío (Pislo) -----	145
3.3.23 Piedemonte Superior (Pisup) -----	146
3.3.24 Síntesis del Análisis Morfométrico Agrupando todas las UM de Piedemontes--	148
3.3.25 Planicie Aluvial (Pla) -----	151
3.3.26 Planicies Aluviales Onduladas (Plaond) -----	154
3.3.27 Planicie Lacustre (PlI) -----	154
3.3.28 Planicies Locales Intermontanas (Plocint) -----	155
3.3.29 Síntesis del Análisis Morfométrico Agrupando todas las UM de Planicies -----	157

CAPÍTULO 4 CONCLUSIONES

Conclusiones -----	171
--------------------	-----

ANEXOS

Anexo A -----	175
Aspectos Demográficos y Socioeconómicos -----	176
A.1 Aspectos Demográficos -----	176
Crecimiento de la Población -----	176
Población Urbana, Rural y Suburbanización -----	181
Migración y Emigración -----	184
A.2 Aspectos Socioeconómicos -----	185
Población Económicamente Activa -----	185
Servicios Sociales y Urbanos -----	186
Anexo B -----	189
Conceptos Básicos sobre los Sistemas de Información Geográfica (SIG) -----	190
B.1 Introducción -----	190
B.2 Componentes de un SIG -----	192
B.3 Funciones que realiza un SIG -----	192
B.4 Estructura de base de datos en el SIG -----	193
B.4.1 Vectorial -----	193
B.4.2 Raster -----	194
B.5 Captura de la Información -----	195
B.5.1 Captura de Información Espacial -----	195

B.5.2 Captura de Información No Espacial Asociada (atributos) -----	196
B.5.3 Interrelación entre bases de datos Espaciales y No Espaciales -----	197
B.6 Verificación y Corrección de la Información -----	197
B.7 Productos o Salidas de la Información -----	198
B.8 Aplicaciones de un SIG -----	198
B.9 Errores en un SIG -----	200
Anexo C -----	202
Morfometría de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco -----	203
Geometría de Laderas de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco ----	204
Bibliografía -----	206
Material Cartográfico -----	211

GEOMORFOLOGÍA MORFOGENÉTICA DE LA VERTIENTE TRIBUTARIA ORIENTAL DEL EX-LAGO DE TEXCOCO

INTRODUCCIÓN

La Geomorfología es una disciplina geográfica que estudia al relieve, siendo este el conjunto de deformaciones de la superficie de la Tierra, es la Geomorfología (Lugo, 1991).

Es una ciencia compleja que analiza las formas y procesos actuales y del pasado, grandes y pequeños, externos e internos, que pudieron haber incidido en el esculpido de una forma de relieve que hoy observamos (Miro, 1985).

Esta disciplina desempeña también un papel importante en la dinámica general de la naturaleza, conformando a lo largo del tiempo ciertas características importantes para el medio natural (Tricart y Killian, 1982).

Actualmente, la Geomorfología tiene una enorme aplicación en todo el mundo, al igual que en México, pues su relieve y su estructura geológica difieren considerablemente de la que se encuentra en otros países; ya que se caracteriza por presentar estructuras geológicas jóvenes del Terciario y Cuaternario (Lugo, 1982); por lo tanto, es fundamental el estudio y comprensión del relieve mexicano, debido a factores de hoy y del pasado que han intervenido en la modificación constante y por distintas vías de las formas del relieve que se presenta en México.

Uno de los factores que ha provocado las modificaciones constantes en las formas del relieve que se presentan en México, es el inadecuado aprovechamiento de los recursos naturales, que ha derivado en la degradación acelerada de los mismos (Palacio, 1997). En este contexto el área de estudio de este trabajo, representada por la vertiente tributaria oriental del ex lago de Texcoco, ha estado expuesta a diversos problemas ambientales que en los últimos años se han ido incrementando debido al acelerado crecimiento de la población y al uso inadecuado de los recursos naturales. Dentro de estos problemas se encuentran incluidos los de orden geomorfológico, generados por la intervención del hombre, a partir de la deforestación, el sobrepastoreo y la prácticas agrícolas inadecuadas de terrenos con pendientes pronunciadas, propiciando así la erosión acelerada, que se manifiesta con la pérdida de la capa fértil al ser

arrastrada hacia las partes bajas, el azolvamiento de las obras hidráulicas, la formación de cárcavas, la reducción de la infiltración de agua en el terreno y el afloramiento del tepetate (Cruickshank, 1995).

La cartografía morfogenética que se presenta en este trabajo, parte de una conceptualización que considera el delimitar las unidades morfogenéticas (UM) bajo el criterio principal de homogeneidad relativa (Tapia et al., 1998).

Dicha cartografía es considerada como el primer paso para la realización de estudios más específicos que posibiliten la solución de problemas de recuperación ambiental. También es un documento científico que expresa los elementos más importantes del relieve.

Cabe destacar que este trabajo forma parte del proyecto "Sistema de Información Geográfica para la evaluación periódica y recuperación ambiental de las áreas degradadas en la Cuenca Tributaria Oriental y Zona Federal del Ex-Lago de Texcoco", del Instituto de Geografía y la Gerencia del Lago de Texcoco de la Comisión Nacional del Agua (CNA). En donde se plantea como uno de los objetivos particulares el elaborar una cartografía geomorfológica de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco, la cual fue considerada como el área de estudio y el título para esta tesis, aunque en la realidad se abarco más área hacia el sur, este y oeste de esta vertiente, esto debido a que los límites geomorfológicos no fueran cortados arbitrariamente y todas las UM quedara completas.

OBJETIVO GENERAL

⇒ Elaborar la cartografía y el análisis morfogenético de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco a escala 1:100 000 que permita tener un conocimiento detallado del origen, tipo, temporalidad y clase de relieve, como base cartográfica de apoyo, para plantear propuestas de recuperación ambiental en las áreas degradadas del área de estudio.

OBJETIVOS PARTICULARES

- ✓ Aplicar y adaptar una metodología de delimitación de unidades morfogenéticas, basada en la consideración de cuatro aspectos principales: origen, tipo, edad y clase de relieve.
- ✓ Utilizar la técnica de interpretación geomorfológica empleando fotografías aéreas pancromáticas a escala 1:75 000, para la delimitación de las unidades morfogenéticas, las

cuales, serán transferidas a medios cartográficos digitales como los mapas de relieve sombreado y pares estereoscópicos o estereomodelos (observados a través de anaglifos).

✓ Realizar la cartografía morfométrica (mapa de pendientes y mapa altimétrico), que permita caracterizar en términos de clase del relieve a las unidades morfogénicas que se presentan en la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco, a partir de la cartografía topográfica a escala 1:50 000; así como también elaborar el mapa de geometría de laderas que ayudara con dicha caracterización.

✓ Aplicar técnicas de análisis espacial basado en el cruzamiento de información digital para caracterizar las propiedades morfométricas (clase de relieve) de cada unidad morfogénica y así poder realizar el análisis y el cuadro sintético morfogénico del área de estudio, describiendo adecuadamente los cuatro aspectos fundamentales de la metodología de delimitación empleada.

HIPÓTESIS

⇒ Con la elaboración de la cartografía y el análisis morfogénico a escala 1:100 000 se proporcionará un conocimiento detallado del origen, tipo, edad y clase de relieve, como base cartográfica de apoyo, para plantear propuestas de recuperación ambiental en las áreas degradadas de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco.

ANTECEDENTES

Para el desarrollo del presente estudio se contó con algunos trabajos básicamente a escalas regionales, de lugares cercanos al área de estudio y de trabajos referentes a la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco.

Se dispuso de poca información geográfica, que ayude a analizar las características físico-geográficas y socioeconómicas sobre el área de estudio, como es el caso del trabajo de la Secretaría de Finanzas y Planeación (1993), que presenta información muy general del Estado de México, las Síntesis de Resultados del XI Censo General de Población y Vivienda de INEGI (1990) del Estado de México, Puebla y Tlaxcala, de donde se tomaron las características socioeconómicas del área de estudio; y de INEGI (1987) quien realizó una síntesis geográfica del Estado de México.

Por otra parte se contó con algunos trabajos específicos de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco, como es el caso de la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos (SARH, 1990), Secretaría del Medio Ambiente, Recursos Naturales y Pesca (SEMARNAP, 1996), Cruickshank (1995) y la Comisión Nacional del Agua (CNA, 1996), enfocados a diferentes temas relacionados con la vertiente tributaria oriental, pero que sirvieron de base para retomar las características geográficas del área.

En lo referente a los aspectos geológicos se contó con estudios referentes a la Cuenca de México como es el trabajo de Mooser (1956 y 1957), en donde realiza un estudio geológico de la cuenca, dividiéndola en tres unidades geológicas principales, delimitadas por ciclos erosivos bien marcados (Terciario Medio, Plioceno y Pleistoceno). En 1963, Mooser crea un bosquejo del extremo sur de la Cuenca de México, donde considera la estratigrafía, petrografía y la tectónica. Posteriormente en 1975 y 1981 con apoyo de estudios paleomagnéticos Mooser asigna nuevas unidades geológicas en la cuenca, dividiendo los procesos geológicos en siete fases del vulcanismo. Para 1996 Mooser et al. diseñan el nuevo mapa geológico de la Cuenca de México, considerando la estratigrafía, tectónica regional y los aspectos geotérmicos; al mismo tiempo representa un avance en el conocimiento estructural del centro de México a partir de la liga que existe entre los sedimentos marinos plegados del Mesozoico y las vulcanitas del Cenozoico superpuestas de la zona central.

Por otra parte Oviedo (1970), hace una descripción general de la columna geológica del subsuelo de la Cuenca de México, obtenida de la perforación del pozo Texcoco 1, además elabora un estudio comparativo entre el conglomerado Texcoco 1, el conglomerado Balsas y el Morro; con el propósito de explicar un posible origen de la Cuenca de México. Para 1975 Demant et al. realizan un estudio geológico de las fases del vulcanismo en México, elaborando una síntesis de la evaluación geodinámica desde el cretácico hasta el cuaternario. También consideran aspectos tectónicos que dieron origen a la Cuenca de México. Mientras que De Cserna et al. (1988), a raíz de los daños que sufrió la zona metropolitana de la Ciudad de México, como resultados de los sismos de septiembre 1985 y por los daños provocados por estos, consideran importante buscar respuesta en el ámbito de la geología agregando nueva información a la historia geológica de la Cuenca de México, como la presencia de fallas, variaciones en las características físicas y en el espesor del relleno de la Cuenca de México. Para 1989 Vázquez Sánchez y Palomera con base en el análisis estratigráfico, estructural y petrogenético proponen una evaluación geológica desde el Cretácico, de la Cuenca de México. Consideran que a partir del conocimiento del marco geológico de la Ciudad de México

se pueden establecer las bases para definir otros aspectos importantes como la hidrología y el desarrollo de la Cuenca de México.

En 1992 De la Vega, realiza una propuesta de nomenclatura estratigráfica para la Cuenca de México, basada en los eventos geológicos que han ocurrido en esta región, en apego a las recomendaciones del Código de Nomenclatura Estratigráfica resaltando que es más sencillo ubicar, nombrar, definir y ensamblar las diferentes unidades litoestratigráficas, cronoestratigráficas, aloestratigráficas y diacrónicas que conforman la Cuenca de México. Para 1996 Espinosa publica el libro titulado "Sistema Lacustre de la Cuenca de México", donde se retoman algunos antecedentes geológicos de la cuenca.

También se revisó el estudio de Nixon (1989), el cual está basado en la geología del Volcán Iztaccíhuatl y áreas adyacentes, donde presenta dos fases de desarrollo volcánico, una de ellas representada por rocas volcánicas antiguas y la otra de series volcánicas recientes.

Por otra parte, existen algunos trabajos geomorfológicos de la Cuenca de México y de algunos sitios específicos del área de estudio, que fueron consultados para conocer la metodología aplicada en ellos y para poder cotejar la información que en este trabajo se fue obteniendo.

Lugo (1984) realiza un estudio donde presenta la geomorfología del sur de la Cuenca de México. El mismo autor en 1990 realiza en el Atlas Nacional de México del Instituto de Geografía-UNAM, dos mapas geomorfológicos, el primero de ellos de la República Mexicana resaltando la Cuenca de México y sus procesos exógenos como la infiltración, erosión fluvial en el piedemonte y en volcanes menores, erosión fluvial en laderas montañosas, erosión remontante, procesos glaciales y periglaciales, etc. En el segundo mapa junto con Córdova (1990) realizan una regionalización geomorfológica de la República Mexicana, definiendo a las unidades geomorfológicas morfogenéticas, las provincias geomorfológicas y las regiones subordinadas.

En 1981 López Recéndez, realiza una geomorfología de la Cuenca de México, delimitándola en unidades morfoestructurales, tomando en cuenta datos geológicos que le permite considerar que la Cuenca de México es de origen tectónico y también toma en cuenta datos paleogeográficos. Mientras que Pantoja (1990), en la segunda Reunión Nacional de Geomorfología presentó un estudio donde analiza el impacto ecológico de la explotación de pumacita en la Cuenca de México. Los yacimientos pumicíticos del piedemonte de las Sierra de las Cruces, cuya explotación degradó la parte suroccidental de la Ciudad de México y la

compara con la explotación de las minas de arena del piedemonte occidental de la Sierra de Río Frío.

Como parte de la Cuenca de México, Rivera et al. (1998), elaboran una cartografía de las formas de erosión en el municipio de Texcoco, resaltando el estudio de fotointerpretación obteniendo así dos mapas de erosión. En el primero identificaron las formas de erosión con base en la leyenda de Morgan (1979) y en el segundo mapa las formas de erosión laminar en surcos y cárcavas. Asimismo Vázquez (1989), elaboró una geomorfología glacial y periglacial del volcán Téyotl, donde determina la secuencia de eventos glaciales del volcán, con base en evidencias geomorfológicas (localización, características de las formas del relieve erosivas y acumulativas de los depósitos glaciales y periglaciales) y estratigráficas (situación de los depósitos de tefra, cronología); y Guillen (1996), realiza una cartografía geomorfología del volcán Iztaccíhuatl sector norte (Téyotl y Cabeza), apoyado en criterios geomorfológicos, en donde identifica y clasifica las formas del relieve, de acuerdo a su génesis evolución en el tiempo y dinámica actual.

También se contó con trabajos que pertenecen al Proyecto Lago de Texcoco, como el trabajo de la SARH (1990) donde se plantea una Evaluación del Programa de Reforestación del Proyecto Lago de Texcoco, el estudio de Cruickshank (1995) acerca del Rescate Hidrológico de esta área y el trabajo de la CNA (1996) donde elaboraron un estudio geofísico-geohidrológico en la zona del Lago Nabor Carrillo, Texcoco.

Por lo que respecta a trabajos consultados acerca del cambio de uso de suelo, Valdez (1996) realiza una evaluación de estos cambios en el área de la Sierra de Quetzaltepec, ubicada en la parte occidental de la Sierra Nevada, la cual forma parte del área de estudio, utilizando un SIG, donde integra y procesa la información del uso de suelo. En el mismo año la SEMARNAP elabora un estudio de Uso Actual del Suelo en la Cuenca Tributaria Oriental del ex Lago de Texcoco.

Existen algunos trabajos donde se analizan los suelos llamados tepetates los cuales se localizan en la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco y la Cuenca de México, entre los que se encuentran: El estudio elaborado por Pacheco (1979), donde realiza una cartografía y caracterización mineralógica sobre los tepetates del Oriente del Valle de México. Para 1988 Gutiérrez et al. describen las características de los tepetates blancos que se localizan en el área de Texcoco, identificando los rasgos pedológicos, su origen y su influencia pedogenética en once perfiles; toman en cuenta la pendiente y la altitud, ya que estos

parámetros juegan un papel importante para el desarrollo de este nivel de degradación llamado tepetates.

Etchevers et al. (1992) realizan un estudio de fertilidad actual y potencial de los tepetates de la Vertiente Occidental de la Sierra Nevada (México), evaluando parámetros mediante un procedimiento biológico de invernadero. En ese mismo año varios autores realizan trabajos sobre estos suelos como: Peña, elabora un estudio sobre los suelos y tepetates de la Vertiente Occidental de la Sierra, caracterizándolos en diferentes unidades morfoedafológicas (sierras, volcanes aislados, piedemontes, zonas aluviales); asimismo esta clasificación de los tepetates se basa en criterios estratigráficos y climáticos. Llerena et al. quienes hacen un análisis de recuperación de tepetates en la Vertiente Oriental del Valle de México, a través del Proyecto Lago de Texcoco de 1973, basado en la problemática de recuperación y acondicionamiento de suelos, reforestación etc., beneficiando a la incorporación a las actividades forestales, agrícolas, etc., de los tepetates. Y García, et al. en donde evalúan la reforestación sobre tepetates en la zona oriental de la Cuenca de México a partir del Programa de Reforestación, realizado casi enteramente sobre tepetates, usando como parámetros de evaluación el incremento medio anual en volumen.

Por último, se dispone también de un estudio realizado por Córdova et al. (1997) sobre la Geoarqueología de la dispersión de poblaciones Aztecas sobre el Piedemonte de Texcoco en el centro de México, donde realiza un análisis microestratigráfico, geomorfológico y de suelos en el piedemonte de Texcoco, dentro de sitios que pertenecían a los Aztecas, dando información sobre el contexto ecológico de la dispersión de poblaciones durante la esa época.

ESTRUCTURA DEL TRABAJO

El presente estudio está dividido en cuatro capítulos. El primero se refiere a los aspectos físico-geográficos y a los demográficos y socioeconómicos del área de estudio. El segundo trata de la descripción geológica, incluyendo comentarios sobre litología y estructura, tectónica y estratigrafía. El tercer capítulo se divide en dos partes; la primera destaca la metodología utilizada para la elaboración de la cartografía morfogenética del área de estudio y en la segunda se presenta la descripción geomorfológica de las unidades morfogenéticas representadas en la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco, donde se analizan los

resultados de la cartografía, considerando el origen, tipo, edad y clase (morfometría), del relieve. Finalmente, el capítulo cuatro se refiere a las conclusiones generales de este trabajo.

Por otro lado se presentan tres anexos al final de dicha tesis, el primero en relación a los aspectos demográficos y socioeconómicos del área de estudio, el segundo referido a la temática de los SIG, y el último son tablas que se obtuvieron al realizar el cruce de información de las unidades morfogenéticas por polígonos obtenidas en el mapa final (morfogenético) contra el mapa de pendientes, altimétrico y el de geometría de laderas, con la finalidad de obtener la clase de relieve.

CAPÍTULO 1

MARCO GEOGRÁFICO GENERAL

1.1 ASPECTOS FÍSICO-GEOGRÁFICOS

La vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco se localiza en la parte oriental de la Cuenca de México, la cual se encuentra ubicada dentro de la provincia fisiográfica que Humboldt llamó Eje Volcánico¹ (De la Vega, 1992). El área de estudio se ubica entre los paralelos 19° 22' 30" y 19° 30' 00" de latitud norte y entre los meridianos 98° 47'30" y 98° 51' 15" al oeste del meridiano de Greenwich. Limita al Norte con la población de Otumba, el Cerro Gordo y las Pirámides de Teotihuacan; al Sur, con las población de Amecameca y la Sierra de Chichinautzin, al Oriente con la Sierra Nevada (hasta el Volcán Iztaccíhuatl) y al Poniente con el ex Lago de Texcoco (ver Figura 1). Cabe destacar que estos límites son los que se extendieron al sur, este y oeste de la vertiente tributaria oriental, como se explica en la introducción (ver página 2). Cuenta con una superficie de 5296.72 Km² y una topografía que varía de 2240 msnm donde se localiza la planicie lacustre, hasta los 5300 msnm representado por el volcán Iztaccíhuatl (SEMARNAP, 1996).

De acuerdo con la clasificación climática de Köppen, modificada por García (1988) y con las variaciones altitudinales, se presentan cinco diferentes tipos de clima en el área de estudio, (ver cuadro 1). En toda el área de estudio las temperaturas medias anuales varían de 18 a 4° C y las precipitaciones anuales varían de 928.4 a 500 mm.

Es importante mencionar que aunque no está caracterizada una estación climática con el tipo de clima denominado *Muy Frío EFHw*, sí se presenta en el área de estudio en la cumbre del volcán Iztaccíhuatl; donde la temperatura media anual es inferior a los 2° C, en el mes más cálido inferior a 0° C. La precipitación media anual fluctúa entre 1000 y 1500mm.

¹ De la Vega (1992) menciona que en la literatura geológica diferentes autores han denominado de diversas maneras, con términos que en esencia significan lo mismo: Zona Eruptiva (Ordoñez, 1895), Sistema Orográfico Tarasco-Nahua (Mondragón en Galindo y Morales, 1930), Eje Volcánico (Sánchez, 1935), Sierra de los Volcanes (garfías y Chapin, 1949), Faja Volcánica Transmexicana (Mooser y Maldonado-Koerdell, 1967), Cinturón Volcánico Mexicano (Mooser, 1968), Plateu Neovolcánico (Raisz, 1969), Eje Neovolcánico (López-Ramos, 1979), Eje Neovolcánico Transmexicano (Demant, 1978), Arco Volcánico Transmexicano (Damon et al., 1981). Se conoce, también, otras designaciones como: Sistema Volcánico Transversal, Provincia Neovolcánica Mexicana y Zona Neovolcánica Transmexicana.

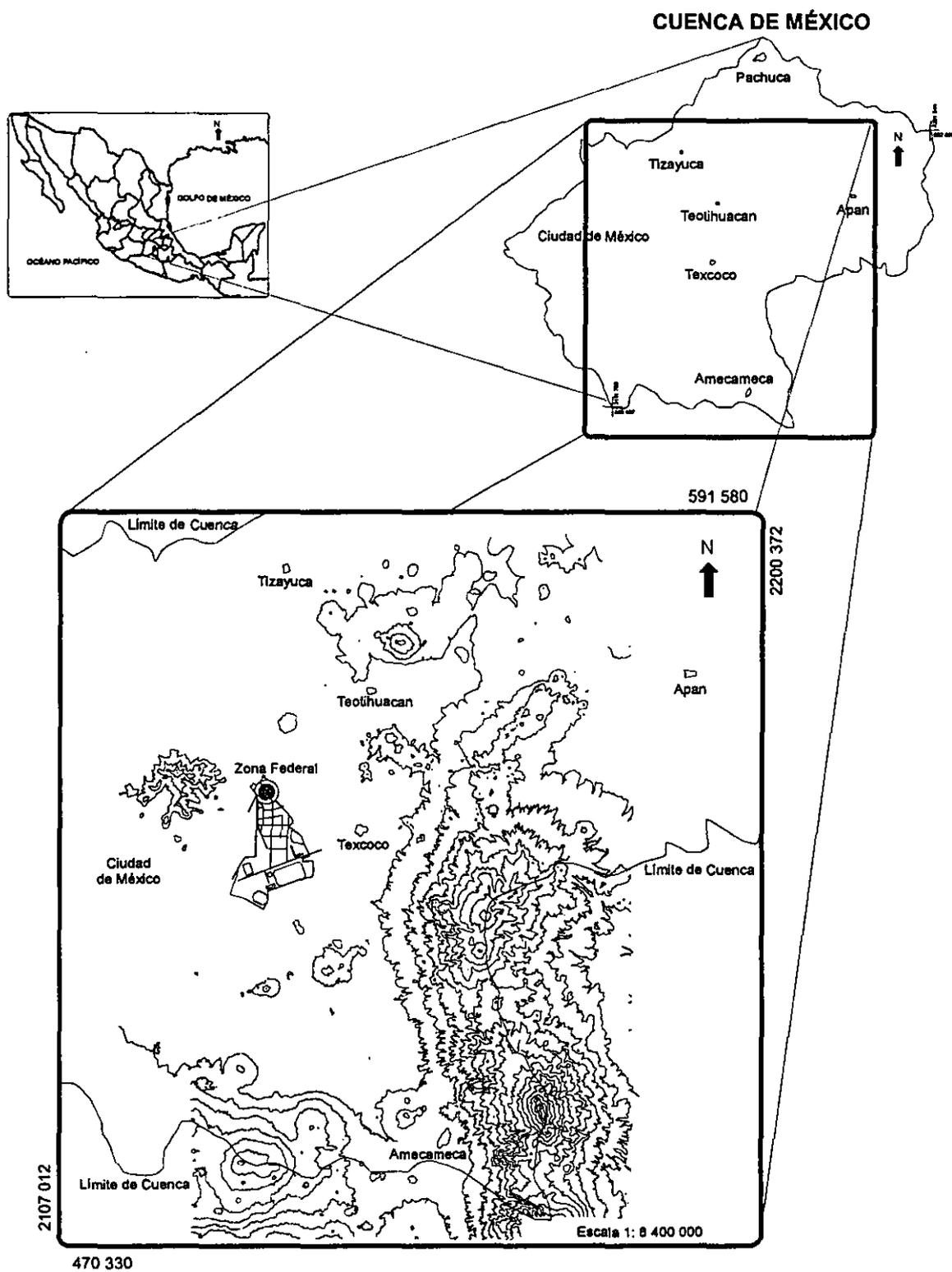


Fig. 1 Localización del área de estudio.

**CUADRO 1. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS DE LA VERTIENTE TRIBUTARIA ORIENTAL
DEL EX LAGO DE TEXCOCO**

ESTACIÓN CLIMÁTICA (ALTITUD)	TIPO DE CLIMA	TEMPERATURA MEDIA ANUAL	PRECIPITACIÓN TOTAL ANUAL	OSCILACIÓN TÉRMICA	LOCALIZACIÓN
Teotihuacán (2353 m)	BS1Kw(w)(i')g Semiseco Templado	14 Y 18° C	500 a 600 mm (régimen de lluvias en verano)	5.4° C	Partes bajas de la Cuenca (vaso lacustre del lago de Texcoco)
Chapingo (2250 m)	Cb(w ₀)(w)(i')g Templado Subhúmedo más seco	12 y 16° C	600 y 800 mm (régimen de lluvias en verano)	6.0° C	Planicie Aluvial
Texcoco (2353 m)	Cb(w ₁)(w)(i')g Templado Subhúmedo	15.9° C	691.5 mm (régimen de lluvias en verano)	6.1° C	Piedemonte y parte todavía de la Planicie Aluvial
Amecameca (2470 m)	Cb(w ₂)(w)(i')gw' Templado Subhúmedo más húmedo	14.0° C	928.4 mm (régimen de lluvias en verano)	5.4° C	Piedemonte, Lomeríos y Laderas Montañosas
Río Frío (3000 m)	Cb'(w ₂)(w)igw' Subhúmedo	5 y 12° C	800 mm (régimen de lluvias en verano)	4.0° C	Laderas Montañosas

Fuente: García (1988), INEGI (1987) y SFP (1993).

La máxima incidencia de lluvias se presenta en el mes de julio, con un valor que oscila entre y la mínima en diciembre. En el mes de abril se registra la máxima temperatura con un valor entre 3 y 4° C (SFP, 1993; Guillén, 1996).

Por otra parte la complejidad litológica del área de estudio, determina que en ella se hayan desarrollado una gran cantidad de tipos de suelo, asociados entre ellos. De acuerdo con la carta edafológica de INEGI (1983) escala 1:250 000, reporta para el área de estudio siete tipos de suelo de acuerdo con la clasificación de la FAO/ UNESCO (1975):

1) Los andosoles se presentan en las partes altas, ocupando un 5% del área de estudio. Buol (1986) citado en Valdez (1996) menciona que estos suelos están formados en materiales volcánicos, son de color oscuro y con frecuencia negros, característicos de afloramientos de cenizas volcánicas. Están asociados con el andosol húmico, el cambisol húmico y el litosol.

2) El cambisol se presenta en las partes altas ocupando un 10% de toda el área, se encuentran asociados con el cambisol eútrico, gléyico, húmico y con el litosol. Tienen una textura media.

3) Suelos feozem se en el área próxima a los suelos salados del vaso, entre las partes medias y altas, ocupan un 10% del área de estudio. Son suelos de color café y se asocian con feozem háplico, litosoles y regosol eutríco. Cuentan con una textura media.

4) Los litosoles se localizan en las partes medias y altas. Estos litosoles contienen una heterogeneidad de capas endurecidas (sílico-cementados y sílico-calco-cementados) conocidas como "tepetates", nombre de origen náhuatl, subyacentes a los suelos de origen volcánico (prototepetates) y en algunos casos afloran a la superficie debido a la erosión de ellos.

El origen de los tepetates aún no está totalmente esclarecido. Dubroeuq et al. (1989) y Nimlos (1987) citados en Etchever et al. (1992), señalan que el origen de los tepetates es volcánico y pedogenético. Los tepetates se asocian con series estratigráficas, sobresaliendo la presencia de brechas volcánicas y tobas de diferente coloración y composición. El endurecimiento que caracteriza a los tepetates en su estado natural, hace que éstos sean prácticamente improductivos desde un punto de vista agrícola.

Los tepetates pueden ser clasificados por su color, como tepetate gris, blanco, rojo y amarillo. De acuerdo con Werner (1988), citado en SARH, (1990) los tepetates grises corresponden a erupciones volcánicas más recientes (menos de 12 000 años), mientras que los tepetates rojos tienen una edad mínima de 35 000 años. Los tepetates blancos son ricos en carbonatos de calcio que le imparten un grado de dureza variable es decir puede ser extremadamente duro o muy friable (Gutiérrez, 1988). Se encuentran asociados con el feozem háplico y con el regosol eutrítico. Presentan una textura media y representan el 15% del área de estudio.

5) El regosol se encuentra en las partes medias y representan el 20% del área de estudio; tienen una textura gruesa y media, se asocian con el regosol dístrico, eútrico, feozem háplico y con el litosol (op.cit.).

6) Los suelos solonchak representan el 30% del área de estudio y se encuentran en la mayor parte de la planicie lacustre, se asocian con los solonchak gléyico, mólico y órtico y presentan una textura fina (op.cit.).

7) Por último, los vertisoles localizados hasta el área próxima a los suelos salados del vaso, que representan las partes bajas, con un 10% del área; asociados con vertisol crómico y pélico. Cuentan con una textura fina.

La vegetación y el uso actual de suelo de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco es variable en función de la altitud, como se puede observar en el cuadro 2.

Hidrológicamente el área de estudio pertenece a la Cuenca de México, esta cuenca es de naturaleza endorreica y drena artificialmente, por obras de ingeniería, hacia el río Tula a través del Tajo de Nochistongo. Posee una superficie aproximada de 9600 km². Su sistema hidrográfico consiste en su mayor parte de escurrimientos efímeros e intermitentes de carácter torrencial, con avenidas de corta duración y arroyos secos durante el estiaje.

El drenaje es de tipo radial centrífugo, dendrítico y dendrítico paralelo (CNA, 1996).

La vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco abarca dos de las zonas hidrológicas de la Cuenca de México, la zona VI denominada Teotihuacán cuya área es de 930 km² y la VII, denominada Texcoco, con una extensión de 1,146 km², lo que significa una superficie total de 2,076 km² incluyendo las 10,000 ha de la Zona Federal del ex Lago de Texcoco (Cruickshank, 1995). En su parte oriental se identifican una serie de arroyos intermitentes que descienden de la Sierra Nevada y descargan en la base de la misma.

CUADRO 2. VEGETACIÓN Y USO DE SUELO DE LA VERTIENTE TRIBUTARIA ORIENTAL DEL EX LAGO DE TEXCOCO

UBICACIÓN O LOCALIZACIÓN	TIPO DE VEGETACIÓN NATURAL	USO DE SUELO
Zonas bajas, donde se ubican los suelos salinos y las áreas inundables.	<p>Pastizales halófilos.</p> <p>Vegetación arbórea como el pirul, eucalipto, casuarina, cedro, huizache y ahuehuetes.</p>	<p>Agricultura de riego donde se siembra maíz, trigo, cebada, avena, alfalfa, frijol, haba, hortalizas (calabaza, col, tomate y otros).</p> <p>Áreas erosionadas.</p> <p>Áreas urbanas.</p>
Zonas medias representadas por los piedemontes.	<p>Vegetación herbácea del tipo gramíneas, leguminosas, cactáceas, liliáceas y compuestas.</p> <p>Vegetación arbórea como el pirul, eucalipto, casuarina, cedro y huizache</p>	<p>Agricultura de temporal como el maíz, frijol, cebada, haba, trigo, avena, alfalfa, hortalizas (calabaza, col, tomate y otros), maguey, nopal y frutales (tejocote, durazno, pera, manzano, etc).</p>
Zonas altas principalmente en las laderas montañosas.	<p>Pastizal de altura.</p> <p>Vegetación forestal pinos y abies.</p> <p>Zacatonales, bosque de encinos, bosque de oyamel, nopaleras y magueyales.</p>	<p>Agricultura de temporal como el maíz, frijol, cebada, avena, alfalfa, haba, hortalizas (calabaza, col, tomate y otros), trigo y frutales (tejocote, durazno, pera, manzano, etc).</p>

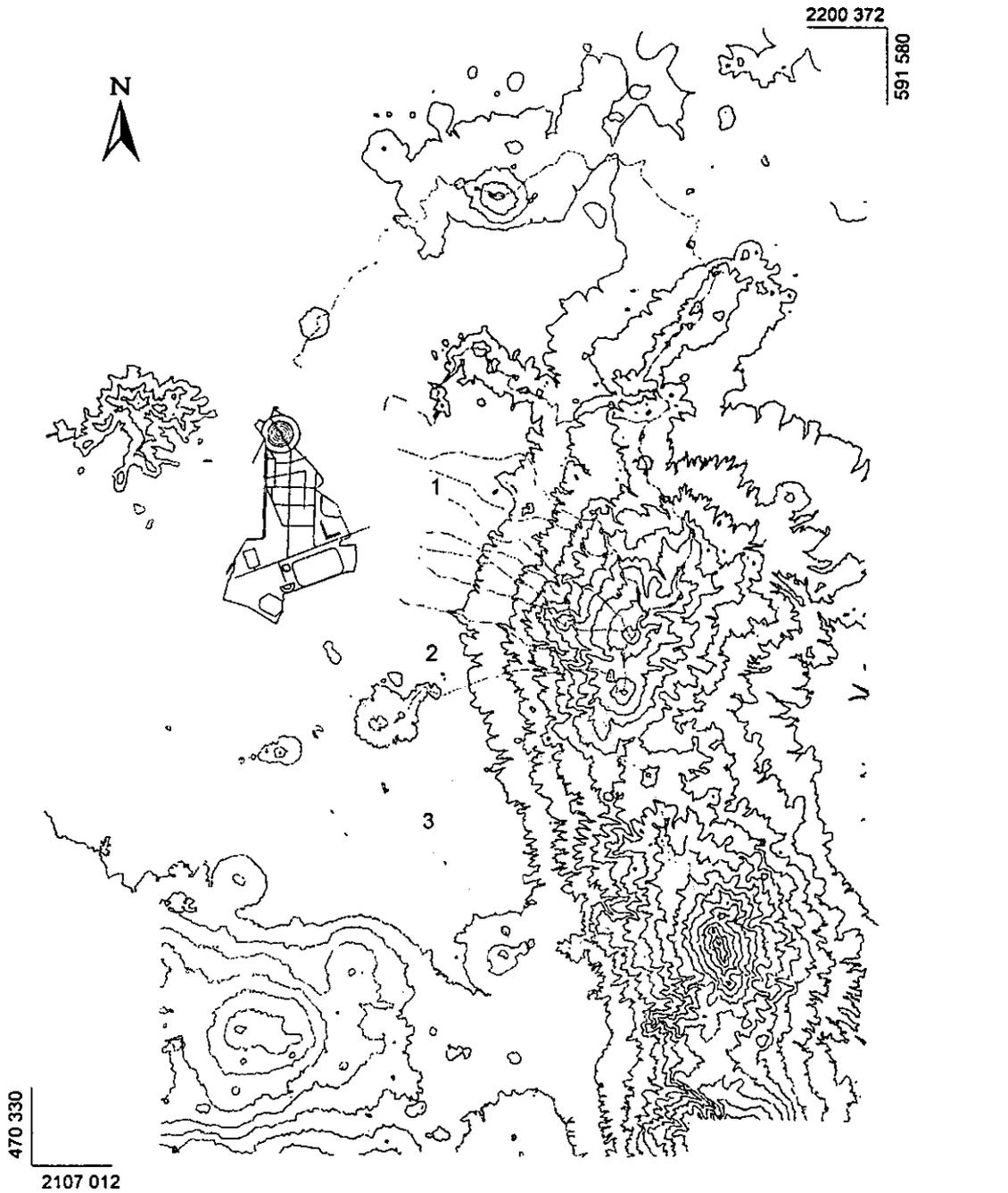
Fuente: SARH (1990), Cruickshank (1995) y CNA (1996).

El área de estudio incluye 11 ríos ver cuadro 3, en donde se observa que cuatro ríos pertenecen a la parte noreste, cinco a la parte oriente y dos a la parte sureste (ver Figura 2).

CUADRO 3. CAUCES MÁS IMPORTANTES DE LA VERTIENTE TRIBUTARIA ORIENTAL
DEL EX LAGO TEXCOCO

RÍOS	ÁREA (Km ²)
ZONA NORESTE	821.6
Río San Juan Teotihuacan	491.0
Río Papalotla	210.0
Río Xalapango	59.1
Río Coaxacoaco	61.5
ZONA ORIENTE	175.2
Río Texcoco	31.2
Río Chapingo	21.4
Río San Bernardino	17.0
Río Santa Mónica	55.8
Río Coatepec	49.8
ZONA SURESTE	445.0
Río San Francisco	151.5
Río de la Compañía	293.5
TOTAL	1441.8

Fuente: SARH (1990).



1 ZONA NORESTE

Río San Juan Teotihuacan
Río Papalotla
Río Xalapango
Río Coaxcacoaco

2 ZONA ORIENTE

Río Texcoco
Río Chapingo
Río San Bernardino
Río San Bernardino
Río Santa Mónica
Río Coatepec

3 ZONA SURESTE

Río San Francisco
Río de la Compañía

Fuente: Base Topográfica
CETENAL, INEGI y SPP
Esc: 1:50 000.

Fig. 2 Subcuencas de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco.

La vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco es una de las zonas hidrológicas más importantes de la Cuenca de México, ya que de acuerdo con SARH (Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos) el 8.2% de los recursos hidráulicos superficiales y el 8.9% de los recursos hidráulicos subterráneos de la Cuenca provienen de esta zona, representando el 11.9% del área de la cuenca.

1.2 ASPECTOS DEMOGRÁFICOS Y SOCIOECONÓMICOS

Es innegable que el desarrollo económico y social se encuentra íntimamente ligado a la interacción de la sociedad con su entorno físico, esta interacción del hombre con su medio ambiente no surge al azar, sino más bien es el reflejo de la modalidad o estilo de desarrollo que se adopte para apropiarse del medio ambiente (Ibañez, 1994). Por lo que resulta importante contar con datos no sólo físicos sino también demográficos, económicos y sociales oportunos y convenientes; que ayuden a elaborar un análisis, que de la perspectiva de la situación demográfica y socioeconómica de cierto espacio geográfico. Además, en países con sistemas subdesarrollados como el nuestro es necesario realizar estudios sobre las problemáticas de crecimiento de las poblaciones; migraciones, desabasto de servicios públicos, sociales o urbanos; que en algunas ocasiones conllevan al desequilibrio y transformación del medio ambiente, como sucede en el área de estudio, por lo que se considero necesario conocer un poco más sobre estos aspectos y tratar de entender como es que influyen en el medio ambiente y en la misma sociedad, por lo cual se presenta el **Anexo A** en la parte final de está tesis, con más información sobre este tema.

C A P I T U L O 2

G E O L O G Í A

Para explicar la litología y estructura, tectónica y estratigrafía de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco es necesario referirse a la Cuenca de México debido a que el área de estudio se encuentra localizada en la Cuenca de México y a que la información sobre este tema sólo se encuentra a escala regional.

2.1 LITOLOGÍA Y ESTRUCTURA

La Cuenca de México, cuyas partes centrales y suroccidentales ocupa el área urbana de la Ciudad de México a la altura promedio de 2 240 msnm, se localiza en el borde meridional de la Mesa Central del Sur, sobre el cual se edificó un tramo de la Zona Neovolcánica Transmexicana, esencialmente durante el Plioceno-Holoceno (De Cserna et al. 1988). La Cuenca está alargada en dirección NNE-SSW con longitud de unos 100 km y anchura de unos 30 km y delimitada en el norte por la Sierra de Pachuca, en el oriente por la Sierra de Río Frío y por la Sierra Nevada, en el sur por la Sierra de Chichinautzin y en el poniente por el Volcán Ajusco y la Sierra de Las Cruces (De Cserna et al., 1988). Contiene varios lagos someros, siendo el mayor el de Texcoco (ver Figura 3).

Para Demant, et al. (1975) y Mooser (1963), la Cuenca de México debe su formación a procesos volcánicos y tectónicos que se han ido desarrollando, a veces lentamente, a veces intempestivamente, a partir del Eoceno, o sea, en los últimos 50 millones de años y tras de haber emergido del mar gran parte de México, se inició un período eminentemente volcánico, que con el tiempo produjo espesores de 2 km de lavas, tobas y brechas (ver Figura 4). Dichos procesos de gran escala, han afectado además a la Faja Volcánica Transmexicana y de una manera general a todo el sur de la República, desde las costas del Pacífico.

En 1981 Mooser menciona que la geología de la cuenca se conocía únicamente por estudios y mapas geológicos superficiales, así como por conclusiones indirectas derivadas de ellos.

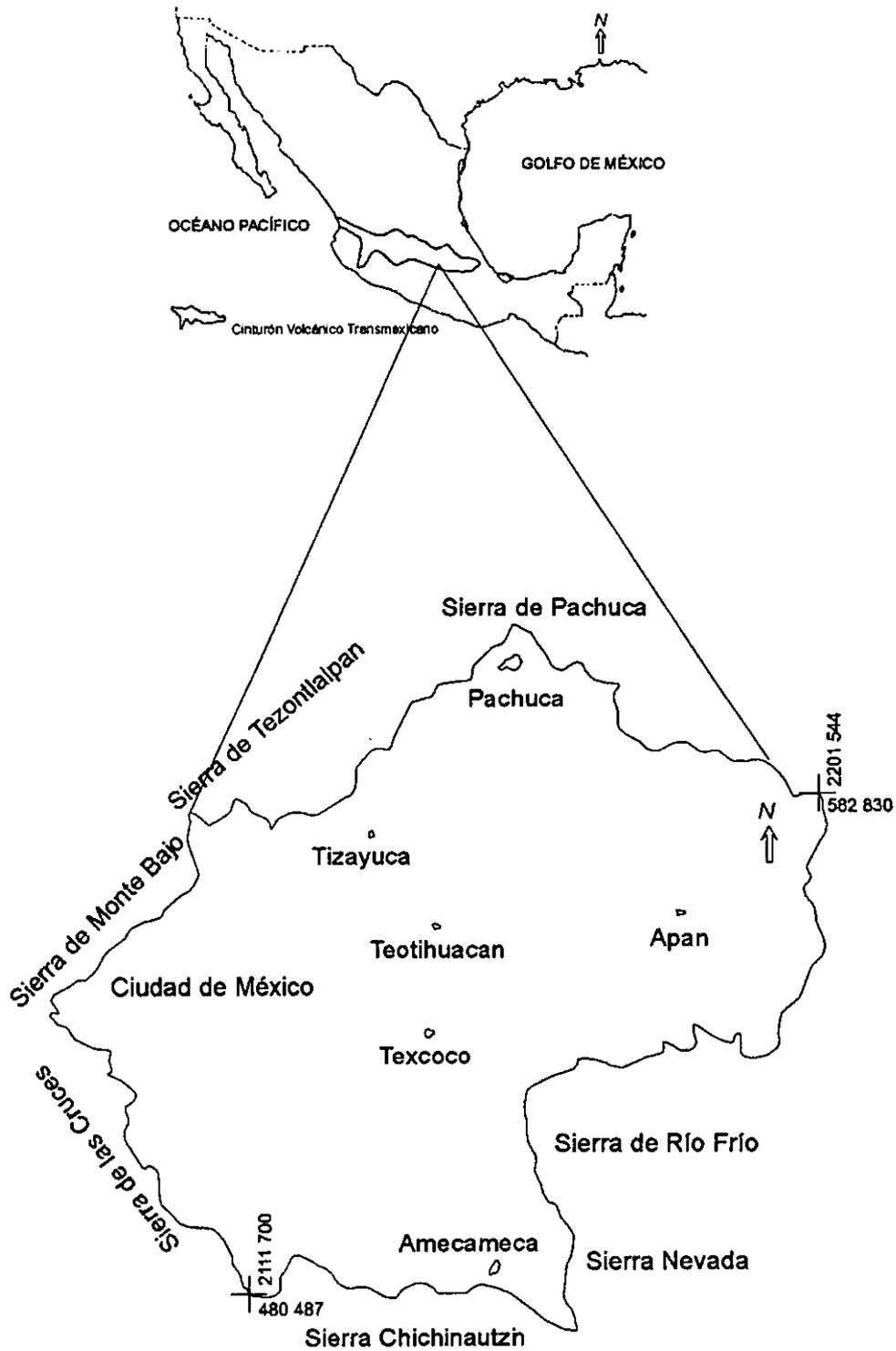


Fig. 3 Localización de la Cuenca de México.

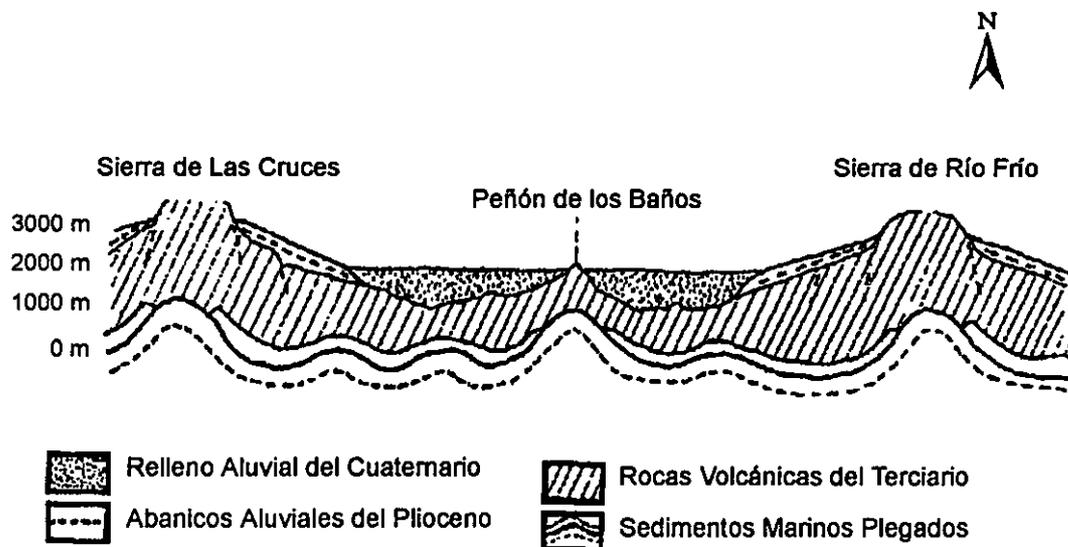


Fig. 4 Corte transversal de la parte central de la Cuenca de México, mostrando las relaciones y secuencia de las rocas del subsuelo y superficie, del Mesozoico hasta la época reciente (Mooser, 1963).

Por lo anterior, para entender más acerca de la evolución geológica de la Cuenca de México desde el Cretácico hasta el Cuaternario, se presenta el siguiente análisis:

De Cserna et al. (1988) distinguen a las rocas más antiguas por sondeos realizados en el subsuelo de la Cuenca de México como anhidritas que subyacen a calizas marinas, del Cretácico Inferior que, a su vez, están cubiertas por calizas, lutitas y areniscas del Cretácico Superior. Esta secuencia sufrió plegamientos hacia el final del Cretácico, que fue seguido por un periodo de erosión.

Las rocas del Terciario Inferior (Paleoceno-Eoceno) cubren discordantemente a las rocas cretácicas. La unidad basal de esta secuencia está formada por depósitos clásticos continentales de color principalmente rojizo, con la presencia local de yeso y de rocas volcánicas compuestas de lava intermedias y ácidas, con abundantes ignimbritas y tobas, que afloraron en el noroeste de la cuenca (De Cserna et al., 1988; Oviedo, 1970 y Demant et al., 1975).

Durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano se acumularon más de 1100 m de lavas y piroclastos sobre las capas de anhidrita (Oviedo, 1970). Las rocas volcánicas de esta época fueron originadas por actividad magmática y tectónica relacionada con el proceso de

subducción a lo largo de las costas occidentales de México. Finalizó hace unos 20 millones de años y predominaron las erupciones de andesitas y dacitas, con un espesor promedio de 600-700 m bajo los depósitos anteriores. Estas rocas fueron erosionadas antes de que se presentaran las siguientes manifestaciones volcánicas (al final del Mioceno) (De Cserna et al., 1988).

Para Demant et al. (1975) y De Cserna et al. (1988), el final del Mioceno se caracteriza por un magmatismo "iniciado después del arreglo geodinámico de la región del Pacífico Oriental, a raíz de una convergencia general NE-SW que hoy en día está activa", de composición riolítica, dacítica, andesítica y hasta basáltica; que se manifiesta en derrames de lava y material volcanoclástico asociado. Por lo que respecta a la Cuenca de México inicia la formación de las sierras mayores, que fijaron los límites poniente y oriente: la Sierra de Las Cruces, la Sierra de Río Frío y la Sierra Nevada, a través de estratovolcanes.

La Formación Tarango representa los depósitos piroclásticos contemporáneos a las erupciones de los distintos elementos de estas sierras. Asimismo, se conforma la masa principal de la Sierra de Guadalupe. "Asociados a estas manifestaciones volcánicas, se presentan los depósitos volcánicos epiclásticos que se acumularon principalmente durante el Plio-Cuaternario, como abanicos aluviales coalescentes" (Demant, et al., 1975; De Cserna et al., 1988).

Para el Pleistoceno continúa el vulcanismo de la etapa anterior, sobresaliendo las andesitas y basalto reconocidos en los cerros de Chimalhuacán, Gordo, El Pinos, etc.; y por otro lado, por erupciones fenobasálticas y andesíticas, entre Tizayuca y Apan (Demant, et al., 1975).

Actualmente el entorno geológico de la Cuenca de México consiste en conos volcánicos monogenéticos de andesita basáltica, que se presentan en dos campos volcánicos mayores, el Chichinautzin y Tezontepec, además de conos en las partes meridionales del vaso de la Cuenca (De Cserna et al., 1988).

"La Sierra del Chichinautzin obstruyó el antiguo drenaje el sur y creó una cuenca cerrada, la Cuenca de México que se asemeja a una gigantesca presa azolvada. Además, superpuesta a la Sierra Nevada, se desarrollaron los conos y domos del Iztaccíhuatl y el cono activo del Popocatepetl" (Demant, et al., 1975).

2.2 TECTÓNICA

El área de estudio es muy compleja desde el punto de vista tectónico, por su ubicación en el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT), el cual constituye uno de los rasgos más característicos de la geología de México y se define como una estructura de 20 a 150 km de ancho y de aproximadamente 1000 km de longitud, con una orientación general de E-W, entre los paralelos 19° y 21° N, desde Veracruz en las costas del Golfo de México hasta cerca de Puerto San Blas en las costas del Océano Pacífico (ver Figura 5) (Aceves, 1996). Es una región volcánica, con fracturamiento de tipo tensional, ya que los magmas solamente pueden surgir de las profundidades en áreas de tensión cortical (Mooser, et al., 1996).



Fig. 5 Localización del Cinturón Volcánico Transmexicano dentro de la República Mexicana. Tomado de Hoskuldsson et al., 1993.

Mooser et al. (1996) consideran que el CVT cuenta con unos 120 kilómetros de ancho y representa una faja de "hinchamiento" creada por el ascenso de magmas y consecuentemente por el calentamiento de la corteza.

La evolución petrográfica y química del vulcanismo del CVT es característica de un magmatismo de zonas de compresión al nivel de un plano de subducción. El vulcanismo de margen continental está relacionado con los movimientos respectivos de las placas americana y pacífica en la zona Sur-Oeste del país (Demant, et al., 1975).

El CVT fue formado principalmente durante el Cenozoico, con diversas y extensas erupciones, así como numerosas estructuras volcánicas. Siendo una de estas, la Cuenca de México, localizada en la porción este del CVT (Guillén, 1996).

Para Mooser (1963) la Cuenca de México presenta tres zonas de fracturamiento:

- 1) El fracturamiento Humboldt (fracturamiento Clarión o Eje Neovolcánico) en el sur de la Cuenca de México se comenzó a formar en el Terciario Superior, caracterizada por la Sierra de Chichinautzin.
- 2) El fracturamiento Chapala- Acambay en el norte de la Cuenca de México, se manifestó en el Terciario Medio.

Al sur-sureste del fracturamiento de Chapala- Acambay surgen fracturamientos tensionales secundarios a los que se deben las grandes efusiones terciarias que formaron la Sierra de las Cruces y la Sierra de Río Frio (Mooser, 1963).

- 3) El fracturamiento del centro comprendido entre los dos fracturamientos anteriores.

Para 1981, Mooser considera que la historia geológica de la Cuenca de México abarca sólo dos etapas tectónicas y no tres como se mencionó anteriormente; la primera se presentó hace 45 millones de años, con estructuras dirigidas de sudoeste a noreste, desarrollando un antiguo sistema de bloques y fosas; la segunda perdura desde hace 5 millones de años, formando estructuras dirigidas generalmente de oeste a este, un moderno sistema de bloques con fosas como consecuencia de un hinchamiento cortical alargado que hacia el centro, se desintegró en escalones. Posteriormente, para 1996 Mooser et al. tratan de resolver las incógnitas de la evolución tectónica en el centro del CVT, analizando los distintos fracturamientos que se reconocen en la Cuenca de México:

- *Rasgos Laramídicos*: Son fracturamientos compresivos que se detectan en el complejo preterciario, debajo de las vulcanitas: se trata de lineamientos y pliegues con cabalgaduras, generadas en la Orogenia Laramídica. Destaca el hecho que los planos de cabalgadura ascienden al poniente en el área central, tanto al sur, por Cuernavaca, como al norte, entre

Pachuca y Acambay. Esto sugiere esfuerzos orogénicos de empuje o *decollement* dirigidos al poniente.

- *Arco Volcánico del Oligoceno*: Se presentan las fosas Mixhuca y Texcoco, siendo estructuras que fueron definidas con ayuda de las líneas sísmicas de reflexión (Mooser et al., 1991 en Mooser et al., 1996). Son producto de la subducción en el Pacífico oriental de la Placa Farallón entre el Oligoceno y principios del Mioceno.

La fosa Mixhuca aflora en el poniente de la Cuenca de México, a cortar la mitad oriental de la Caldera del Cerro del Tigre de manera abrupta. También en el poniente de la cuenca otra caldera, la de Tlaixpan, está afectada por una falla que constituye el límite oriental de la fosa Texcoco.

Es probable que la fosa Mixhuca se extienda al sur debajo de la Sierra del Chichinautzin, encontrando su prolongación meridional en el Valle de Cuernavaca, en donde adquiere un rumbo SSW paralelo a la falla Jojutla (Fries, 1960 en Mooser et al., 1996). También resulta probable que la falla poniente de la fosa de Texcoco de vuelta al SSW y encuentre su prolongación en la falla Chimeca.

Con base en la evidencia que Mooser et al. 1996 analizaron anteriormente puede inferirse que los prominentes fallamientos obedescan a esfuerzos generados por el antiguo Arco Volcánico en el sur de México.

- *Arco Volcánico del Mioceno*: Destaca la fosa de Barrientos. Además es posible reconocer un subarco volcánico dentro del conjunto entero de lineamientos, siendo el Sub-Arco de Barrientos-Patlachique. En esta etapa las erupciones volcánicas obedecieron a un arreglo W-E, subparalelo a la nueva subducción de la Placa de Cocos en el Pacífico sur de México. Así las vulcanitas del grupo miocénico siguen los lineamientos de un arco volcánico propio.

- *Arco Volcánico Tarasco*: Marcan fracturamientos y fallas que provienen del poniente y describen un gran arco cóncavo al sur. Este fracturamiento rige buena parte del vulcanismo del Plioceno Superior hasta el Cuaternario Medio, afectando a la Sierra Nevada y forma la fosa en el flanco poniente del Cerro Tláloc.

- *Fracturamientos al NNE*: Son todas aquellas fracturas, fallas y fosas que mantienen un rumbo NNE. Son elementos como las fracturas Tláloc-Apan y que aparecen en la cima del Cerro Tláloc. Algunos ejemplos de estos fracturamientos son: la fosa Cuauhtepac en el corazón

de la Sierra de Guadalupe y los fracturamientos en los núcleos de la Sierra de Las Cruces y Nevada.

El origen del fracturamiento al NNE, aún es inseguro. Se desarrolla probablemente en el Plioceno tardío y persiste hasta el Plioceno Superior. Los autores sólo sugieren que representan fenómenos de tensión y cizalleo lateral-izquierdo.

- *Arco Volcánico Chichinautzin*: Los fracturamientos del sur de la Cuenca de México; habían sido definidos como fracturamientos Santa Catarina, debido a el hecho de que esta sierra , con volcanes de fisura, los caracteriza mejor. La integración de las fracturas y fallas de este tipo provocan que los grandes volcanes del centro de México, como el Zinacantanpetl, el Popocatepetl, el Iztaccíhuatl y la Malinche resultentectónicamente controlados por este arco volcánico.

Analizando las líneas sísmicas de reflexión (Mooser et al., 1991 en Mooser et al., 1996), resulta posible dividir al Arco Chichinautzin dentro del área sur de la Cuenca de México en tres fosas complejas: la fosa Ciudad de México, fosa Tlalli-Santa Catarina y la fosa Chichinautzin-Iztaccíhuatl-Malinche; que se definen y se extrapolan al poniente y al oriente con base en la geología superficial, dichas fosas ni son continuas ni son uniformes, se alternan. Estas fosas produjeron sus máximos hundimientos al iniciarse su actividad probablemente en el Cuaternario Inferior. Otra característica de las fallas de este arco es que sus desplazamientos en las sierras mayores son importantes, mientras que en las planicies tienden a reducirse y frecuentemente a eliminarse.

- *Fracturamientos en "Z"*: Estos fracturamientos están en al base de la formación de las sierras mayores. Se desprenden de los lineamientos del Arco Tarasco y se introducen a la Sierra de Las Cruces, partiendo de la fosa Jocotitlan, y a la Sierra Nevada, partiendo de las inmediaciones del Cerro Chiconautla.

El origen de estos fracturamientos , dirigidos siempre al SSE en su porción central y curvos en sentido opuesto en sus extremos, debe estar ligado a una interacción entre los lineamientos plio-pleistocénicos del Arco Tarasco y los lineamientos de las fallas profundas del Arco Oligocénico; son el producto de la integración de ambos.

Dentro del área de estudio, por otra parte se encuentra un sitio de transcurrencia¹, que es la caldera del Volcán Iztaccihuatl al sur de Llano Grande, en donde la caldera fue desplazada por un movimiento lateral-izquierdo de aproximadamente 200 m (Mooser et al., 1996).

Por otra parte, en De Cserna et al. (1988) dividen en cuatro grandes grupos las fallas y fracturas que se localizan en la Cuenca de México (ver Figura 6).

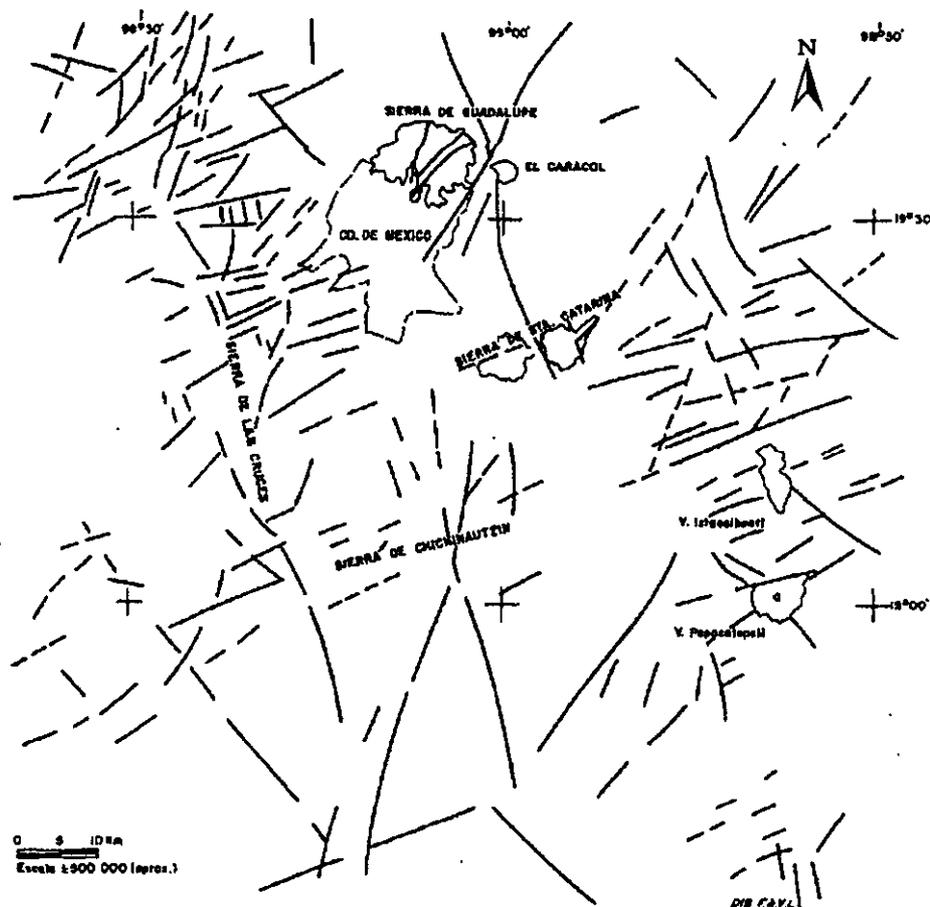


Fig. 6 Principales fallas y fracturas de la Cuenca de México (De Cserna et al., 1988).

En el primer grupo caracterizan las fallas y fracturas que fueron detectadas en la superficie, en el tramo central de la vertiente oriental de la Sierra de Las Cruces, constituyendo la región limítrofe suroccidental de la Cuenca de México. Entre las barrancas del Río Hondo, límite

¹ Desplazamientos horizontales a lo largo de fallas, son fenómenos poco comunes (Demant et al., 1975).

septentrional, y la barranca del Río Magdalena, parte meridional, se localizan un total de ocho fallas mayores con rumbo general N 55° E y una longitud promedio de 11 km (op. cit.).

El grupo de fallas de la Sierra de Guadalupe es el segundo y se distingue por presentar siete fallas de las cuales dos de ellas, la Falla de Tenayuca y la Falla de Chiquihuite, son las mayores (op. cit.).

El tercer grupo de fallas pertenecen al área de Tepetlaoxtoc. Las estructuras localizadas en esta área, contrariamente a lo anterior, tienen una orientación general de NW-SE. Se localizan tres fallas, de las cuales la Falla Hacienda La Flor es la de mayor desarrollo longitudinal, con unos 11km (op. cit.).

Por último, en el cuarto grupo se localizan las fallas del área de El Tezoyo, al sur-suroeste de Coatepec y noroeste de Chalco, en la región limítrofe sudoriental de la Cuenca de México, donde se localizaron cuatro fallas mayores, burdamente paralelas entre sí, cuyo rumbo general es N 70-75° E (op. cit.).

Es así que en De Cserna et al. (1988) distinguen en total 14 fallas mayores posteriores a la depositación de la Formación Tarango; se basaron en datos estratigráficos y estructurales.

2.3 ESTRATIGRAFÍA

La estratigrafía del área de estudio es tomada principalmente del trabajo realizado por De Cserna et al. (1988) y de su mapa geológico tectónico a escala 1: 250 000 de la Ciudad de México y Regiones Circundantes (ver Figura 7), el cual, al mismo tiempo fue la base geológica para realizar este estudio, sin dejar a un lado autores como Mooser et al. (1996), Vázquez et al. (1989), De la Vega (1992), INEGI (1983) (ver Figura 8), Nixon (1989), etc.

Para entender el desarrollo estratigráfico que se presenta a continuación, es necesario mostrar el cuadro 4, que muestra las diferentes terminologías para las rocas que se presentan en el área de estudio; así como las diferentes formaciones que componen el registro petrológico, considerando desde las rocas volcánicas del Mioceno hasta los depósitos lacustres del Cuaternario de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco.

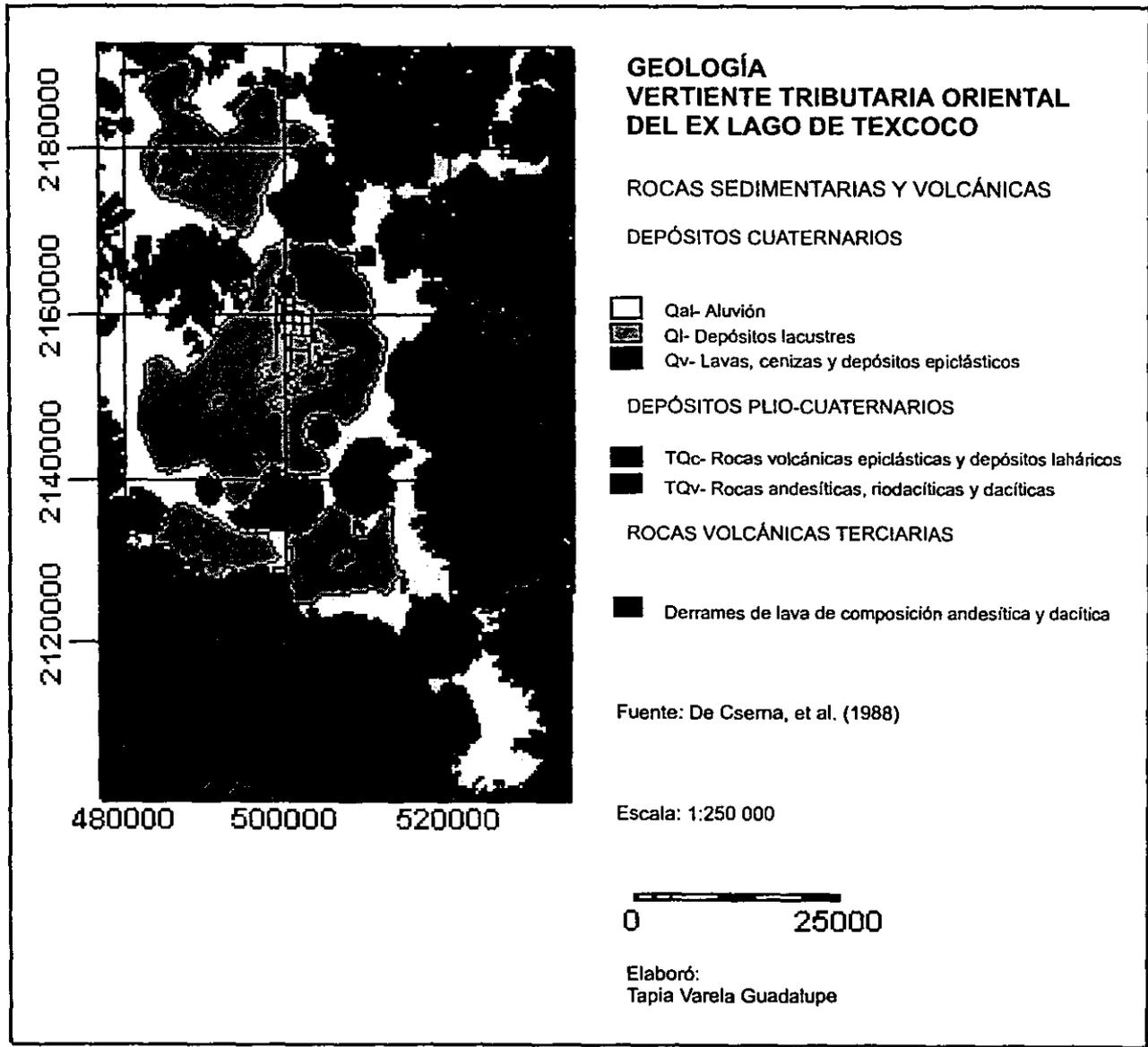


Fig. 7 Mapa geológico tectónico de la Cuenca de México y regiones circundantes. "Estructuras geológica, gravimétrica, sismicidad y regiones de la Cuenca de México".

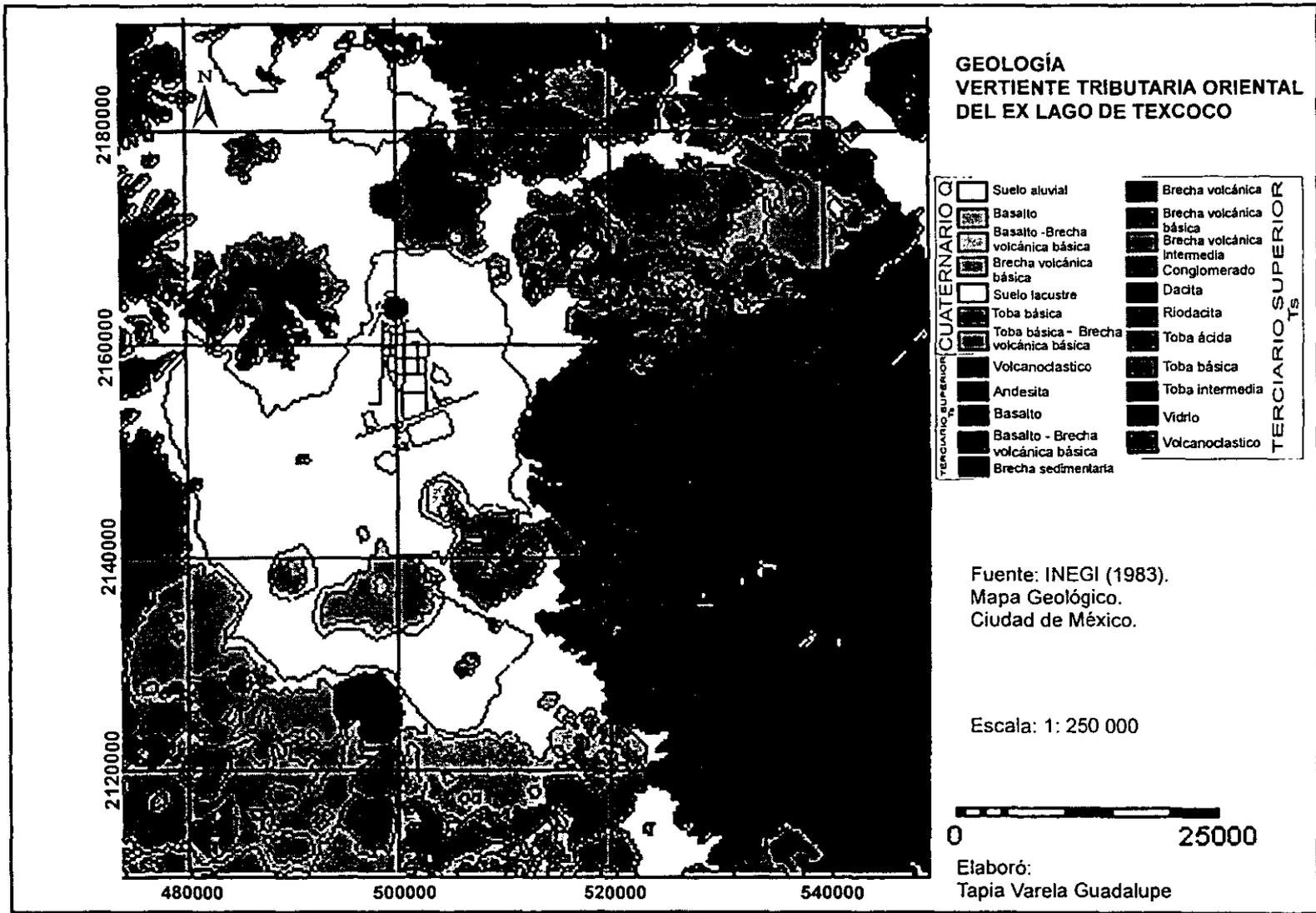


Fig. 8 Mapa geológico de la Ciudad de México.

CUADRO 4. ESTRATIGRAFÍA DE LA VERTIENTE TRIBUTARIA ORIENTAL DEL EX LAGO DE TEXCOCO

ERA	SISTEMA	SERIE	Ma	FORMACIONES Y SERIES
CENOZOICO	CUATERNARIO	Holoceno	0.1	Depósitos Lacustres Depósitos de Aluvión
		Pleistoceno		Formación Chichinautzin Rocas Volcánicas
	TERCIARIO	Plioceno	2.5	Formación Tarango Rocas Epiclásticas
		Mioceno	7.0	Formación Iztacchuatl Formación Tlaloc Rocas Volcánicas
		Oligoceno	26	
		Eoceno	38	
			54	
Paleoceno	65			
MESOZOICO	CRETÁCICO			

Fuente: Recopilación de Vázquez y Jaimes (1989) y Mooser (1957).

2.3.1 ROCAS VOLCÁNICAS TERCIARIAS

De Cserna et al. (1988) consideran que existen afloramientos de tobas, brechas y complejos volcánicos profundamente erosionados, en algunas partes de la base de la Sierra de Guadalupe y en cerros como Coatepec y Gordo, que Mooser (1956 y 1975) consideró pertenecientes al Mioceno y cuya composición varía desde andesitas basálticas a traquiandesitas y dacitas en forma de derrames de lava. En el subsuelo de esta porción de la Cuenca de México en el pozo Texcoco 1, se atravesó un espesor de 623m en rocas correspondientes al Terciario Medio (SHCP, 1969, en De Cserna et al., 1988).

Mosser (1996) señala que existen vulcanitas ácidas e intermedias en su gran mayoría en la Cuenca de México con espesores máximos de 1000m, revelando un fracturamiento dirigido de W-E.

2.3.2 DEPÓSITOS PLIOCENO-CUATERNARIOS

Las rocas de esta unidad están divididas en dos partes, la primera representa las rocas netamente volcánicas y la otra a las volcánicas epiclásticas.

a) *Rocas Volcánicas*. Esta unidad está representada por las sierras mayores y los estratovolcanes que se encuentran en el área de estudio, cubierta discordantemente por las unidades clásticas, piroclásticas y basaltos (INEGI, 1983).

La parte septentrional del límite oriental de la Cuenca de México está formada por la Sierra del Río Frío, junto con las serranías entre Tepetlaoxtoc y Teotihuacán; edificados sobre rocas volcánicas andesíticas profundamente erosionadas, consideradas del Terciario Medio (Schlaepfer, 1968 y Mooser, 1975, en De Cserna et al., 1988).

Estas *Rocas Volcánicas* andesíticas se encuentran también en la Sierra Nevada que se extiende al sur de la Sierra de Río Frío formando la parte meridional del límite oriental de la Cuenca de México constituidas por los volcanes prominentes del Iztaccíhuatl y Popocatepetl (De Cserna et al., 1988).

En el caso de Río Frío y el Paso de Cortés se presentan dacitas y flujos piroclásticos pumíticos de edad posglacial.

"En su parte inferior, la Sierra de Río Frío está formada por derrames de lava riodacíticos Formación **Tlálloc** (Schlaepfer, 1968, en De Cserna et al., 1988), los cuales están cubiertos por derrames andesíticos en la parte superior de esta sierra".

Formación Tlálloc. Esta unidad se refiere únicamente a las coladas lávicas que forman parte de la Sierra de Río Frío (Schlaepfer, 1968, en Vázquez et al., 1989), aunque están relacionadas con tefra en forma de flujos piroclásticos lobulados, en forma de mesetas inclinadas. Su composición es esencialmente andesítica, latítica y dacítica; contiene sucesiones de pómez y líticos angulosos, con tamaño lapilli de aproximadamente un metro de espesor. Los depósitos piroclásticos están cubiertos por derrames lávicos, que en la parte

superior del volcán Telapón tienen bandeamiento fluidal planar de composición andesítica y dacítica.

La Formación Tláloc cubre discordantemente rocas volcánicas del Mioceno Medio-Tardío del Plioceno Temprano y las formaciones El Pino y Llano Grande; sobreyacen aparentemente con discordancia las formaciones Chichinautzin e Iztaccíhuatl. Por otra parte, en el pozo Texcoco 1 esta unidad no fue identificada, sino más bien se encontró aluvión con intercalación de piroclastos, equivalente en posición a la Formación Tláloc.

Por lo que respecta al volcán Iztaccíhuatl, Nixon (1989), menciona que es uno de los mayores volcanes del Cinturón Volcánico Transmexicano; se encuentra a 60 km al SE de la Ciudad de México, con una orientación de N-S; la edificación de dicho volcán se remonta a sólo un millón de años. Propone un esquema evolutivo, con apoyo en observaciones de campo (edad, textura y mineralogía de fenocristales) y fechamientos K-Ar (ver Figura 9). En este esquema evolutivo distingue dos secuencias eruptivas principales.

1) *Serie Volcánica Antigua*: En las dataciones de K-Ar realizadas por Nixon (1989) en el CVT, reconoce que la edad de esta serie es de 2.84 a 0.3 Ma (millones de años). Se distingue por presentar lavas y piroclastos compuestos por andesitas de dos piroxenos y dacitas (que pudieran corresponder a la Formación Iztaccíhuatl) (De Cserna et al., 1988). El edificio volcánico representativo de esta serie es el llamado Llano Grande, con una altitud de 4000 m. Hace aproximadamente 0.9 Ma tuvo una actividad intermitentemente hasta hace unos 0.6 Ma; es un amplio escudo con 24 Km en su base, coronado por la caldera denominada Llano Grande que se originó por un colapso que ocurrió antes de 0.6 Ma. En su flanco norte, esta estructura emitió lavas andesíticas y riódacíticas y en el flanco sur se construye el cono de los Pies Ancestrales y erupciones subsecuentes en el mismo sitio, produjeron las lavas de los Pies y depósitos piroclásticos asociados.

Formación Iztaccíhuatl. Establecida por Schlaepfer (1968), en Vázquez et al. (1989) para citar a las rocas volcánicas de los volcanes Llano Grande Iztaccíhuatl y Nexpayantla. Los afloramientos en el volcán Iztaccíhuatl presentan un espesor máximo, aproximado a 2 500m.

Esta constituida por rocas efusivas de composición que varía de andesitas basálticas a dacíticas; en forma inicial de derrames lávicos y en forma final de extrusiones dómicas. Nixon (1989) señala la presencia de hornblenda. En el extremo nororiental del volcán Iztaccíhuatl se han observado debajo de las lavas, depósitos de cenizas cristalinas y vítreas no solidificados.

La Formación Iztaccíhuatl descansa encima de las formaciones Llano Grande y Tláloc, mientras que le sobreyacen las formaciones Chichinautzin y Popocatepetl (Vázquez et al., 1989).

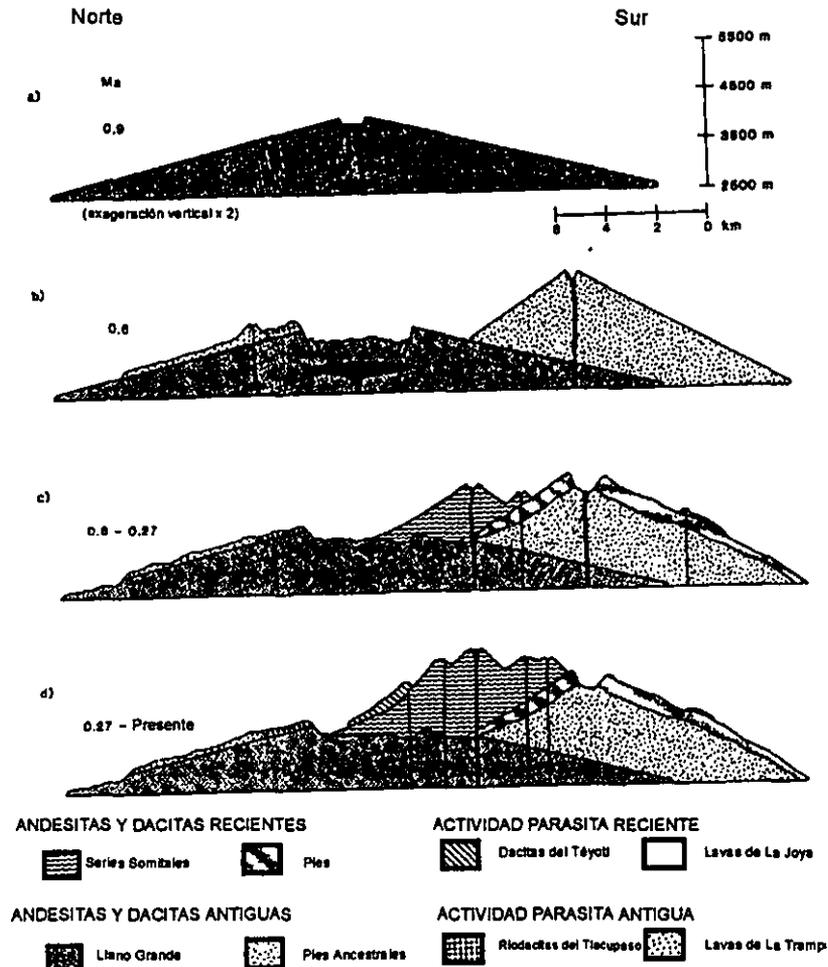


Fig. 9 Evolución del Volcán Iztaccíhuatl (Nixon, 1989).

2) *Serie Volcánica Joven*: Esta serie se inicia aproximadamente 0.6 Ma después de la intensa erosión. Se subdivide en dos grupos, andesitas y dacitas porfíricas de hornblenda, con poca cantidad de cuarzo, biotita y olivino. Después de la erosión que se presenta se desarrolla una

erupción cataclísmica en los Pies, caracterizada por lavas porfíricas y brechas piroclásticas que cubrieron el antiguo cono de los Pies Ancestrales.

En la parte norte se emitieron andesitas y dacitas a las que se les nombró lavas de la serie Somital se reconocieron varios focos de emisión: la Cabeza (5146 m), la capa del hielo de la cima del pecho (5286 m), dos centros eruptivos en las rodillas (5100) y el pico bajo de los pies (4703); con una alineación N-NW a S-SE que probablemente reflejan un control lineal en el basamento. Aproximadamente hace 0.27 Ma se produjeron lavas y escorias basálticas a andesíticas en la Joya en el flanco sur del Iztaccíhuatl, con una extensión de 8 km². En las laderas norte, hace 0.08 Ma se cubrieron de dacitas viscosas, conocidas como Dacita Téyotl, dando como resultado 5 km² de flujos gruesos. La actividad eruptiva continuó hasta 0.1 Ma terminando en el Iztaccíhuatl antes de la glaciación Wisconsiniana del Pleistoceno Tardío.

Por lo que respecta a las dataciones K-Ar que obtuvo Nixon (1989) resulta una edad únicamente cuaternaria para la formación del Iztaccíhuatl. En la serie volcánica antigua la polaridad es inversa y puede incluirse en el intervalo de 0.73 a 2.4 Ma mientras que la serie volcánica joven presenta polaridad normal y puede ser incluida antes de 0.6 Ma.

De Cserna et al. (1988) mencionan que la serranía que se extiende entre Tepetlaoxtoc y Teotihuacán, así como la Sierra de Guadalupe, afloran dacitas en forma de derrames y domos volcánicos (Dacitas Chiquihuite de Mooser, 1957), de probable edad pliocénica temprana.

b) Rocas Epiclásticas. Estas rocas se encuentran representadas en los pies de los edificios volcánicos, con una expresión morfológica de lomeríos disecados por profundas cañadas (INEGI, 1983).

Las Sierras Mayores están representadas por extensos abanicos volcánicos localizados a sus pies en las laderas occidentales de las Sierras de Río Frío y Nevada la cual se caracteriza por el macizo del Iztaccíhuatl. Mientras que la Sierra de Guadalupe se compone de abanicos aluviales mucho menores a sus pies, donde son visibles por el lado septentrional y de la Sierra Patlachique al noreste del ex Lago de Texcoco (Mooser, 1957 y Mooser, 1996); representados por rocas que pudieran ser correlacionables a la **Formación Tarango**.

Formación Tarango. La abundancia de agua en las erupciones que dieron origen a esta formación es un indicio de la posición relativamente somera de las cámaras magmáticas que dieron origen a las Sierras Mayores. Está compuesta por flujos piroclásticos de composición intermedia a ácida, tobas, capas de pómez, escasos depósitos fluviales, paleosuelo y en

algunos sitios, depósitos laháricos (Mooser, 1996 y Mooser, 1975). También consiste clastos andesíticos.

La característica principal de esta formación es el estado caótico en el cual aparecen depositadas las serie clásticas. Los depósitos carecen en su mayoría de estratificación y orden de tamaños, aunque formen horizontes de espesor muy variable, en la actualidad no se tiene información acerca del espesor máximo (Mooser, 1957; De Cserna et al., 1988).

2.3.3 DEPÓSITOS CUATERNARIOS

Los depósitos cuaternarios cubren una topografía disecada, con la cual se infiere que después de la acumulación de los depósitos plioceno-cuaternarios, la región de la Cuenca de México sufrió procesos erosivos que se produjeron probablemente durante un lapso importante del Pleistoceno (De Cserna et al., 1988).

Fue en el Pleistoceno, que las Sierras Mayores con grandes volcanes como los de la Sierra Nevada alcanzaron su máximo desarrollo, mostrando extensos abanicos volcánicos a sus pies (Mooser, 1996).

Estos depósitos se encuentran divididos en tres partes. Una de estas divisiones corresponde a rocas volcánicas, mientras que las otras dos a depósitos sedimentarios clásticos.

a) *Rocas Volcánicas*. El vulcanismo pleistocénico y holocénico de tipo monogenético, ha formado conos cineríticos, domos volcánicos y derrames de lava, junto con material piroclástico asociado, con un espesor de 1 800m. El resultado de esta actividad volcánica tiene la apariencia megascópica de basalto de olivino, clasificadas como andesita o andesita basáltica (Negendak, 1972; Fries, 1960, en De Cserna et al., 1988).

La Sierra de Chichinautzin es una de las áreas que cubre mayor extensión de rocas volcánicas cuaternarias localizada al sur de la Cuenca de México; estas rocas han sido consideradas en varios estudios como grupo o **Formación Chichinautzin**.

Formación Chichinautzin: En 1960 Fries utilizó el nombre de Grupo Chichinautzin, pero en 1975 Bloomfield y en 1982 Martin, le cambiaron el rango de Grupo por Formación; aplicando este nombre a todo el vulcanismo monogenético (Vázquez et al., 1989). Las rocas incluidas cubren en forma discordante unidades estratigráficas, desde cretácicas marinas plegadas hasta cuaternarias lacustres (De Cserna et al., 1988). Forman un campo volcánico

monogenético, con conos volcánicos (más de cien), depósitos cineríticos y derrames de lava muy extensos, vesiculares y masivos. La composición petrográfica de estas lavas es principalmente andesítico-basáltica, basálticas y dacíticas (Vázquez et al., 1989; De la Vega, 1992).

La magnetización normal de las rocas de esta Formación indica que éstas se formaron durante los últimos 690 000 años (Mooser, 1974, en De Cserna et al., 1988); sin embargo, las fechas radiométricas más antiguas publicadas por Bloomfield (1975) no exceden los 40 000 años.

Otra de las áreas de mayor extensión de rocas volcánicas cuaternarias se localiza al oriente y nororiente de Tizayuca-Atzompa-Texcoco, y se extiende hasta Ciudad Sahagún-Singuilucan, al norte y nororiente de Apan, Hidalgo (Ledezma Guerrero, 1985, en De Cserna et al., 1988). Las características petrográficas y morfológicas de esta área son muy semejantes a la Formación Chichinautzin y cubren diferentes depósitos clásticos y volcánicos del Terciario y Plioceno-Cuaternario (De Cserna et al. 1988).

b) Depósitos de Aluvión. El material aluvial que circunda el ex Lago de Texcoco posee una granulometría más gruesa cerca de las serranías, que disminuye a medida que se acerca a la zona limítrofe del vaso lacustre (De Cserna et al., 1988; INEGI, 1983).

Esta unidad está constituida por depósitos clásticos plioceno-cuaternarios de diversos tamaños. En su parte inferior de estos depósitos consisten en material aluvial y lahárico retrabajado en forma de gravas. Estas gravas están cubiertas con tobas eólicas y aluviales y brechas de pómez que cambian lateralmente a arenas, arenas limosas y arcillas volcánicas (De Cserna et al., 1988; INEGI, 1983).

En el pozo Texcoco 1, estos depósitos fueron identificados debajo de otros netamente lacustres entre las profundidades de 53 y 180m (SHCP, 1969, en De Cserna et al., 1988).

Por su edad cuaternaria, estos depósitos se interdigitan con formaciones volcánicas de la misma edad, así como depósitos lacustres, siendo en contacto cnormal (Guillén, 1996).

c) Depósitos Lacustres. Se concentran en esta unidad los sedimentos clásticos y productos piroclásticos relacionados con la actividad volcánica del estratovolcán Popocatepetl y de la Sierra Chichinautzin, los cuales se depositaron en un ambiente lacustre desde Texcoco hasta el Cerro de Chapultepec. Los espesores de estos sedimentos varían entre 30 y 300m, en la

parte central de la Cuenca de México, Texcoco y Chalco. Presentan intercalaciones de arenas, limos y dos horizontes de tobas líticas consolidadas (Vázquez et al., 1989).

Estos depósitos lacustres también presentan una costra de carbonato de sodio "tequesquite" (INEGI, 1983).

El origen de los depósitos lacustres está relacionado con la obstrucción definitiva del desagüe de la Cuenca de México, causado por la intensa actividad volcánica que edificó la Sierra de Chichinautzin (Vázquez et al., 1989).

CAPÍTULO 3

GEOMORFOLOGÍA

3.1 INTRODUCCIÓN

La Geomorfología es la ciencia que estudia al relieve terrestre, que es el conjunto de deformaciones de la superficie de la Tierra (Lugo, 1991).

Por otra parte, Tricart y Killian (1982), consideran que la Geomorfología constituye una de las partes de la Geografía Física y su objeto de estudio son las formas del relieve terrestre y su explicación. En este sentido, la geomorfología es una disciplina morfogenética, ya que su objetivo es el comprender cómo se han originado y cómo han evolucionado hasta el presente (Gutiérrez, 1989); constituyendo así una parte esencial de todo mapa geomorfológico.

Córdova (1988), considera que un mapa, cualquiera que sea su contenido, puede considerarse desde el punto de vista de la teoría de la información como un medio de comunicación.

Los mapas geomorfológicos son modelos gráficos que representan objetivamente al relieve (Córdova, 1988), son documentos científicos que sirven como herramienta para estudios de recursos naturales y ambientales, es decir, poseen un carácter de aplicación (Verstappen, 1991 y Córdova, 1988).

El propósito de este tipo de representación cartográfica del terreno son las formas del relieve, su origen, su edad, su evolución y los procesos modeladores (endógenos y exógenos) (Córdova, 1988). Este mismo autor considera que los mapas geomorfológicos deben presentar información sobre aspectos como la morfología, génesis, edad, evolución, dinámica y la zonificación geomorfológica. Mientras que para Tricart y Killian (1982), estos aspectos son la geomorfología de las formas de relieve, la naturaleza de las formas del relieve, edad de las formas y de los materiales conexos de la morfogénesis y naturaleza del material.

Los mapas geomorfológicos pueden dividirse de acuerdo con la escala en la cual se han elaborado. Esta determina en gran medida el método y la técnica utilizada; el detalle y la finalidad del mapa (Demek y Embleton 1978).

La importancia de la escala y el tiempo en geomorfología, se explica con cuatro variantes (Verstappen, 1983): geomorfología estática, geomorfología dinámica, geomorfología genética y geomorfología ambiental. En cuanto a la geomorfología genética su temporalidad es más geológica, y por tanto, menos geográfica; y en cuanto a sus escalas de representación van de la más grande 1:5 000 a la más pequeña 1:50 000 000 (Lugo, 1991).

Otra forma de clasificación de los mapas geomorfológicos es de acuerdo con su contenido, lo cual es más difícil, ya que en nuestros días cada vez aparecen mapas nuevos con información especializada (Demek, y Embleton, 1978).

Por otra parte, los mapas geomorfológicos pueden dividirse en generales y especiales; en donde los primeros abarcan la mayor parte de los aspectos fundamentales del relieve y la segunda cubren esencialmente un aspecto del relieve (Córdova, 1988).

Para Verstappen (1991), los mapas geomorfológicos pueden ser analíticos, sintéticos y pragmáticos.

Mapas Analíticos: Este tipo de mapeo se ha desarrollado rápidamente desde finales de los años cuarenta. Son el resultado de profundos estudios geomorfológicos monodisciplinarios, que representan elementos morfogenéticos homogéneos o superficiales y sobre todo, se caracterizan por tener un origen único: formas del relieve que son representadas por medio de símbolos y colores.

Los mapas analíticos incluyen los siguientes tipos:

~ *Morfogenésis*. Las formas del terreno mapeadas deberán ser especificadas y clasificadas desde un punto de vista geomorfológico. Estas formas deberán de ser representadas de tal manera que su origen y desarrollo sean claramente reconocibles. Este tipo de información se representa en forma de unidades geomorfológicas si el tamaño de estas es cartografiable y si no mediante símbolos lineales cuando sólo son rasgos del relieve.

~ *Morfoestructura*. El objetivo principal de estos estudios es la relación de la estructura geológica y las formas de la superficie terrestre (Lugo, 1991), proporcionando así de manera simultánea información geomorfológica y tectónica general. Actualmente este tipo de mapas se complementan con información sobre la evolución tectónica, neotectónica y sismotectónica.

La litología juega un papel importante ya que es el factor principal que permite definir el origen de las formas del terreno.

~ *Morfometría*. Es un conjunto de métodos para cuantificar algunos elementos del relieve como: el volumen, altura absoluta y relativa, orientación, superficie, densidad, longitud, frecuencia, etc. (Lugo, 1991); estos parámetros presentan en algunos casos variantes, pero también se pueden conjugar entre sí, de tal manera que el mapeo se presente de lo más simple a lo más complejo.

~ *Morfocronología*. Como cada forma está caracterizada por el período de su desarrollo y formación, es esencial hacer una distinción entre las formas de edades diferentes; esto es, diferenciar las formas recientes de las antiguas.

Mapas Sintéticos: Los levantamientos sintéticos se remontan a los años treinta, pero los métodos de este tipo de levantamientos se han desarrollado desde los años cincuenta. Actualmente se conoce más sobre el contenido de este tipo de mapeo. Los mapas sintéticos son el producto de estudios relacionados con cuestiones ambientales entre la expresión del terreno y otros factores del medio, tales como clima, relieve, litología, hidrología y vegetación.

Verstappen (1991) distingue cuatro niveles de unidades de terreno dentro de este tipo de mapeo, de acuerdo con el levantamiento y la escala:

1) *Componentes de Terreno*. Son unidades uniformes en la litología, en las condiciones hidrológicas, vegetación, suelo y relieve. son las más pequeñas.

2) *Unidades de Terreno*. Son formas del relieve que se presentan de manera particular o como un complejo homogéneo, relacionadas con una característica particular del terreno o con un patrón de componentes de terreno. Estas unidades son las más comunes del mapeo a detalle y semidetalle. Su escala varía de 1:10 000 a 1:100 000.

3) *Sistemas de Terreno*. Son unidades que se desarrollan en un ambiente ecológico específico determinado por el clima, la génesis y la litología. Se pueden utilizar como unidades de mapeo de terreno a mediana escala (hasta 1:250 000).

4) *Provincias de Terreno*. Son las unidades mayores, combinadas con asociaciones y complejos de los sistemas y unidades de terreno.

El mapeo sintético también puede ser diferenciado con base en otros criterios como el origen (morfogénesis), rasgos específicos, como la litología, morfometría, etc, en sub-unidades y en secuencias de perfiles del terreno.

Mapas Pragmáticos. Son el resultado de investigaciones geomorfológicas guiadas por un propósito específico, que frecuentemente resulta en el contexto de un proyecto de planeación del desarrollo. Actualmente el desarrollo de este tipo de mapeo está encaminado a evaluar desastres y riesgos naturales, ya que permiten la prevención y la zonificación de riesgos y desastres.

Las posibilidades para la prevención anticipada varían con el tipo de riesgo y el área involucrada, pero la zonificación del riesgo es factible en todas las instancias y se sustenta directamente sobre la geomorfología.

A continuación se presentan algunos tipos de mapas de zonificación de riesgos y desastres más importantes:

~ *Riesgo de Inundación.* Se mapean las zonas inundadas o aquellas que son propensas a riesgos de inundación. Este tipo de riesgo se presenta principalmente en las partes bajas, como barras de cauces, albardones, etc., y donde se incluyen factores como el origen de las aguas de inundación, la duración de la inundación, los drenajes internos y externos, etc.

Para realizar un mapa de riesgos de inundación es necesario elaborarlo con base en un levantamiento geomorfológico.

~ *Riesgos en Montañas.* Algunos de los riesgos que se presentan en las montañas son: los procesos gravitacionales como las avalanchas, movimientos en masa, deslizamientos, etc. Pueden dividirse en riesgos de procesos "veloces" como deslizamientos y avalanchas; y en riesgos de procesos "lentos" como los diferentes tipos de erosión. El riesgo en montañas es mapeado en forma separada, en áreas ya destruidas y en áreas no afectadas.

~ *Riesgo de Sequías.* Para poder caracterizar este tipo de riesgos es importante conocer el crecimiento de vegetación, el escurrimiento superficial y el tipo de clima; sin dejar de lado los procesos de geomorfología y aspectos de desertificación. Cuando se incluyen estos últimos, los procesos geomorfológicos y sus cambios en el tiempo deberán ser destacados.

~ *Riesgos de Sismos.* Para realizar un mapeo de este riesgo es indispensable conocer la susceptibilidad al colapso de escarpes, la licuefacción, el deslizamiento, la caída de bloques, etc., así como conocer la textura de los materiales superficiales (grava, arena, arcilla, etc.) y la composición del subsuelo hasta profundidades de 20 a 30 metros.

~ *Riesgo Volcánico*. Los principales riesgos volcánicos que se presentan son: el flujo de lava, flujos piroclásticos, caída de tefra (bombas, lapilli, arenas y cenizas), flujos de lodo volcánico (lahares). Para elaborar el mapeo de este tipo de riesgos es necesario contar con un levantamiento geomorfológico (incluyendo las condiciones meteorológicas durante posibles erupciones y la morfología del volcán) y las características usuales de la erupción del volcán. Se pueden realizar mapas donde se integren todos los tipos de riesgos volcánicos antes mencionados; aunque también se pueden realizar mapas donde se distinga cada tipo de riesgo volcánico.

De acuerdo con el análisis realizado anteriormente, sobre las diferentes clases de mapeo geomorfológico, los mapas analíticos se enfocan al mapeo morfogenético, el objetivo de esta tesis. Estos mapas morfogenéticos son una combinación de información geológica y topográfica (Lugo, 1991).

La base del mapeo morfogenético es la representación cartográfica de las formas del relieve en función de su origen, temporalidad y geometría. El objetivo de este tipo de mapeo es presentar una información general sobre el relieve de alguna región determinada (Lugo, 1991). La escala de elaboración de los mapas se adapta entre 1:10 000 y 1:100 000. Los mapas morfogenéticos tienen la función de reconstruir el pasado e inferir algunas tendencias en su desarrollo a futuro.

Palacio (1982) citado en Guillén (1996), considera que los mapas morfogenéticos son una de las principales herramientas de análisis de la geomorfología, haciendo énfasis en aquellos estudios que requieren el conocimiento exacto de las formas del relieve y de los procesos geomorfológicos relacionados con ellas.

3.2 METODOLOGÍA

La metodología utilizada se basa parcialmente en el sistema para el levantamiento y el mapeo geomorfológico del ITC (International Institute for Aerospace Survey an Earth Sciences de los países bajos), considerando los aportes teóricos de Verstappen y Van Zuidam (1991), sobre todo en lo referente a la construcción de los tres tipos de mapas geomorfológico fundamentales: A. Analíticos, B. Sintéticos y C. Pragmáticos (Tapia et al. 1998).

Para su construcción se parte de la delimitación de las unidades morfogenéticas, con base en el criterio principal de homogeneidad relativa y su caracterización en cuatro aspectos fundamentales : 1. Origen general y particular del relieve, 2. Tipo (planicies, piedemontes, lomeríos y laderas de montaña), 3. Temporalidad (edades de las rocas, de las estructuras y de las formas) y 4. Geometría del relieve por clases (Tapia et al. 1998).

El procedimiento para la delimitación de las unidades morfogenéticas (UM) está basado en tres fases fundamentales (ver Figura 10): 1) Recopilación y análisis de la información, 2) Interpretación proceso y análisis con el SIG, y 3) Resultados.

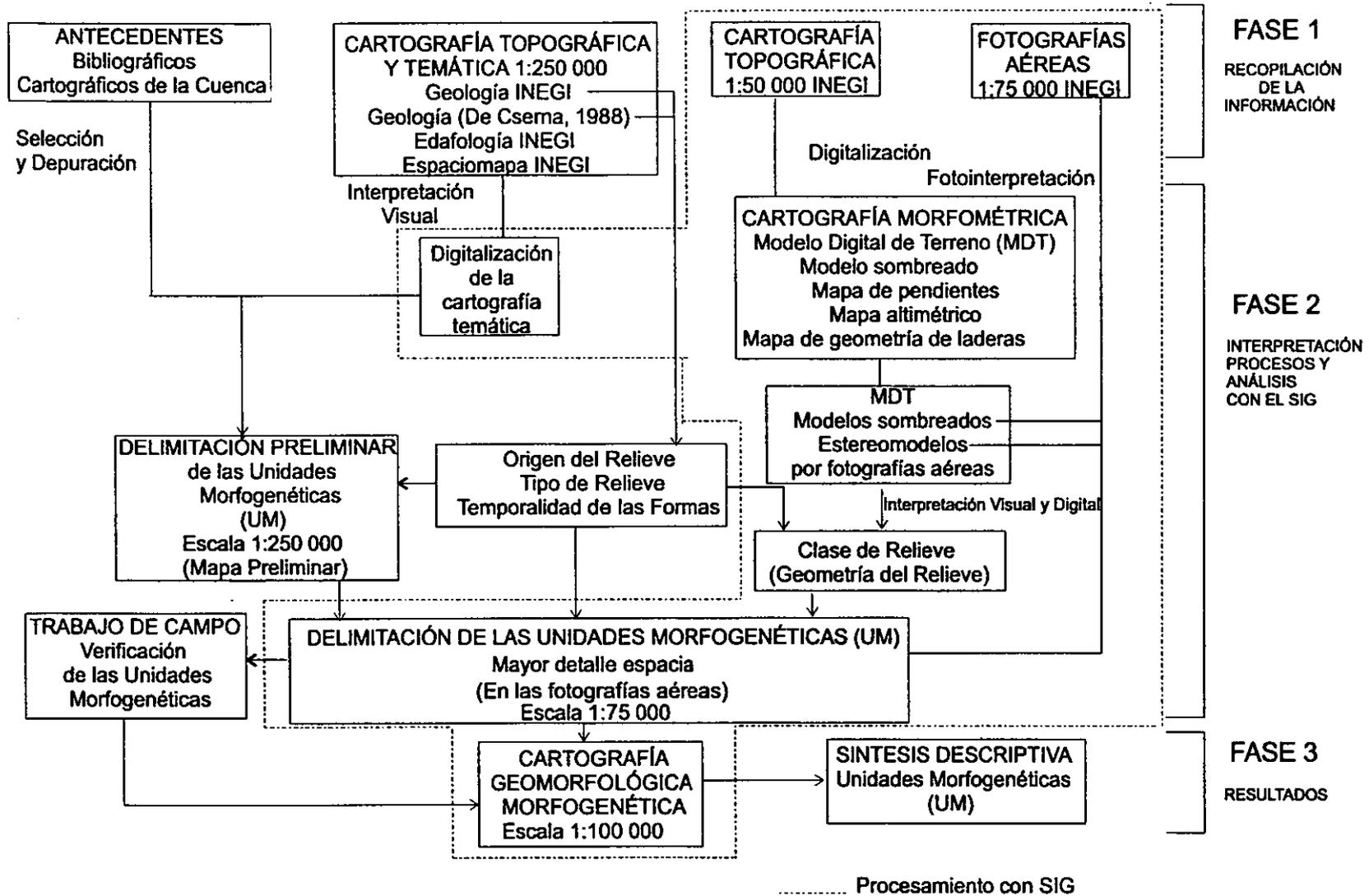
3.2.1. FASE 1. RECOPIACIÓN Y ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN

En esta primera fase se realizó trabajo de gabinete, en donde se recopiló, seleccionó y depuró la información bibliográfica, la cual comprende las características fisico-geográficas, la geología, el uso de suelo, la geomorfología y la que identifica las capas endurecidas conocidas de los tepetates. Algunos de estas investigaciones se presentan básicamente a escalas regionales, otros de lugares adyacentes al área de estudio y unos cuantos se refieren propiamente a la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco.

Por otra parte, con la cartografía temática y topográfica a escala 1:250 000 (ver cuadro 5), se realizó una interpretación visual y se obtuvo la primera aproximación para la delimitación de las grandes UM del área de estudio, que se explica en la segunda fase de esta metodología.

Posteriormente se recopiló la cartografía topográfica del área de estudio, integrada por 11 cartas a escala 1:50 000 (ver cuadro 6), con la finalidad de poder procesarlas en el SIG - ILWIS (The Integrated Land and Water Information System) en las versiones 1.41 y 2.1 for Windows (ITC 1993 y 1997); y así obtener la cartografía morfométrica.

FIGURA 10. METODOLOGÍA PARA REALIZAR LA CARTOGRAFÍA MORFOGENÉTICA VERTIENTE TRIBUTARIA ORIENTAL DEL EX LAGO DE TEXCOCO



CUADRO 5. CARTOGRAFÍA TEMÁTICA Y TOPOGRÁFICA PARA LA DELIMITACIÓN PRELIMINAR DE LAS UM A ESCALA 1:250 000 DE LA VERTIENTE TRIBUTARIA ORIENTAL DEL EX LAGO DE TEXCOCO

NOMBRE	TEMA	FUENTE	AÑO	ESCALA	CLAVE
Ciudad de México	Topografía	INEGI	1981	1:250 000	E14-2
Ciudad de México	Geología	INEGI	1983	1:250 000	E14-2
Ciudad de México y Regiones circundantes	Geología	De Cserna et al.	1988	1:250 000	-
Ciudad de México	Edafología	SPP ¹	1983	1:250 000	E14-2
Ciudad de México	Espaciomapa	INEGI	1995	1:250 000	E14-2

Por último, en esta primera fase se utilizaron las fotografía aéreas pancromáticas a escala 1:75 000 registradas por INEGI en diciembre de 1993 y febrero de 1994 del área de estudio, distribuidas en 5 líneas de vuelo, con una dirección de vuelo de norte a sur y sólo en la línea 4 la dirección fue de sur a norte, siendo un total de 52 fotografías.

¹ Secretaría de Programación y Presupuesto.

CUADRO 6. CARTOGRAFÍA TOPOGRÁFICA A ESCALA 1:50 000 DE LA VERTIENTE
TRIBUTARIA DEL EX LAGO DE TEXCOCO

NOMBRE	TEMA	FUENTE	AÑO	ESCALA	CLAVE
Tizayuca	Topografía	CETENAL ²	1973-1974	1:50 000	E14B11
Texcoco	Topografía	CETENAL	1977	1:50 000	E14B21
Chalco	Topografía	INEGI	1985	1:50 000	E14B31
Amecameca	Topografía	INEGI	1990	1:50 000	E14B41
Ciudad Sahagun	Topografía	INEGI	1995	1:50 000	E14B12
Apan	Topografía	SPP	1981	1:50 000	E14B22
Mariano Arista	Topografía	SPP	1980	1:50 000	E14B32
Huejotzingo	Topografía	INEGI	1995	1:50 000	E14B42
Cuautitlan	Topografía	CETENAL	1977	1:50 000	E14A29
Ciudad de México	Topografía	CETENAL	1980	1:50 000	E14A39
Milpa Alta	Topografía	INEGI	1985	1:50 000	E14A49

3.2.2. FASE 2. INTERPRETACIÓN, PROCESOS Y ANÁLISIS CON EL SIG

A) Delimitación Preliminar de las Unidades Morfogenéticas (UM) a escala 1:250 000

En esta segunda fase se elaboró la delimitación preliminar de las UM a escala 1:250 000 (anteriormente citada). Esta delimitación se realizó de manera general considerando la base topográfica (curvas de nivel), la geología y el espaciograma a manera de caracterizar las UM en los diferentes tipos de relieve; laderas montañosas (Lm), lomeríos (Lo), piedemontes (Pi), planicie aluvial Pi (a) y planicie lacustre Pi(l).

² Comisión de Estudios del Territorio Nacional.

Con la base topografía a dicha escala, se fue realizando una revisión visual, donde las alturas relativas superiores a los 200 m se consideraron como laderas montañosas de origen endógeno volcánico del terciario superior y cuaternario, con clastos y piroclastos de flujo y caída; menores a 200 m se consideran como lomeríos con origen endógeno volcánico y endógeno volcánico modelado del terciario superior y cuaternario, con piroclastos de flujo y caída.

Para delimitar el piedemonte de origen exógeno acumulativo y exógeno modelado acumulativo del cuaternario, de flujos laháricos, tobas, cenizas y pómez; y de aluvión, grava, arenas, arenas limosas y arcillas volcánicas, con piroclastos de flujo y caída; la planicie aluvial con origen exógeno acumulativo del cuaternario, de aluvión, coluvión, deluvión, deluvión-volcánico y proluvial; y la planicie lacustre exógena acumulativa del cuaternario, con clastos y piroclastos de caída; fue necesario utilizar la base geológica de De Cserna et al. (1988), principalmente tomando en cuenta los límites de las unidades geológicas presentadas en el área de estudio, la topografía y el espaciograma. La utilización del espaciograma sirvió para corroborar que las unidades definidas con la topografía fueran correctas, esto a partir de visualizar las tonalidades y los rasgos geográficos que presenta el espaciograma (ver cuadro 7).

El trazo de las UM se realizó de forma lineal en un acetato, al cual se le sobrepuso la información de topografía, la del espaciograma y la geológica a la misma escala; posteriormente, ya con las UM delimitadas en dicho acetato, se consideraron, con la base topográfica sobrepuesta, algunos puntos de coordenadas, con la finalidad de que sirvieran para poder digitalizarlas en el SIG.

El proceso de digitalización que se siguió fue a partir de una función que permite transformar en coordenadas las líneas contenidas en el mapa; es decir, en formato digital.

El procedimiento de digitalización puede definirse como la transformación de un modelo gráfico a otro numérico, a través de códigos que permiten caracterizar la ubicación y naturaleza del objeto a partir de identificadores alfanuméricos (ver anexo B, en donde se presenta más información sobre este tema).

CUADRO 7. CORRESPONDENCIA ENTRE LAS UNIDADES MORFOGENÉTICAS Y CLASES DE INFORMACIÓN EN EL ESPACIOMAPA

RASGOS GEOGRÁFICOS (ESPACIOMAPA)	UNIDADES MORFOGENÉTICAS
Bosque Nieve	Laderas montañosas
Conos Volcánicos con Bosque Matorrales	Lomeríos
Agricultura de Temporal Bosque (partes pequeñas)	Piedemonte
Agricultura de Riego	Planicie aluvial
Cuerpos de Agua Zonas Urbanas	Planicie lacustre

Fuente: Espaciomapa Ciudad de México (INEGI, 1995).

De esta manera se obtuvo la primera delimitación de la UM a escala 1:250 000 de la Vertiente Tributaria Oriental del Ex-Lago de Texcoco (ver Figura 11).

B) Digitalización de la Información de las Cartas Temáticas

La información de las cartas temáticas, como la geológica (INEGI, 1983), geológica (De Cserna et al. 1988) y la carta edafológica (INEGI, 1983), se digitalizaron en el SIG al igual que la información de las UM a escala 1:250 000.

En la tableta se fueron asignando las coordenadas UTM por medio del cursor, se introdujo la información a partir de digitalizar los límites de las unidades de cada mapa; posteriormente con dicha información en formato vectorial. Un vector es una línea limitada por dos puntos. El uso de vectores pretende la representación más precisa posible de los objetos. Incluye la captura y manipulación de información en forma de segmentos y polígonos (ver anexo B, en donde se presenta más información sobre este tema).

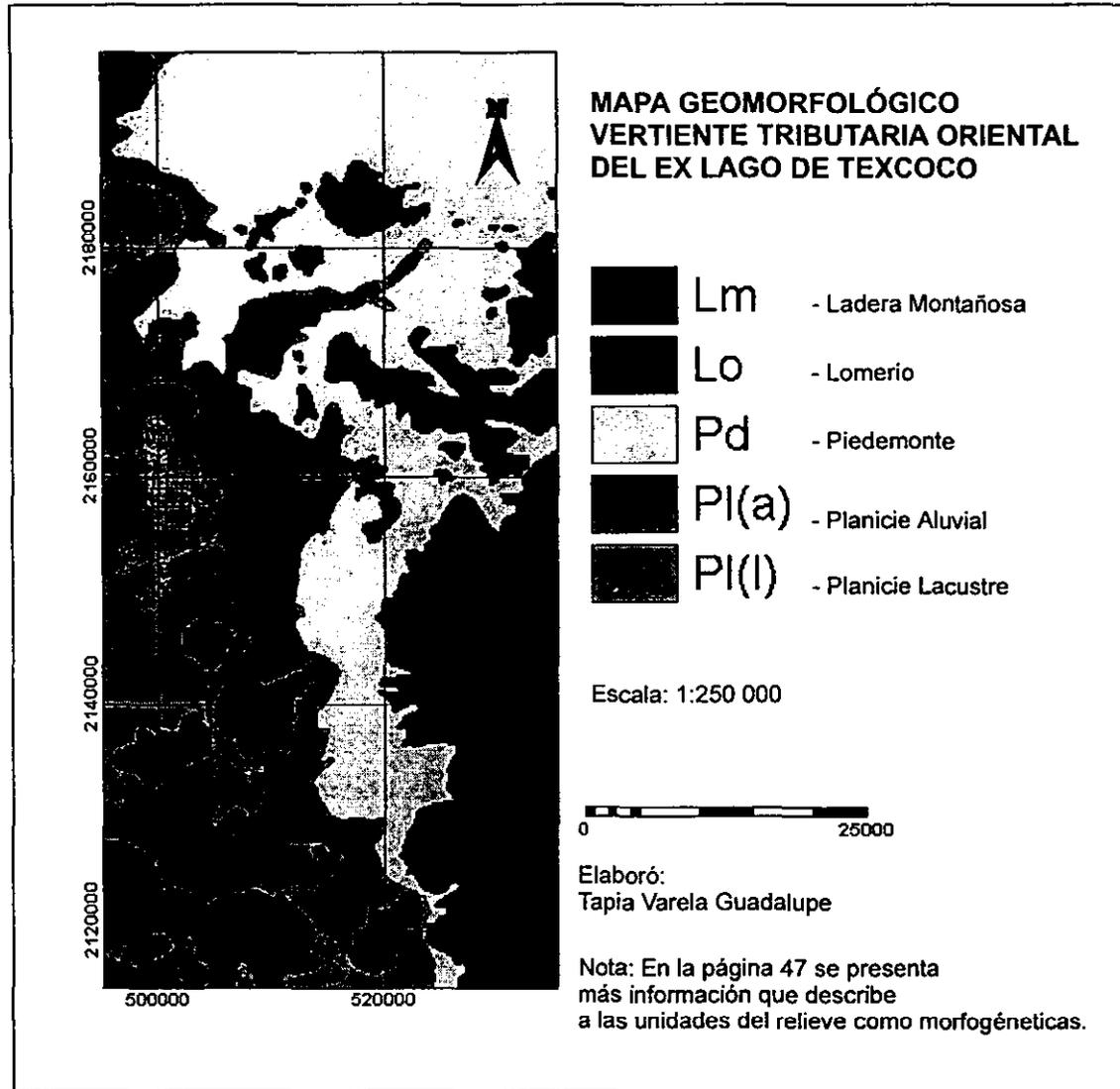


Fig. 11 Mapa geomorfológico de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco.

Posteriormente se verificaron dichos segmentos de manera automática, tratando de que no existieran segmentos abiertos, sobrepuestos, dobles, etc. La captura de la información espacial y no espacial involucran normalmente una serie de errores potenciales que repercuten en la calidad de la información contenida en la base de datos (Palacio, 1996) (ver anexo B, en donde se presenta más información sobre este tema); una vez obtenido el archivo en formato vectorial se cambió a formato raster (celdas). La estructura de datos raster más simple está representada por una cuadrícula homogénea, en donde cada uno de los cuadros (conocidos como *pixeles* o *pictures elements*) se encuentra referenciado, en principio, a un sistema de columna-fila.

Cada cuadro contiene información sobre la unidad de mapeo a la que pertenece. En este formato, un punto está representado por un pixel individual, una línea por una secuencia de pixeles y un área por un conglomerado de los mismos (ver anexo B, en donde se presenta más información sobre este tema). Terminada la verificación de los segmentos se crearon los polígonos que caracterizan a cada unidad geológica y edafológica. Por último estos mapas fueron editados. (ver Figura 12 y ver figuras 7 y 8 capítulo 2).

C) Cartografía Morfométrica

La morfometría es una parte de la geomorfología que se encarga de estudiar las características cuantitativas de ciertos elementos del relieve como son: longitud, superficie, volumen, altura absoluta y relativa, pendiente, orientación, densidad, frecuencia., etc, a través de métodos matemáticos (Lugo, 1991 y 1989). Por medio de estos métodos morfométricos se pueden elaborar mapas específicos que ayudan o contribuyen al análisis geomorfológico del relieve del área de estudio (Lugo, 1991).

Por lo que se refiere al presente trabajo solamente se aplicaron cuatro de estas variables, elegidas porque proporcionan la información más útil al estudio que comprende este trabajo: pendientes, altitud media, altura relativa y geometría de laderas cóncavas, convexas y rectas (mapa de características geométricas de laderas).

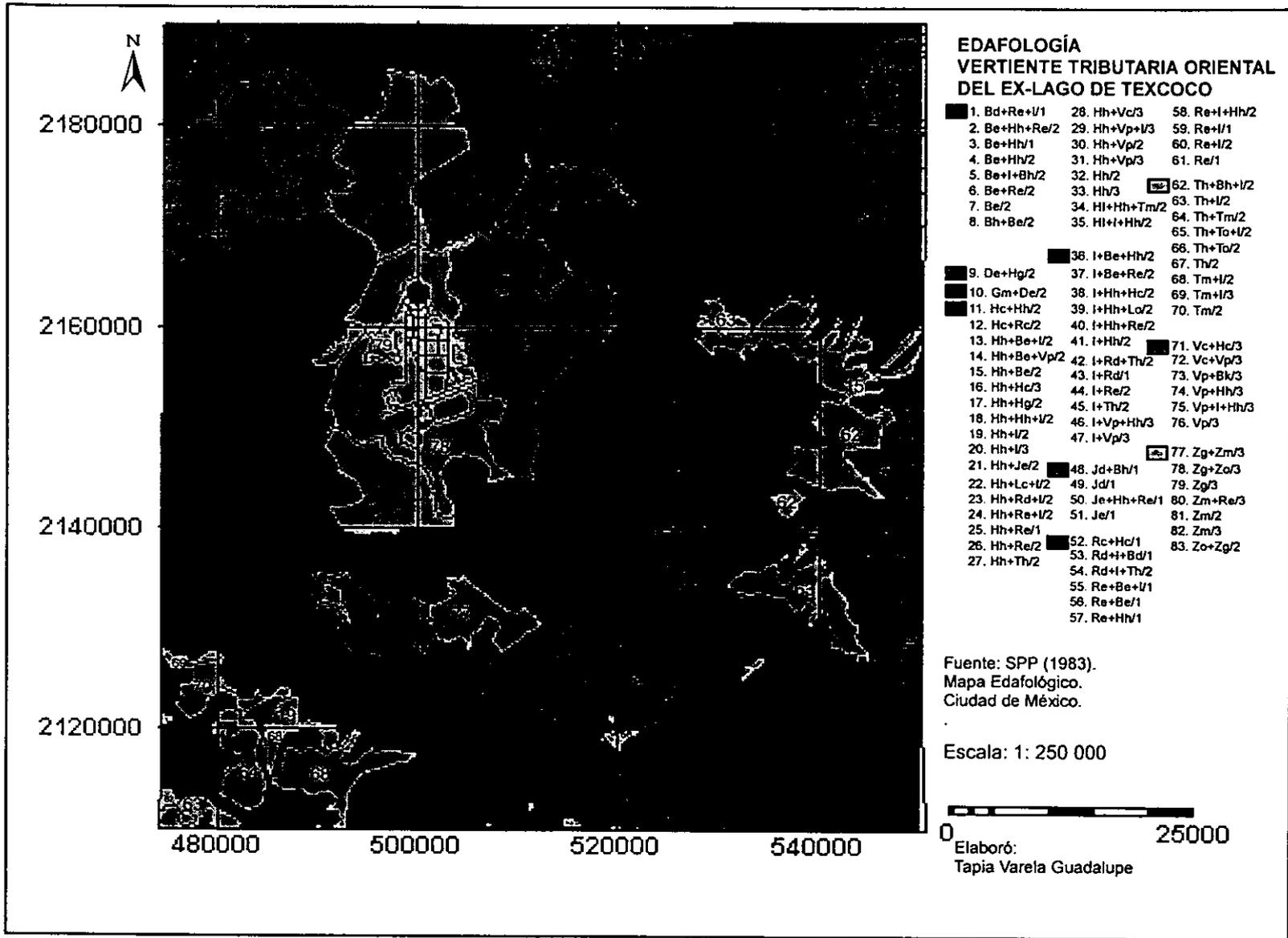


Fig. 12 Mapa Edafológico de la Ciudad de México

+ Modelo Digital de Terreno (MDT) y Mapa de Relieve Sombreado

De la cartografía topográfica a escala 1:50 000 del área de estudio, se digitalizaron las curvas de nivel (líneas con el mismo valor altimétrico) con equidistancia a cada 100 m (curvas maestras), 10 m y 20 m (curvas intermedias); asignando un código de acuerdo con cada valor de nivel de las curvas, dentro del SIG.

También se digitalizó la infraestructura, ríos, lagos y poblados, de sólo una parte del área de estudio, con fines específicos del proyecto con la CNA y el Instituto de Geografía.

Con la información de las curvas de nivel ya digitalizadas se elaboró el modelo digital de terreno (MDT) o modelo digital de elevación (MDE) del área de estudio.

Los MDT son una representación digital de la superficie terrestre; es decir se trata de un conjunto de puntos de los cuales las coordenadas X, Y y Z son registradas en una base de datos (Palacio, 1996 y Weibel R. et al., 1991).

A partir de la digitalización de las curvas de nivel (formato vectorial) fue necesario convertirlo a formato raster (rasterizar) para llevar a cabo la interpolación de los valores, calculando para cada pixel las dos distancias más cortas a las dos curvas de nivel más cercanas; posteriormente se calculo el valor altitudinal del pixel mediante una relación lineal y se obtuvo con ello el MDT (Palacio, 1996 y Weibel R. et al., 1991).

Posteriormente con el MDT se obtuvo el modelo de relieve sombreado, el cual es la diferencia de luminosidad provocada por una luz incidente, procedente de un acimut y una altura constante, que se refleja a un observador desde las diversas orientaciones y gradientes de inclinación, con una superficie de reflexión (Robinson et al., 1995). Para su obtención se aplicó un filtro llamado Shadow, que simula una iluminación con orientación noroeste (NW), logrando una aparente tercera dimensión definida por la distribución de tonos de gris, que facilita la percepción visual de las características del terreno (Palacio, 1996) (ver Figura 13).

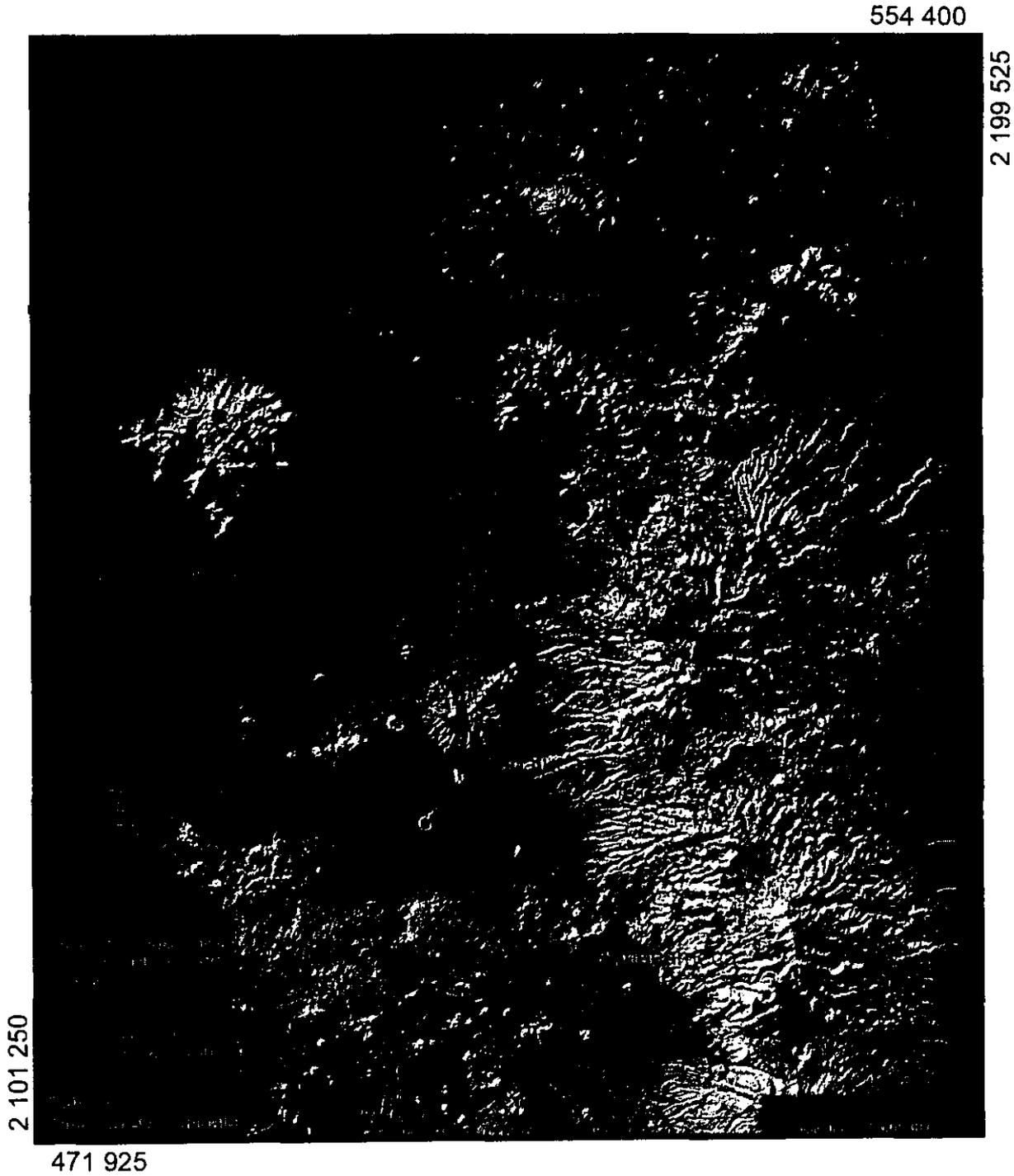


Fig. 13 Mapa de relieve sombreado vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco.

+ Mapa de Pendientes

Este tipo de mapa morfométrico, consiste en transformar las distancias entre curvas de nivel en valores de pendiente, estableciendo rangos que se representarán en el mapa en grados, estos rangos dependen de la escala utilizada, de la equidistancia entre curvas de nivel, de las condiciones fisiográficas y de los objetivos del trabajo (Lugo, 1991).

Para generar el mapa de pendientes de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco, se tomó como base el MDT anteriormente citado. La estimación de la pendiente en formato de celdas (raster) requiere de conocer la distancia altitudinal entre dos píxeles (25 m), esto a partir de aplicar filtros al MDT (DFDX³ y DFY⁴). Dado que la distancia entre los centros de las celdas es conocido (el tamaño de la celda), la aplicación de funciones trigonométricas permite conocer la inclinación del terreno (Palacio y Luna, 1993).

Los valores del mapa de pendientes del área de estudio obtenidos se reclasificaron en rangos para hacer legible al mapa tomando como base la división de 7 clases de intervalos que realizó Verstappen y Van Zuidam (1968/1975), citados en Van Zuidam (1985/1986), donde consideran los procesos geomorfológicos y las condiciones del terreno. De esta forma se consiguió obtener el mapa final de pendientes con 6 intervalos en grados (**ver cuadro 8**) identificándose las áreas con pendientes más abruptas o superiores y las áreas con pendientes más suaves o inferiores (**ver Figura 14**).

+ Mapa Altimétrico

Para Lugo (1991) el mapa altimétrico es uno de los más importantes, pero también es uno de los más sencillos en cuanto a su elaboración. Se caracteriza por que simplifica los valores de un mapa topográfico. Asimismo, considera que la elección de los colores que representan este tipo de mapas va de los fríos a los cálidos.

Para el presente trabajo la elaboración del mapa altimétrico al igual que el mapa de pendientes, fue e a partir del MDT, aplicando una función en el SIG conocida como *Slicing*.

³ Filtro que calcula en el eje de las "X" la diferencia de altura entre un píxel y su vecino (Palacio y Luna, 1993).

⁴ Filtro que calcula en el eje de las "Y" la diferencia de altura entre un píxel y su vecino (Palacio y Luna, 1993).

CUADRO 8. INTERVALOS DE PENDIENTE UTILIZADOS PARA RECLASIFICAR LOS VALORES DEL MAPA DE PENDIENTES DE LA VERTIENTE TRIBUTARIA ORIENTAL DEL EX LAGO DE TEXCOCO

CLASE	INTERVALOS EN GRADOS	TIPO DE PENDIENTE	UNIDADES MORFOGENÉTICAS	PROCESOS Y CONDICIONES DEL TERRENO
0	0	Plano	Planicie Lacustre	No se presentan procesos de denudación.
1	0-2	Plano o casi plano	Planicie Aluvial	No se presentan procesos de denudación considerables.
2	2-4	Pendiente suave	Piedemonte	Movimientos en masa de baja velocidad en condiciones periglaciales, fluviales y de solifluxión (erosión laminar y formación de rilles).
3	4-8	Inclinado	Piedemonte	Características similares al intervalo anterior, pero el peligro a la erosión es más fuerte.
4	8-16	Moderadamente empinado	Lomeríos	Movimientos en masa de todos tipos (erosión laminar, reptación, deslizamientos, solifluxión periglacial y formación de rilles).
5	16-35	Empinado	Laderas Montañosas	Intensos procesos de denudación de diferentes tipos (erosión debajo de cobertura vegetal, deslizamiento y desprendimiento de tierra). Extremo
6	> 35	Muy o Extremadamente Empinado	Laderas Montañosas	Intensos procesos de denudación de diferentes tipos (erosión debajo de cobertura vegetal, deslizamiento y desprendimiento de tierra). Extremo

Fuente: Van Zuidam (1985/1986).

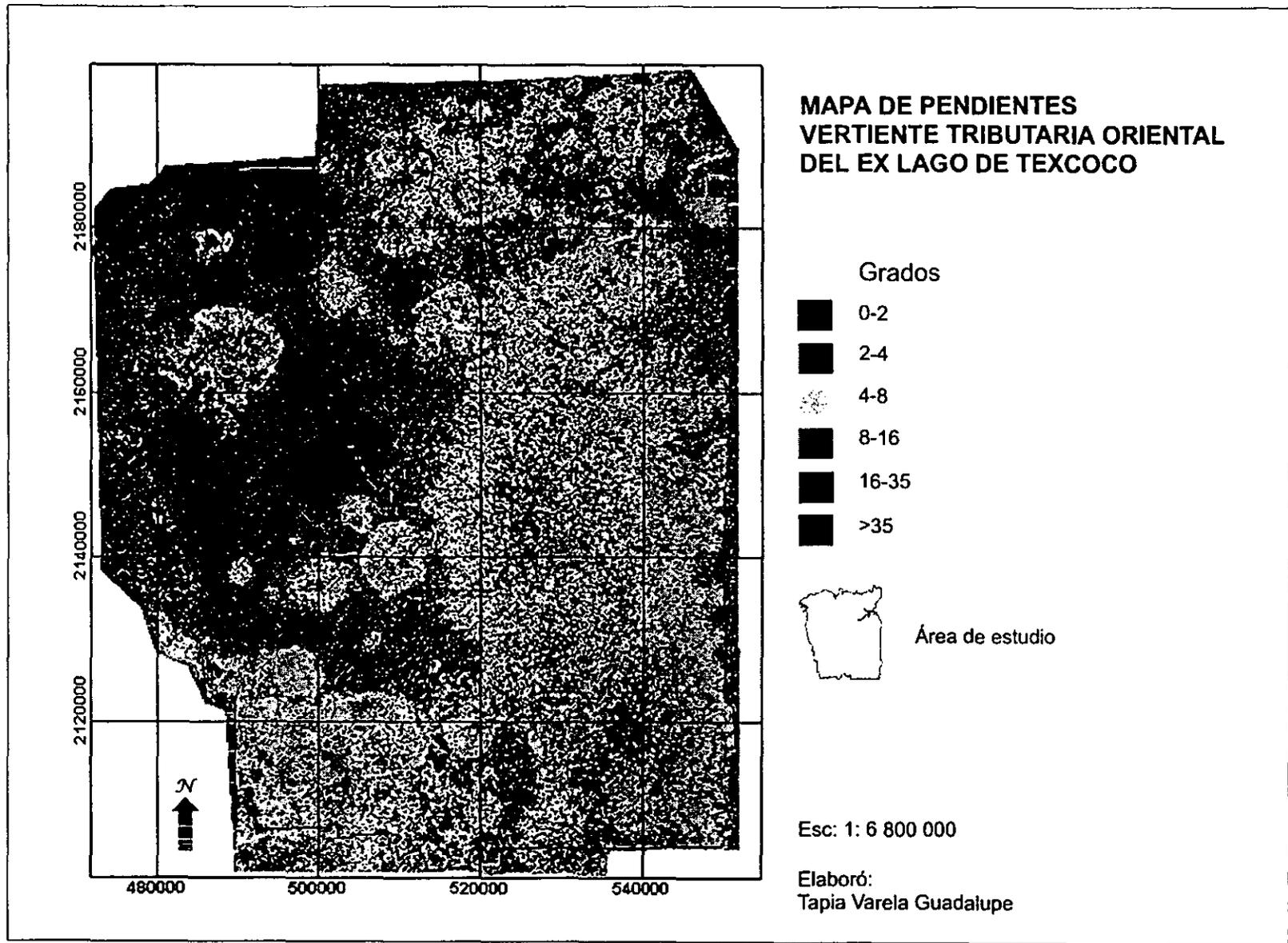


Fig. 14 Mapa de pendientes en grados de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco.

El MDT fue reclasificado en 10 intervalos altitudinales (en metros), considerando la altura máxima (5300 m) y la mínima (2100 m) de la base topografía 1:50 000, con la finalidad de ocupar intervalos de valor entre estas dos alturas, para expresar claramente el relieve en su totalidad de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco (ver Figura 15).

+ Mapa de Características Geométricas de Laderas

Este mapa se elaboró en el SIG (ILWIS versión 2.1 for Windows) con la finalidad de poder ampliar la información que ayudara a caracterizar cada una de las unidades morfogenéticas (UM) que se presentan en el área de estudio, a partir de saber qué área (en porcentaje) de forma cóncava, convexa o plana se encuentra en cada una de las UM en un sentido longitudinal.

Una vez obtenido el MDT, se le aplicó un filtro llamado D2fdxdy que ayudó a delimitar las pendientes cóncavas, convexas o planas. Las formas cóncavas se encuentran representadas por pendiente con valores positivos, las convexas con valores negativos y las planas con valores de cero.

Posteriormente al mapa que se obtuvo, una vez aplicado el filtro, fue necesario reclasificarlo con una fórmula (ITC, 1997: p. 386) que presenta el SIG, la cual ayudó a mejorar la información del mapa, y así obtener el mapa final de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco⁵.

D) Fotointerpretación de la Unidades Morfogenéticas a escala 1:75 000

Obtenidas las fotografías aéreas pancromáticas a escala 1:75 000 editadas por el INEGI, de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco, se efectuó una revisión de las líneas de vuelo por medio de un fotomosaico, el cual sirvió para poder tener una visión general del área de estudio y distinguir qué fotografías se utilizarían para conformar los pares estereoscópicos, útiles para la fotointerpretación de las UM.

⁵ Este mapa no se presenta de forma cartográfica en el trabajo, porque sólo se utilizó la información que posteriormente se obtuvo de él mediante un procesamiento de cruzamiento.

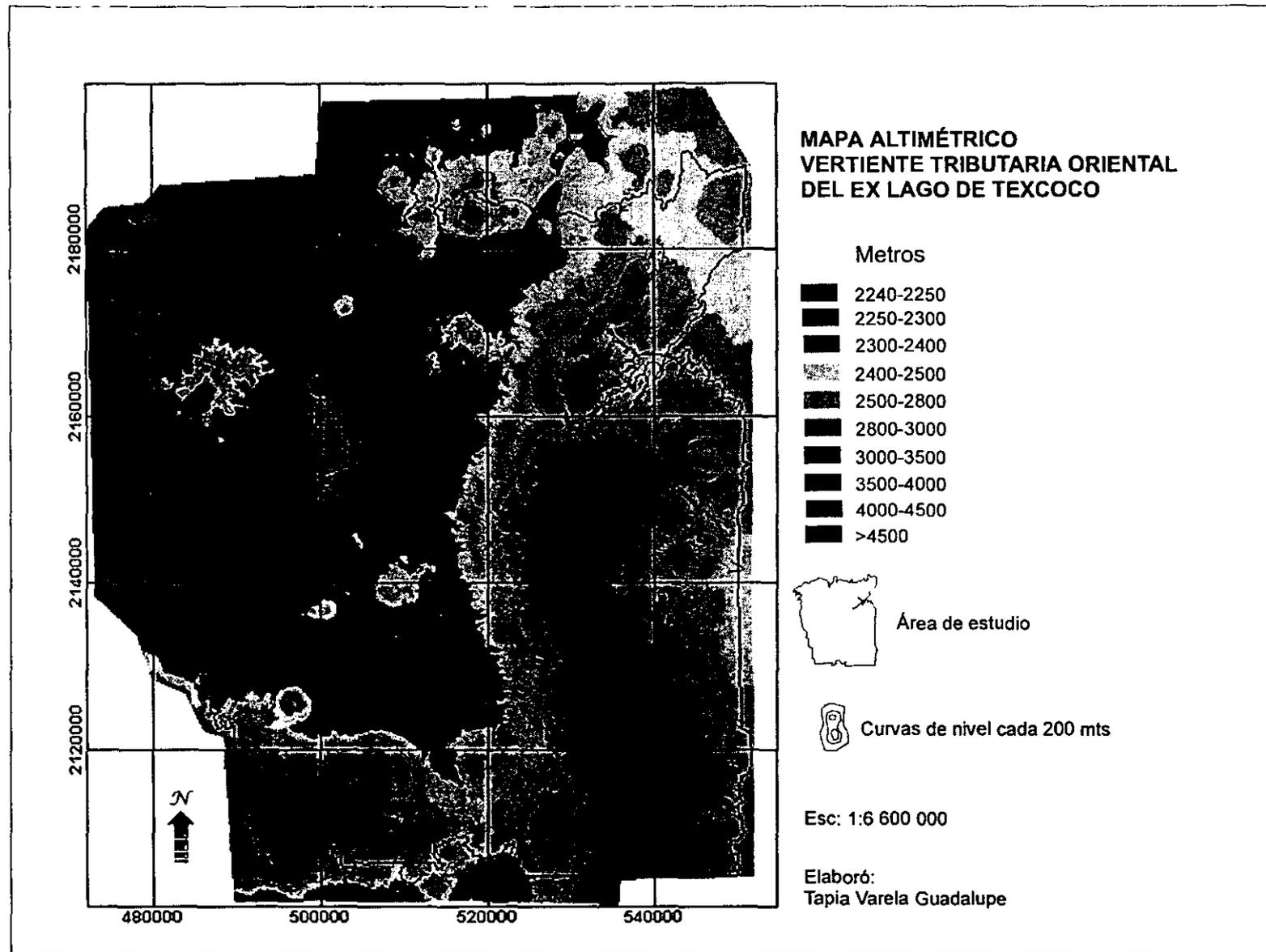


Fig. 15 Mapa altimétrico de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco.

Simultáneamente a esta revisión, se consultaron las fuentes de información, como la literatura existente y los mapas temáticos, que ayudaran a tener un conocimiento previo del tipo de relieve que se presenta en el área de estudio.

La fotointerpretación geomorfológica se llevó a cabo (con los pares estereoscópicos previamente escogidos) trazando en ellos los límites de cada UM, considerando algunos elementos o rasgos del relieve que sirvieran para definir y diferenciar cada tipo de relieve (laderas montañosas, lomeríos, piedemontes y planicies) que se presenta en el área de estudio, como: el marcado cambio de pendientes del terreno, el uso de suelo, la cobertura vegetal, la altura relativa (corroborada en la base topográfica), la presencia de cambios litológicos (tono, patrones, textura, tamaño, etc.), la densidad de drenaje, su forma de cada UM (dómica, cónica, etc), rasgos lineales del relieve (fallas y escarpes) y la base geológica a escala 1:250 000.

Primeramente se realizó una delimitación de los cuatro grandes tipos de relieve: 1. Laderas montañosas, 2. Lomeríos, 3. Piedemontes y 4. Planicies; posteriormente estas grandes UM se subdividieron en UM más particulares, de acuerdo con las características que presentan en las fotografías aéreas.

Para diferenciar a las UM de laderas montañosas, se consideraron varios de los elementos anteriormente citados, como el cambio o ruptura de la pendiente, la cobertura vegetal que en algunos casos ayudó a distinguir visualmente la temporalidad de estas UM, la presencia de rasgos lineales como las fallas que sirvieron de límite geomorfológico para diferenciarlas entre ellas mismas o entre otro tipo de UM, y la altura relativa que en este tipo de UM tenía que ser superior a los 200 m, por lo que se corroboró en la base topográfica 1:50 000 (ver figuras 16, 17 y 18).

Por otra parte, para diferenciar a las UM de lomeríos en las fotografías aéreas, se consideró como elemento principal a la base topográfica, comprobando en ella la altura relativa de cada una de estas UM. Considerando como altura relativa hasta 200 m para poder ser diferenciados como lomeríos.

También se tomó en cuenta que la forma de estas UM seguían un patrón de pequeños domos o conos volcánicos cineríticos (en la gran mayoría), por lo que al observarlos en las

DELIMITACIÓN DE UNIDADES MORFOGENÉTICAS DENTRO DE LA VERTIENTE TRIBUTARIA ORIENTAL DEL EX LAGO DE TEXCOCO

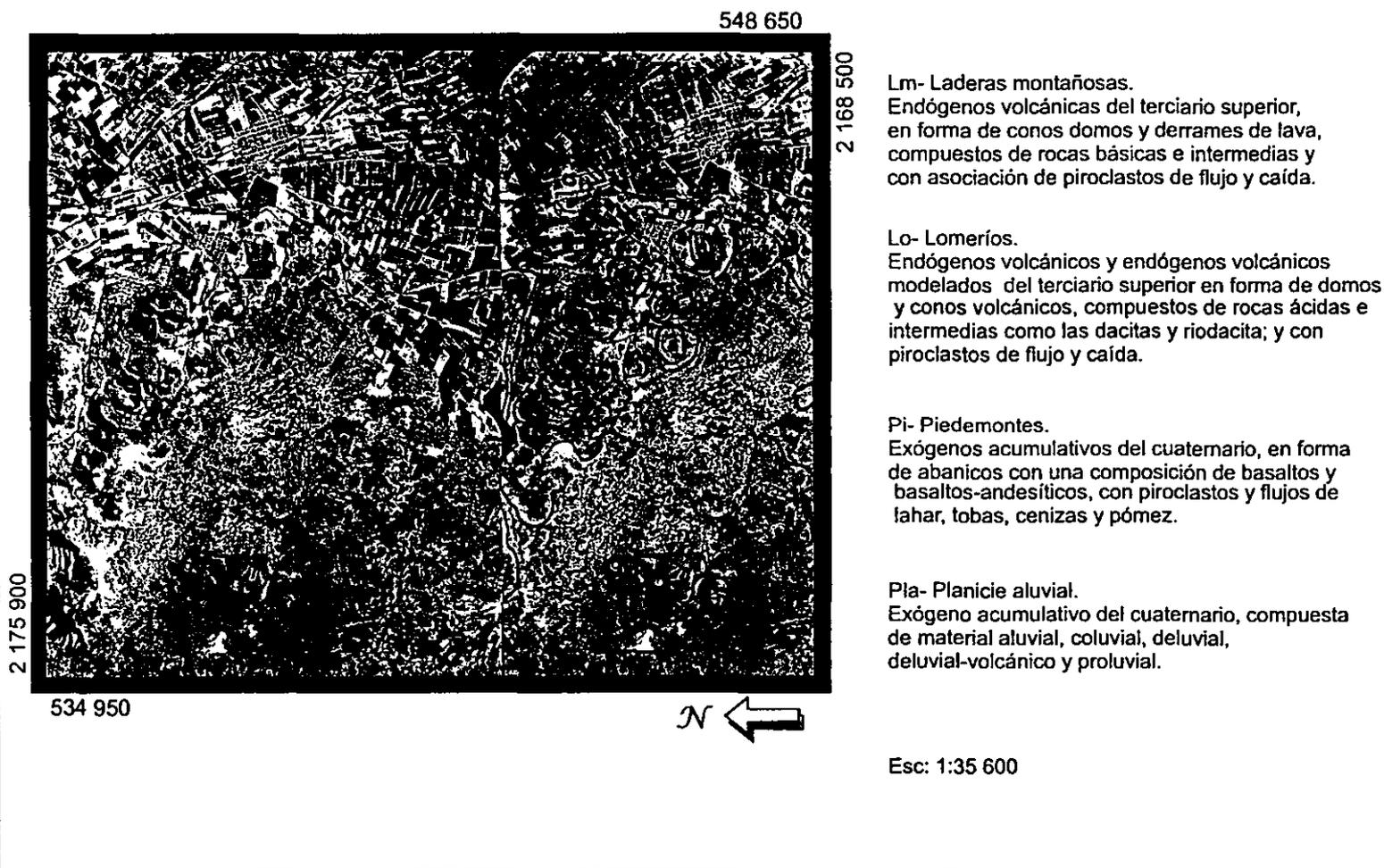


Fig. 16 Delimitación de Unidades Morfogénicas en el par estereoscópico a escala 1: 75 000 de la porción NE del área de estudio.

DELIMITACIÓN DE UNIDADES MORFOGENÉTICAS DENTRO DE LA VERTIENTE TRIBUTARIA ORIENTAL DEL EX LAGO DE TEXCOCO

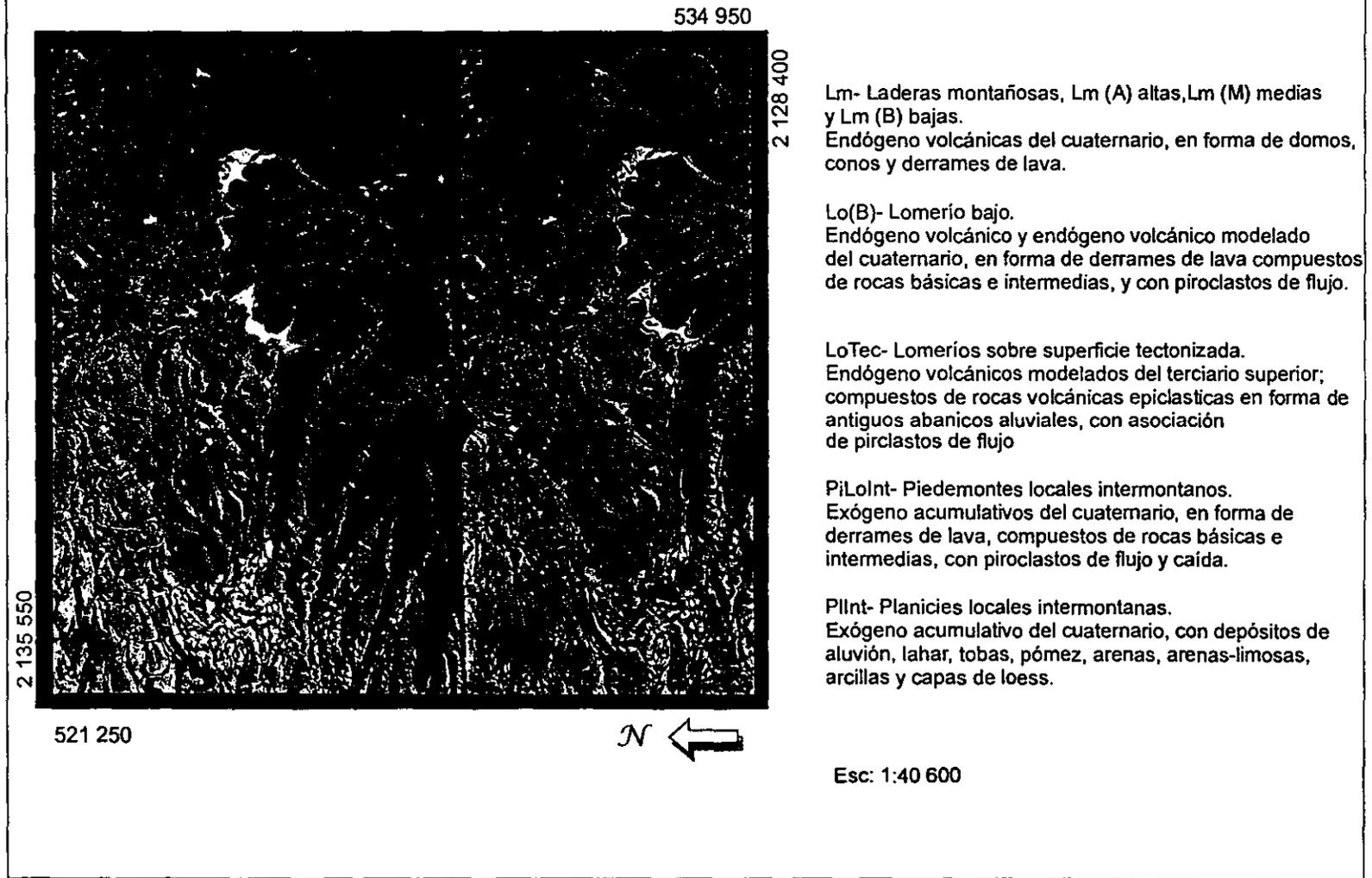


Fig. 17 Delimitación de Unidades Morfogénicas en el par estereoscópico a escala 1: 75 000 de la porción SE del área de estudio.

DELIMITACIÓN DE UNIDADES MORFOGENÉTICAS DENTRO DE LA VERTIENTE TRIBUTARIA ORIENTA DEL EX LAGO DE TEXCOCO

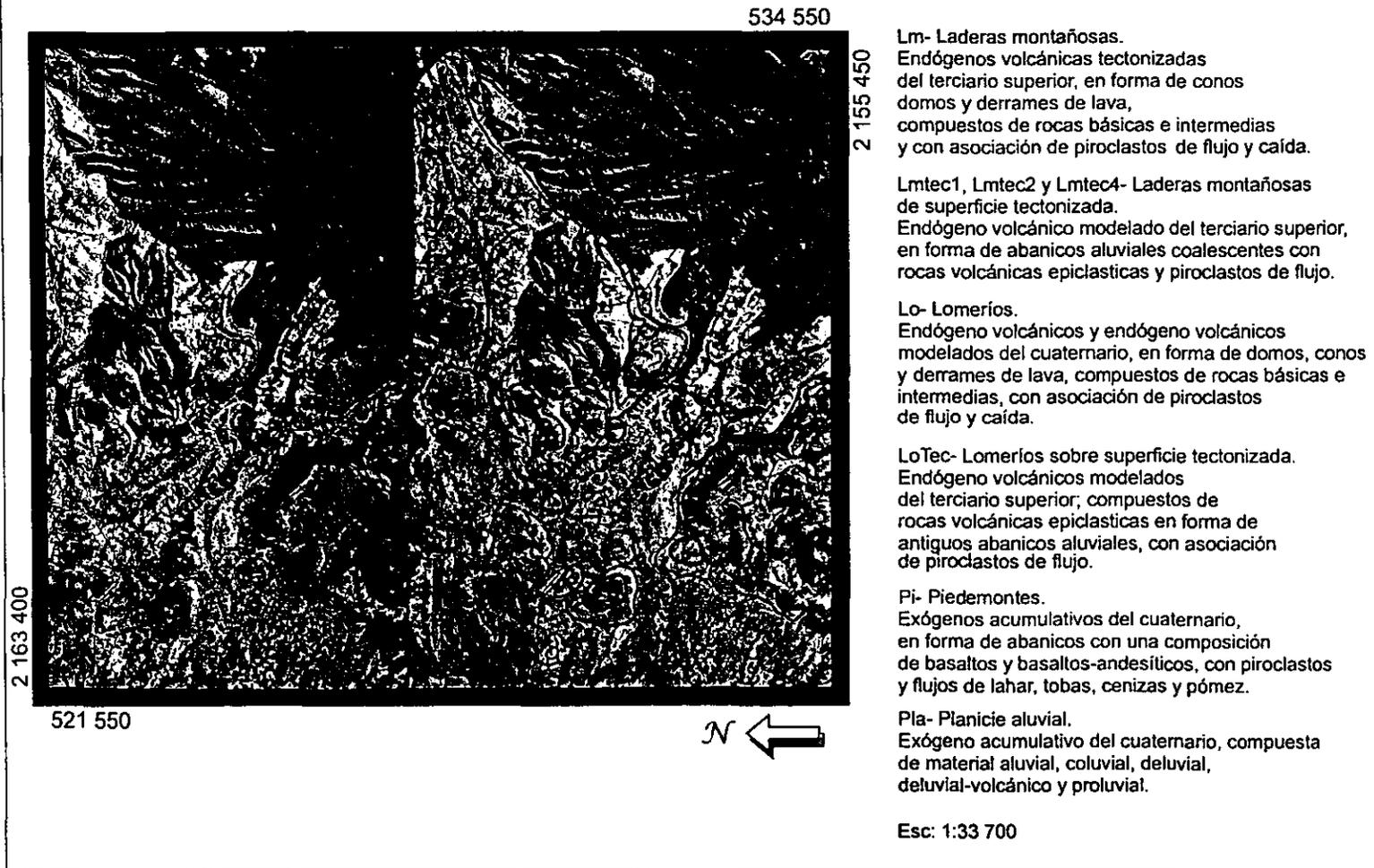


Fig. 18 Delimitación de Unidades Morfogénicas en el par estereoscópico a escala 1: 75 000 de la porción NE del área de estudio.

fotografías ya se tenía un conocimiento previo de que podrían ser de este tipo de relieve (ver **Figura 18**).

Para delimitar las UM de piedemontes, primeramente se reconocieron en las fotografías aéreas aquellas superficies donde se presentan las características que conforman a un piedemonte, como la acumulación y depositación de material, y donde el cambio de pendiente y altura relativa fuera menor a las que se presentan en las UM de laderas montañosas o lomeríos. Cabe destacar que sólo en contadas ocasiones se recurrió a la base topográfica, y no para corroborar la altura relativa como se realizó en las otras UM, sino para apreciar como era el comportamiento de las curvas de nivel cuando se presenta un piedemonte y así poder distinguir y conocer este tipo de relieve tanto en las fotografías aéreas como en las cartas topográficas.

Otros factores que sirvieron para delimitar estas UM de piedemontes fueron la escasez de cobertura vegetal (en algunos casos) que se manifiesta a un cambio a uso de suelo agrícola y urbano, y en menor importancia la densidad y patrón del drenaje (ver **figuras 16 y 19**).

Por último la delimitación de las UM de planicies en las fotografías aéreas fue un tanto más sencilla debido a que este tipo de relieve se caracteriza por ser plano o casi plano.

Los elementos más importantes que se consideraron para esta delimitación fueron el uso de suelo (agrícola y urbano), el cambio de pendiente entre las UM de piedemontes y estas UM de planicies, y en algunos casos se recurrió a la base geológica a escala 1:250 000, con la finalidad de corroborar que estas UM de las fotografías aéreas siguieran un patrón semejante al de esta base cartográfica (ver **figuras 16, 19, 20 y 21**). Para el caso específico del cómo se realizó la delimitación de las UM de planicie lacustre, se consideraron los elementos anteriores para las planicies en general y un patrón de manchones blancos que se apreciaron en las fotografías aéreas, lo que indicó la presencia de salinidad en el área de estudio.

En cuanto a las UM que se subdividieron dentro de las UM de laderas montañosas se pueden destacar a las laderas montañosas altas (Lma), laderas montañosas medias (Lmm) y las laderas montañosas bajas (Lmb) como se aprecia en las **figuras 17 y 19**, las cuales se diferenciaron de esta forma sólo por su posición y no por algún parámetro estadístico que permitiera definir intervalos de altura alta, media o baja.

DELIMITACIÓN DE UNIDADES MORFOGENÉTICAS DENTRO DE LA VERTIENTE TRIBUTARIA ORIENTAL DEL EX LAGO DE TEXCOCO

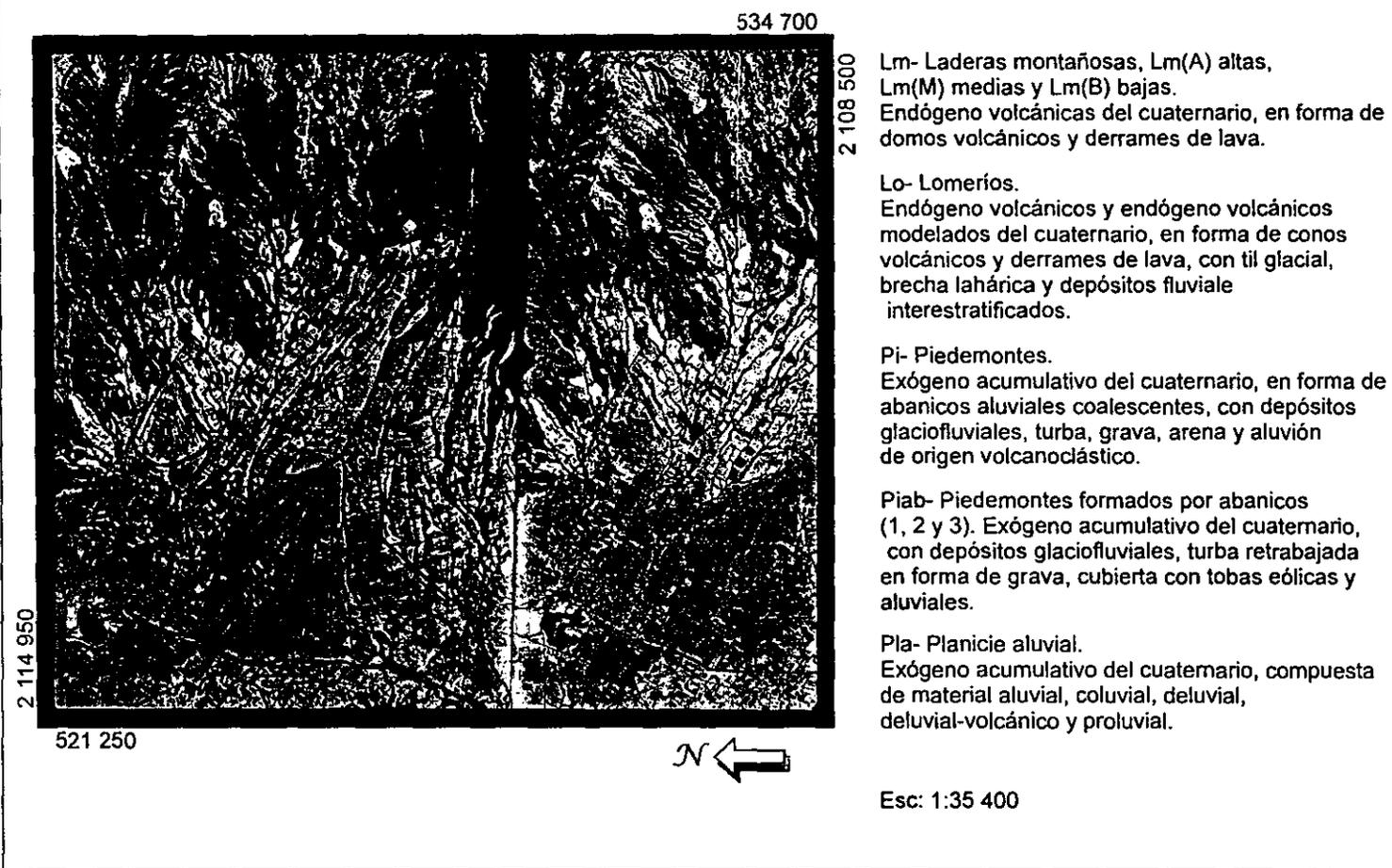


Fig. 19 Delimitación de Unidades Morfogenéticas en el par estereoscópico a escala 1: 75 000 de la porción SE del área de estudio.

DELIMITACIÓN DE UNIDADES MORFOGENÉTICAS DENTRO DE LA VERTIENTE TRIBUTARIA ORIENTAL DEL EX LAGO DE TEXCOCO

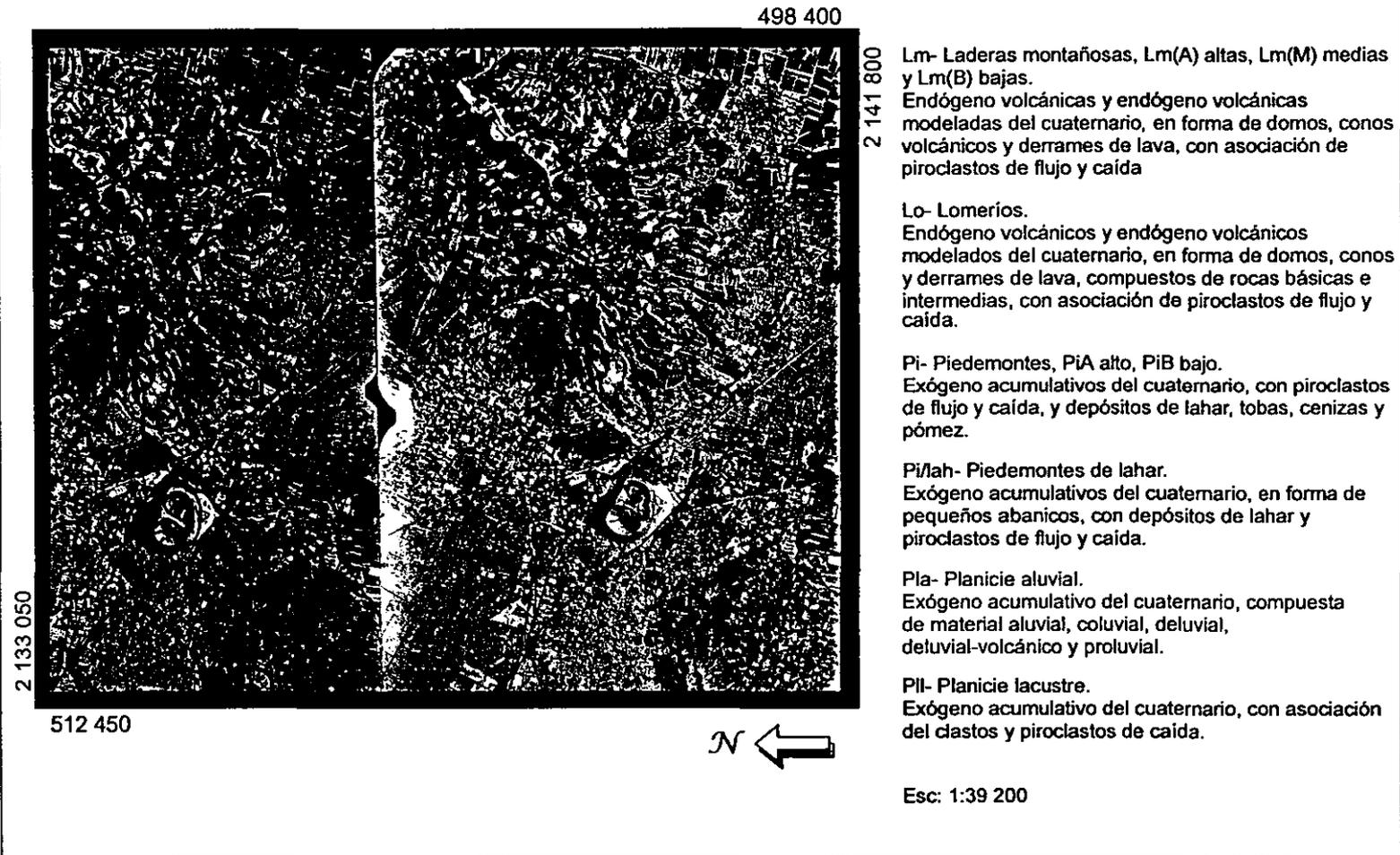


Fig. 20 Delimitación de Unidades Morfogenéticas en el par estereoscópico a escala 1: 75 000 de la porción central del área de estudio.

DELIMITACIÓN DE UNIDADES MORFOGENÉTICAS DENTRO DE LA VERTIENTE TRIBUTARIA ORIENTAL DEL EX LAGO DE TEXCOCO

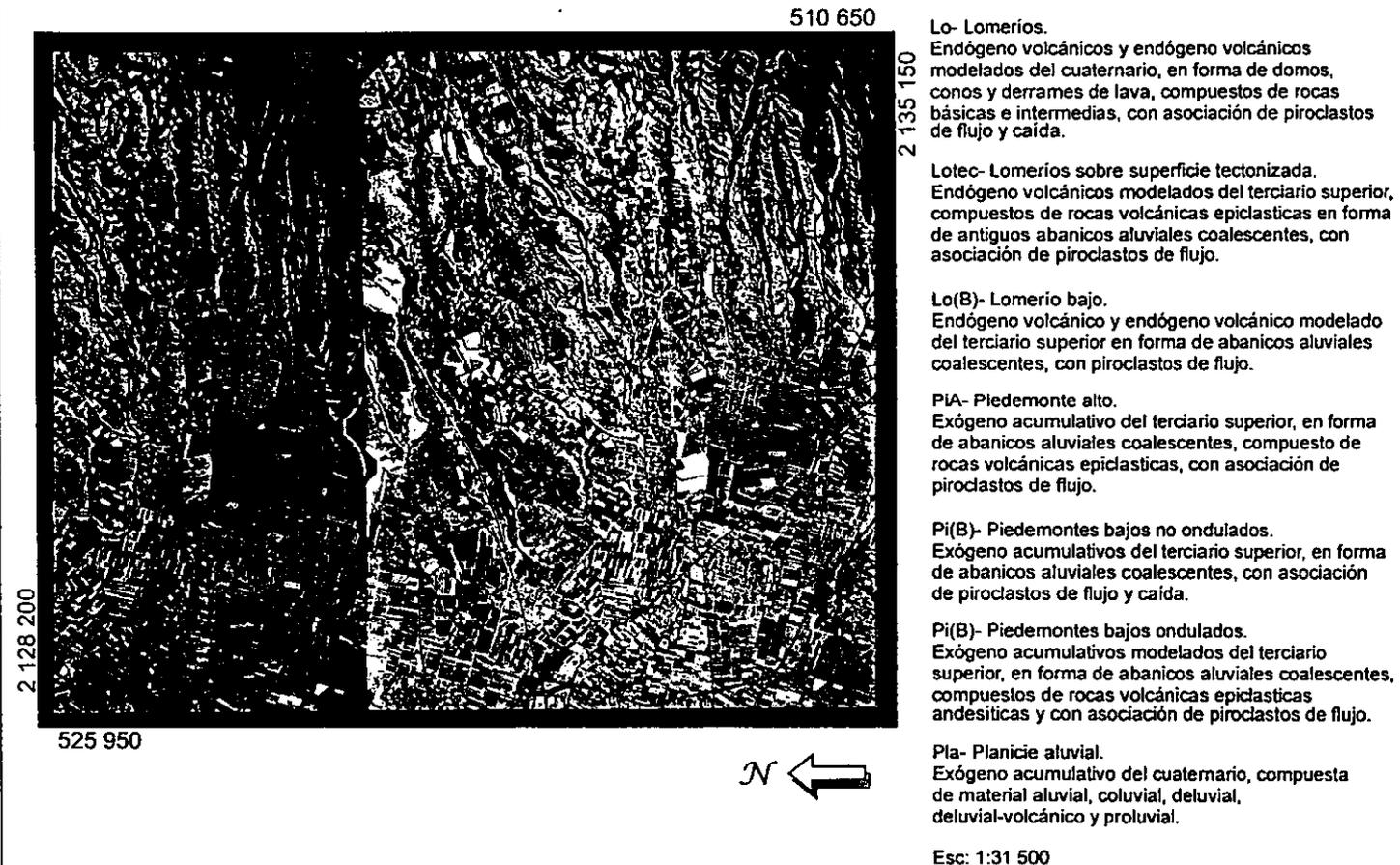


Fig. 21 Delimitación de Unidades Morfogenéticas en el par estereoscópico a escala 1: 75 000 de la porción central del área de estudio.

Otra de las subdivisiones dentro de estas UM de Laderas Montañosas, que es importante mencionar son las laderas montañosas de superficie tectonizada (Lmtec) que se observan en la **Figura 18**, a pesar de saber que el nombre de tectonizadas no existe en la lengua española este termino se decidió utilizar para diferenciar a estas UM ya que se localizan en una superficie que se encuentra tectónicamente activa por la presencia de una gran cantidad de afallamiento, lo que ha provocado que se observen varios pisos altitudinales (en total cinco). Estos van del menor al mayor (del 1 al 5) de acuerdo con su altura relativa, corroborada en la base topográfica a escala 1:50 000.

Por lo que respecta a las subdivisiones de las UM de Lomeríos, las más representativas son los lomeríos bajos (Lob) (**ver Figura 21**), que al contrario de las laderas montañosas, estos se delimitaron considerando la altura relativa menor de 200 m (aproximadamente de 120 m), la cual sí se corroboró en la base topográfica y no sólo se consideró su posición en las fotografías aéreas.

Asimismo, se obtuvo otra subdivisión dentro de estas UM de lomeríos, a la cual se le denominó como lomeríos sobre superficies tectonizadas (Lotec). Al igual que las Lmtec estas en estas UM se consideraron con el termino de tectonizadas. Estos Lotec se diferenciaron sobre una superficie tectonizada por presentar tectonismo activo que se manifiesta con la gran cantidad de fallas, las cuales presentan movimientos verticales que hace que los conos o domos volcánicos cineríticos se presenten sobre esta superficie tectonizada (**ver figuras 17, 18, 21**).

Dentro de las subdivisiones de las UM de piedemontes destacan los piedemontes de flujos laháricos (Pi/lah) (**ver Figura 20**), delimitados así por presentarse en forma de pequeños flujos lodosos con relieve rugoso y casi sin vegetación.

Otra subdivisión son los piedemontes de lomeríos (Pi/lo), estas unidades se identificaron a los pies de ciertos lomeríos, por lo que se consideraron locales a estas UM.

Al igual que en las otras UM de laderas montañosas y lomeríos en los piedemontes, se distinguen las subdivisiones de piedemonte alto (Pia), piedemonte bajo (Pib) y piedemonte superior (Pisup) (**ver figuras 20 y 21**), diferenciadas así sólo por su posición y no por algún parámetro estadístico que definiera intervalos de alturas.

También se encuentra la subdivisión de piedemonte formado por abanicos ((Piab) (**ver Figura 19**), los cuales fueron diferenciados así por presentar las características propias que describen

a un abanico aluvial amplio y acumulativo con aspecto de medio cono recostado e inclinado (Lugo, 1989).

Otra de las subdivisiones realizada dentro de las UM de piedemontes es la de piedemonte bajo ondulado (Pibond) y la de piedemonte bajo no ondulado (Pibnond), en el caso de la primera UM se definió de esta manera, debido a que presentan un modelado del relieve causado por la presencia de coladas de lava que se sobrepusieron al antiguo piedemonte (ya existente), y al drenaje en forma de pequeños barrancos, lo que hace que el relieve presente una rugosidad que da la apariencia de formar ondulaciones en el relieve; por otra parte se consideraron bajos sólo por su posición dentro de las fotografías aéreas. Mientras que la segunda UM de estos piedemonte fue diferenciada así por no presentar las mismas características que los anteriores, pero sí por encontrarse cercanos unos (Pibond) a los otros (Pibnond) y tener la misma posición en las fotografías aéreas que los anteriores, por lo que también son bajos (ver Figura 21).

Asimismo, se subdividió una UM de piedemonte local asociado con aaderas montañosas (Piloaslm), delimitado de esta forma por distinguirse como un piedemonte local de las laderas montañosas sobre superficies tectonizadas (Lmtec1 y Lmtec2) en su porción norte, mientras que en su porción sur es muy semejante y existe una concatenación con la UM de ladera montañosa baja (Lmb28).

Se delimitó también otra subunidad de piedemonte local intermontano (Pilocint) (ver Figura 17) dentro de las fotografías aéreas. Esta delimitación se realizó al apreciar que estas UM se encontraban entre la UM de laderas montañosas (Lm3), por lo que se distingue como intermontana.

Por último se delimitó la UM de piedemonte intercalado con lomerío (Pislo), que se definió así debido a que existe una conexión entre estas dos UM, sólo que en este caso las características de depositación y acumulación de material de los piedemontes sobresalen a las de los lomeríos.

Por lo que respecta a las subdivisiones de las UM de planicies es importante resaltar que anteriormente ya se hizo referencia a cómo fue delimitada la UM de planicie lacustre, por lo que se hará mención primeramente de la UM de planicie aluvial (Pla), la cual fue diferenciada considerandon al uso de suelo (agrícola y urbano) como el elemento más importante para su

delimitación, asimismo se consideró el cambio de pendiente entre las UM de piedemontes y esta UM de planicie aluvial (ver figuras 16, 19, 20 y 21).

También se realizó una subdivisión de planicie aluvial ondulada (Plaond), por presentarse en las fotografías aéreas como una superficies con alternancia de elevaciones suaves y depresiones de poca inclinación, ocupadas por valles poco profundos (Lugo, 1989).

Por último, al igual que en la UM de piedemonte se pudieron diferenciar UM de planicies locales intermontanas, las cuales se delimitaron así al observarse que en las fotografías aéreas se encontraban entre la UM de laderas montañosas altas (Lma17) y las laderas montañosas (Lm3), por lo que se distingue como intermontana (ver Figura 17).

Una vez terminada esta fotointerpretación geomorfológica y obtenidos los límites de las UM que se presentan en la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco en los pares estereoscópicos (ver Cuadro 9), se transfirieron a un medio cartográfico en el SIG. Para poder realizar la transferencia fue necesario elaborar estereomodelos en el SIG de cada fotografía aérea interpretada (26 en total).

La elaboración de estos estereomodelos se llevó a cabo con la función *copyseg* dentro del SIG (versión 1.41), generando copias que abarcaran la misma área de cada una de las fotografías aéreas interpretadas, a partir de la base topográfica a escala 1:50 000, con las coordenadas en X y Y mínimas y máximas de cada fotografías aéreas interpretadas.

Una vez obtenidas las mismas áreas equivalentes a las fotografías aéreas interpretadas, se realizaron los MDT de cada una de ellas, con base en el mismo procedimiento que se realizó para el MDT de toda el área de estudio y también se elaboraron sus respectivos modelos de relieve sombreado.

Con los MDT y los modelos de relieve sombreado se diseñaron los estereomodelos mediante una función dentro del SIG conocida como *Stereopair*. Los estereomodelos obtenidos mediante esta función, tuvieron que ser corregidos con un enunciado *booleano*, con la finalidad de que se pudieran observar en la pantalla de la computadora, por medio de anaglifos. Con la ayuda de los estereomodelos y los anaglifos se fueron transfiriendo las UM de cada una de las fotografías aéreas interpretadas a la computadora (formato digital) (ver Figura 22).

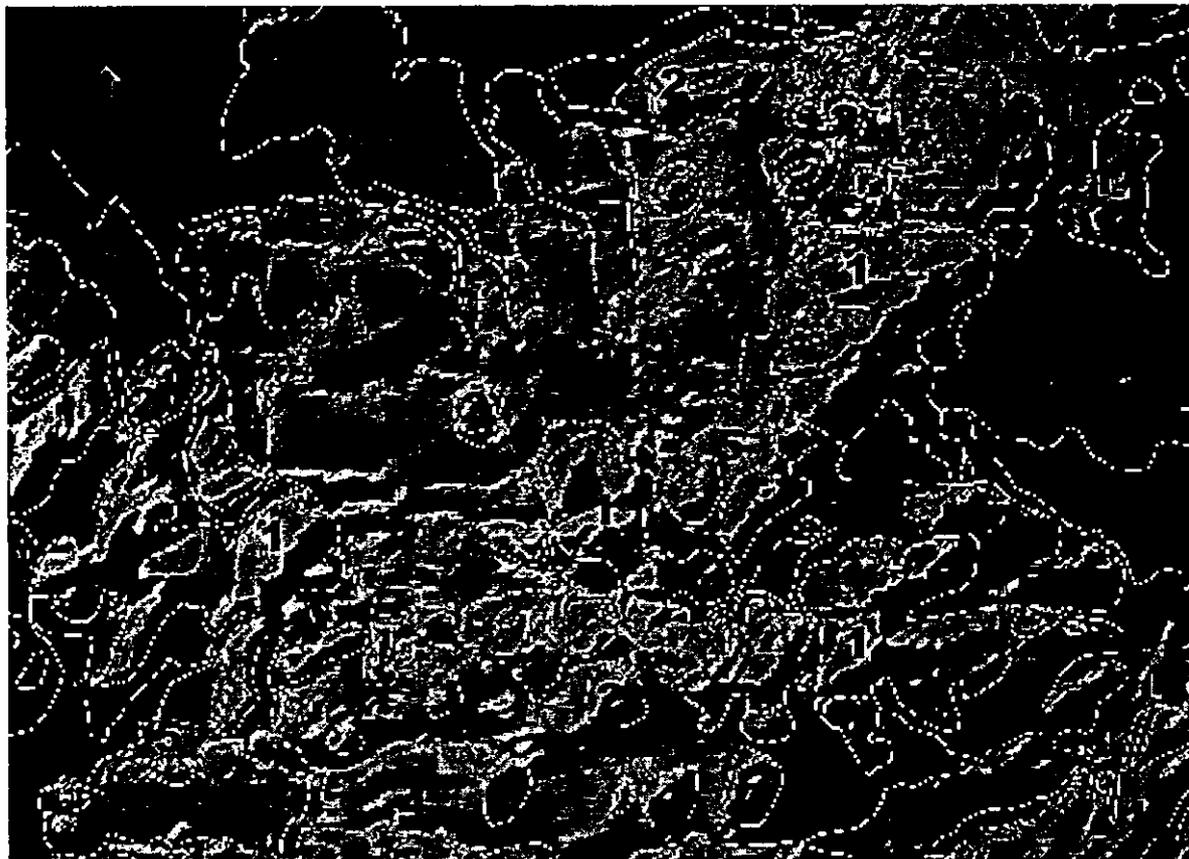
El método para transferir la información en la pantalla se le conoce como digitalización en pantalla (*screen digitizing*), digitalizando con el cursor de la tableta teniendo como imagen de fondo los estereomodelos que dan la apariencia de ver el relieve en 3D, muy semejante a como se aprecia en los modelos estereoscópicos convencionales.

CUADRO 9. UNIDADES MORFOGENÉTICAS GENERALES INTERPRETADAS EN LAS FOTOGRAFÍAS AÉREAS A ESCALA 1:75 000

UNIDADES MORFOGENÉTICAS	
Lm	Laderas montañosas no diferenciadas
Lma	Laderas montañosas altas
Lmm	Laderas montañosas medias
Lmb	Laderas montañosas bajas
Lmtec1	Ladera montañosa de superficie tectonizada, piso 1
Lmtec2	Ladera montañosa de superficie tectonizada, piso 2
Lmtec3	Ladera montañosa de superficie tectonizada, piso 3
Lmtec4	Ladera montañosa de superficie tectonizada, piso 4
Lmtec5	Ladera montañosa de superficie tectonizada, piso 5
Lo	Lomeríos
Lob	Lomeríos bajos
Lotec	Lomeríos sobres superficie tectonizada
Pi	Piedemontes
Pi/lah	Piedemontes de flujos laháricos
Pi/lo	Piedemontes de lomerío
Pia	Piedemontes altos
Piab	Piedemontes formados por abanicos
Pib	Piedemontes bajos
Pibnond	Piedemontes bajos no ondulados
Pibond	Piedemontes bajos ondulados
Piloaslm	Piedemonte local asociado con laderas montañosas
Pilocint	Piedemontes locales intermontanos
Pislo	Piedemonte intercalado con lomerío
Pisup	Piedemonte superior
Pla	Planicie aluvial
Plaond	Planicies aluviales onduladas
Pll	Planicie lacustre
Plocint	Planicies locales intermontanas
Supcum	Superficie cumbrial de laderas montañosas (Lm12)

ESTEREOMODELO

538 917



2 162 133

2 177 592

Unidades Morfogénéticas

- 1** Laderas montañosas.
Endógeno volcánicas del terciario superior, en forma de domos, conos volcánicos y derrames de lava, con piroclastos de flujo y caída.
- 2** Lomeríos.
Endógeno volcánicos y endógeno volcánicos modelados del terciario superior y del cuaternario, con forma de domos y conos volcánicos, y con piroclastos de flujo y caída.
- 3** Lomeríos bajos.
Endógeno volcánicos y endógeno volcánicos modelados del cuaternario, compuestos de rocas básicas e intermedias, y con asociación de piroclastos de flujo.
- 4** Lomeríos sobre Superficies Tectorizadas.
Endógeno volcánicos modelados del terciario superior, compuestos de rocas volcánicas epiclasticas en forma de antiguos abanicos aluviales coalescentes, y con asociación de piroclastos de flujo.
- 5** Piedemontes.
Exógeno acumulativo del terciario superior y cuaternario, en forma de derrames de lava, con asociación de materiales piroclásticos de flujo.
- 6** Piedemontes altos.
Exógeno acumulativos del terciario superior, con forma de abanicos aluviales coalescentes y piroclastos de flujo.
- 7** Planicie aluvial.
Exógeno acumulativo del cuaternario, compuesta de material aluvial, coluvial, deluvial, deluvial-volcánico y proluvial.

517 458



Limite de las unidades morfogénéticas

Esc: 1: 120 000

Elaboró:
Tapia Varela Guadalupe

Fig. 22 Estereomodelo de la porción NE de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco.

Cabe destacar que algunos de los trazos presentaban cierto grado de dificultad al realizar la transferencia al formato digital, por lo que fue necesario corroborar la información con los modelos de relieve sombreado, como fondo, de acuerdo con la fotografía aérea que se estuviera trabajando.

Otro problema que se presentó, fue la transferencia de las UM de planicies aluviales y planicie lacustre al SIG, debido a que este tipo de relieve presenta muy poca o casi nula pendiente, por lo que al observar los estereomodelos en esas UM no se presentaba el efecto de la 3D y no se distinguía ningún rasgo que identificara el límite de cada una de estas UM, por lo que se optó por utilizar los modelos sombreados, pero al igual que los estereomodelos no se pudieron distinguir estas UM, así que se tomó la decisión de que en cada una de las fotografías aéreas donde existieran esas UM se le colocaran puntos de coordenadas, tomando como base la topografía a escala 1:50 000, con la finalidad de poder digitalizar cada uno de los trazos que conforman estas UM.

También hay que acentuar que no se contaba con las fotografías aéreas que cubrieran el límite poniente del área de estudio (planicie lacustre- ex Lago de Texcoco y la Sierra de Guadalupe) para delimitar las UM que allí se presentaran, por lo que se utilizó para el caso de la planicie lacustre la carta geológica escala 1:250 000, digitalizando el límite lacustre, y para la Sierra de Guadalupe se utilizaron las cartas topográficas a escala 1:50 000 de Cuautitlan E14A29 y Ciudad de México E14A39, delimitando en un acetato las UM que componen a la Sierra de Guadalupe, observando los cambios que se presentan en las curvas de nivel de dicha base topográfica, después se digitalizaron por medio de coordenadas tomadas de las cartas topográficas a escala 1:50 000.

Por último, ya obtenidos los límites de las UM en el SIG, se constató que había algunas UM en los límites norte, sur y este del área de estudio que no se encontraban cerradas por falta de información de fotografías aéreas, por lo que se cerraron con el modelo de relieve sombreado, ya que este permite tener una percepción en tercera dimensión del terreno.

E) Trabajo de Campo

Se realizaron dos salidas a campo, una el 9 de julio de 1998 a las subcuencas de Chapingo y San Bernardino, y la otra el 23 de julio de 1998 al Cerro El Pino, con el objetivo de verificar, corroborar y observar algunos aspectos que se llevaron a cabo durante la fotointerpretación

geomorfológica y apoyar el mapeo morfogenético, así como la síntesis descriptiva de las UM, de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco. En estas dos salidas a campo se obtuvieron también algunas fotografías en el terreno. Cabe aclarar que estas observaciones y las fotografías tomadas en campo no se presentan en este apartado, porque se consideró que era más útil emplearlas para apoyar la síntesis descriptiva de las UM.

Por otra parte se pudo contar con algunas fotografías de campo que fueron cortesía de Guillén (1996), las cuales ayudaron a identificar algunas UM del área de estudio.

3.2.3. FASE 3. RESULTADOS

A) Cartografía Morfogenética de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco escala 1:100 000

En esta última fase se obtuvo el mapa Morfogenético a escala 1:100 000 de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco representado de dos maneras, una usando el modelo sombreado con las UM sobrepuestas (**ver Figura 23**) y la otra se elaboró una vez obtenidos los límites de cada una de las UM dentro del SIG, se verificaron por medio del sistema, posteriormente se rasterizaron y poligonizaron, asignándoles el nombre que le corresponde de acuerdo a la UM fotointerpretada y un número consecutivo que sirviera para que la descripción de las UM fuera más sencilla, y por último, el color que los fuera diferenciando unos de otros. Finalmente se llevó a cabo la edición del mapa (**ver Figura 24**).

B) Síntesis descriptiva de la UM

Para poder realizar la síntesis descriptiva morfogenética de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco fue esencial contar con los 4 aspectos fundamentales (origen, tipo, temporalidad y geometría del relieve).

Pero para conocer la relación que se da entre las UM por polígonos, y la morfometría o geometría del relieve del área de estudio, fue necesario utilizar los mapas finales de morfogenésis y los mapas de pendientes, altimétrico y el de las características geométricas de las laderas, para realizar los cruzamientos de información en el SIG, pero como la cantidad información contenida en la cartografía morfogenética era demasiada, se tomó la decisión de agregar en el mapa de pendientes y en el altimétrico más intervalos (26 y 64

MAPA MORFOGENÉTICO VERTIENTE TRIBUTARIA ORIENTAL DEL EX LAGO DE TEXCOCO

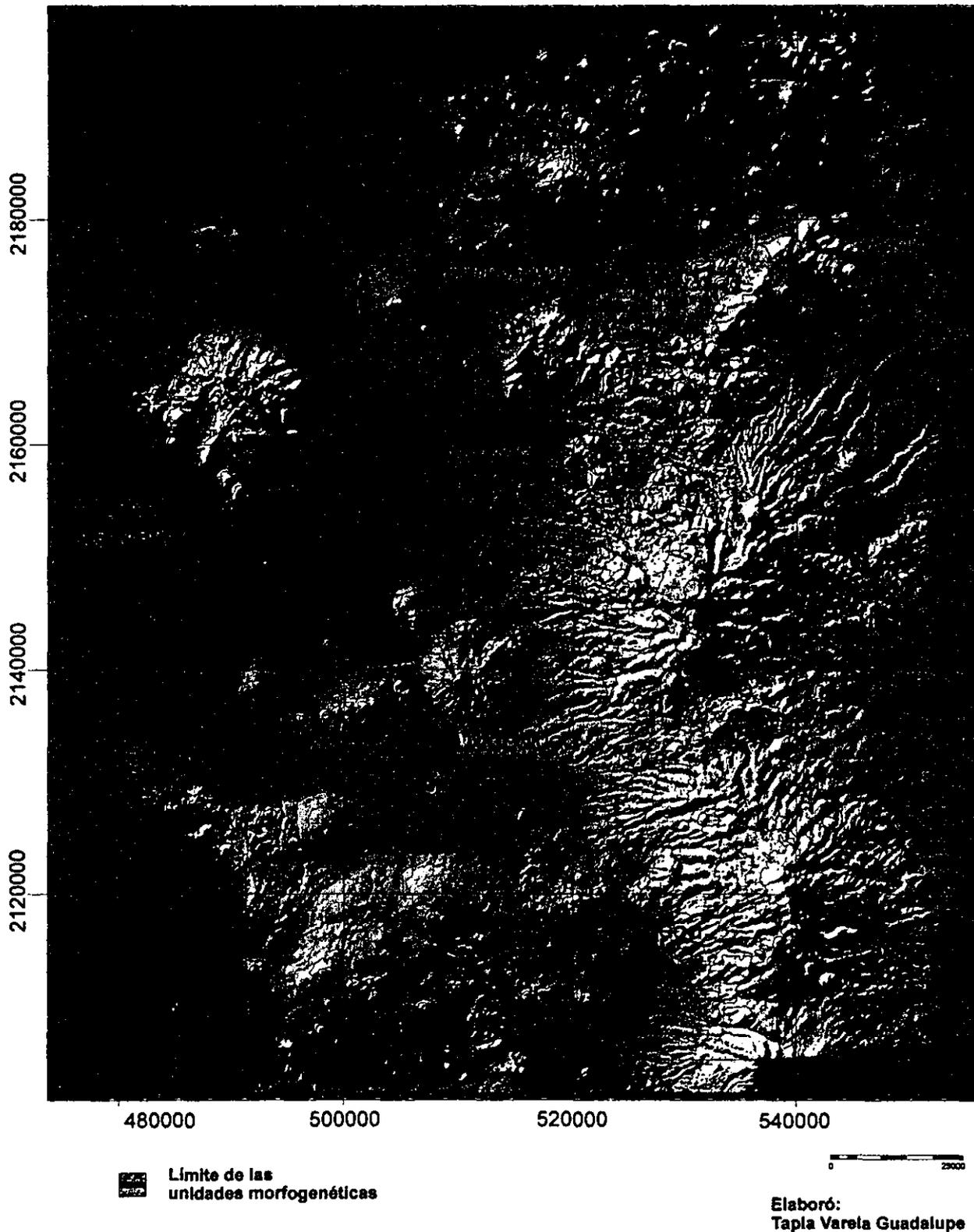


Fig. 23 Mapa de relieve sombreado con el límite de las unidades morfogénéticas.

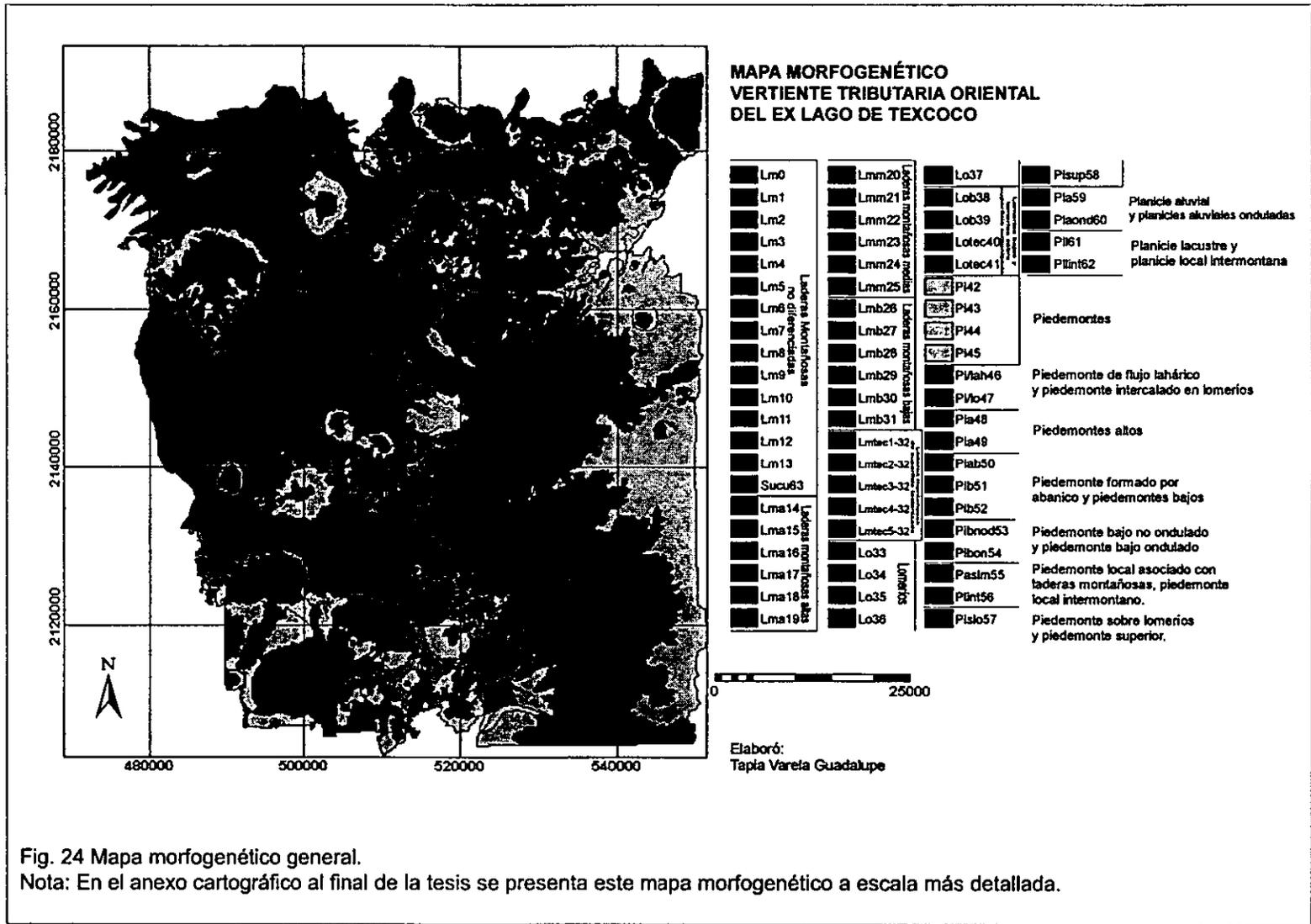


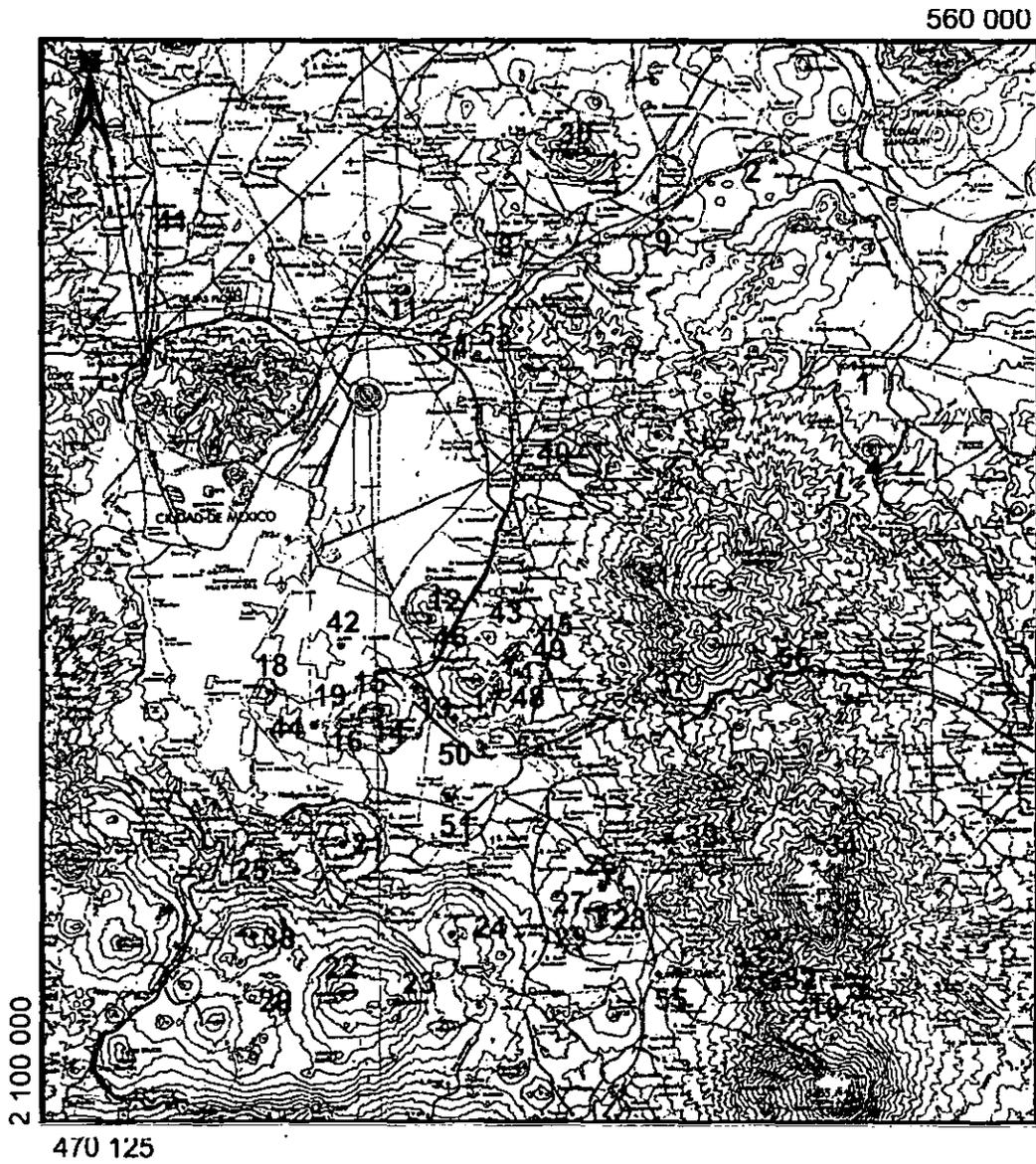
Fig. 24 Mapa morfofenético general.

Nota: En el anexo cartográfico al final de la tesis se presenta este mapa morfofenético a escala más detallada.

respectivamente), con el objetivo de que el cruce se pudiera realizar y los datos fueran correctos. Una vez obtenidas las tablas resultantes de los cruzamientos, los datos se trabajaron en la hoja de cálculo conocida como Excel. En el caso del cruzamiento con el mapa de pendientes se obtuvo la pendiente en grados (**ver Anexo C**), para el cruzamiento con el mapa altimétrico se obtuvo la altitud media y la altura relativa (**ver Anexo C**), mientras que en el cruce del mapa de las características geométricas de las laderas se obtuvo el área en porcentaje de concavidad, convexidad y plana (**ver Anexo C**); todo esto por cada polígono

Con la finalidad de poder simplificar los resultados anteriormente citados y presentar un análisis morfométrico más completo e ilustrativo, se realizaron gráficas en Excel, de cada uno de los elementos morfométricos (pendientes, altitud media y altura relativa) por tipo de UM (laderas montañosas, lomeríos, piedemontes y planicies).

Por último, se realizó el análisis de cada UM, el cual se incluye en el siguiente apartado de este capítulo.



MAPA DE LOCALIZACIÓN DE VOLCANES, CERROS, POBLADOS Y SIERRAS DE LA VERTIENTE TRIBUTARIA ORIENTAL DEL EX LAGO DE TEXCOCO

- VOLCANES**
- . 11 Chiconautla
 - . 13 La Caldera
 - . 14 Guadalupe
 - . 19 Xaltepec
 - . 21 Teuhtli
 - . 22 Tláloc
 - . 34 Téyotl
 - . 35 Iztaccíhuatl
 - . 38 Cuatzin
 - . 43 Xolcuango
 - . 44 Yuhualixqui
 - . 45 Cuettapanca
 - . 46 Xochiquilo
 - . 47 Tejocote Grande
 - . 48 Tejocote Chico
 - . 49 Mesa Larga
 - . 50 Elefante
 - . 51 El Xico
 - . 53 Santiago
 - . 54 Tezoyuca
- CERROS**
- . 4 Gueyolaca
 - . 5 Tiamacas
 - . 6 Al sur del cerro anterior (Sin nombre)
 - . 12 Chimalhuachi
 - . 15 Tecuautzi
 - . 16 Telecon
 - . 17 El Pino
 - . 18 La Estrella
 - . 23 Cilcuayo
 - . 24 Ayaqueme
 - . 26 Tenayo
 - . 27 Chinconquiat
 - . 28 Tres Cruces
 - . 29 La Coronilla
 - . 30 Gordo
 - . 32 Atlamasha
 - . 33 Venado
 - . 41 Al norte de la Sierra de Guadalupe (Sin nombre)
 - . 42 Peñón del Marques
- POBLADOS**
- . 1 Calpualpan
 - . 2 Jaltepec
 - . 7 Tepetlaoxtoc
 - . 8 Teotihuacan
 - . 9 Otumba
 - . 25 Santa María Nativitas
 - . 37 General Manuel Avila Camacho
 - . 39 San Rafael
 - . 40 Texcoco
 - . 52 Ixtapaluca
 - . 55 Amecameca
 - . 56 Río Frío de Juárez
- SIERRAS**
- 3 S. Río Frío
 - 10 S. Nevada
 - 20 S. del Chichinautzin
 - 31 S. Quetzaltepec
 - 36 S. de Guadalupe

Fuente: Carta Topográfica Ciudad de México
Escala: 1: 250 000 (INEGI, 1981).

Fig. 25 Mapa de localización de volcanes, cerros, poblados y sierras.

3.3 SINTESIS DESCRIPTIVA DE LAS UNIDADES MORFOGENÉTICAS DE LA VERTIENTE TRIBUTARIA ORIENTAL DEL EX-LAGO DE TEXCOCO

Con la finalidad de poder identificar algunos cerros importantes que se ubican dentro del área de estudio, y que se utilizaron como elementos para localizar algunas de las UM se presenta la **Figura 25** en la pagina anterior.

Al finalizar el apartado 3.3.29 (Análisis morfométrico agrupando todas la UM de planicies) se presenta el **cuadro 10** que corresponde al análisis de las unidades morfogénicas del área de estudio de manera sintética, mostrando los cuatro aspectos fundamentales de la metodología de delimitación empleada.

3.3.1 LADERAS MONTAÑOSAS NO DIFERENCIADAS (Lm)

Son aquellas formas del relieve originadas generalmente por procesos endógenos como tectonismo, magmatismo, metamorfismo, vulcanismo, etc. En la vertiente tributaria oriental del exlago de Texcoco, estas UM de laderas montañosas ocupan el 16.7% del área de estudio, abarcando un área de 884.74 Km², son las UM que más superficie ocupan en el área de estudio; presentan formas de derrames o coladas de lava, domos y conos volcánicos.

Un ejemplo de cómo se delimitó en las fotografías aéreas la UM de laderas montañosas se observa en las **figuras 16, 17 y 18**.

Las UM de laderas montañosas se diferenciaron de acuerdo con su origen, litología, edad del relieve y localización geográfica en diferentes grupos, como se observa a continuación:

Lm0. Laderas montañosas de origen endógeno, volcánico modelado, del Plioceno, localizadas al noreste del área de estudio (**ver Figura 26**), estas UM se encuentran tectónicamente activas, ya que presentan afallamiento, que rompe las estructuras de forma tanto horizontal como vertical presentando una orientación que va de noroeste-sureste, noreste-suroeste y de este-oeste; se caracteriza por presentar formas de domos volcánicos y derrames de lava. INEGI (1983) menciona que éstas UM se encuentran cubiertas discordantemente por unidades clásticas, piroclásticas de flujo y de caída, y de basalto, estas últimas con textura holocristalina intergranular. Presentan una pendiente de 4-16°, se reconocen en un intervalo de altitud media de 2740-2940 m, su altura relativa es de 360 m, y el área cóncava es de 28.5%, la convexa de 28.3% y la recta de 43.1%.

**ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA**

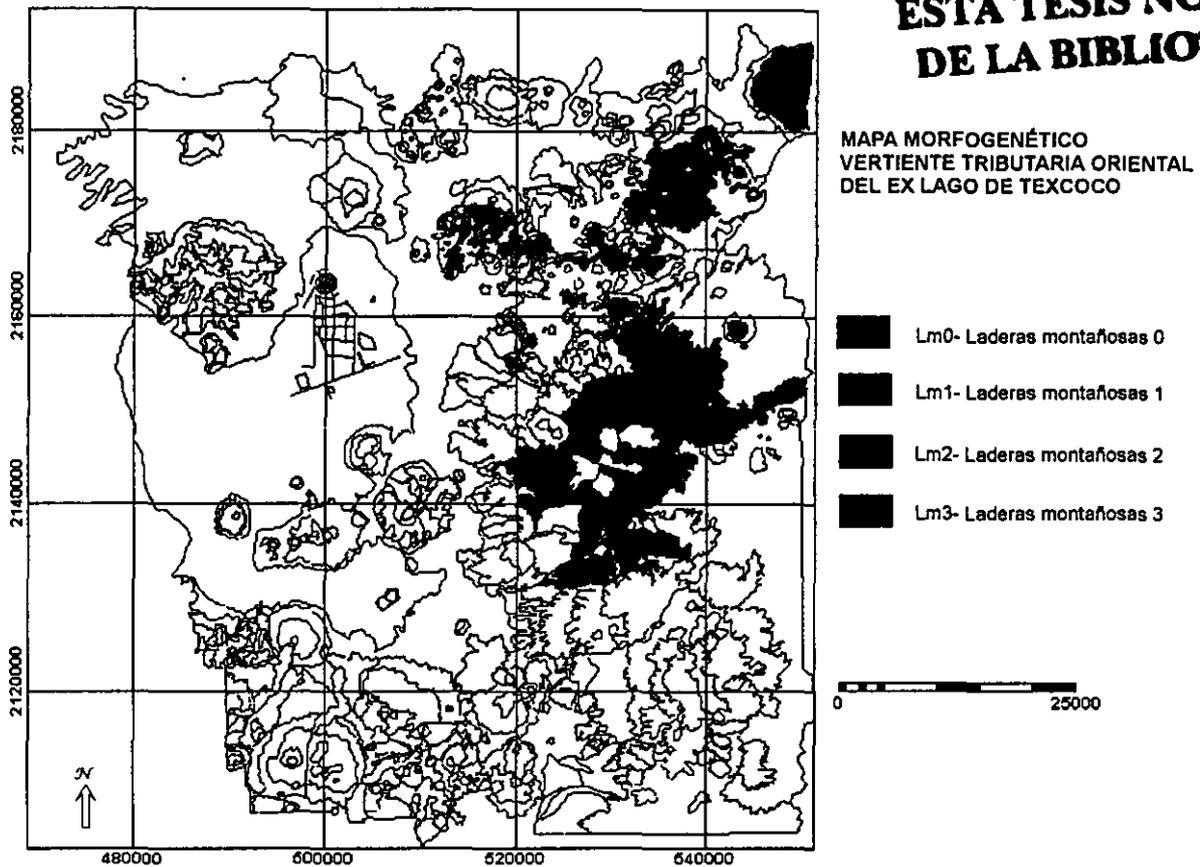


Fig. 26 Mapa morfo genético en donde se representa la ubicación de las UM de laderas montañosas 0 (Lm0), laderas montañosas 1 (Lm1), laderas montañosas 2 (Lm2) y laderas montañosas 3 (Lm3).

Lm1. Laderas montañosas de origen endógeno volcánico del Mioceno y Plioceno y Cuaternario (Pleistoceno), representadas al norte y noreste del área de estudio entre los poblados de Jaltepec y Calpuialpan (ver Figura 26) se encuentran formadas principalmente de domos, conos volcánicos y derrames de lava. Asimismo, la Sierra de Río Frío, localizada al este del área de estudio (ver Figura 26), como un gran conjunto que se diferencia por movimientos tectónicos activos, ya que presentan estructuras disyuntivas como el afallamiento normal, lo que las caracteriza como más tectonizadas¹. También están representadas al

¹ Se distinguen como más tectonizadas, por presentar mayor cantidad de afallamiento, lo cual se observo en las fotografías aéreas.

noreste de la sierra anteriormente citada, por el Cerro Gueyolica, al suroeste otro Cerro (no identificado); y al noreste del área de estudio (ver Figura 26), los cuales presentan formas de conos volcánicos. Muestran rocas básicas e intermedias de tipo fenobasálticas, de lavas andesíticas, dacíticas, riodacíticas y tobas con material piroclástico asociado de flujo y de caída (De Cserna et al., 1988 y Mooser et al., 1996). Presentan crestas agudas y redondeadas.

En el caso de la Sierra de Río Frío, en su parte inferior se encuentran formadas de derrames de lava riodacíticos, con sucesiones de pómez y líticos angulosos, con tamaño lapilli de aproximadamente 1 m de espesor; estos derrames se encuentran cubiertos por derrames de lava andesíticos y dacíticos, que corresponden a las partes superiores de la sierra (De Cserna et al., 1988 y Mooser et al., 1996).

Todas estas UM de laderas montañosas (Lm1) registran una geometría cóncava de 20.8%, convexa de 21.01% y recta de 58.1%; una altura relativa de 460 m, una pendiente de 4-14° y un intervalo de altitud media de 2700-3160 m.

Lm2. Laderas montañosas de origen endógeno, volcánico del Mioceno y Plioceno y Cuaternario (Pleistoceno). Todas las estructuras que se presentan dentro de este grupo muestran rocas ácidas: andesíticas, dacíticas y riodacíticas, e intermedias con asociación de materiales piroclásticos de flujo y de caída; y crestas agudas (De Cserna et al., 1988 y Mooser et al., 1996). Se ubican al noroeste de la Sierra de Río Frío conocido como el Cerro Tlamacas (ver Figura 26) como un estratovolcán menor, con afallamiento o rupturas en el sustrato rocoso con orientación este-oeste que rompe la estructura en dos partes; esto como consecuencia del tectonismo activo que se presenta en esta área. Al sur de dicho cerro se localiza otro (no identificado) (ver Figura 26), en forma de domo volcánico. También se encuentran las laderas montañosas de las serranías entre el poblado de Tepetlaloxtoc, Teotihuacan y Otumba (Sierra Patlachique) localizadas al norte del área de estudio y en la porción central de esta parte norte (ver Figura 26); las cuales también muestran afallamiento con orientación noroeste-sureste que las cruza; presentan formas, en algunos casos de domos y conos volcánicos, y en otros, de derrames de lava. Asimismo, se distingue por presentar pendientes de 4 a 16°, un intervalo de altitud media de 2420-2580 m, una altura relativa de 320 m; y una área concavidad de 30.9%, convexidad 30.3% y recta de 38.7%.

Lm3. Laderas montañosas de origen endógeno, volcánico del Cuaternario (Pleistoceno), situadas al sureste del área de estudio dentro de la Sierra Nevada (ver Figura 26). Presentan

tectonismo activo, ya que están afalladas con orientación noroeste-sureste; se caracteriza por domos, conos volcánicos y derrames dacíticos del Cerro Papayo, con rocas volcánicas de la Sierra Nevada con elementos y unidades fenobásalticas y andesíticas; con materiales piroclásticos asociados de flujo (Nixon, 1989; Mooser et al., 1996). Presentan crestas redondeadas y agudas.

La pendiente es de 4-12°, se reconocen en un intervalo de altitud media de 3200-3360 m, su altura relativa es de 280 m; y una área cóncava de 25.01%, convexa de 25.1% y recta de 49.8%.

En las partes bajas del volcán Iztaccíhuatl, en la Sierra Nevada al sureste del área de estudio se encuentran varias UM de laderas montañosas, pertenecientes al siguiente grupo de Lm4, las cuales se distribuyen de forma radial al volcán.

Lm4. Laderas montañosas de origen endógeno, volcánico del Cuaternario (Pleistoceno). Se localizan en la porción norte del volcán (ver Figura 27). Según Nixon (1989), estas UM presentan diferente composición litológica, pero de todas ellas, la más representativa para estas UM son los derrames dacíticos del volcán Táyotl que fluyeron hacia el noreste y noroeste con actividad del flanco de la serie volcánica más joven². La cima del volcán Táyotl se encuentra inclinada de este a oeste con borde asimétrico, rodeado de escarpes de más de 100 m de altura.

También presentan derrames riódacíticos, con forma cómica del Cerro Tlacupaso, con actividad del flanco de la serie volcánica más antigua³. Las formas de las riódacitas se encuentra inclinadas en la cresta noreste-suroeste a 4 km al noreste del Llano Chico. Este derrame pudo haber surgido de una fractura en la pre-caldera del volcán Llano Grande. Derrames lávicos de la serie Summit con andesitas y dacitas (serie volcánica más joven) (Nixon, 1989).

² Es la actividad parasita, en el flanco sur del Iztaccíhuatl de 0.27 Ma, que produjo el basalto del Volcán La Joya, con lavas de basalto a andesitas y escoria (> 0.15 km³), cubierto al norte por las dacitas viscosas del Volcán Táyotl (5 km³) de aproximadamente 0.08 Ma (Nixon, 1989).

³ Es la actividad parasita, en el flanco norte del Volcán Llano Grande, que produjo las lavas del Cerro La Trampa de horblenda andesítica a riolítica (9 km³) y las riódacitas del Cerro Tlacupaso (0.3 km³) (Nixon, 1989).

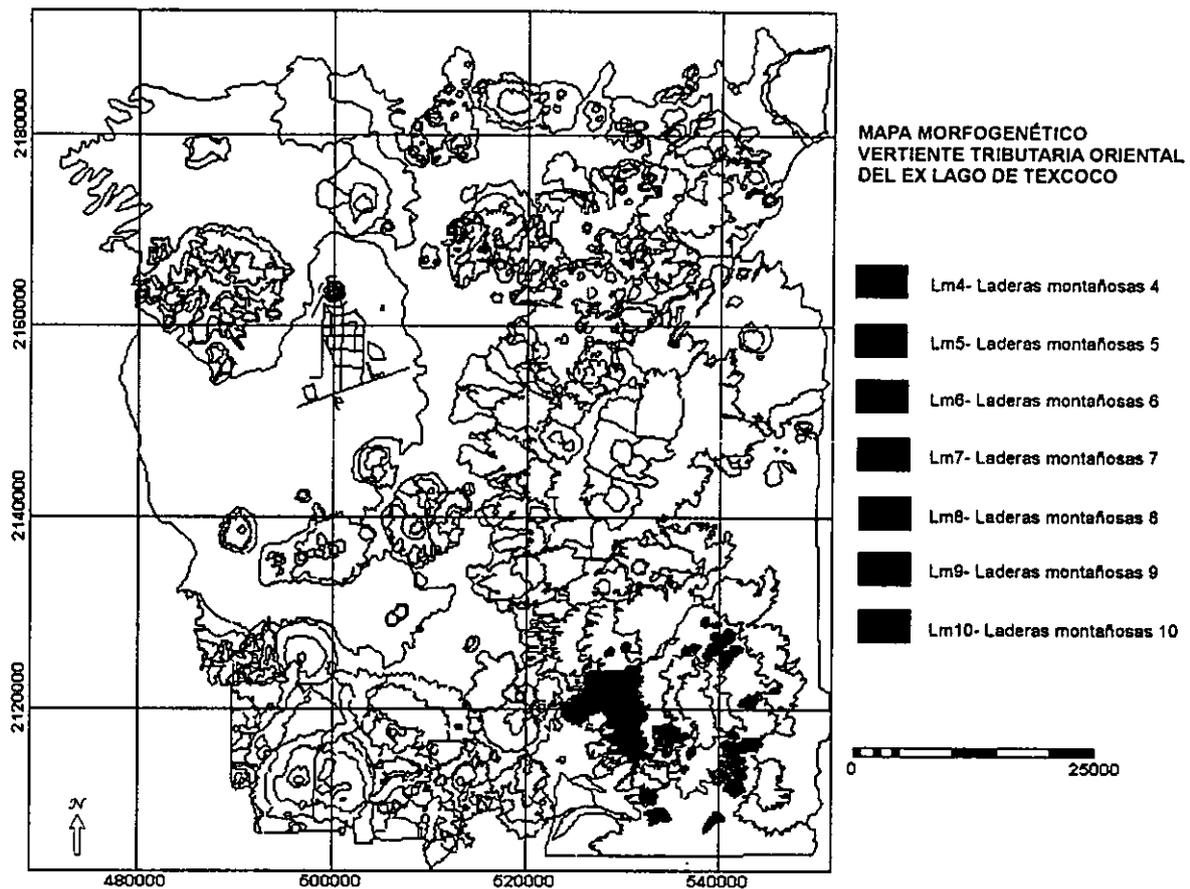


Fig. 27 Mapa morfo-genético representando la ubicación de las UM de laderas montañosas 4 (Lm4), laderas montañosas 5 (Lm5), laderas montañosas 6 (Lm6), laderas montañosas 7 (Lm7), laderas montañosas 8 (Lm8), laderas montañosas 9 (Lm9) y laderas montañosas 10 (Lm10).

En general, presentan formas de domo volcánico con crestas redondeadas, modificadas por erosión glacial. Se caracterizan por ser muy tectonizadas. Asimismo, presentan material clástico y piroclástico de flujo y de caída. Muestran también una geometría cóncava de 31.7%, convexa de 29.8% y recta de 38.3%; una pendiente de 6-20°, una altura relativa de 440 m, y se reconoce un intervalo de altitud media de 3600-3720 m.

Lm5. Laderas montañosas de origen endógeno, volcánico del Cuaternario (Pleistoceno). En la parte este (**ver Figura 27**) de estas predominan los derrames lávicos de los Pies (probablemente incluyen pocas lavas de los Pies Ancestrales) con andesitas y dacitas (más jóvenes). También se presentan derrames lávicos en forma de domos volcánicos con crestas redondeadas, que actualmente se encuentran modificadas por erosión glacial de los conos de los Pies Ancestrales, cubiertos por brechas volcánicas y sedimentos de tobas; estos derrames son generalmente escarpados y retorcidos; y derrames lávicos del volcán Llano Grande, ambos con andesitas y dacitas (más antiguas) (Nixon, 1989). Contienen clastos y piroclastos de flujo y de caída. Se caracterizan por ser muy tectonizadas. La pendiente es de 12 a 26°, el intervalo de altitud media es de 3560-3760 m, una altura relativa de 360 m; una concavidad de 30.6%, una convexidad de 33.1% y una área recta de 36.1%.

Lm6. Laderas montañosas de origen endógeno, volcánico del Cuaternario (Pleistoceno). Las UM de la región sur al volcán (**ver Figura 27**), según Nixon (1989), están constituidas de dacitas, en forma cóncava con crestas redondeadas, actualmente modificadas por erosión glacial, del volcán Popocatepetl y rocas volcánicas de la Sierra Nevada, compuestos de derrames; con andesitas. Presentan material clástico y piroclástico de flujo y de caída. Se caracterizan por ser muy tectonizadas. La pendiente es de 12-20°, se reconoce un intervalo de altitud media de 3020-3240 m, una altura relativa de 300 m; y una geometría cóncava de 32.2%, convexa de 30.5% y recta de 37.1%.

Lm7. Laderas montañosas de origen endógeno, volcánico del Cuaternario (Pleistoceno). Por último, en la porción oeste (**ver Figura 27**), estas UM se constituyen principalmente de derrames lávicos de los Pies Ancestrales, cubiertos por brechas volcánicas epiclásticas y sedimentos de tobas; estos derrames son generalmente escarpados y retorcidos, con andesitas y dacitas (serie volcánica más antigua). También muestran derrames lávicos de la serie Summit con andesitas y dacitas (serie volcánica más joven) (Nixon, 1989). Su forma es cóncava, actualmente erosionada (erosión glacial), sus crestas son redondeadas y agudas. Presentan asociación de material clástico y piroclástico de flujo y de caída. Se caracterizan por ser muy tectonizadas. Muestran también una geometría cóncava de 33.4%, convexa de 31.7% y recta de 34.7%; una pendiente de 8-26°, una altura relativa de 480 m y una altitud media de 3800-3920 m.

Lm8. Laderas montañosas de origen endógeno, volcánico del Cuaternario (Pleistoceno), con andesitas y dacitas (serie volcánica más antigua), de los derrames lávicos del volcán Llano

Grande ancestro del volcán Iztaccíhuatl (Nixon, 1989). Localizadas al sureste del área de estudio, en lo que se refiere a el oeste y noroeste del volcán Iztaccíhuatl (ver Figura 27). Muestran estructura disyuntivas debido a los movimientos tectónicos activos que se manifiestan por afallamiento con orientación noroeste-sureste y noreste-suroeste; contienen material piroclástico de flujo; sus crestas son redondeadas.

Se caracterizan por mostrar una pendiente de 4-24°, una altura relativa de 620 m, se reconoce un intervalo de altitud media de 3020-3240 m; y una área cóncava de 30.6%, convexa de 30.5% y recta de 38.7%.

Lm9. Laderas montañosas de origen endógeno, volcánico del Cuaternario (Pleistoceno). Se componen litológicamente por derrames de andesitas basálticas y andesitas del volcán la Joya, con actividad del flanco más joven, presentan una forma cómica, con asociación de material piroclástico de flujo y de caída. Las lavas del volcán la Joya fluyeron hacia el sur y suroeste por casi 7 km (Nixon, 1989).

Dentro de la UM denominada laderas montañosas medias del volcán Iztaccíhuatl, se encuentran dos UM de laderas montañosas pertenecientes a este grupo, localizadas al suroeste de dicho volcán (ver Figura 27); las cuales se caracterizan por ser muy tectonizadas. La pendiente es de 4 a 26°, se reconoce un intervalos de altitud media de 3920-4040 m, una altura relativa de 280 m; y una área cóncava de 36.7%, convexa de 23.4% y recta de 39.8%.

Lm10. Laderas montañosas de origen endógeno, volcánico del Cuaternario (Pleistoceno). Al noreste del volcán Iztaccíhuatl (ver Figura 27), se encuentra también otras dos UM de laderas montañosas que Nixon (1989) y Mooser et al. (1996), las distinguen como derrames lávicos del cerro la Trampa, con actividad en el flanco (serie volcánica más antigua), con rocas dacíticas y riolíticas de horblenda. Las lavas de la Trampa formaron una estructura parásita (9 km³) que cubren 30 km² al flanco noroeste del volcán Llano Grande; con asociación de piroclastos de flujo y de caída. Tienen forma de conos volcánicos cineríticos con crestas redondeadas. Algunos de ellos presenta tectonismo activo manifestado por la presencia de bloques afallados con orientación de este-oeste.

La pendiente es de 8-22°, la altitud media de 3200-3320 m, la altura relativa de 460 m; y la geometría cóncava es de 29.1%, la convexa de 27.4% y la recta de 43.4%.

Lm11. Laderas montañosas de origen endógeno, volcánico del Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno) se localizan al noroeste del área de estudio (ver Figura 28), la cual está

representada por el cono volcánico de Chiconautla, debido al rompimiento de la estructura rocosa por el tectonismo que se presenta en esta área, se encuentra disectado por dos fallas en su parte noreste, una de ellas con una orientación de noroeste-sur y la otra de este-oeste, con una trayectoria curvilínea (cóncava y convexa), lo que las caracteriza como muy tectonizadas.

En la porción central del área de estudio (**ver Figura 28**) se localizan las laderas montañosas de Chimalhuachi con tectonismo activo que se manifiesta con afallamiento normal con una orientación que va de este a oeste, lo que las caracteriza como muy tectonizadas, la Sierra de Santa Catarina (Volcán la Caldera, Volcán Guadalupe, Cerro Tecuautzi, Cerro Tetecon, Volcán Xaltepec), la parte sureste del Cerro El Pino y el Cerro de la Estrella. Estas laderas montañosas presentan rocas intermedias y básicas, de composición basáltico-andesítica y andesítica con asociación de material piroclástico de caída (De Cserna et al., 1988; Mooser et al., 1996).

Por lo que respecta al Cerro Chimalhuachi, el Cerro de la Estrella y los Cerros de la Sierra de Santa Catarina, presentan formas de conos cineríticos, domos volcánicos y derrames de lava. La UM perteneciente al Cerro El Pino fue diferenciada a partir de la presencia de tectonismo activo, ya que presenta fallas, que la cortan de noroeste-sureste. Por otra parte los volcanes que conforman la Sierra de Santa Catarina, presentan forma de conos cineríticos poco disectados, frecuentemente estos conos son utilizados como bancos de material para la industria de la construcción (INEGI, 1983).

Todas estas UM de laderas montañosas (Lm11), presentan crestas agudas y redondeadas, y también registran una geometría cóncava de 24.1%, convexa de 24.1% y recta de 51.6%; una altura relativa de 320 m, una pendiente de 4-22° y una altitud media de 2340-3460 m.

Lm12. Laderas montañosas de origen endógeno, volcánico del Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno), localizadas al sur del área de estudio lo que se conoce como la Sierra de Chichinautzin (**ver Figura 28**), esta sierra está constituida por el volcán Teutli, el volcán Tláloc, el Cerro Cilcuayo y la colada de lava del Cerro Ayaqueme y la porción cercana al poblado de Santa María Nativitas; presentan formas de domos en algunos casos y en otros de conos volcánicos cinerítico con crestas agudas y redondeadas, asociadas con material piroclástico de flujo. Presentan una pendiente de 4 a 14°, se reconoce un intervalo de altitud media de

2420-2540 m, una altura relativa de 320 m; y una área cóncava de 17.6%, convexa de 17.4% y recta de 64.9%.

En cuanto al volcán Tláloc (Sierra de Chichinautzin), presenta una colada de lava que se extiende hacia la vertiente norte de la sierra, la composición de esta colada es principalmente andesítico-basáltica, basáltica, andesítica y dacitas conformando pendientes fuertes (Lugo, 1984), asimismo, muestra tectonismo activo que se manifiesta por afallamiento con una orientación de noreste-sur, que rompen a esta estructura en dos partes; en la porción este del volcán (parte derecha) se presentan una serie de fallas con orientación este a oeste que la fragmentan en cuatro pedazos, su trayectoria de éstas fallas es curvilínea (cóncava y convexa).

El volcán Teutli al igual que el volcán Tláloc presenta una colada de lava que se extiende hacia la vertiente sur de la sierra, formando pendientes fuertes y escarpes, se compone principalmente de andesitas-basálticas, basalto, andesitas y dacitas (Lugo, 1984).

Por lo que respecta a la parte cercana al poblado Santa María Nativitas, se caracteriza por todo un sistema de coladas de lavas originadas a partir de un vulcanismo con magmas viscosos que se aprecian en varios flujos (Lugo, 1984).

Otra colada de lava perteneciente a este tipo de UM es la del volcán Cuatizín, localizado al suroeste del área de estudio, la cual cubre varios conos volcánicos (Lugo, 1984).

Lm13. Laderas montañosas de origen endógeno, volcánico del Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno), compuestas por derrames de lavas y cenizas, en forma de conos volcánicos cineríticos con crestas agudas; presentan también depósitos epiclásticos de composición basáltica o basáltica-andesítica y piroclastos de flujo y de caída (De Cserna et al., 1988). Se localizan en la parte central de la porción sur del área de estudio (ver Figura 28), constituidas por el Cerro Tenayo, el Cerro Chinconquiat, el Cerro Tres Cruces y el Cerro la Coronilla.

Cuentan con una área cóncava de 34.5%, convexa de 37.2% y recta de 28.1%; una altitud media de 2660-2780 m, una altura relativa de 360 m y una pendiente de 4 a 24°.

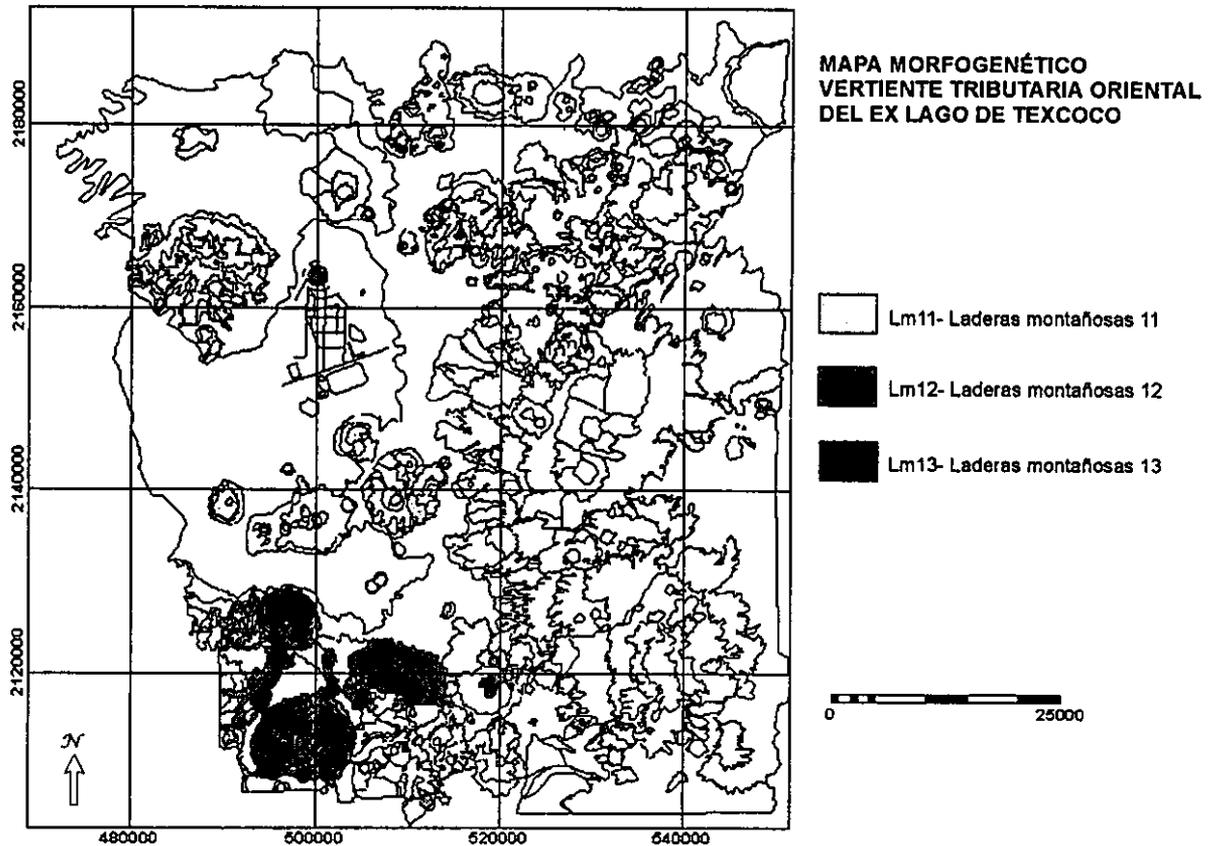


Fig. 28. Mapa morfo-genético en donde se ubican las UM de laderas montañosas 11 (Lm11), laderas montañosas 12 (Lm12) y laderas montañosas 13 (Lm13).

3.3.2 LADERAS MONTAÑOSAS ALTAS (Lma)

La delimitación de este tipo de UM como ya se menciona en el apartado 3.2.2 (inciso D) fue sólo por su posición y no por algún parámetro estadístico que permitiera definir intervalos de altura alta, media o baja.

Representan el 1.7% de las UM que se encuentran en la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco; ocupan una superficie de 91.14 Km² del total del área de estudio que es de

5 296.7 km². Dentro de estas UM se reconocen diferentes tipos de formas, como volcanes prominentes, conos volcánicos y derrames de lava.

Estas UM se dividieron al igual que las anteriores por su origen, litología, edad del relieve y localización geográfica, en diferentes grupos como se observa a continuación:

Lma14. Laderas montañosas altas de origen endógeno, volcánico modelado del terciario, localizadas en la porción norte y la parte central de la porción este del área de estudio (ver **Figura 29**), lo que corresponde al Cerro Gordo y la Sierra de Quetzaltepec (Cerro Tiapanco y Cerro Tecorral) (ver **Figura 30**), presentando tectonismo activo manifestado por afallamiento normal con una orientación noreste-suroeste; se caracterizan por tener una forma de complejos volcánicos erosionados, de composición de andecítica con material piroclástico asociado en forma de flujo y caída; y el Cerro Gordo por presentar derrames de lava con forma de complejos volcánicos erosionados de composición que varía desde andesitas-basálticas a traquiandesitas y dacitas, presentan crestas agudas y redondeadas, con material piroclástico asociado en forma de flujo y de caída (De Cserna et al., 1988). Cuentan con una pendiente de 6-16°, una altura relativa de 260 m, se reconoce un intervalo de altitud media de 2860-3020 m; y con una geometría de 29.2% cóncava, 28.9% convexa y 41.7% recta.

Es importante hacer mención que para Mooser et al. (1996) estas UM tienen una edad del cuaternario y cuaternario superior, compuestas de elementos y unidades fenobasálticas o andesíticas y rocas básicas e intermedias (lavas y tobas). Lo que implica que de acuerdo con la descripción de las UM que integran el área de estudio de esta tesis, estas UM no pertenecerían a este grupo, si no a otro (por su edad); pero al revisar la información con las otras fuentes bibliográficas (De Cserna et al., 1988; INEGI, 1983), se llegó a la conclusión de que presentan una edad del terciario. También se pudo corroborar que pertenecen al terciario por el trabajo de campo realizado y porque en el trabajo elaborado por Arturo Garrido Pérez (1999) "Inventario de Erosión Acelerada de las Cuencas de los ríos Chapingo y San Bernardino en la Vertiente Oriental de la Cuenca de México" (perteneciente al mismo proyecto), estas UM las menciona con una edad del terciario.

Lma15. Laderas montañosas altas de origen endógeno, volcánico del Plioceno y Pleistoceno, localizadas en la Sierra de Guadalupe al noroeste del área de estudio (ver **Figura 29**), se distinguen por ser de volcanes prominentes o estratovolcanes, con rocas de andesitas,

riodacitas y dacitas, en el caso de las riodacitas son más antiguas, pero en algunas ocasiones se alternan, presentan material piroclástico asociado de flujo y de caída (De Cserna et al., 1988). Dentro de la Sierra de Guadalupe existen siete fallas, de las cuales dos son las mayores, presentando un desplazamiento lateral orientadas en dirección general NE-SW. Su pendiente oscila entre los 20-34°; su geometría es de 39.9% de concavidad, 40.4% de convexidad y 19.5% de área recta; presentan una altura relativa de 320 m y un intervalo de altitud media de 2780-2900m.

Lma16. Laderas montañosas altas de origen endógeno, volcánico del Cuaternario (Pleistoceno), representadas por los conos volcánicos del Cerro Tláloc, el cual presenta afallamiento normal debido a los movimientos tectónicos que se manifiestan en esta área, con orientación noreste-suroeste y noroeste-sureste, con trayectoria curvilínea conformando escarpes, lo que las caracteriza como muy tectonizadas, el Cerro el Telapón en la Sierra Nevada al este del área de estudio y el Cerro El Pino localizado en la parte central del área de estudio (ver Figura 29), su composición es basáltica o basáltica-andesítica, con asociación de material piroclástico de flujo y de caída (De Cserna et al., 1988; Mooser et al., 1996). Sus crestas son agudas y presentan una altura relativa de 320 m, se reconoce un intervalo de altitud media de 3880-4000m, una pendiente de 6°-16°; muestran una área cóncava de 26.4%, convexa de 26.0% y recta de 47.4%.

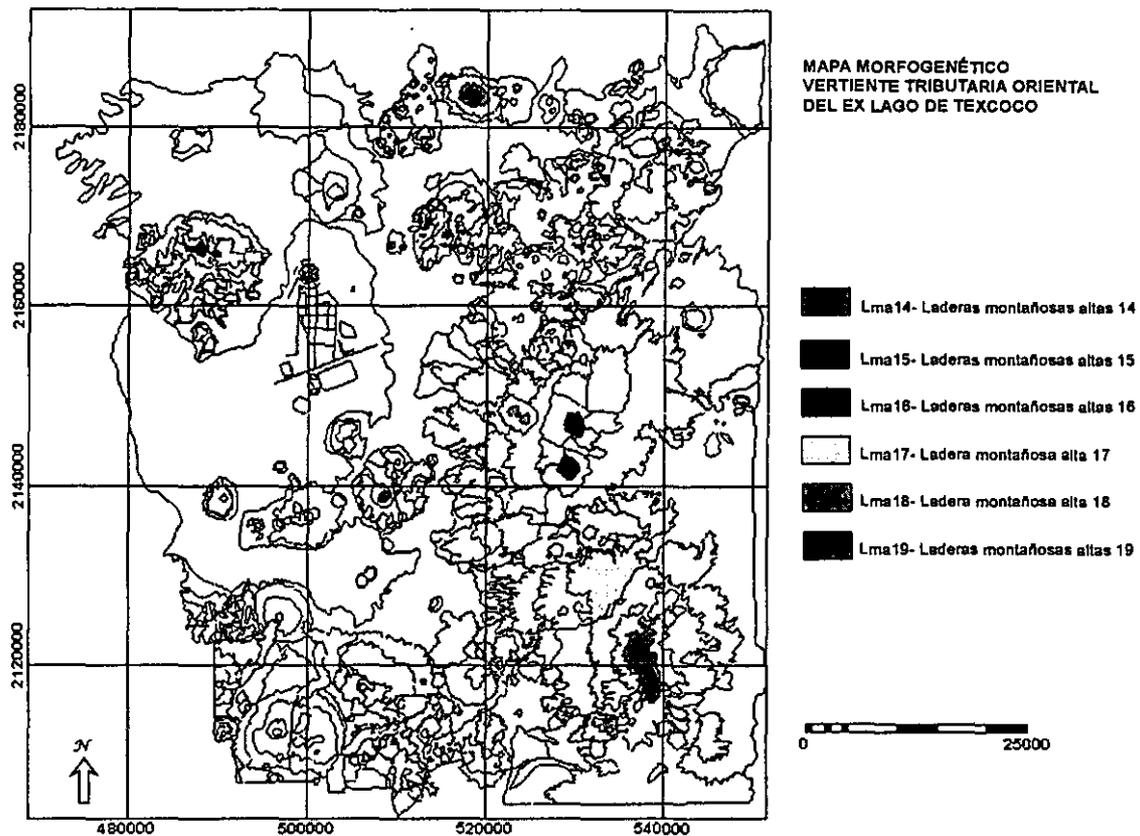


Fig. 29 Mapa morfo-genético con la ubicación de las UM de laderas montañosas altas 14 (Lma14), laderas montañosas altas 15 (Lma15), laderas montañosas altas 16 (Lma16), ladera montañosa alta 17 (Lma17), ladera montañosa alta 18 (Lma18) y las laderas montañosas altas 19 (Lma19).

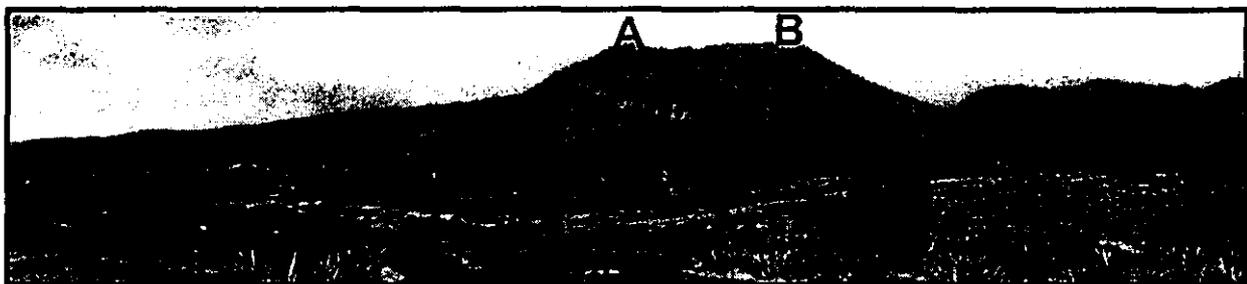


Fig. 30 Localización de los A) Cerro Tlapanco y B) Cerro Tecorral, de la Sierra de Quetzaltepec, visitada en trabajo de campo el 9 de julio de 1998.

En el caso del Cerro El Pino que es un volcán de tipo escudo como se observa en la **Figura 31**, tectónicamente activo, ya que presenta afallamiento con una orientación noreste-sureste y noroeste-sureste, y trayectoria curvilínea (cóncava y convexa), que hace que se junten a manera de cruz y rompan la UM en cuatro partes así mismo presenta material piroclástico asociado de flujo y caída.

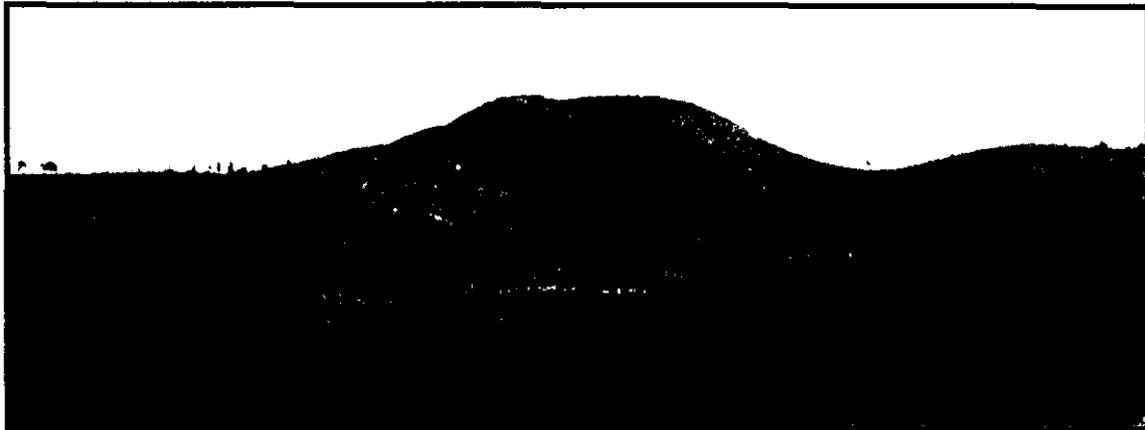


Fig. 31 Ladera montañosa alta (Lma16), conocida como Cerro El Pino, localizada en la parte central del área de estudio, visitada en trabajo de campo el 23 de julio de 1998.

Lma17. Ladera montañosa alta de origen endógeno, volcánico del Cuaternario (Pleistoceno). Su composición litológica predominante son los derrames lávicos del volcán Llano Grande con rocas adesíticas, riódacíticas y dacíticas (serie volcánica más antigua). Se ubica al noroeste del volcán Iztaccíhuatl (**ver Figura 29**), su delimitación se hizo a partir de la identificación de un trazo de una falla normal, con orientación noreste-suroeste que la divide de las laderas montañas bajas del volcán Iztaccíhuatl; también presenta movimiento de bloques que se manifiesta por el afallamiento normal en su porción noroeste y suroeste, con orientación noreste-suroeste y trayectoria curvilínea (cóncava y convexa), lo que las caracteriza como más tectonizadas.

También muestran derrames lávicos del Cerro La Trampa. Las lavas del Cerro La Trampa formaron una estructura parásita (9 km^3) que cubren 30 km^2 al flanco noroeste del volcán Llano Grande (Nixon, 1989; Mooser et al., 1996). Se distinguen por mostrar crestas agudas y redondeadas. Presentan asociación de material piroclástico de flujo. Muestran una pendiente

redondeadas. Presentan asociación de material piroclástico de flujo. Muestran una pendiente de 4 a 22°, una altitud media de 3480-3600 m, una altura relativa de 240 m; un 28.6% de área cóncava, un 29.2% de convexa y un 42.1% de recta.

Lma18. Ladera montañosa alta de origen endógeno, volcánico del Cuaternario (Pleistoceno). Se distingue por presentar forma de derrames lávicos de los Pies Ancestrales, cubiertos por brechas volcánicas y sedimentos de tobas; estos derrames son generalmente escarpados y retorcidos, mostrando rocas andesíticas y dacíticas (serie volcánica más antigua), y con asociación de depósitos piroclásticos (Nixon, 1989) (ver Figura 29). Se localiza al suroeste del volcán Iztaccíhuatl distinguiéndose por el Cerro Atlamasha y el Cerro el Venado (ver Figura 32). Presentan crestas agudas. Se caracterizan por ser muy tectonizadas. Cuentan una altura relativa de 320 m, una pendiente de 28-40°, se reconoce un intervalo de altitud media de 3560-3720 m; y una geometría cóncava de 40.0%, convexa de 40.9% y recta de 18.9%.

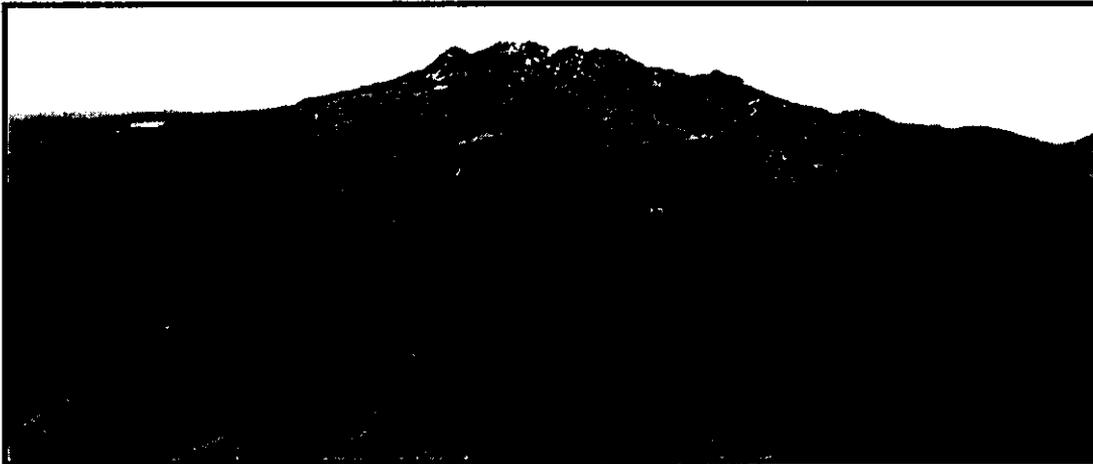


Fig. 32 Localización de la ladera montañosa alta (*Lma18*) caracterizada por los cerros A) Atlamasha y B) El Venado. Al fondo se observa el volcán Iztaccíhuatl (Guillén, 1996).

Lma19. Ladera montañosa alta de origen endógeno, volcánico del Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno), siendo está el volcán Iztaccíhuatl y el volcán Téyotl los cuales presenta una forma de conos cineríticos (ver Figura 29). Estas estructura presentan crestas agudas. En esta zona se localizan las cabeceras de los circos glaciales de mayor altitud dentro de la estructura

volcánica (Guillén, 1996). Se caracterizan por presentar formas de domo (cabeza 5080 m) y conos cineríticos (pecho 5286 m, rodillas 5100 m y pies 4700 m) (Mooser et al., 1996). Presentan derrames lávicos de la serie Summit con rocas andesíticas y dacíticas (serie volcánica más joven) y derrames dacíticos del volcán el Táyotl con actividad del flanco de la serie volcánica más joven. La cima del volcán Táyotl se encuentra inclinada de este a oeste con borde asimétrico rodeado de escarpes de más de 100 m de altura (Nixon, 1989). Presentan material clástico y piroclástico de flujo y de caída; están representadas por volcanes prominentes. Se reconocen varios focos de emisión: la cabeza, la capa del hielo del pecho y dos centros eruptivos en las rodillas (Guillén, 1996) (ver Figura 33). Se caracterizan por ser muy tectonizadas.

Cuenta con 18-28° de pendiente, 4520->4600 m de altitud media, 240 m de altura relativa; y una área cóncava de 35.1%, convexa de 36.1% y recta de 28.6%.

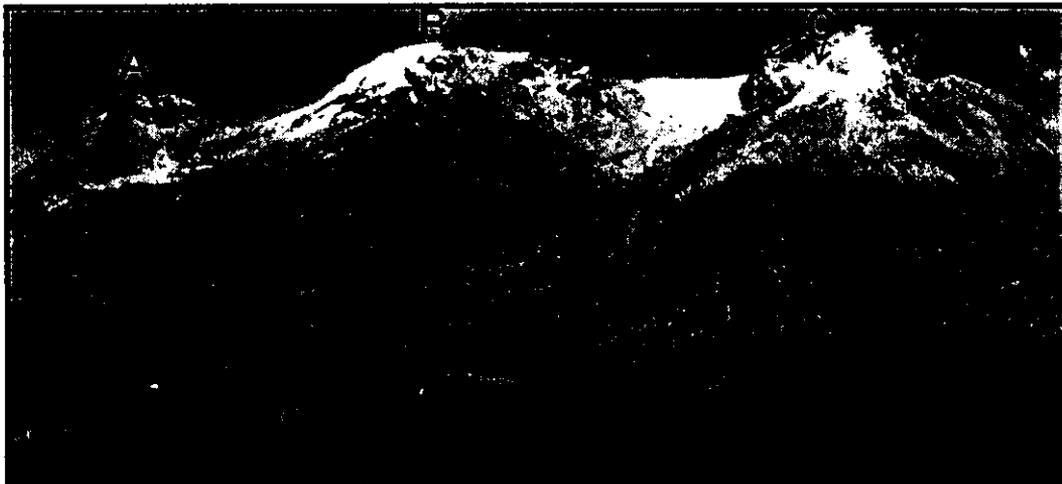


Fig. 33 Ubicación de los focos de emisión que componen al volcán Iztaccíhuatl: A) la cabeza, B) la capa del hielo del pecho y C) los dos centros eruptivos en las rodillas (Guillén, 1996).

3.3.3 LADERAS MONTAÑOSAS MEDIAS (Lmm)

Estas UM ocupan el 2.6% del total de las UM representadas en la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco, con una área de 140.58 Km².

Se caracterizan por presentar estructuras en forma de volcanes, domos y derrames de lava.

Al igual que las Lma su delimitación se realizó sólo por su posición y no por algún parámetro estadístico que permitiera definir intervalos de altura alta, media o baja; y también se diferenciaron por su origen, litología, edad del relieve y localización geográfica, en los siguientes grupos:

Lmm20. Ladera montañosa media de origen endógeno, volcánico modelado del terciario, localizada en la Sierra de Quetzaltepec lo que corresponde a los Cerros Tlapanco y Tecorral (ver Figura 34). En la Figura 35, se aprecia que esta UM presenta característica de domos volcánicos con una composición que varía desde andesitas-basálticas a andesitas, traquiandesitas y dacitas; con movimientos tectónicos activos que provocan estructuras disyuntivas conocidas como afallamiento con orientación noroeste-sureste y material piroclástico de flujo y de caída (De Cserna et al., 1988).

Cuentan con una pendiente de 18 a 28°, se reconoce un intervalo de altitud media de 2980-3120 m, una altura relativa de 300 m; y una geometría cóncava de 32.4%, convexa de 31.7% y recta de 35.8%.

Lmm21. Laderas montañosas medias de origen endógeno, volcánico del Plioceno y Pleistoceno, representadas por la Sierra de Guadalupe al noroeste del área de estudio en forma de domos volcánicos, con crestas agudas; también se encuentran las coladas lávicas de los Cerros Tláloc y Telapón al este del área de estudio (ver Figura 34); presentan una fragmentación en bloques tectonizados que producen levantamientos, acompañados de tectonismo activo ya que se presentan fallas normales con orientación noreste-suroeste, que cortan verticalmente a las UM, lo que las caracteriza como muy tectonizadas. Hacia la porción suroeste de esas coladas, se localiza otra ladera montañosa media, cercana al poblado de Manuel Avila Camacho, que presenta también afallamiento normal con orientación noroeste-suroeste y noreste-suroeste, con una trayectoria curvilínea (cóncava y convexa). Todas estas UM se componen de rocas andesíticas, riodacíticas y dacíticas, con materiales piroclásticos asociados de flujo y de caída (De Cserna et al., 1988).

Presentan una geometría cóncava de 31.0%, convexa de 30.7% y recta de 38.2%; asimismo, cuentan con una pendiente de 6-14°, una altitud media de 3600-3760 m y una altura relativa de 280 m.

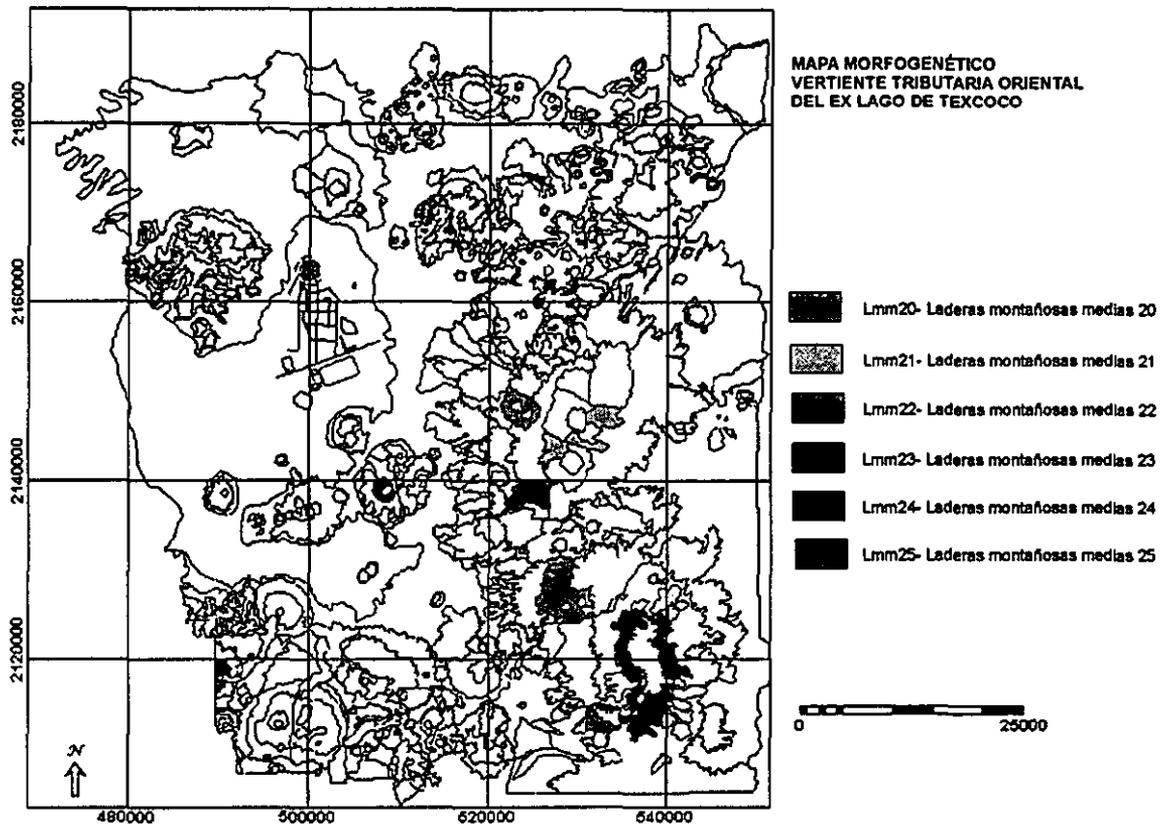


Fig. 34 Mapa morfo genético en donde se ubican las UM de ladera montañosa media 20 (Lmm20), laderas montañosas medias 21 (Lmm21), laderas montañosas medias 22 (Lmm22), laderas montañosas medias 23 (Lmm23), ladera montañosa media 24 (Lmm24) y las laderas montañosas medias 25 (Lmm25).

Lmm22. Laderas montañosas medias de origen endógeno, volcánico del Cuaternario (Pleistoceno). Se caracterizan por derrames lávicos del volcán Llano Grande con rocas andesíticas y dacíticas (serie volcánica más antigua) y por derrames lávicos del Cerro la Trampa con actividad del flanco de la serie volcánica más antigua. Las lavas de la Trampa formaron una estructura parásita (9 km³) que cubren 30 km² al flanco noroeste del volcán

Grande; con asociación de piroclastos de flujo y de caída (Nixon, 1989). Se localizan en la parte central de la porción este del área de estudio, lo que corresponde a la porción noroeste del volcán Iztaccíhual y al norte del poblado General Manuel A. Camacho (ver Figura 34); presentan movimiento de bloques que se manifiestan por afallamiento con orientación de este-oeste, lo que las caracteriza como muy tectonizadas. Presentan una altura relativa de 340 m, una pendiente de 6-14°, se reconoce un intervalo de altitud media de 2900-3040 m; y una área cóncava de 28.9%, convexa de 28.8% y recta de 42.1%.



Fig. 35 A) Ladera montañosa media (Lmm20), representada por la Sierra de Quetzaltepec, visitada en trabajo de campo el 9 de julio de 1998.

Lmm23. Laderas montañosas medias de origen endógeno, volcánico del Cuaternario (Pleistoceno). Presentan una composición litológica que se caracteriza por derrames lávicos de los Pies Ancestrales con rocas andesíticas y dacíticas (serie volcánica más antigua) y material piroclástico asociado de flujo y de caída (Nixon, 1989). Estas UM están representadas por los Cerros Atlamasha y el Cerro Venado al suroeste del volcán Iztaccíhuatl (ver Figura 34). Se caracterizan por ser muy tectonizadas.

Cuentan con una geometría cóncava de 42.3%, convexa de 36.6% y recta de 21.0%; una altura relativa de 240m, se reconoce un intervalo de altitud media de 3200-3320m y una pendiente de 20 a 44° que las hace las más abruptas dentro del área de estudio.

Lmm24. Ladera montañosa media de origen endógeno, volcánico del Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno), localizada al sureste del área de estudio, siendo la porción que rodea las cumbres del volcán Iztaccíhuatl (ver Figura 34).

Según Nixon (1989), presentan una gran variedad litológica que se manifiesta en la parte noreste y noroeste derrames lávicos de la Serie Summit con andesitas y dacitas (serie volcánica más joven).

En la porción sur, existen rocas transformadas por alteración hidrotermal, brechas piroclásticas de los Pies Ancestrales con andesitas y dacitas (serie volcánica más antigua), derrames lávicos de los Pies Ancestrales cubiertos por brechas volcánicas y sedimentos de tobas; estos derrames son generalmente escarpados y retorcidos, con andesitas y dacitas (serie volcánica más antigua), brechas piroclásticas de los Pies con andesitas y dacitas (serie volcánica más joven) y derrames de andesita basáltica y andesita del volcán la Joya con actividad del flanco de la serie volcánica más joven. Las lavas del volcán la Joya fluyeron hacia el sur y suroeste por casi 7 km.

En la parte sureste por derrames lávicos de los Pies (probablemente incluyen pocas lavas de los Pies Ancestrales) con andesitas y dacitas (serie volcánica más joven) y til glacial en la parte erosionada.

Y en la parte central de la porción sur de esta UM se presentan la Morrena Glacial Milpulco de la glaciación Wisconsiniana, en forma de taludes.

En general presenta asociación de material piroclástico de flujo y de caída y crestas agudas (ver Figura 36). Se caracterizan por ser muy tectonizadas.

Presentan una pendientes de 8-16°, una altitud media de 3800-3960 m, una altura relativa de 320 m; y una área cóncava de 27.3%, convexa de 27.4% y recta de 45.1%.

Lmm25. Laderas montañosas medias de origen endógeno, volcánico modelado del Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno), representada por el Cerro El Pino, con la presencia de estructura disyuntiva que se forman por el movimiento tectónico, conocidas como fallas con una orientación noreste-sureste y noroeste-sureste, con trayectoria curvilínea (cóncava y convexa), que hace que se junten a manera de cruz y rompan la UM en cuatro partes, lo que las caracteriza como muy tectonizadas; y al sureste del área de estudio lo que corresponde al volcán Cuatzin con formas de cono volcánico (ver Figura 34); presentan derrames de lava

con asociación de materiales piroclásticos de flujo y de caída; con epiclastos y vulcanitas básicas e intermedias con una composición andesítico-basáltica, basáltica y dacíticas, con tamaño de cenizas; con crestas agudas (De Cserna et al., 1988; Mooser et al., 1996). Cuentan con una pendiente de 4-14°, una altitud media de 2540-2660 m, una altura relativa de 240 m; y una geometría cóncava de 24.6%, convexa de 24.9% y recta de 50.3%.

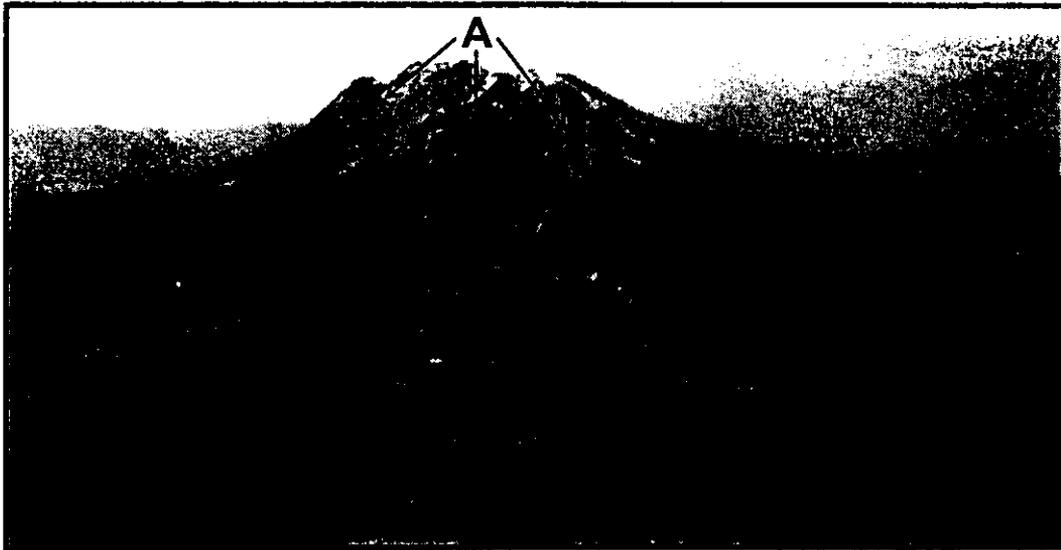


Fig. 36 A) Ladera montañosa media (Lmm24), representada por la porción que rodea las cumbres del volcán Iztaccíhuatl (Guillén, 1996).

3.3.4 LADERAS MONTAÑOSAS BAJAS (Lmb)

Al igual que las Lma y Lmm, su delimitación se realizó sólo por su posición y no por algún parámetro estadístico que permitiera definir intervalos de altura alta, media o baja.

Son la UM con pendientes más bajas en relación a las Lma y Lmm. Ocupan el 6.2% de las UM de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco y una área de 332.86 km² del total del área de estudio. Se caracterizan por presentar formas del relieve de derrames de lava y en muy pocos casos de domos volcánicos.

Se encuentran diferenciadas en varios grupos de acuerdo a su origen, litología, edad del relieve y localización geográfica, como se muestra a continuación:

Lmb26. Ladera montañosa baja de origen endógeno, volcánico modelado del Plioceno y Pleistoceno, representadas al norte del área de estudio, lo que corresponde a las partes bajas del estratovolcán el Cerro Gordo (ver Figura 37).

Se caracterizan por tener una composición que varía desde andesita-basáltica a traquiandesita y dacita, representada por derrames de lava (De Cserna et al., 1988); está cubierta parcialmente por la unidad cuaternaria de rocas básicas e intermedias (INEGI, 1983; Mooser et al., 1996). Presentan material piroclástico asociado de flujo y de caída.

Cuenta con una geometría cóncava de 32.4%, convexa de 32.1% y recta de 35.4%; asimismo, presenta una pendiente de 8-22°, una altura relativa de 280 m y se reconoce un intervalo de altitud media de 2620-2740 m.

Lmb27. Laderas montañas bajas de origen endógeno, volcánico del Plioceno) y Pleistoceno, presentan forma de derrames de lava y tipo de rocas andesíticas, riodacíticas y dacíticas con asociación de materiales piroclásticos de flujo y tobas en forma de depósitos de flancos en zonas de taludes (De Cserna et al., 1988; Mooser et al., 1996). Se encuentran localizadas en la Sierra de Guadalupe al noreste del área de estudio (ver Figura 37). Cuentan con una altura relativa de 280 m, una pendiente de 8-16°, una altitud media de 2380-2500 m; y una área cóncava de 31.6%, convexa de 31.6% y recta de 36.7%.

Lmb28. Laderas montañas bajas de origen endógeno, volcánico del Plioceno) y Pleistoceno. Se localizan en la parte central de la porción este del área de estudio, lo que corresponde a la Sierra de Quetzaltepec y una región cercana al poblado General Manuel Avila Camacho (ver Figura 37). Se caracterizan por presentar antiguos abanicos aluviales coalescentes, con depósitos laháricos, estos depósitos se incluyen esencialmente a la Formación Tarango, la cual está compuesta por flujos piroclásticos de composición intermedia a ácida, tobas, capas de pómez y series clásticas de material andesítico. Se constituyen de rocas volcánicas epiclásticas (De Cserna et al., 1988).

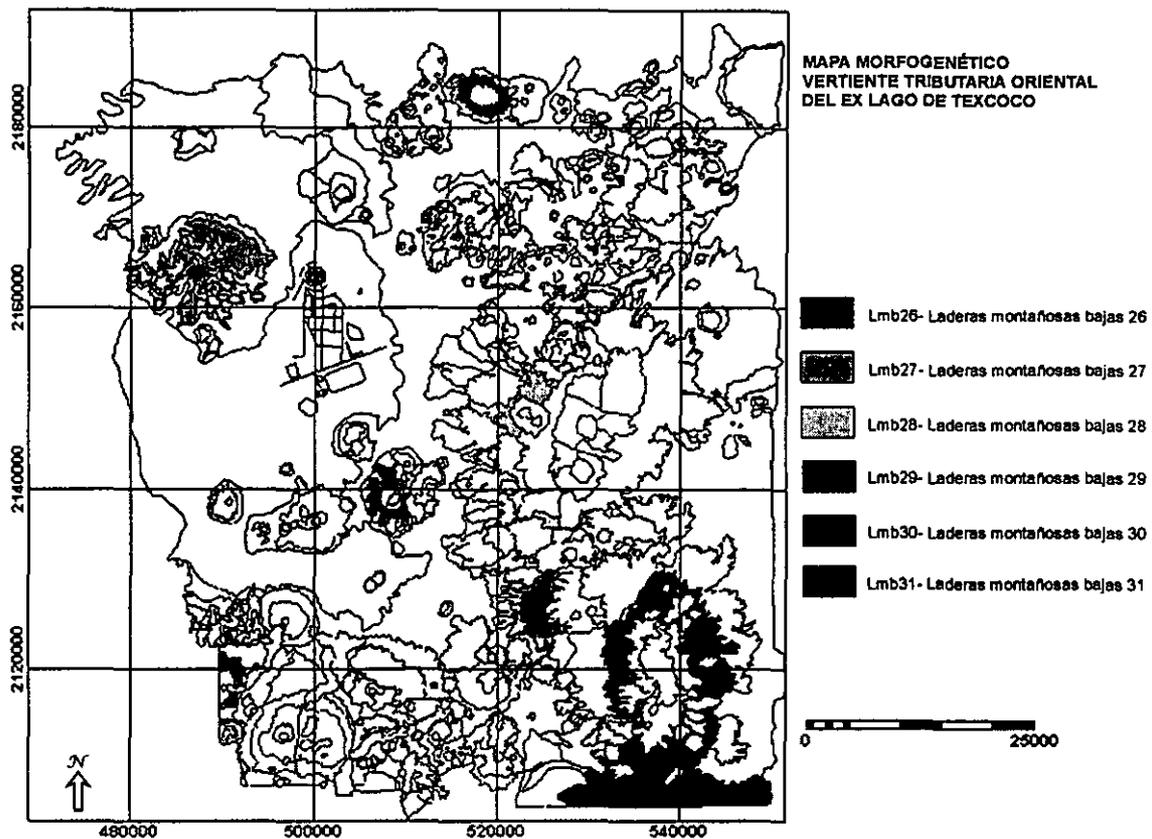


Fig. 37 Mapa morfo-genético en donde se ubican las UM de ladera montañosa baja 26 (Lmb26), laderas montañosas bajas 27 (Lmb27), laderas montañosas bajas 28 (Lmb28), laderas montañosas bajas 29 (Lmb29), ladera montañosa baja 30 (Lmb30) y las laderas montañosas bajas 31 (Lmb31).

Presentan área cóncava de 28.3%, convexa de 30.1% y recta de 41.5%; asimismo una pendiente de 4 a 14°, una altura relativa de 300 m y se reconoce un intervalo de altitud media de 2820-2980 m.

Lmb29. Laderas montañosas bajas de origen endógeno, volcánico modelado del Cuaternario (Pleistoceno), se localizan en la porción sureste del área de estudio, lo que corresponde a la parte noreste del poblado de San Rafael (ver Figura 37); se caracterizan por tener derrames lávicos del volcán Llano Grande con andesitas y dacitas (serie volcánica más antigua), brechas volcánicas epiclásticas (incluyendo til glacial, brechas laháricas y menores cantidades

de depósitos fluviales interestratificados) y depósitos glaciofluviales y turba; grava, arena, aluvión de origen volcanoclástico y capas espesas de loess (Nixon, 1989). Presentan movimientos de bloques que se representan por afallamiento con orientación norte-sur y noreste-suroeste, lo que las caracteriza como más tectonizadas. Asimismo cuentan con una altura relativa de 360 m, una altitud media de 2500-2660 m, una pendiente de 4-14°; y una área cóncava de 28.5%, convexa de 27.8% y recta de 43.5%.

Lmb30. Ladera montañosa baja de origen endógeno, volcánico del Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno), esta representada en las partes bajas del volcán Iztaccíhuatl (ver Figura 37); dentro de este tipo de laderas montañas bajas ocupan la porción más grande. Según Nixon (1989), se caracteriza por presentar una gran variedad litológica: al norte por derrames dacíticos del volcán Táyotl pertenecientes a la actividad del flanco de la serie volcánica más joven. La cima del volcán Táyotl se encuentra inclinada de este a oeste con borde asimétrico rodeado de escarpes de más de 100 m de altura; al sureste y suroeste derrames lávicos de los Pies (probablemente incluyen pocas lavas de los Pies Ancestrales) con andesitas y dacitas (serie volcánica más joven) y rocas volcánicas de la Sierra Nevada en forma de derrames dacíticos de Buenavista, depósitos glaciofluviales y turba, grava, arena y aluvión de origen volcanoclástico y pómez que proviene del volcán Popocatepetl; y al este y oeste del volcán derrames lávicos de los conos de los Pies Ancestrales y Llano Grande formados por andesitas y dacitas (serie volcánica más antigua); y derrames lávicos de la Serie Summit con andesitas y dacitas (serie volcánica más joven) (ver Figura 38). Se caracterizan por ser muy tectonizadas.

Presentan una pendiente de 4-14°, se registra también un intervalo de altitud media de 3600-3760 m, una altura relativa de 240 m; y un área cóncava de 24.4%, convexa de 24.5% y recta de 51.0%.

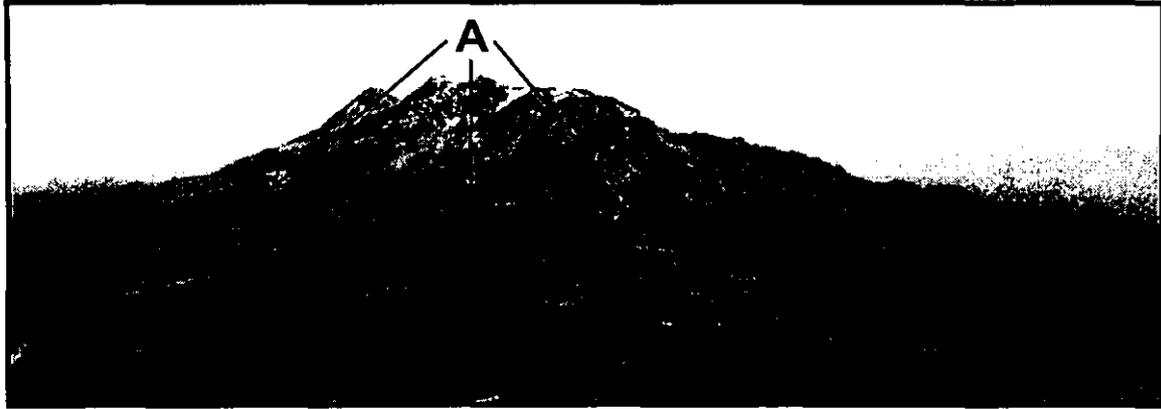


Fig. 38 A) Ladera montañosa baja (Lmb30), localizada en las partes bajas del volcán Iztaccíhuatl (Guillén, 1996).

Lmb31. Laderas montañosas bajas de origen endógeno, volcánico modelado del Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno). En la parte central del área de estudio se encuentran otras UM pertenecientes a este grupo, lo que corresponde al Cerro El Pino y al suroeste del área de estudio se encuentra el volcán Cuatzin (ver Figura 37). El Cerro El Pino es un volcán de escudo que presenta tectonismo activo que se manifiesta por afallamiento, con una orientación que va de noroeste-sureste y noroeste-sur, con una trayectoria curvilínea (cóncava, convexa), que hacen que se junten a manera de cruz y rompen la UM en cuatro partes, lo que las caracteriza como muy tectonizadas. El volcán Cuatzin presenta forma de domos volcánico con material piroclástico asociado, su composición es andesítico-basáltica, basáltica y dacíticas, con asociación de material piroclástico de flujo y de caída (De Cserna et al., 1988).

Cuentan con una geometría cóncava de 23.8%, convexa de 23.3% y recta de 52.8%; asimismo presentan una pendiente de 4 a 16°, una al altitud media de 2380-2500 m y una altura relativa de 280 m.

3.3.5 LADERAS MONTAÑOSAS DE SUPERFICIE TECTONIZADA (*Lmtéc*)

Dentro de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco, ocupan 0.6% del total de las UM aquí representadas, con un área de 32.84 Km².

Estas UM se definieron y trazaron de esta forma debido a que se localizan sobre una superficie que se encuentra tectónicamente activa, lo que ha provocado que dentro de esta superficie se observen varios pisos altitudinales (en total cinco). Estos pisos altitudinales van de menor al mayor (del 1 al 5) de acuerdo a su altura relativa que fue corroborada en la base topográfica a escala 1:50 000.

Lmtéc32. Estas UM se concentran en la parte noreste del área de estudio (ver Figura 39), constituyendo cinco UM que en conjunto presentan las mismas características; siendo estas: rocas volcánicas epiclásticas, en forma de abanicos antiguos aluviales coalescentes, sobre superficies tectonizadas, con material piroclástico de flujo; presentan crestas redondeadas. Una de las características (anteriormente citada) más importantes que las hace diferentes unas de otras, son los diferentes pisos altitudinales, provocados por el tectonismo que se presenta en esta área. Se caracterizan por ser muy tectonizadas.

Presentan una pendiente de 4 a 14°, los dos primeros pisos altitudinales cuentan con una altitud media de 2700 a 3120 m y los tres últimos con 3020 a 3400 m. En cuanto a su altura relativa va de 220 a 280 m. Muestran una geometría cóncava que va de 24.6 a 29.9%, convexa de 27.6 a 31.1% y recta de 38.8 a 47.6%.

En la Figura 19, se puede observar la fotografía aérea donde se delimitaron estas UM.

3.3.6 SUPERFICIE CUMBRAL (*Supcum*), DE LAS UM DE LADERAS MONTAÑOSAS (*Lm12*)

Supcum63. Ocupan el 0.1% de las UM representadas en la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco, con un área de 10.21 Km². Se localizan al sur del área de estudio en la Sierra de Chichinautzin (ver Figura 39). Son las superficies cumbrales de las partes altas de las UM de laderas montañosas (*Lm12*), en forma de mesetas con pendientes planas o suaves. Muestran aspectos lineales como los escarpes debidos a el grado de fracturamiento que muestran las rocas. Sus crestas son planas o casi planas. Su origen es endógeno volcánico modelado del Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno). Se distinguen por presentar flujos lávicos y depósitos epiclásticos de composición basáltica y basáltica-andesítica (De Cserna et al.,

1988); muestran también material piroclástico de flujo y caída. Presentan una pendiente 0 a 8°, se reconoce un intervalo de altitud media de 2580-2700 m, una altura relativa de 280 m; y una geometría cóncava de 12.3%, convexa de 12.4% y recta de 75.2%,

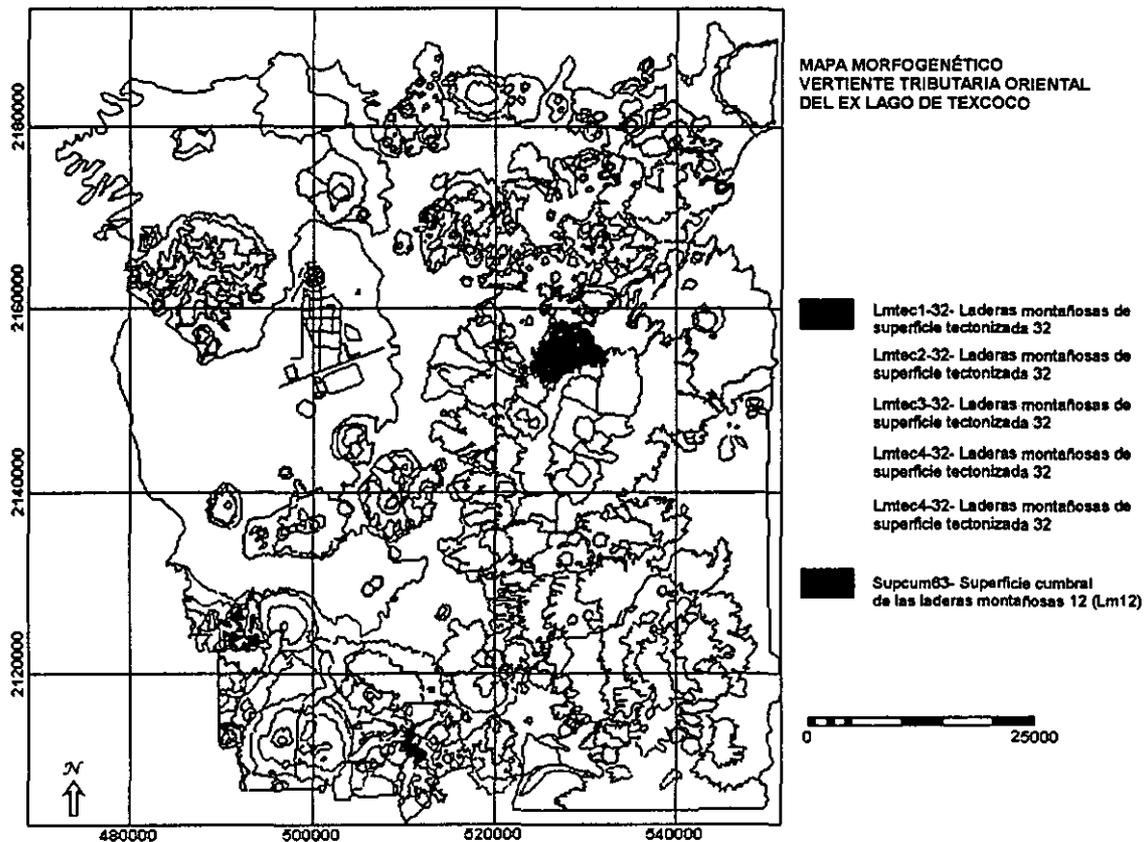


Fig. 39 Mapa morfo genético en donde se ubican las UM de ladera montañosa de superficie tectónica (Lmtec32) y la superficie cumbre (Supcum63), de las UM de laderas montañosas (Lm12).

3.3.7 SÍNTESIS DEL ANÁLISIS MORFOMÉTRICO AGRUPANDO TODAS LAS UM DE LADERA MONTAÑOSA

Es importante destacar que uno de los elementos que ayudan a diferenciar la UM de acuerdo a su forma, es la pendiente, la cual está dada en grados.

En el caso de las *Laderas Montañas*, en la **Figura 40** se aprecia que las laderas montañosas medias lmm23 localizada al suroeste del volcán Iztaccíhuatl es la más abrupta puesto que su pendiente oscila entre los 20-44° siendo así extremadamente empinada; puede presentar intensos procesos de denudación de diferentes tipos y peligro a la erosión (Zuidam 1985/1986). Cuenta con una geometría cóncava de 42.3% y una cobertura vegetal algo densa. Posteriormente le sigue la ladera montañosas alta lma18 que pertenece a la parte más alta de la ladera anteriormente mencionada, con una pendiente de 28-40°, siendo también extremadamente empinadas, con un 40.0% de geometría cóncava y un 40.9% de convexa; siendo así entre las dos UM la porción con rangos de pendiente más altos en relación a los que se registran en la **Figura 40**. Se caracteriza por presentar crestas agudas y cobertura vegetal poco densa.

Posteriormente en dicha **Figura 40** se observa que las laderas montañosas altas lma15 localizadas en la Sierra de Guadalupe sobresalen con una pendiente de 20-34° que las distingue como empinadas; según Zuidam (1985/1986) estas laderas montañosas altas pueden presentar intensos procesos de denudación de diferentes tipos, así como una intensa erosión; presentan también un 40.4% de convexidad.

Dentro de las pendientes que sobresalen en las laderas montañosas se observa por último a las laderas montañosas altas lma19 que pertenece a la parte más alta del volcán Iztaccíhuatl (cabeza, pecho y rodillas) y al volcán Téyotl; con un rango de 18-28°, consideradas como empinadas y con un porcentaje de geometría cóncava de 35.1% y convexa de 36.1%. No presentan cobertura vegetal debido a las temperaturas registradas que provocan que presenten hielo. Al igual que las anteriores se distinguen por presentar procesos de erosión (en este caso erosión glacial) y pueden presentar intensos procesos de denudación.

Por otro lado dentro de esta **Figura 40** la pendiente menos abrupta es la que se registra en la sucu63 superficies cumbrales de las laderas montañosas no diferenciadas lm12, siendo de 0-8°. No presentan cubierta vegetal y si rasgos lineales de disyunción como los escarpes. Muestran un 75.2% de área recta esto porque su forma que presentan es casi plana sobre

todo en las partes altas (laderas montañosas no diferenciadas 12); según Van Zuidam (1985/1986) son consideradas por el rango de pendiente que abarcan de planas, pendientes suaves e inclinadas, en el caso de considerar las planas no presentan procesos de denudación considerables, mientras que en el caso con pendientes suaves pueden registrar movimientos en masa de baja velocidad en condiciones periglaciales, fluviales y de soliflucción, y con pendientes inclinadas presentan características semejantes a las anteriores sólo que en éstas el proceso de erosión es más severo.

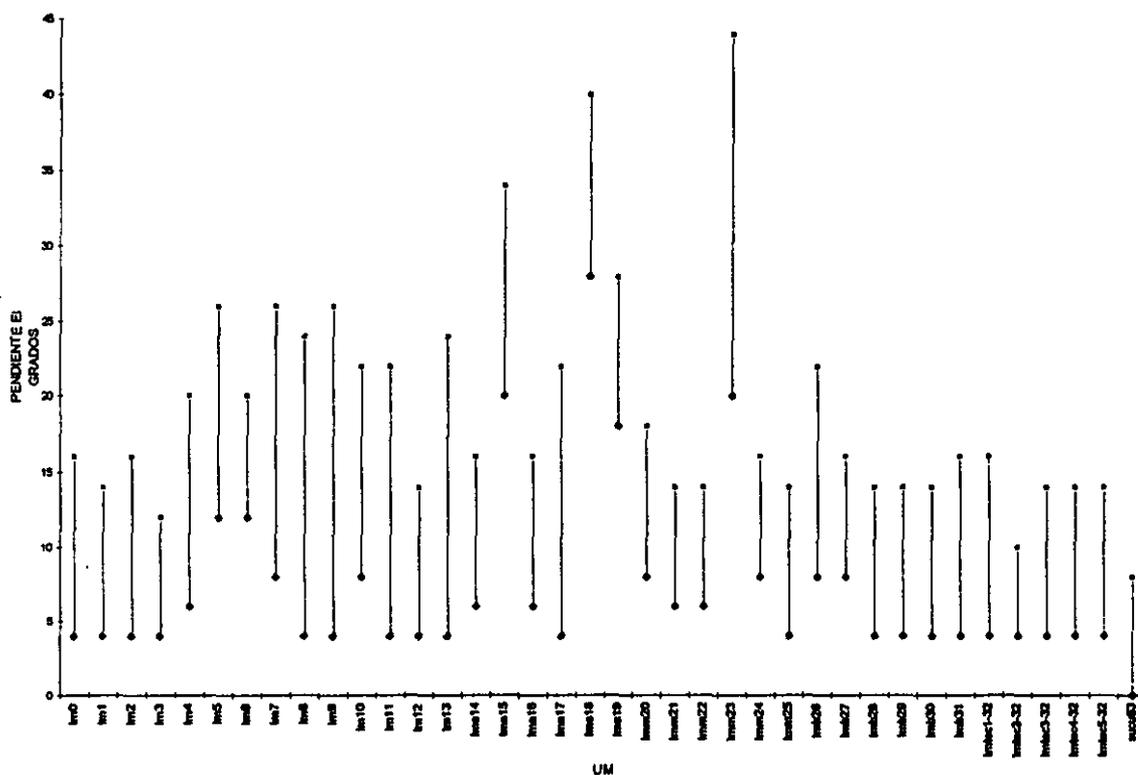


Fig. 40 Pendientes dominantes por UM de ladera montañosa

Otro aspecto fundamental para diferenciar las UM es el intervalo de altitud media que se obtuvo mediante el cruce del mapa altimétrico y el morfogenético; para el caso de las laderas montañosas se observa que en la **Figura 41** el intervalo de altitud media en m superior es la de las laderas montañosas altas lma19 de 4520->4600 m, que pertenece a la parte prominente del volcán Iztaccíhuatl (cabeza, pecho y rodillas) y al volcán Téyotl; siendo así la

parte mayor de toda el área de estudio puesto que en la base topográfica 1:50 000 esta registra una altitud de 5300 m. Posteriormente se encuentran las laderas montañosas no diferenciadas Im9 localizadas al suroeste del volcán Iztaccíhuatl, con forma de crestas aguadas y sin cobertura vegetal, con un intervalo de altitud media de 3920-4040 m.

Las laderas montañosas altas Ima16 del Cerro Tláloc con poca cobertura vegetal y el Cerro Telapón con un poco más de cobertura vegetal, y las laderas montañosas medias Imm24 al sureste del área de estudio (la región que rodea las cumbres del volcán Iztaccíhuatl), presentan intervalos de altitud media de 3880-4000 m y 3800-3960 m respectivamente. Por último las UM de laderas montañosas no diferenciadas Im7 sobresalen por su intervalo de altitud media de 3800-3920 m, estas UM se localizan al oeste del volcán Iztaccíhuatl.

En cuanto a los intervalos de altitudes medias más bajas que se registran en la **Figura 41**, se observa que las laderas montañosas bajas Imb27 ubicadas al noreste (Sierra de Guadalupe), y las laderas montañosas bajas Imb31, en la parte central del área de estudio, en donde se localiza al Cerro El Pino, el cual se encuentra disectado por corrientes fluviales y al suroeste del área de estudio representado por el Cerro Cuatzin que muestra cobertura vegetal dispersa; presentan 2380-2500 m, esto es un tanto obvio debido a que son consideradas dentro de este grupo, como las laderas montañosas más bajas; asimismo las laderas montañosas no diferenciadas Im2 al norte del área de estudio y al noroeste de la Sierra de Río Frio presentan un intervalo de altitud media de 2420-2580 m; y las laderas montañosas no diferenciadas Im12 en la porción sur del área de estudio, presenta 2420-2540 m, distinguiéndose por la presencia de coladas de lava que se extienden en diversas direcciones.

El último parámetro que se consideró para definir las UM de acuerdo a la clase de relieve fue la altura relativa, que según Lugo (1989) es la distancia vertical media entre dos puntos.

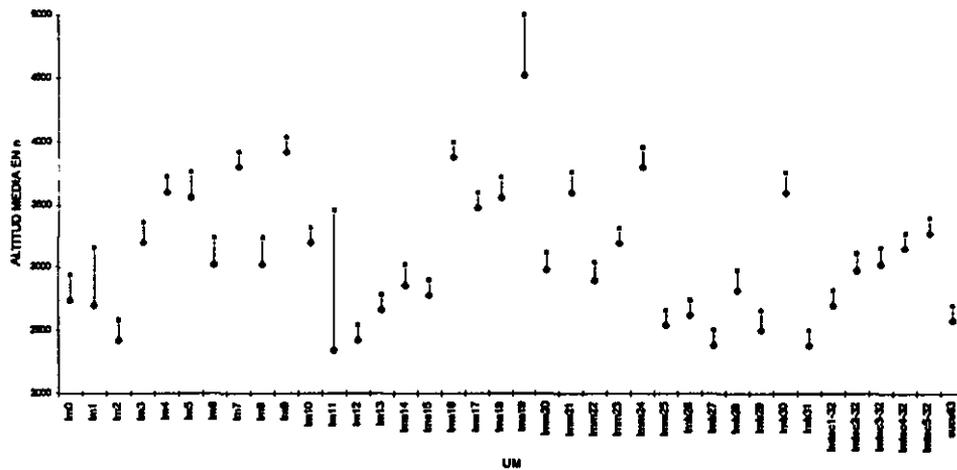


Fig. 41 Intervalos de altitud media dominantes por UM de ladera montañosa

Dentro de las laderas montañosas las UM que sobresalen con altura relativa superior al resto de las UM de esta categoría se observan en la **Figura 42**, en donde las laderas montañosas no diferenciadas Im8 al sureste del área de estudio presentan 620 m siendo así las primera con mayor altura relativa, las cuales están disectada por corrientes en forma de "V"; le siguen las laderas montañosas no diferenciadas Im7, las laderas montañosas no diferenciadas Im1, laderas montañosas no diferenciadas Im10 y las laderas montañosas no diferenciadas Im4, localizadas respectivamente al oeste del volcán Iztaccíhuatl, al este y noreste (del área de estudio), al noroeste del volcán Iztaccíhuatl y al norte del volcán Iztaccíhuatl; con una altura relativa que va de los 440 m a 480 m.

Por último se consideran a las laderas montañosas no diferenciadas Im13 y la laderas montañosa bajas Imb29 como representativas por su altura relativa de 360 m, ubicadas en el sur y sureste del área de estudio.

En esta misma **Figura 42** se observa que las alturas relativas más bajas se encuentran en la UM de ladera montañosa alta lma17, laderas montañosas lma19, laderas montañosas medias Imm23, las laderas montañosas medias Imm25, laderas montañosas bajas Imb30 y la ladera montañosa de superficie tectonizada Imtec5(32), con 240 m, ubicadas respectivamente al noroeste del volcán Iztaccíhuatl, parte alta del volcán Iztaccíhuatl, suroeste del volcán

Iztaccíhuatl, parte central y sureste (del área de estudio), parte baja del volcán Iztaccíhuatl y parte noreste dentro del área de estudio.

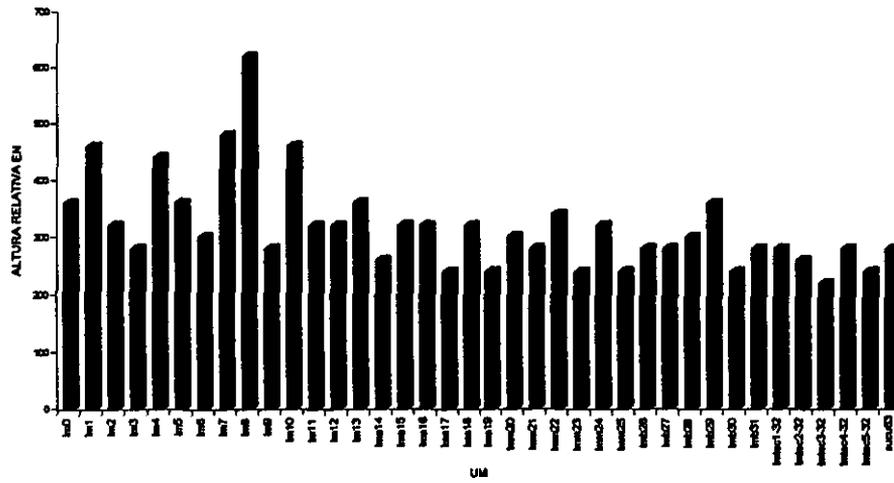


Fig. 42 Altura relativa dominante por UM de ladera montañosa

3.3.8 LOMERÍOS (Lo)

Se definen como el tipo de relieve que se origina por la disección de una planicie inclinada (de piedemonte) o por la nivelación de montañas (Lugo, 1989).

Dentro de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco, estas UM representan un 7.1%, del total del área de estudio, abarcando un área de 381.03 Km², para su delimitación en las fotografías aéreas se consideró como elemento principal a la base topográfica, comprobando en ella la altura relativa de cada una de estas UM. Considerando como altura relativa hasta 200 m para poder ser diferenciados como lomeríos. También se tomó en cuenta, que la forma de estas UM seguían un patrón de pequeños domos volcánicos o conos volcánicos cineríticos (en la gran mayoría), por lo que al observarlos en las fotografías ya se tenía un conocimiento previo de que podrían ser de este tipo de relieve. Se caracterizan por presentar formas de domos volcánicos, conos cineríticos y derrames (o coladas) de lava.

Los lomeríos se diferenciaron en varios grupos de acuerdo a su origen, litología, edad del relieve y localización geográfica como se aprecia a continuación:

Lo33. Lomeríos de origen endógeno volcánico y endógeno volcánico modelado del Plioceno y Plioceno-cuaternario (Pleistoceno), localizados entre los poblados de Tepetlaoxtoc y Teotihuacan al norte del área de estudio (ver Figura 43); se caracterizan por su forma cóncava disectados por cañadas, formando abanicos aluviales coalescentes (De Cserna et al., 1988), representados en los pies de las serranías que se encuentran cercanas a dichos poblados. Al sureste de estos lomeríos se encuentran otros lomeríos entre los poblados de Texcoco y Tepetlaoxtoc (ver Figura 43), representados por domos y conos volcánicos cineríticos disectados por profundos barrancos; se caracterizan por encontrarse sobre lomeríos que están sobre una superficie tectonizada. Se constituyen de rocas epiclásticas; presentan vulcanitas ácidas e intermedias dacitas y riódacitas (De Cserna et al., 1988; Mooser et al., 1996). Muestran material piroclástico asociado de flujo y de caída. Sus crestas son redondeadas y agudas. Presentan una geometría cóncava de 19.0%, convexidad de 19.3% y recta de 61.5%; asimismo cuentan con una altura relativa de 160 m, una pendiente de 0-14° y una altitud media de 2300-2460 m.

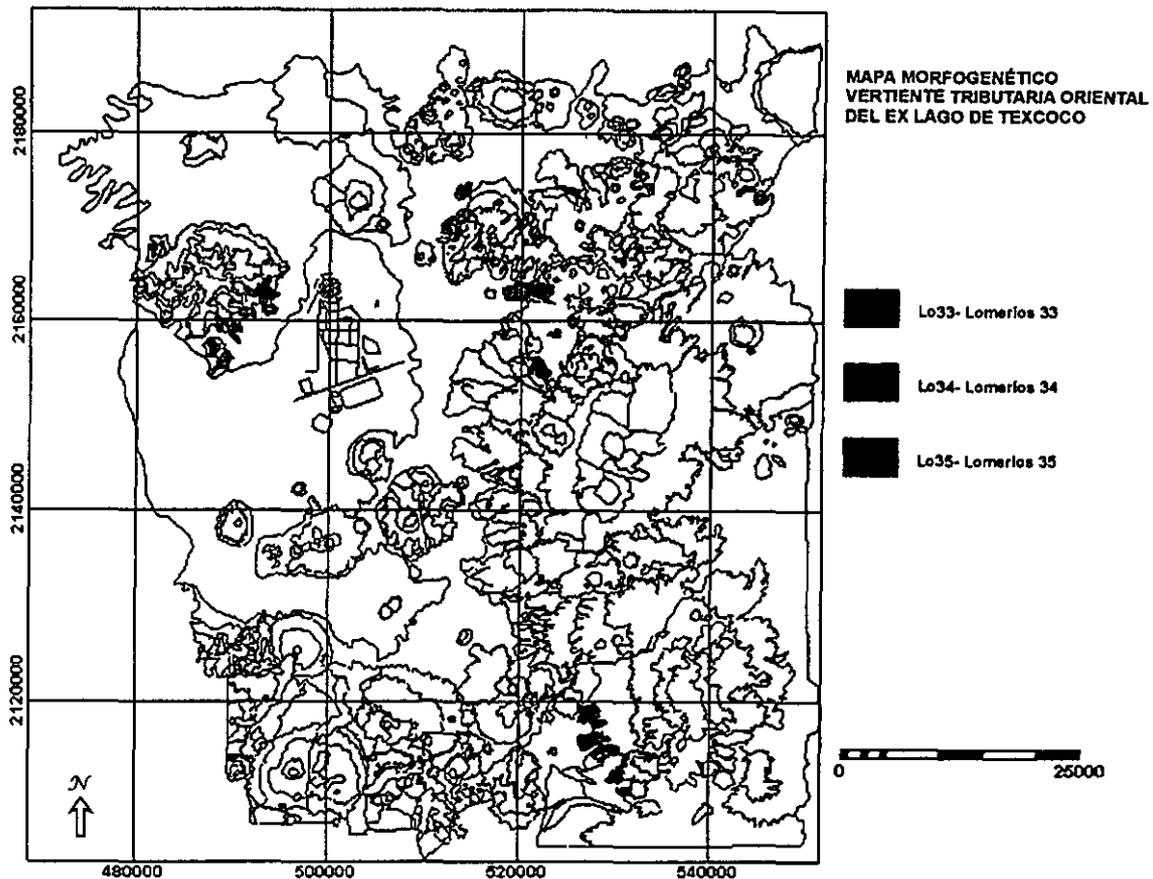


Fig. 43 Mapa morfo-genético en donde se ubican las UM de Lomeríos 33 (Lo33), Lomeríos 34 (Lo34) y Lomeríos 35 (Lo35).

Lo34. Lomeríos de origen endógeno volcánico y endógeno volcánico modelado del Plioceno y plioceno-cuaternario (Pleistoceno). Presentan una litología de rocas principalmente ácidas como las andesitas, dacitas y riolitas con material piroclástico asociado de caída y de flujo en algunos casos y en otros se encuentra sobre rocas epiclásticas con material piroclástico asociado de flujo y de caída (De Cserna et al., 1988; Mooser et al., 1996). Se localizan en la Sierra de Guadalupe ubicada al noroeste del área de estudio (ver Figura 43) algunos de estos lomeríos presentan estructuras de domos volcánicos.

Muestran una pendiente de 4 a 16°, se reconoce un intervalo de altitud media de 2300-2420 m, una altura relativa de 160 m; y una área cóncava de 23.1%, convexa de 23.8% y recta de 53.0%.

Lo35. Lomeríos de origen endógeno volcánico y endógeno volcánico modelado del Cuaternario (Pleistoceno) al sureste del área de estudio, lo que concierne al oeste y suroeste del volcán Iztaccíhuatl (partes bajas) (ver Figura 43) se encuentran los lomeríos caracterizados por Nixon (1989) como conos de cenizas y bloques de composición basáltica a dacítica de la Formación Chichinautzin, conocidas como rocas volcánicas del Valle de México; y del Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno) derrames de lava con brecha volcánica epiclástica (incluyendo til glacial, brecha lahárica y depósitos fluviales interestratificados). Presentan crestas redondeadas y agudas (ver Figura 44). Cuentan con una geometría cóncava de 23.8%, convexa de 28.7% y recta de 53.0% (en su superficie cumbral); presentan también una pendiente de 4-14°, una altura relativa de 160 m y una altitud media de 2620-2780 m.



Fig. 44 UM de Lomeríos 35 (Lo35). Al NE se localizan, A) la cabeza y el pecho que conforman al volcán Iztaccíhuatl (Guillén, 1996).

Lo36. Lomeríos de origen endógeno volcánico y endógeno volcánico modelado del Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno). Por otra parte a continuación se distinguen varias UM de lomeríos que aunque se ubican geográficamente en diferentes lugares dentro del área de estudio, (ver Figura 45) presentan las mismas características litológicas de tobas, cenizas y depósitos pliclásticos de flujo y de caída, compuestos de rocas básicas e intermedias del tipo basálticas y basálticas-andesíticas (De Cserna et al., 1988; Mooser et al., 1996); con crestas agudas y redondeadas; también cuentan con una pendiente de 0 a 10°, una altitud media de 2420-2580 m, una altura relativa de 160 m; y una área cóncava de 17.3%, convexa de 17.3% y recta de 65.2%.

En la parte central y norte de la porción este del área de estudio (ver Figura 45) se observan algunos lomeríos de domos volcánicos y otros de derrames de lava. Al norte y noreste del área de estudio (ver Figura 45) se encuentran lomeríos que se caracterizan por presentar domos volcánicos y conos cineríticos.

Es importante mencionar que el lomerío localizado al oeste del Cerro Gordo (al norte del área de estudio) presentan estructuras disyuntivas que se forman por movimientos tectónicos activos, conocidas como fallas con una orientación este-oeste y se distingue por derrame de lava; mientras que los lomeríos de la porción noroeste se caracterizan por que se encuentran ubicados sobre lomeríos que están en una superficie tectonizada.

Por otra parte también al noroeste del área de estudio (ver Figura 45) se localizan otros lomeríos que pertenecen a este grupo, siendo los que se encuentran en la Sierra de Guadalupe, al sureste del Cerro Chiconautla y el Cerro ubicado entre los poblados de Melchor Ocampo y Visitación; caracterizados por formas de domos volcánicos y conos cineríticos.

Por lo que respecta a la parte central del área de estudio (ver Figura 45), se encuentran los lomeríos de la Sierra de Santa Catarina (Cerro Peñón del Marques, el Cerro Yuhualixqui y otros Cerros más pequeños) el Cerro Cuetlapanca, el Cerro Xochiquila, el Cerro Xolcuango, el Cerro El Pino y al este y sureste de dicho cerro. En el caso de la Sierra de Santa Catarina se constituyen de cono volcánicos cineríticos.

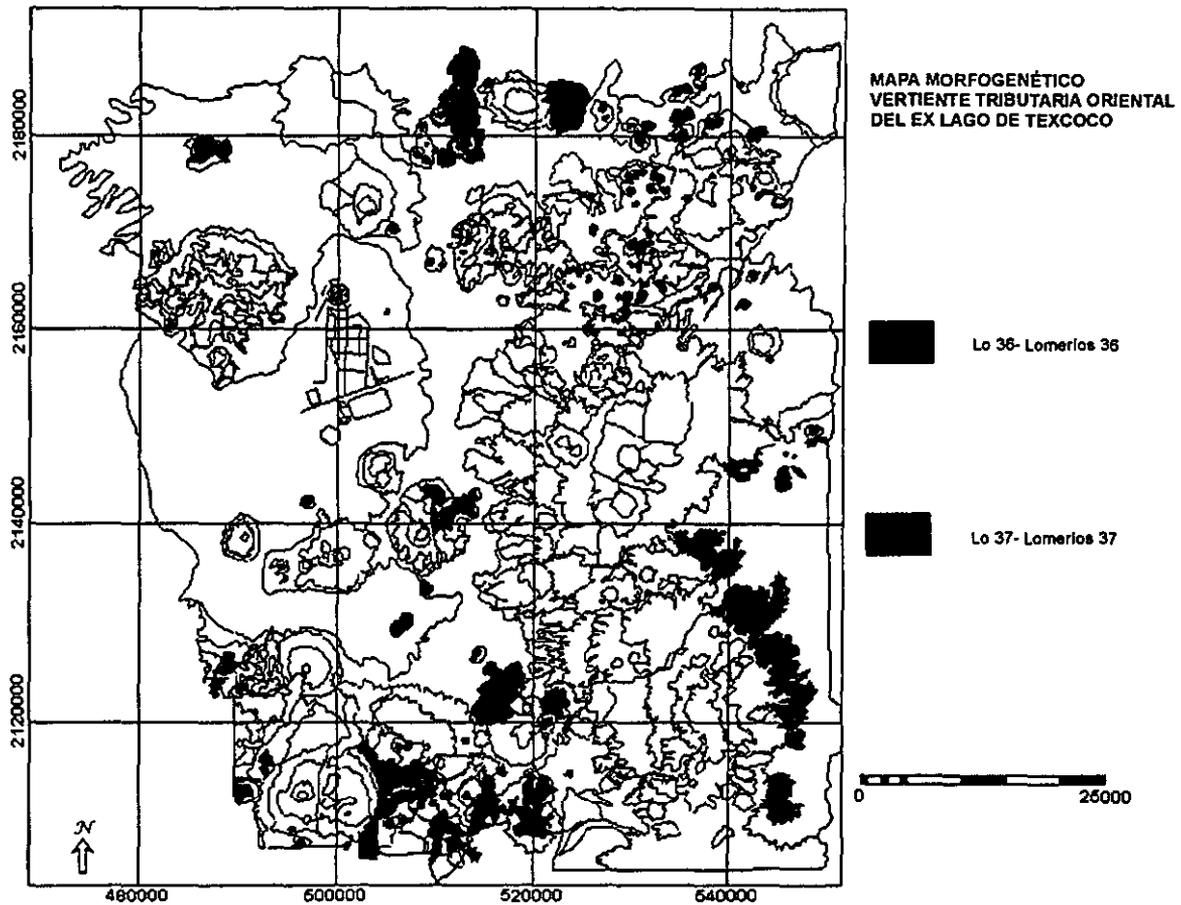


Fig. 45 Mapa morfo-genético en donde se ubican las UM de Lomeríos 36 (Lo36) y Lomeríos 37 (Lo37).

Posteriormente se verificaron los lomeríos del Cerro El Pino, observándose que el mayor de ellos conocido como la Mesa Larga, está representado por una colada de lava del tipo de mesetas con cenizas que se observan en la parte superior y depósitos epiclásticos de composición dacítica (ver Figura 46); representan tectonismo activo que se refleja en el afallamiento en el Cerro, característico de las UM de laderas montañosas no diferenciadas (Im), laderas montañosas altas (Ima), laderas montañosas medias (Imm) y laderas montañosas bajas (Imb); así mismo este lomerío presenta escarpes. También se verificaron en el trabajo de campo, otros dos lomeríos conocidos como Tejocote Grande y Tejocote Chico (ver Figura 47), donde se corroboró que presentan formas de domos volcánicos con cenizas y depósitos epiclásticos de composición dacítica.



Fig. 46 A) UM de Lomerío (Lo36), conocido como la Mesa Larga, perteneciente a toda la estructura que conforma el Cerro El Pino; visitado en trabajo de campo el 23-julio- 1998.



Fig. 47 UM de Lomerío (Lo36), conocido como A) Tejocote Grande y B) Tejocote Chico, pertenecientes a toda la estructura que conforma el Cerro El Pino; visitado en trabajo de campo el 23- julio- 1998.

En cuanto al lomerío conocido como el Cerro Xolcuango al norte del Cerro El Pino; presenta las mismas carecterísticas que los anteriores lomeríos, sólo que este tiene un piedemonte bastante amplio como se observó en trabajo de campo (**ver Figura 48**) y su forma es de cono volcánico de composición cinerítica.

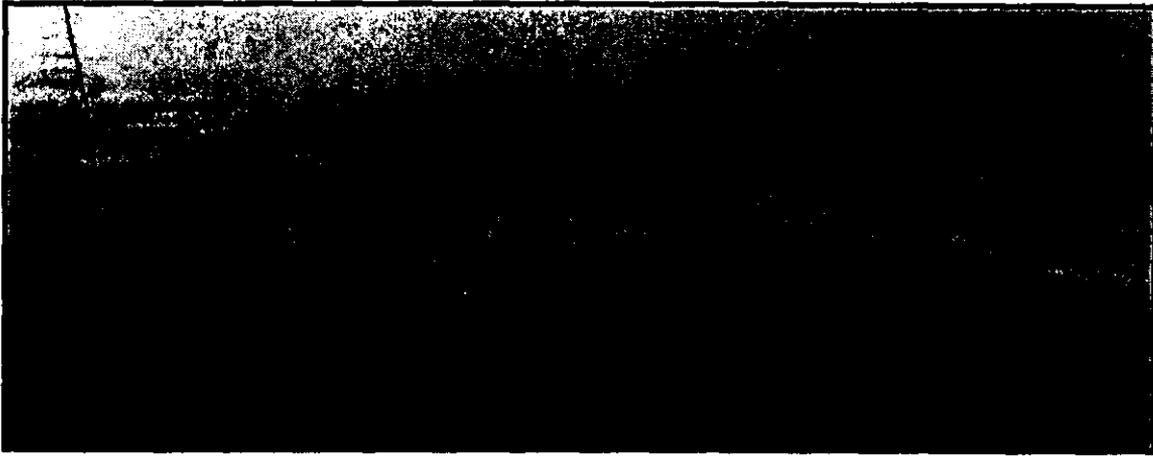


Fig. 48 A) UM de Lomerío (Lo36), conocido como Cerro Xolcuango, perteneciente a toda la estructura que conforma el Cerro El Pino; visitado en trabajo de campo el 23- julio- 1998.

Otro lomerío es el Cerro Xochiquilo, este cono cinerítico actualmente funciona como una mina de donde se extrae tezontle rojo y tezontle negro (ver Figura 49).

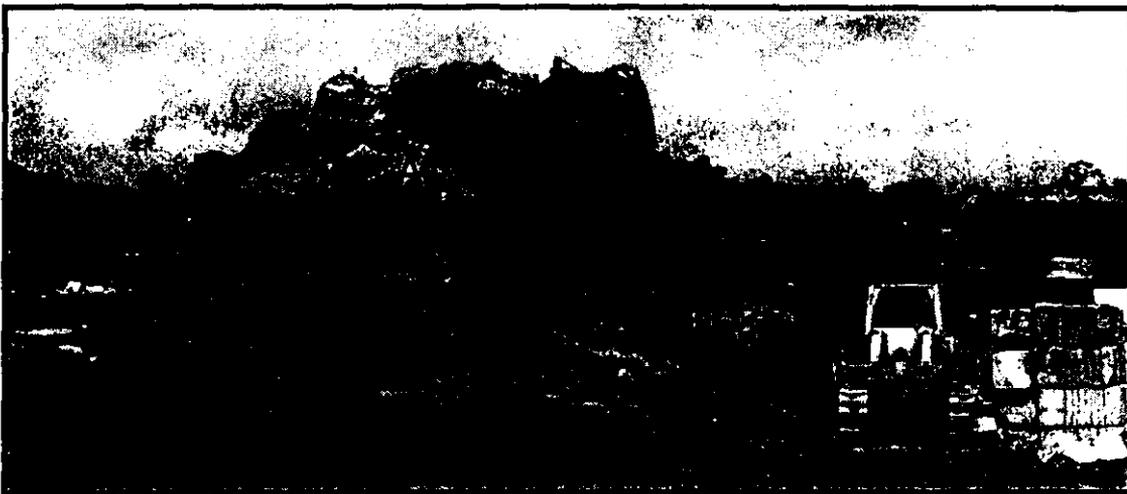


Fig. 49 A) UM de Lomerío (Lo36), conocido como Cerro Xochiquilo, perteneciente a toda la estructura que conforma el Cerro El Pino; visitado en trabajo de campo el 23- julio- 1998.

En la Figura 50 se pueden apreciar dos procesos de flujo lávicos con una discordancia angular; uno regional y otro local. En el regional se observa el corte de la Figura 51,

mostrando: A) en la parte superior material piroclástico depositado, como la ceniza, B) paleosuelo, C) arenas finas y D) ceniza consolidada; mientras que en el proceso local (ver Figura 52) se aprecia E) en la parte inferior las cenizas negras del propio lomerío.

Al sur del Cerro El Pino se encuentran los lomeríos conocidos como el Cerro Elefante y el Cerro El Xico, conformados como conos cineríticos y domos volcánicos, se caracterizan por un pequeño flujo de lava.



Fig. 50 La formación de la UM de Lomerío (LO36), conocido como Cerro Xochiquilo, se debe a dos procesos: A) regional y B) local, los cuales se explican en la página anterior (116) y al principio de esta (117).



Fig. 51 Proceso regional que conformo la UM de Lomerío (Lo36), conocido como Cerro Xochiquilo, el cual se explica en la página anterior (116) y al principio de esta (117).

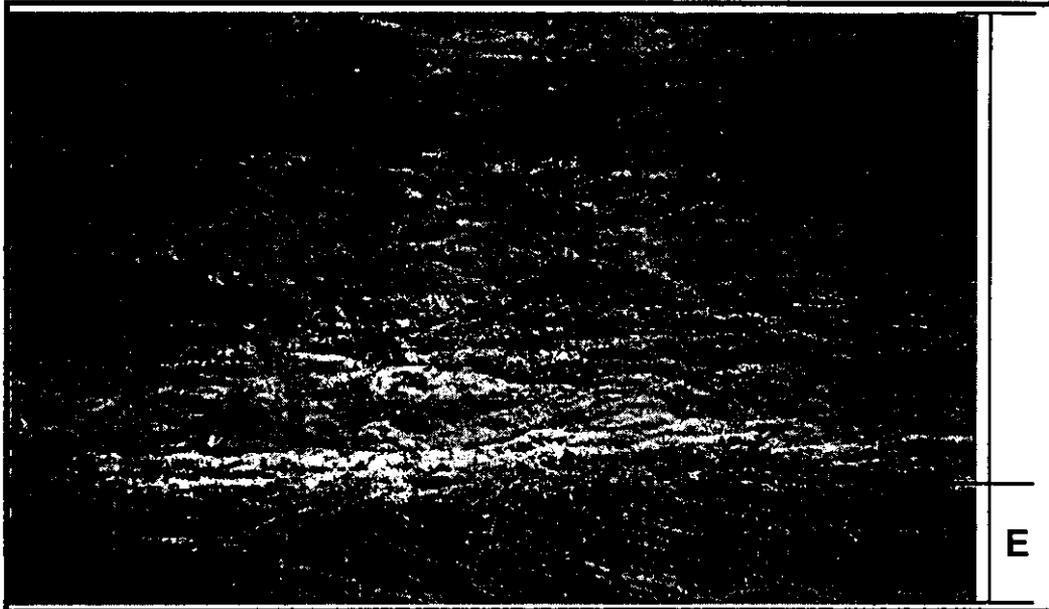


Fig. 52 Proceso local que formo la UM de Lomerío (Lo36), conocido como Cerro Xochiquilo, el cual se explica en la página (117).

En la parte central de la porción sur del área de estudio se localizan algunos lomeríos, que se presentan como derrames de lava con escarpes y otros de domos volcánicos y conos cineríticos.

Por último en la Sierra de Chichinautzin al sur del área de estudio (ver Figura 45), se encuentra una gran variedad de lomeríos que se distinguen por presentar conos cineríticos y coladas de lava. Los conos cineríticos de esta sierra se refieren a un relieve volcánico explosivo, que expulsaron material detrítico (piroclastos); la mayoría de estos conos poseen cráter con grado variable de relleno, algunos se encuentran abiertos en forma de herradura (por el vulcanismo explosivo o por erosión), siendo frecuentemente los cráteres adventicios (Lugo, 1984). En el caso de las coladas de lava se presentan del tipo de mesetas con escarpes, constituidas por lavas viscosas cubiertas de materiales piroclásticos de composición andesitas-basálticas, basalto, andesitas y dacitas (Lugo, 1984).

Lo37. Lomeríos de origen endógeno volcánico y endógeno volcánico modelado del Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno) ubicados al sureste del área de estudio, lo que corresponde a la parte noreste, este y sureste del volcán Iztaccihuatl (ver Figura 45). Por lo que respecta a la

parte noreste se caracterizan por depósitos glaciofluviales y turba; grava, arena y aluvión de origen volcanoclásticos y capas de loess, en forma de derrames de lava (Nixon, 1989). Al este se localizan los lomeríos representados como derrames lávicos de los conos de los Pies Ancestrales y el volcán Llano Grande con andesitas y dacitas (serie volcánica más antigua) y derrames lávicos de la serie Summit con andesitas y dacitas (serie volcánica más joven) (Nixon, 1989). En la parte sureste se caracterizan por depósitos glaciofluviales y turba; grava, arena y aluvión de origen volcanoclástico y capas de loess, en forma de derrames de lava (Nixon, 1989).

En general todos estos lomeríos se depositan en las partes bajas del volcán Iztaccíhuatl.

Presentan una altura relativa de 140 m, una pendiente de 4 a 14°, una altitud media de 2900-3080 m; y una geometría cóncava de 19.7%, convexa de 19.1% y recta de 61.1%.

3.3.9 LOMERIOS BAJOS (*Lob*)

Estos lomeríos son considerados los más bajos de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco; que al contrario de las laderas montañosas, estos se delimitaron considerando la altura relativa menor de 200 m (aproximadamente de 120 m), la cual si se corroboró en la base topográfica y no sólo se consideró su posición en las fotografías aéreas. Estas UM representan el 1.1% del total de UM en el área de estudio, ocupan un superficie de 58.97 Km² del total de 5296.7 Km².

Están divididos de acuerdo a su origen, litología, edad del relieve y localización geográfica en los siguientes grupos:

Lob38. Lomerío bajo de origen endógeno volcánico y endógeno volcánico modelado del Plioceno y plioceno-cuaternario (Pleistoceno), al este del poblado de Ixtapaluca en la parte central del área de estudio (ver Figura 53). Se caracteriza por presentar rocas volcánicas epiclásticas, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas y pómez; formando abanicos aluviales coalescentes (De Cserna et al., 1988; Mooser et al., 1996).

Presenta una pendiente de 4-10°, una altura relativa de 120 m, se reconoce un intervalo de altitud media de 2420-2540 m; y una área cóncava de 26.78%, convexa de 26.75% y recta de 46.4%.

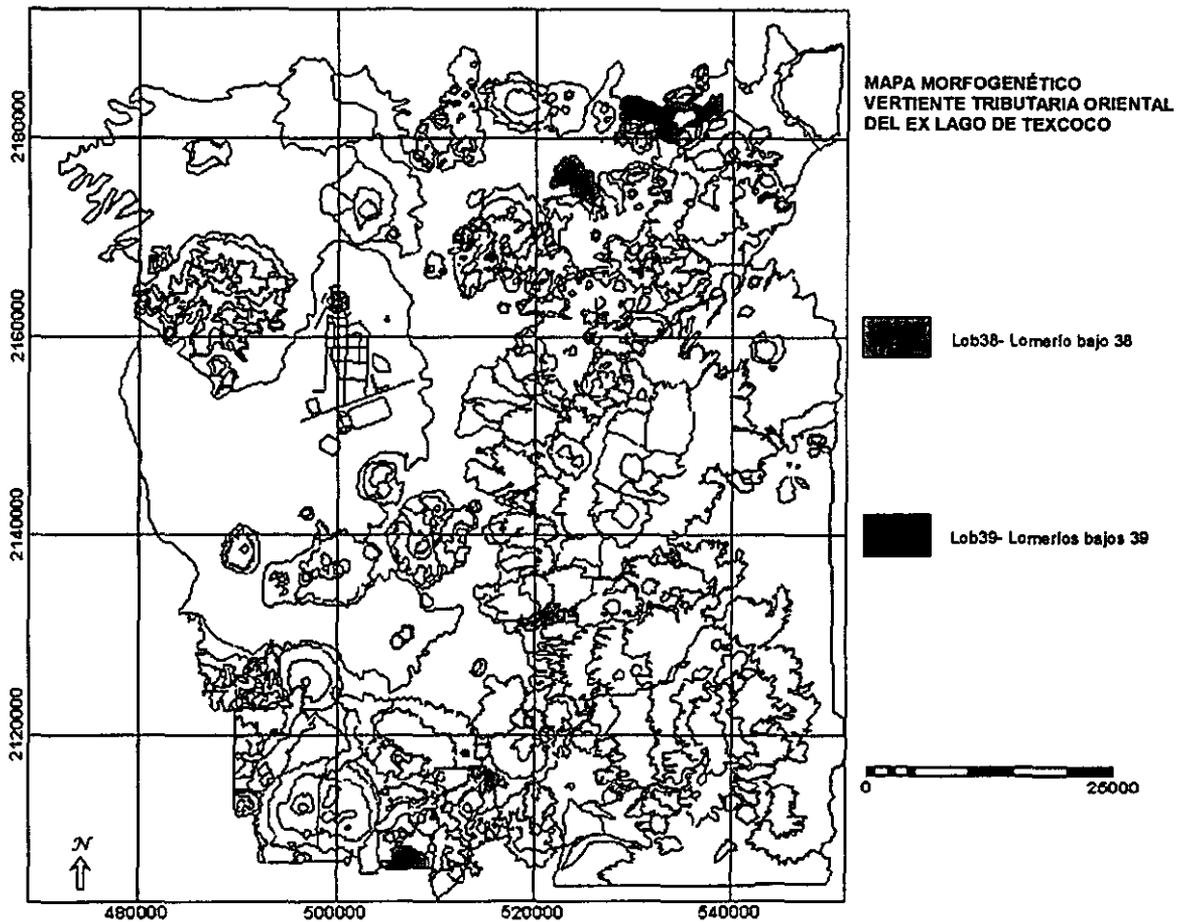


Fig. 53 Mapa morfo genético en donde se ubican las UM de Lomerío bajo 38 (Lob38) y Lomeríos bajos 39 (Lob39).

Lob39. Lomeríos bajos de origen endógeno volcánico y endógeno volcánico modelado del Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno), al noreste, al noreste del poblado de Ixtapaluca (al este del área de estudio) y en la parte sur (Sierra de Chichinautzin) del área de estudio (ver Figura 53), caracterizados por que presentan lavas, tobas, cenizas y depósitos epicláticos y piroclastos de flujo, compuestos de rocas básicas e intermedias del tipo basálticas y basálticas-andesíticas; muestran crestas redondeadas (De Cserna et al., 1988; Mooser et al., 1996). Presentan una geometría convexa de 4.47%, cóncava de 4.0% y recta de 91.4% (en su superficie cumbre); asimismo presentan una pendiente de 0 a 6°, una altitud media de 2460-2580 m y una altura relativa de 120 m.

3.3.10 LOMERIOS SOBRES SUPERFICIE TECTONIZADA (Lotec)

Representan el 2.9% de las UM de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco con un área de 155.41 Km². Estos lomeríos sobre superficie Tectonizada (Lotec) se diferenciaron así por presentar tectonismo que se manifiesta con la presencia de afallamiento.

La delimitación de estas UM dentro de las fotografías aéreas se pueden apreciar en las figuras 17, 18 y 21.

Se encuentran divididos por su origen, litología, edad del relieve y localización geográfica en dos grupos:

Lotec40. Lomeríos sobre superficie tectonizada de origen endógeno, volcánico modelado del Plioceno y plioceno-cuaternario (Pleistoceno), localizados al noreste del área de estudio entre los poblados de Texcoco y Tepetlaoxtoc y al este del poblado de Ixtapaluca (ver Figura 54); se caracterizan por presentarse sobre una superficie tectonizada, con levantamientos que se acompañan de afallamiento con orientación de este-oeste, lo que los caracteriza como más tectonizados; también se encuentran disectados por profundos barrancos. Muestran rocas volcánicas epiclásticas en forma de abanicos aluviales coalescentes, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas y pómez disectados en algunos casos por profundas cañadas (De Cserna et al., 1988; Mooser et al., 1996).

Presentan una altitud media de 2580-2740 m, una pendiente de 0-10°, una altura relativa de 160 m; y una geometría de cóncava de 17.4%, convexa de 17.4% y recta de 65.1%.

Lotec41. Lomerío sobre superficies tectonizadas de origen endógeno, volcánico modelado del Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno) ubicados al noreste del área de estudio, al norte y noreste de los lomeríos sobre superficie tectonizada (lotec40) (ver Figura 54); se encuentran sobre una superficie tectonizada, que se caracterizan de igual manera que los lomeríos anteriores (lotec40) lo que los caracteriza como muy tectonizados.

Se caracteriza por estar formadas de lavas, tobas, cenizas y depósitos epicláticos de flujo y de caída, compuestos de rocas básicas e intermedias del tipo basálticas y basálticas-andesíticas; coronados por lomeríos con forma de conos cineríticos (De Cserna et al., 1988; Mooser et al., 1996). Muestran piroclastos de flujo y caída.

Presentan una altura relativa de 160 m, una pendiente de 0-6°, se reconoce un intervalo de altitud media de 2500-2620 m y una área cóncava de 12.5%, convexa de 12.5% y recta de 74.9%.

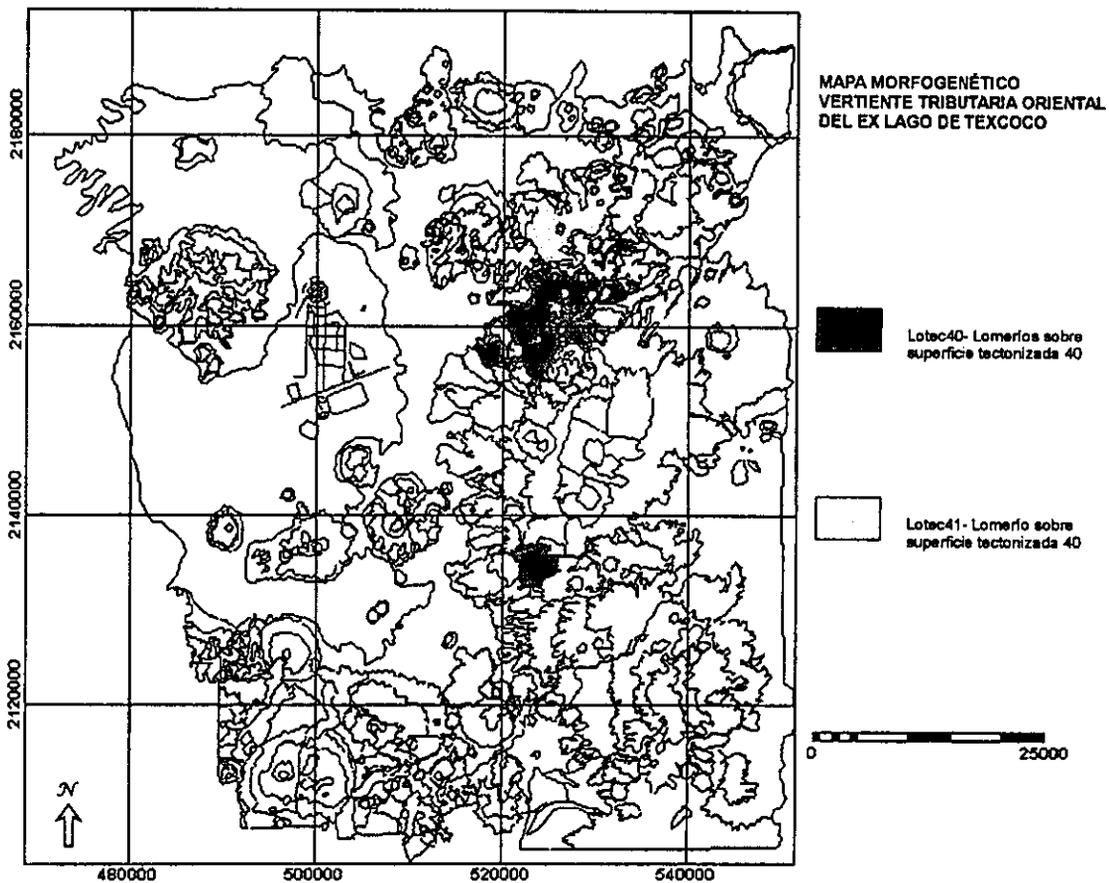


Fig. 54 Mapa morfo-genético donde se ubican las UM de Lomeríos sobre superficie tectónica 40 (Lotec40) y Lomerío sobre superficie tectónica 41 (Lotec41).

3.3.11 SÍNTESIS DEL ANÁLISIS MORFOMÉTRICO AGRUPANDO TODAS LAS UM DE LOMERÍOS

En las UM de *Lomeríos* las pendientes que se observan en la **Figura 55** muestran que los lomeríos lo34 ubicados al noroeste del área de estudio sobresalen con un rango de pendiente de 4-16° considerados como inclinados y moderadamente inclinados; presentan un porcentaje de concavidad de 23.1% y de convexidad de 23.8%. A estos lomeríos le continúan en importancia los lomeríos lo35 y los lomeríos lo37 localizados al sureste del área de estudio con un intervalo de pendiente de 4-14°. En el caso de los lo35 contienen una geometría convexa de 28.7%, cóncava de 23.8% y recta (superficie cumbral) de 53.0%, en forma de conos de ceniza; mientras que los lomeríos lo37 presentan una concavidad de 19.7%, convexidad de 19.1% y en las superficies cumbrales un 61.1%.

Por lo que respecta a las pendientes menos abruptas dentro de las UM de lomeríos, se observa que en la **Figura 55** el rango es de 0-6°, en los lomeríos bajos lob39 y el lomerío sobre superficie tectonizada lotec41 al norte, noreste y sur del área de estudio, son los más representativos, se presentan en zonas urbanas y agrícolas lob39, mientras que el lotec41 se caracterizan por presentarse sobre una superficie tectonizada. Por otra parte los lomeríos bajos lob39 muestran una geometría cóncava de 4.0%, convexa de 4.47%, y recta (superficies cumbrales) de 91.4%. Mientras que el lomerío sobre superficie tectonizada lotec41 con una geometría cóncava de 12.5%, convexa de 12.5% y recta (superficies cumbrales) de 74.9%. Según Zuidam (1985/1986) de acuerdo a su rango de pendiente que presentan los distingue como planos, con pendientes suaves y algunos inclinados; no presentan procesos de denudación considerables, pero si pueden llegar a presentar movimientos en masa de baja velocidad en condiciones periglaciales, fluviales y de soliflucción; y sólo en algunos casos pueden presentar procesos de erosión más fuertes.

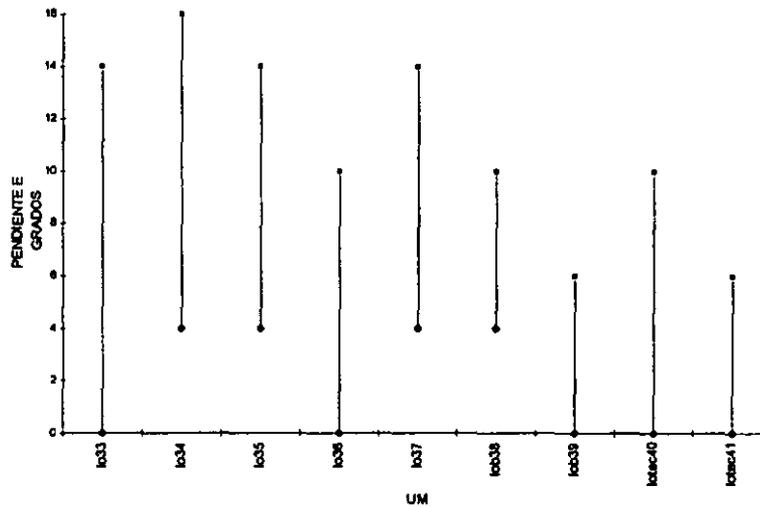


Fig. 55 Pendientes dominantes por UM de Lomeríos

En la **Figura 56** donde se encuentra representado el intervalo de altitud media de las UM de lomeríos se observa que los lomeríos lo37 presentan 2900-3080 m; estos lomeríos se localizan al sureste del área de estudio y son considerados los más altos dentro del grupo de los lomeríos (en general) dentro de toda el área de estudio; le siguen en importancia los lomeríos lo35 ubicados también al sureste del área de estudio, con 2620-2780 m. Posteriormente se encuentran con un intervalo de altitud media de 2580-2740 m los lomeríos sobre superficie tectonizada lotec40 al noreste del área de estudio y este del poblado de Ixtapaluca, al igual que el lotec41 se encuentran sobre superficie tectonizada.

Es importante resaltar que el resto de los valores del intervalo de altitud media representados en la **Figura 56** de las UM de lomeríos, presentan una mayor homogeneidad, pero aún así los lomeríos lo34 ubicados en la Sierra de Guadalupe al noroeste del área de estudio, sobresalen por presentar el valor más bajo de esta variable, el cual es de 2300-2420 m siendo así la UM de lomeríos con menor altitud.

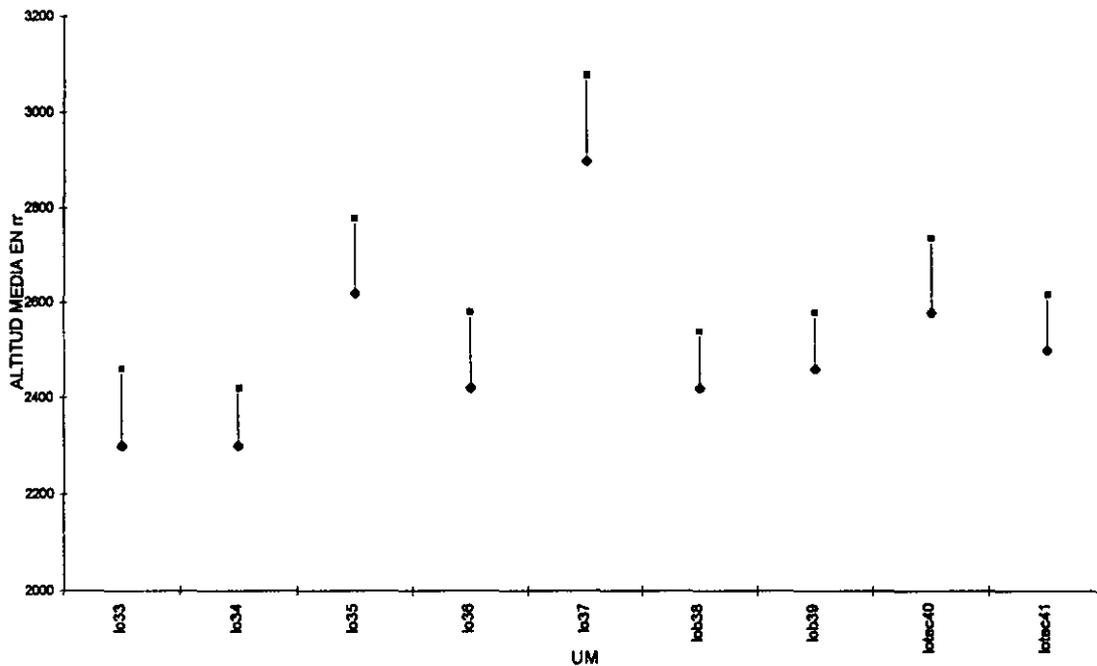


Fig. 56 Intervalos de altitud media dominantes por UM de Lomeríos

Por otra parte en relación a las alturas relativas que se presentan en las UM de lomeríos, se puede observar que en la Figura 57 estos datos son homogéneos y sobre todo en las UM que sobresalen por presentar los valores más altos. Estas UM son los lomeríos lo33, lo34, lo35, lomeríos lo36, lomeríos sobre superficie tectonizada lotec40 y el lomerío sobre superficie tectonizada lotec41, los cuales están distribuidos en el área de estudio en las porciones norte, noroeste, noreste, centro, este, sur y sureste; con una altura relativa de 160 m. Por consiguiente los valores con altura relativa menores se presentan en el lomerío bajo lob38 y lomeríos bajos lob39 ubicados al este del poblado de Ixtapaluca y al noreste de dicho poblado, al noreste y sur del área de estudio.

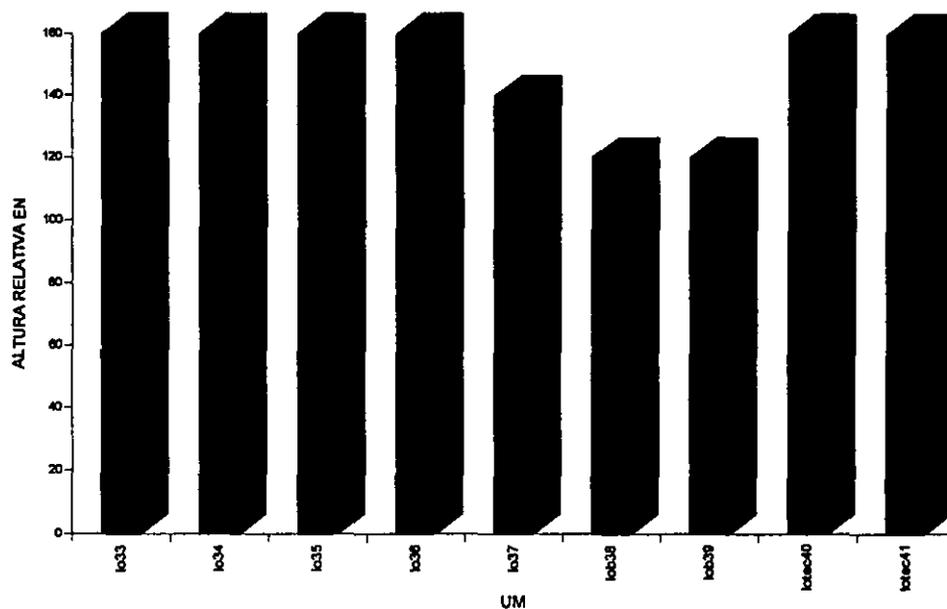


Fig. 57 Altura relativa dominante por UM de Lomeríos

En conclusión con pendientes pronunciadas o no tan pronunciadas, con altitudes o altura relativas máximas o mínimas, estos datos morfométricos presentados en las UM de Lomeríos se distribuyen en casi toda el área de estudio y esto se debe a que son las UM más numerosas y más representativas dentro del área. Asimismo es importante destacar que los lomeríos lo35 localizados al sureste del área de estudio son los que destacan en los tres parámetros morfométricos por sus valores más altos, esto puede ser explicado porque se encuentran al oeste y suroeste del volcán Iztaccíhuatl, el cual se consideró anteriormente como la porción con las pendientes más abruptas y alturas más representativas (altas) de toda el área, lo que favorece a que las UM de lomeríos, piedemontes, planicies o superficies cumbrales cercanas a este gran edificio volcánico presenten valores más altos que el resto de las UM.

3.3.12 PIEDEMONTES (Pi)

Los piedemontes interpretados en las fotografías aéreas se diferenciaron como locales y generales, aunque para fines cartográficos todos quedaron identificados como piedemontes. Cabe destacar que en contadas ocasiones se recurrió a la base topográfica, y no para corroborar la altura relativa como se realizó en las otras UM. Otros factores que sirvieron para delimitar estas UM de piedemontes fueron la escasez de cobertura vegetal (en algunos casos) que se manifiesta a un cambio a uso de suelo agrícola y urbano, y en menor importancia la densidad y patrón del drenaje.

Ocupan un 18.9% del total de las UM dentro de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco, lo que corresponde al segundo lugar en cuanto a la cantidad de UM mapeadas con un área de 1004.25 Km².

Al igual que todas las UM anteriormente descritas los piedemontes fueron repartidos en diferentes grupos de acuerdo a su origen, litología, edad del relieve y localización geográfica:

Pi42. Piedemontes de origen exógeno, acumulativo del Plioceno y plioceno-cuaternario (Pleistoceno), localizados en toda la porción norte y este del área de estudio (hasta la porción norte del volcán Iztaccíhuatl), al noroeste del área de estudio (Sierra de Guadalupe) y el Cerro localizado entre los poblado de Melchor Ocampo y Visitación, (ver Figura 58), se caracterizan por estar formados por depósitos acumulativos al pie de los edificios volcánicos compuestos por grandes derrames lávicos de rocas volcánicas epiclásticas con material piroclástico asociado. Algunos de estos piedemontes son locales a ciertas estructuras de laderas montañosas (en todas su variedades) y otros son piedemontes generales disectados por amplias cañadas (De Cserna et al., 1988).

En lo que corresponde a la Sierra de Guadalupe al noroeste del área de estudio, el Cerro localizado entre los poblados de Melchor Ocampo y Visitación, y la parte central cercana a la Sierra de Quetzaltepec dentro del área de estudio (ver Figura 58) se encuentran los piedemontes que se distinguen por rocas volcánicas epiclásticas, caracterizados como de flujos lávicos formando antiguos abanicos aluviales coalescentes, incluyendo depósitos laháricos dichos depósitos pertenecen a la Formación Tarango, la cual está compuesta por flujos piroclásticos de composición intermedia a ácida, tobas, capas de pómez y series clásticas de material andesítico. Algunos de estos piedemontes son locales y otros generales (De Cserna et al., 1988).

Todas estas UM de pi42 registran un geometría cóncava de 13.6%, convexa de 13.8% y recta de 72.4% (en su superficie cumbre); una altura relativa de 280 m, una pendiente de 0 a 10° y una altitud media de 2300-2420 m.

Pi43. Piedemontes de origen exógeno, acumulativo del Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno), caracterizados por depósitos glaciofluviales y turba; grava, arena y aluvión de origen volcanoclástico; pómez del volcán Popocatepetl y capas de loess (Nixon, 1989); representados por flujos en forma de abanicos aluviales coalescentes disectados en algunas regiones por profundos barrancos. Se localizan en la porción sureste del área de estudio, lo que representa la parte este y suroeste al volcán Iztaccíhuatl (ver Figura 58). Presentan una pendiente de 0-8°, se reconoce un intervalo de altitud media de 2500-2660 m, una altura relativa de 360 m; y una geometría cóncava de 11.5%, convexa de 12.1% y recta de 76.2%.

En el grupo de piedemontes (pi44) que a continuación se presentan se distinguen por mostrar las mismas características litológicas, compuestos de lavas, tobas, cenizas y depósitos epiclásticos y piroclásticos de flujo, con forma de abanico, algunos de ellos y con una composición de basálto y basálto-andesítica (De Cserna et al., 1988; Mooser et al., 1996). Asimismo presentan las mismas características morfométricas, con una pendiente de 0 a 6°, una altitud media de 2500-2740 m, una altura relativa de 360 m; y una área cóncava de 11.1%, convexa de 11.1% y recta de 77.7%.

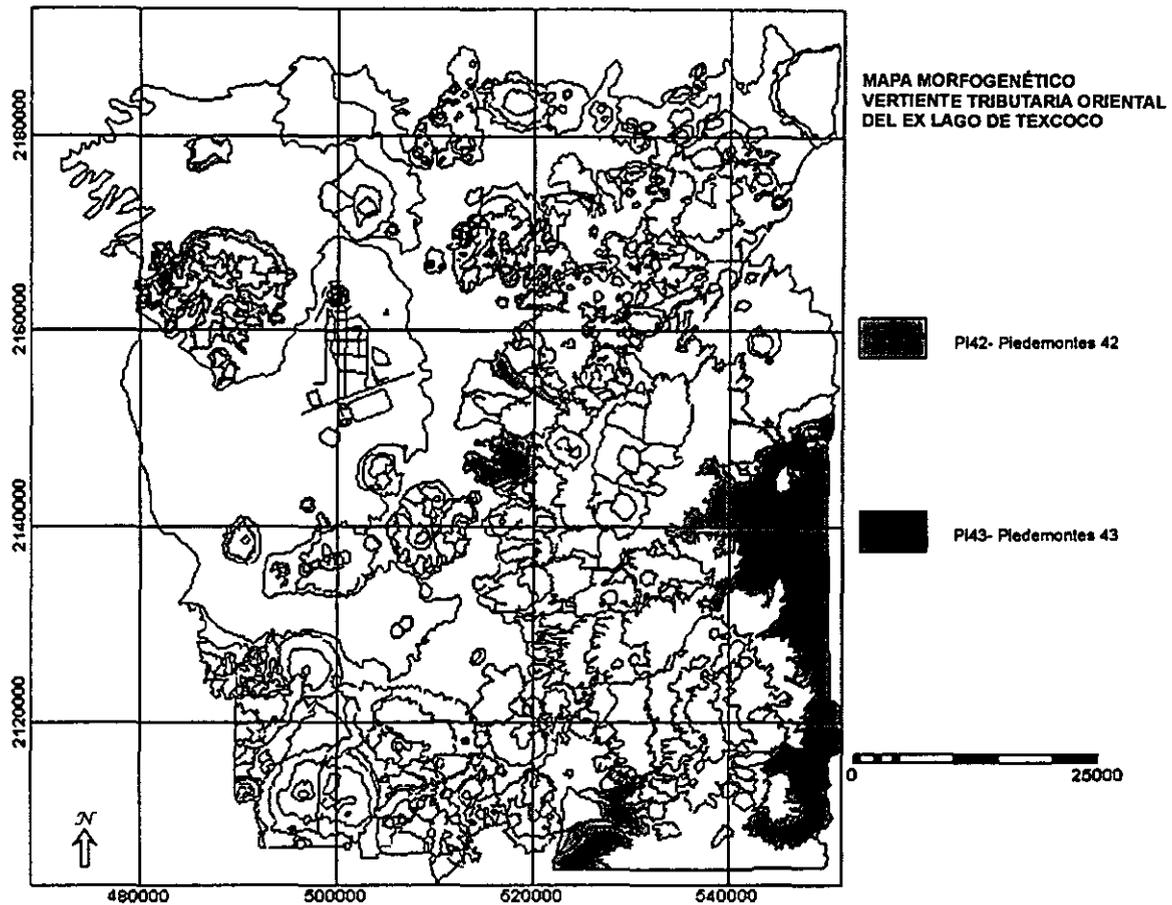


Fig. 58 Mapa morfo genético en donde se ubican las UM de Piedemontes 42 (Pi42) y Piedemontes 43 (Pi43).

Pi44. Piedemontes de origen exógeno, acumulativo del Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno). En la parte norte y noroeste del área de estudio se encuentran el piedemonte del Cerro Gordo, los piedemontes de los lomeríos al oeste de dicho Cerro, el piedemonte del Cerro Chiconautla el cual presenta un tectonismo activo que está manifestado por la presencia de fallas con orientación oeste-este con trayectoria curvilínea (cóncava y convexa) y el piedemonte de los Cerros Santiago y Tezoyuca (ver Figura 59).

En la Sierra de Santa Catarina se distinguen los piedemonte locales a las lm (en todas sus variedades). En el caso del Cerro el Chimalhuachi (ver Figura 59), presenta estructuras disyuntivas que se originan por los movimientos tectónicos conocidas como fallas, que en este caso se consideran como normales con orientación que va de este-oeste.

Por lo que respecta al Cerro El Pino, muestra piedemontes locales; dos pertenecientes a los de los Cerros Xolcuango y Xochiquila, (ver Figura 59), visitados en trabajo de campo el 23-julio- 1998. En la Figura 60 se presenta el piedemonte del Cerro Xolcuango, que se caracteriza por tener formas de abanico.

En la parte central de la porción sur del área de estudio se encuentran los piedemontes locales a los Cerros Tenayo, Cerro Chiconquial, el Cerro Tres Cruces y el Cerro la Coronilla (ver Figura 59), disectado por barrancos.

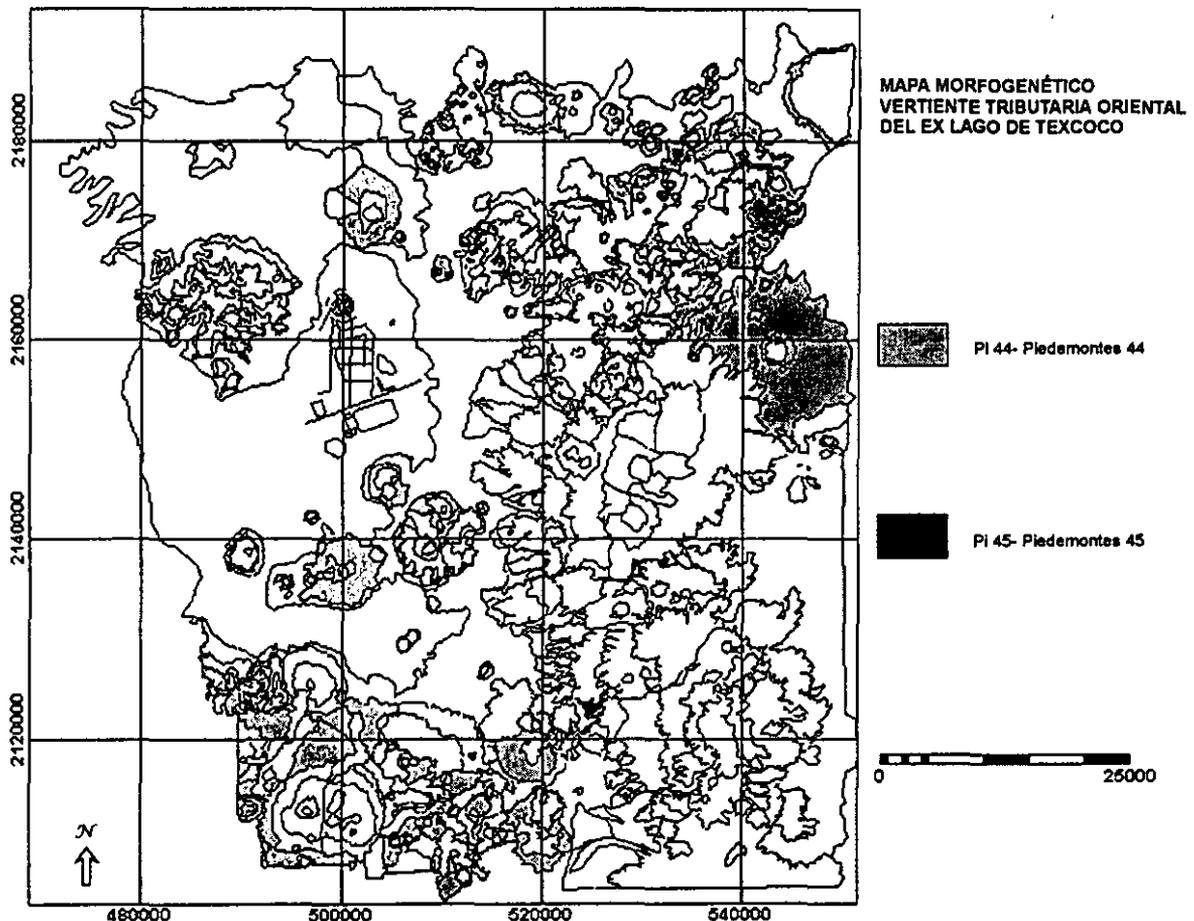


Fig. 59 Mapa morfo genético en donde se ubican las UM de Piedemontes 44 (Pi44) y Piedemontes 45 (Pi45).

Por último en la Sierra del Chichinautzin (ver Figura 59), se localizan piedemontes que en su mayoría se determinan como locales, aunque también se encuentran generales. Los

pedemontes generales son más amplios que los locales; ya que los locales son principalmente de los conos cineríticos y domos volcánicos de esta área.

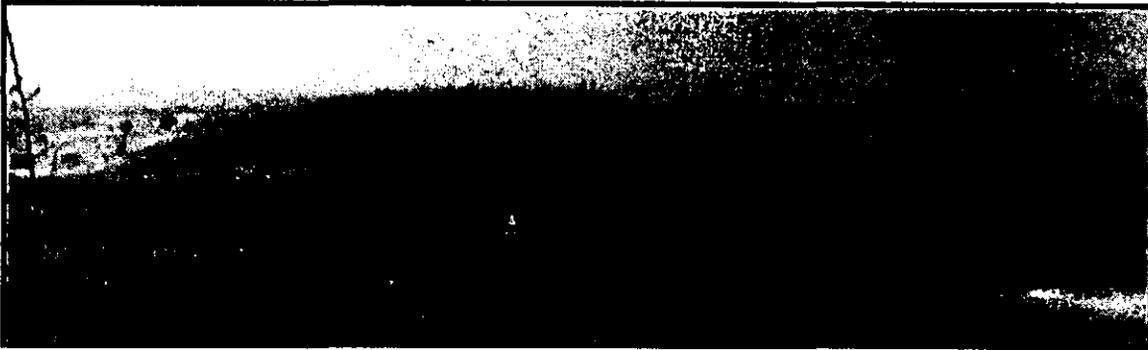


Fig. 60 A) Piedemonte 44 (Pi44), que forma parte del Cerro Xolcuango, visitado el 23 de julio 1998.

Lugo (1984) menciona que el proceso de formación de los pedemontes ubicados en esta sierra se han visto alterados por las continuas erupciones volcánicas que en un tiempo muy breve depositaron materiales con espesores que la acumulación exógena llevaría a cabo cientos y miles de años. Simultáneamente con las erupciones volcánicas se han producido de lahares.

Pi45. Piedemontes de origen exógeno, acumulativo del Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno). Se localizan al sureste del área de estudio (ver Figura 59) que Nixon (1989) los caracteriza como depósitos glaciofluviales y turba; grava, arena y aluvión de origen volcanoclástico y capas espesas de loess. Presentan una altura relativa de 360 m, se reconoce un intervalo de altitud media de 2500-2740 m, una pendiente de 0-6°; y una geometría cóncava de 11.1%, convexa de 11.1% y recta de 77.7%.

3.3.13 PIEDEMONTES DE FLUJOS LAHÁRICOS (*Pi/lah*)

Estos Piedemontes de Flujos Laháricos (*Pi/lah*) se delimitaron así por presentar forma de pequeños flujos lodosos con relieve rugoso y casi sin vegetación.

Pi/lah46. Cuentan con un 0.20% del total de UM de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco y una superficie de 10.9 Km² del total del área de estudio; su origen es exógeno,

acumulativo del Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno). Se localizan en la parte central del área de estudio, lo que se refiere al Cerro El Pino, distribuyéndose al sur y este de dicho cerro; y al noreste del área de estudio lo que corresponde al Cerro Chiconautla (ver Figura 61); se caracterizan por presentar tobas, cenizas y depósitos picláticos de flujo y caída, compuestos de rocas básicas e intermedias del tipo basálticas y basálticas-andesíticas, se presentan como pequeños abanicos de flujos laháricos, con crestas agudas (De Cserna et al., 1988; Mooser et al., 1996). Se caracterizan por ser muy tectonizadas.

Muestran una área cóncava de 8.3%, convexa de 8.4% y recta de 83.1%; con una pendiente de 0 a 10°, una altura relativa de 240 m y una altitud media de 2260-2380 m.

3.3.14 PIEDEMONTES DE LOMERÍO (*Piño*)

Estas UM se identificaron a los pies de ciertos lomeríos, por lo que se consideraron locales a estas UM. Representan el 0.2% de las UM que se encuentran dentro de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco, con un área de 12.23 Km².

Piño47. Presentan un origen exógeno, acumulativo del Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno), se encuentran en la parte central de la porción sur del área de estudio, siendo la UM perteneciente al Cerro Tenayo, al suroeste del área de estudio y en la parte central lo que corresponde al Cerro El Pino (en su parte sureste) dentro del área de estudio (ver Figura 61). Se representan como una colada de lava; se constituyen de tobas, cenizas y depósitos picláticos de flujo y depósitos laháricos, compuestos de rocas básicas e intermedias del tipo basálticas y basálticas-andesíticas, representados en forma de colada de lava con escarpes (De Cserna et al., 1988; Mooser et al., 1996).

Presentan una área cóncava de 15.0%, convexa de 16.1% y recta de 68.7%; con una altura relativa de 320 m, se registra un intervalo de altitud media de 2300-2380 m y una pendiente de los 0° a 10°.

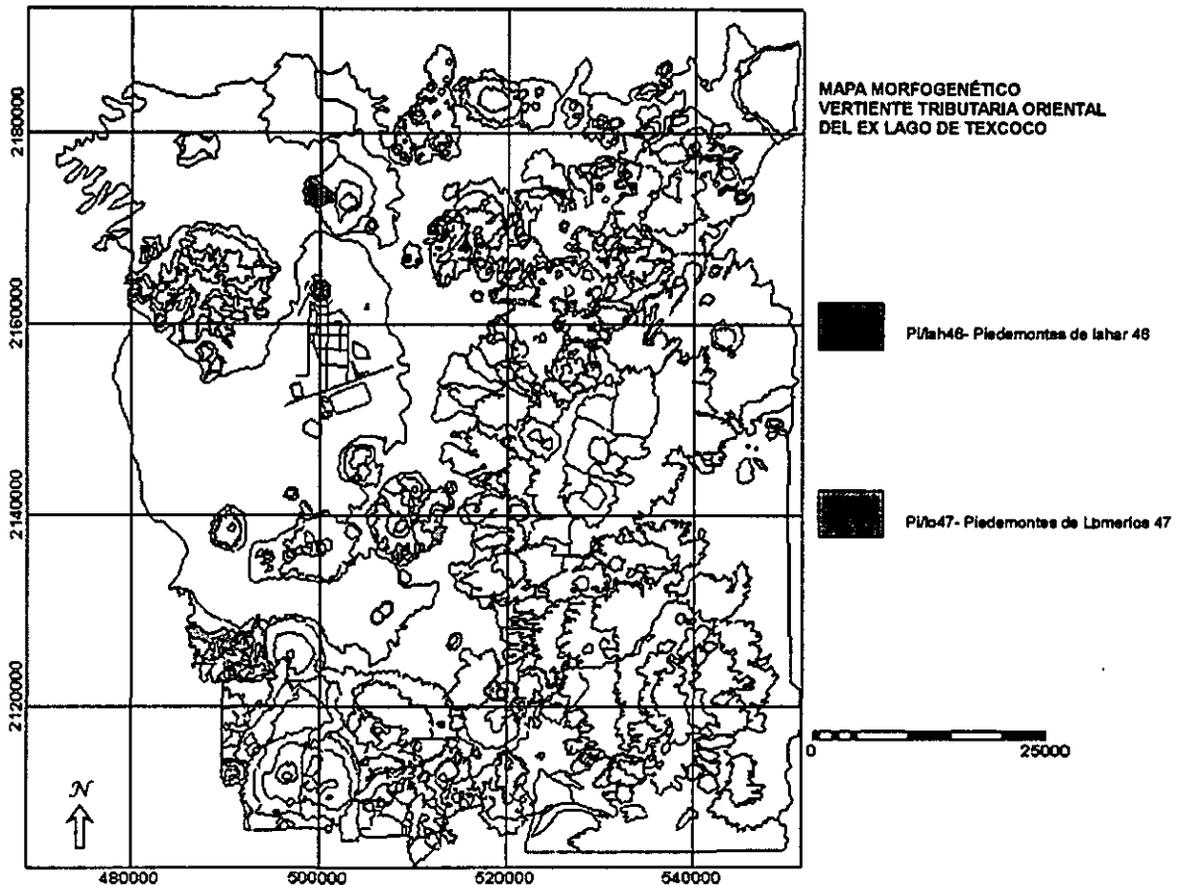


Fig. 61 Mapa morfo genético en donde se ubican las UM de piedemontes de flujos laháricos 46 (Pi/lah46) y piedemontes de lomerío 47 (Pi/lo47).

3.3.15 PIEDEMONTES ALTOS (Pia)

Representan el 1.4% de todas las UM de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco, cuentan con un superficie de 77.96 Km² del total del área de estudio.

Al igual que en las UM de laderas montañosas y lomeríos estos piedemontes, se diferenciaron por su posición y no por algún parámetro estadístico que definiera intervalos de alturas.

Dentro de estas UM se reconocen dos diferentes tipos de formas como: coladas de lava y abanicos. Estas UM se dividieron por su origen, litología, edad del relieve y localización geográfica, en diferentes grupos como se observa a continuación:

Pia48. Piedemontes altos de origen exógeno, acumulativo del Plioceno y plioceno-cuaternario (Pleistoceno), localizados en la parte central de la porción norte del área de estudio, lo que corresponde al norte del poblado de Tepetlaoxtoc (ver Figura 62) presenta movimientos tectónicos que se manifiestan por la presencia de estructuras adisyuntivas conocidas como fallas con orientación noroeste-sureste que los cruza; al oeste de la Sierra de Río Frío y una pequeña porción al oeste de la Sierra Nevada.

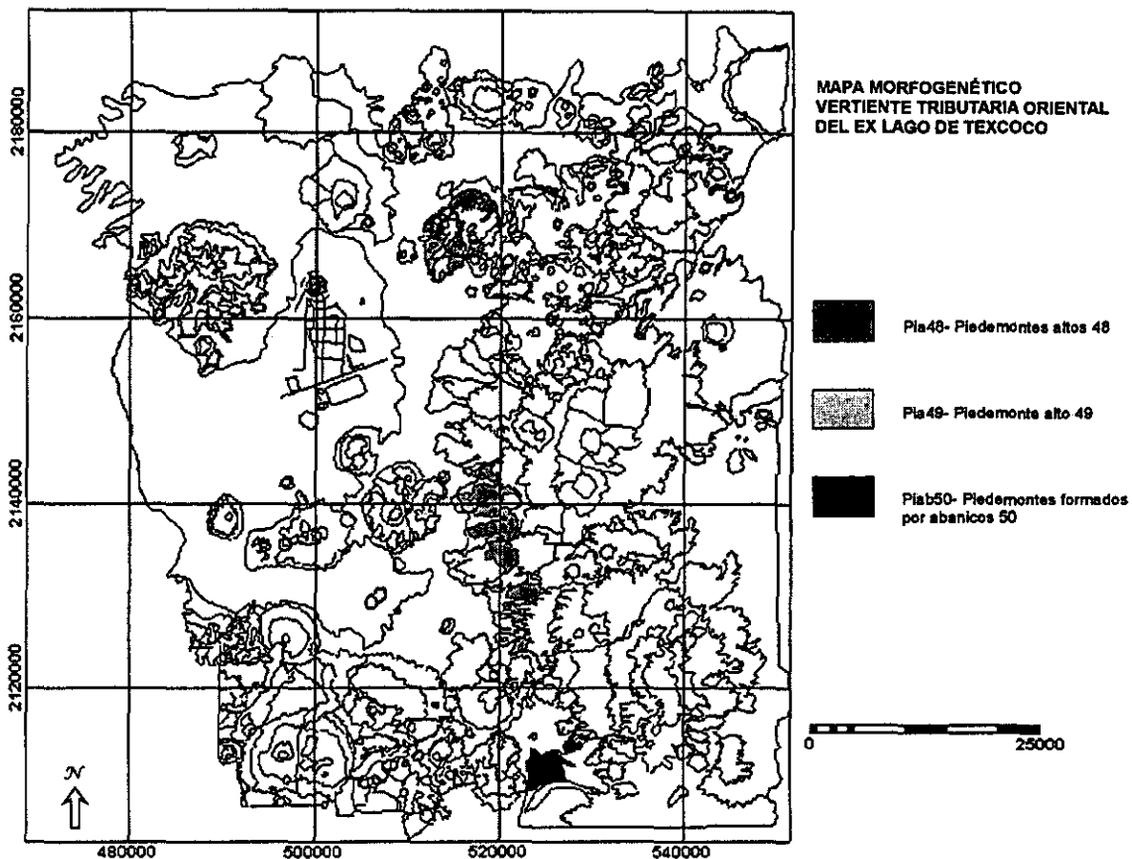


Fig. 62 Mapa morfo-genético en donde se ubican las UM de piedemontes altos 48 (Pia48), piedemonte alto (Pia49) y los piedemontes formados por abanicos 50 (Piab50).

En estas áreas estos Piedemontes altos se encuentran sobre rocas volcánicas epiclásticas, conformando abanicos aluviales coalescentes. En la parte norte, estos abanicos se encuentran disectados por algunos barrancos y en el caso de la sierra de Río Frío, presentan depósitos

laháricos en algunos sitios pertenecientes a la Formación Tarango, la cual está compuesta por flujos piroclásticos de composición intermedia a ácida, tobas, capas de pómez y series clásticas de material andesítico, también se encuentran disectados por barrancos (De Cserna et al., 1988; INEGI, 1983).

Muestran una pendiente de 0-10°, una altitud media de 2380-2500 m, una altura relativa de 320 m; y una geometría cóncava de 18.8%, convexa de 18.4% y recta de 62.6%.

Pia49. Piedemonte alto de origen exógeno, acumulativo del Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno), ubicados en la parte central del área de estudio, (ver Figura 62). Esta UM de Piedemonte alto pertenece al lomerío conocido como la Mesa Larga. Este Pia49 presenta una forma de coladas de lava, tobas, cenizas, compuestos de rocas básicas e intermedias del tipo basálticas y basálticas-andesíticas, con asociación de material piroclástico de flujo y caída; presenta tectonismo activo, ya que presenta afallamiento con orientación norte-sur, lo que los caracteriza como muy tectonizados; y pequeños barrancos que lo disectan (De Cserna et al., 1988; INEGI, 1983; Mooser et al., 1996). Asimismo se caracterizan por mostrar una área cóncava de 24.8%, convexa de 26.4% y recta de 48.7%; con una pendiente de 4 a 14°, se reconoce un intervalo de altitud media de 2340-2460 m y una altura relativa de 240 m.

3.3.16 PIEDEMONTES FORMADOS POR ABANICOS (*Piab*)

La delimitación de estos *Piab* se pueden observar en las fotografías aéreas (ver Figura 19)

Piab50. Estos *Piab* se encuentran en la parte sureste del área de estudio; al sur y sureste del poblado de Amecameca (ver Figura 62), fueron delimitados de esta forma porque al observar en las fotografías aéreas se comprobó que su forma es acumulativa con aspecto de medio cono recostado e inclinado y el depósito de los materiales es al frente expandiéndose (Lugo, 1989) (ver Figura 63). Vistos en perfil los materiales son más grandes en la parte distal, mientras que en la parte del apice son más pequeños. La inclinación de los abanicos promedia entre 5-25°. Por otra parte en la Figura 19 se observa que el piedemonte formado por abanico con el número 1 presenta una longitud tomada desde su apice a su parte distal de 4.41 km y su anchura de la parte distal de 4.68 km, el abanico que presenta el número 2 muestra una longitud de 3.95 km y una anchura de 1.61 km, y por último el abanico con el número 3 siendo el más pequeño de los tres presenta una longitud de 2.01 km y una anchura de 1.46 km.

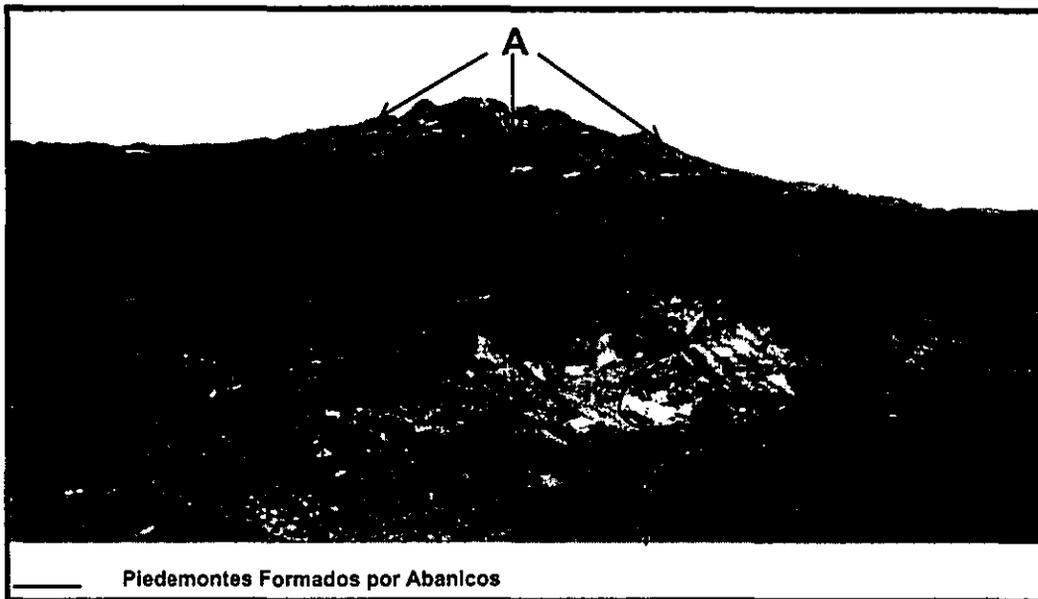


Fig. 63 UM de piedemontes formados por abanicos 50 (Piab50) (1,2,3); y al fondo A) el volcán Iztaccíhuatl (Guillén, 1996).

Tienen un origen exógeno acumulativo del Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno). De Cserna et al. (1988) mencionan que el material aluvial de dichos piedemontes formados por abanicos poseen una granulometría más gruesa cercana a las serranías, que disminuye a mediada que se acerca a la zona limitrofe del vaso lacustre. Para Nixon (1989) y De Cserna et al. (1988), estas UM están constituidas por depósitos glaciofluviales, turba retrabajada en forma de grava cubierta con tobas eólicas y aluviales, y brechas de pómez que cambian lateralmente a arenas, arenas limosas y arcillas volcánicas.

Presentan una altura relativa de 280 m, una geometría cóncava de 2.0%, convexa de 1.8% y recta de 96.1%; con una pendiente de 0-6° y se reconoce un intervalo de altitud media de 2500-2580 m. Ocupan el 0.2% de las UM fotointerpretadas en la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco, con un área de 15.4 Km².

3.3.17 PIEDEMONTES BAJOS (*Pib*)

Ocupan el 0.8% de las UM de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco, con un área de 45.05 Km².

Se dividieron en grupos de acuerdo a su origen, litología, edad del relieve y localización geográfica:

Pib51. Piedemontes bajos de origen exógeno, acumulativo del Plioceno y plioceno-cuaternario (Pleistoceno), se localizan al sur del poblado de Teotihuacan, en la porción norte del área de estudio y en las subcuencas de los ríos Chapingo y San Bernardino (noroeste de la Sierra de Quetzaltepec) en la parte central de la porción noreste del área de estudio (ver Figura 64). Se encuentran sobre rocas volcánicas epiclásticas en forma de flujos laháricos, conformando abanicos aluviales coalescentes pertenecientes a la Formación Tarango, la cual está compuesta por flujos piroclásticos de composición intermedia a ácida, tobas, capas de pómez y series clásticas andesíticas y tobas en depósitos de flanco con material piroclástico asociado de las Sierras de Tláloc y Sierra Nevada (De Cserna et al., 1988; Mooser et al., 1996).

Se caracterizan por presentar una geometría cóncava 4.5%, convexa de 4.6% y recta de 90.7%; una pendiente de 0 a 8°, una altitud media de 2300-2380 m y una altura relativa de 240 m.

En las fotografías aéreas donde se localizan las subcuencas de los ríos Chapingo y San Bernardino en la parte central de la porción noreste del área de estudio se delimitaron tres polígonos de piedemontes bajos (*pib51*), los cuales se observaron en el trabajo de campo el 9 de julio de 1998 con el objetivo de obtener el conocimiento necesario, para elaborar la tesis "Inventario de Erosión Acelerada de las Cuencas de los ríos Chapingo y San Bernardino en la Vertiente Oriental de la Cuenca de México" por Arturo Garrido Pérez (1999).

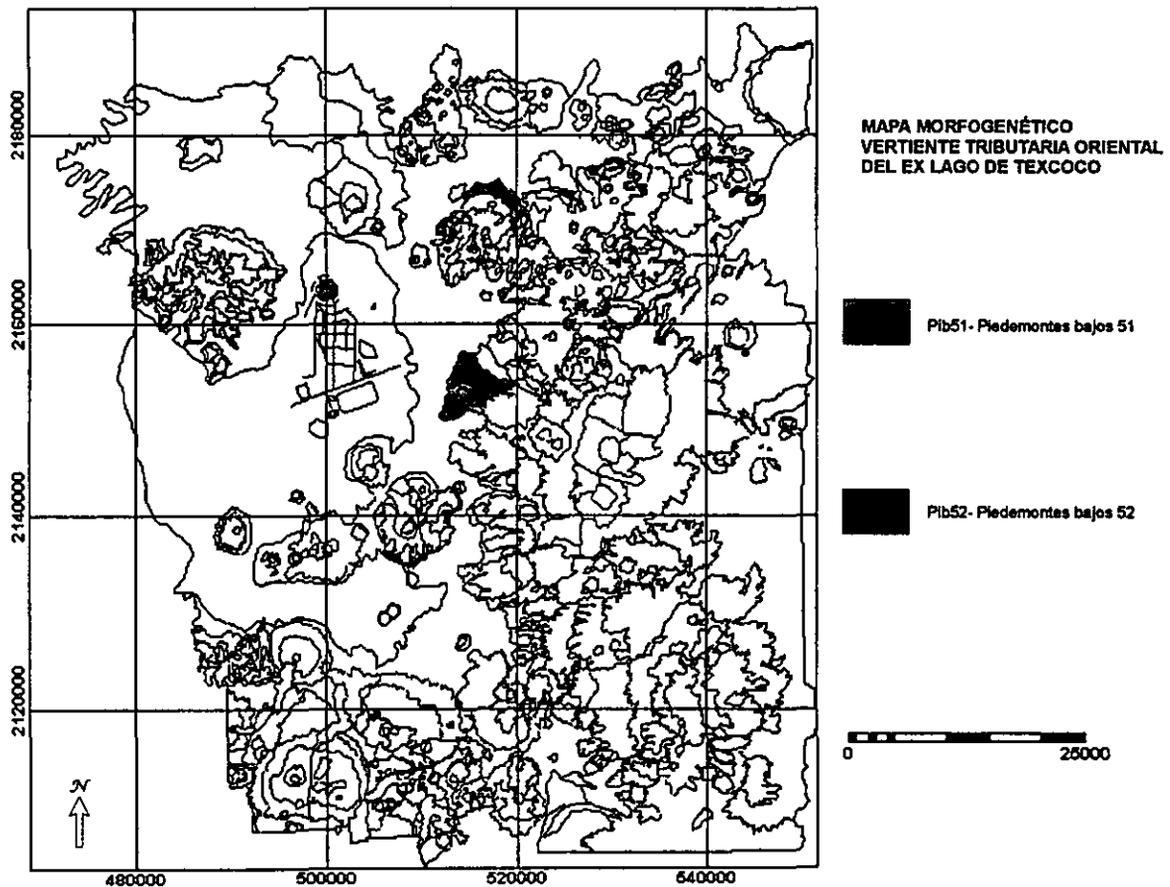


Fig. 64 Mapa morfo-genético en donde se representa la ubicación de las UM de piedemontes bajos 51 (Pib51) y piedemontes bajos 52 (Pib52).

El primero de los piedemontes bajos diferenciados en las fotografías aéreas se aprecia en la **Figura 65** donde se muestran tres eventos que los originaron: 1) presenta aproximadamente 10 m de espesor de flujo lahárico y pirocástico el cual contiene fragmentos de roca volcánica de diferentes tamaños, 2) este evento muestra un espesor menos denso que el anterior de lahar con tonalidad rosada y materiales de detritos y 3) muestra un espesor relleno de materiales piroclásticos, como la ceniza volcánica con tonalidad amarilla y café.

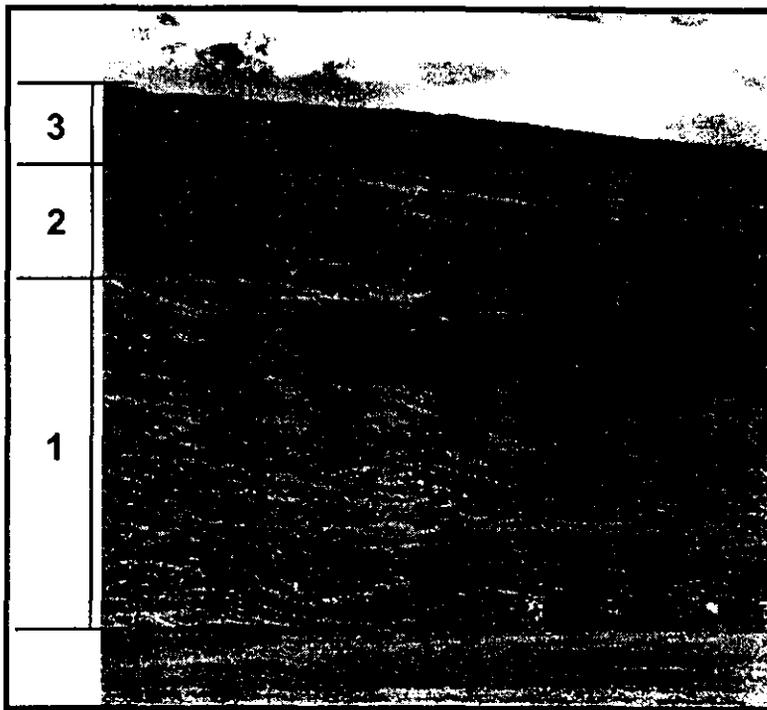


Fig. 65 Se observan los tres eventos que dieron origen al primer piedemonte bajo (pib51), los cuales se explican en la página anterior (138), delimitado dentro de las subcuencas de los ríos Chapingo y San Bernardino el 9 de julio de 1998, en trabajo de campo.

Este Piedemonte bajo en general se encuentra constituido de pómez y vidrio volcánico, actualmente es utilizado como mina para la extracción del material, él cual se ocupa en la industria de la construcción.

En la **Figura 66** se observa el segundo piedemonte bajo (pib51) de flujo lahárico y pirocástico caracterizado por cuatro eventos volcánicos: 1) aproximadamente de 8 m de espesor con ceniza de color gris y cantos rodados, 2) es sólo una franja de flujo lahárico de tonalidad rosada muy semejante al Pib51 anterior (en lo que se refiere al segundo evento que lo origino), 3) es de 3 m de espesor aproximadamente con tonalidad café y el 4) compuesto de cenizas volcánicas con tonalidad gris y café, con un espesor de 5 m aproximadamente.

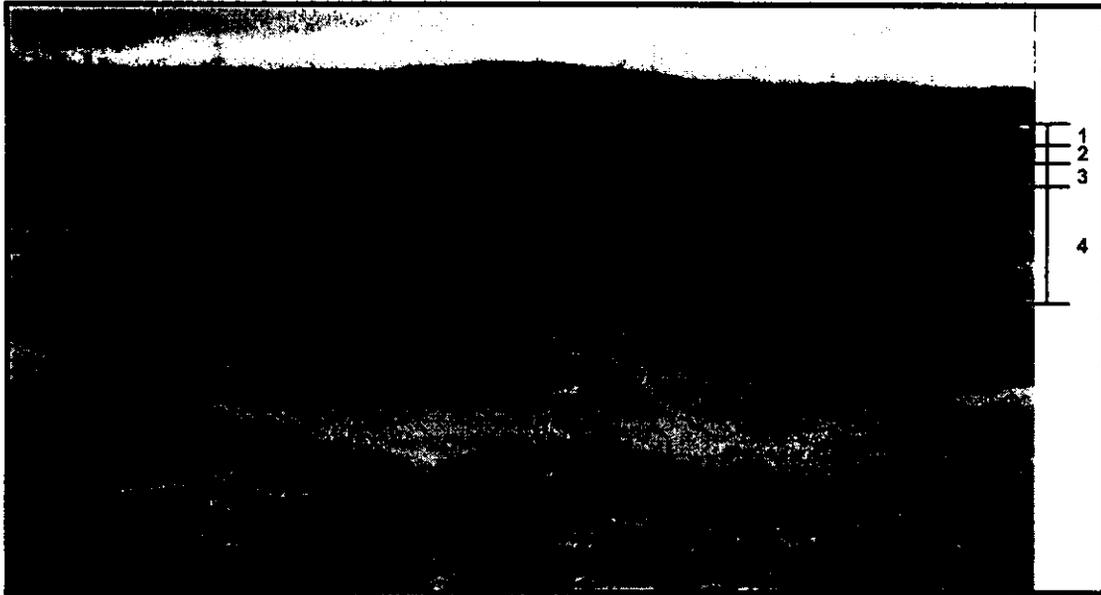


Fig. 66 En esta fotografía se aprecian los cuatro eventos que dieron origen al segundo piedemonte bajo (pib51), los cuales se explican en la página anterior (139), delimitado dentro de las subcuencas de los ríos Chapingo y San Bernardino el 9 de julio de 1998, en trabajo de campo.

Al igual que el piedemonte bajo anterior, este funciona como mina de donde se extrae material para la construcción, como se aprecia en la **Figura 66**

El tercero y último de los Pib51 de flujo lahárico en esta parte del área de estudio, se observa en la **Figura 67**; al igual que los Pib51 anteriores funciona como una mina. En este piedemonte bajo se nota que hay diferentes eventos que le dieron origen, estos eventos presentan espesores que varían en su volumen (tamaño); el material que cada espesor contiene se encuentra concatenado con el de otro espesor ya sea en su parte superior o inferior. En el caso de los espesores que se encuentran en la parte superior están compuestos de ceniza volcánica de la Sierra Nevada, la cual se encuentra modificada por el tipo de nivel de degradación conocida como "tepetate".



Fig. 67 Se observan A) los diferentes eventos que dieron origen al tercer piedemonte bajo (pib51), explicados en la página anterior (140), delimitado dentro de las subcuencas de los ríos Chapingo y San Bernardino el 9 de julio de 1998, en trabajo de campo.

Pib52. Piedemontes bajos de origen exógeno acumulativo del Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno), localizados en la parte norte del área de estudio y en la parte noroeste del poblado de Otumba también en el área de estudio (ver Figura 64), se caracterizan de lavas, tobas, cenizas y depósitos epicláticos, compuestos de rocas básicas e intermedias del tipo basálticas y basálticas-andesítica (De Cserna et al., 1988). También dentro de este grupo se encuentra el Piedemonte bajo localizado en la parte central del área de estudio (ver Figura 64) perteneciente al lomerío conocido como la Mesa Larga en el Cerro El Pino, y otra pequeña porción en el mismo cerro. Estos Pib, presentan forma de coladas de lava con material piroclástico asociado de flujo y de caída. Cuentan con una pendiente de 0-6°, una altura relativa de 240 m, una altitud media de 2260-2380 m; y una de área convexa de 5.7%, recta de 89.3% y cóncava de 4.9%.

3.3.18 PIEDEMONTES BAJOS NO ONDULADOS (*Pibnond*)

Pibnond53. Presentan un origen exógeno acumulativo del Plioceno y plioceno-cuaternario (Pleistoceno), representan el 26.99 Km² del área y el 0.5% de la UM delimitadas en la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco. Se localizan al oeste de la Sierra de Río Frío y sólo una pequeña porción al oeste de la Sierra Nevada (al este del área de estudio) (ver **Figura 68**); se distinguen por contener rocas volcánicas epiclásticas, presentan forma de abanicos aluviales coalescentes pertenecientes a la Formación Tarango, la cual esta compuesta por flujos piroclásticos de composición intermedia a ácida, tobas, capas de pómez y series clásticas de material andesítico (De Cserna et al., 1988). Se reconoce un intervalo de altitud media de 2300-2420 m, una pendiente de 0° a 8°, una área cóncava de 9.7%, convexa de 10.9% y recta de 79.3%, y una altura relativa de 240 m.

Fueron delimitados así por no presentar modelamiento en el relieve, que dea la apariencia de formar ondulaciones; pero si presentan una posición dentro de las fotografías aéreas que los hace ser piedemontes bajos.

3.3.19 PIEDEMONTES BAJOS ONDULADOS (*Pibond*)

Pibond54. Representan el 0.3% del total de las UM fotointerpretadas, ocupando una área de 16.15 Km² de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco; se ubican al oeste de la Sierra de Río Frío al este del área de estudio (ver **Figura 68**), al contrario de las UM de *Pibnond53* estas UM se delimitaron así por presentar un modelamiento del relieve causado por la presencia de coladas de lava que se sobrepusieron al antiguo piedemonte (ya existente), y al drenaje en forma de pequeños barrancos, lo que hace que el relieve presente una rugosidad que da la apariencia de formar ondulaciones en el relieve; por otra parte se consideraron bajos sólo por su posición en las fotografías aéreas.

Su origen es exógeno modelado acumulativo del Plioceno y plioceno-cuaternario (Pleistoceno), representados por rocas volcánicas epiclásticas en forma de abanicos aluviales coalescentes pertenecientes a la Formación Tarango, la cual esta compuesta por flujos piroclásticos de composición intermedia a ácida, tobas, capas de pómez y series clásticas de material andesítico (De Cserna et al., 1988). Se encuentran disectados por algunos barrancos.

Presentan un intervalo de altitud media de 2300-2420 m, una altura relativa de 240 m; un intervalo de pendiente de 0-10°; y una geometría de perfil longitudinal cóncava de 12.0%, convexa de 11.1% y plana de 76.7%.

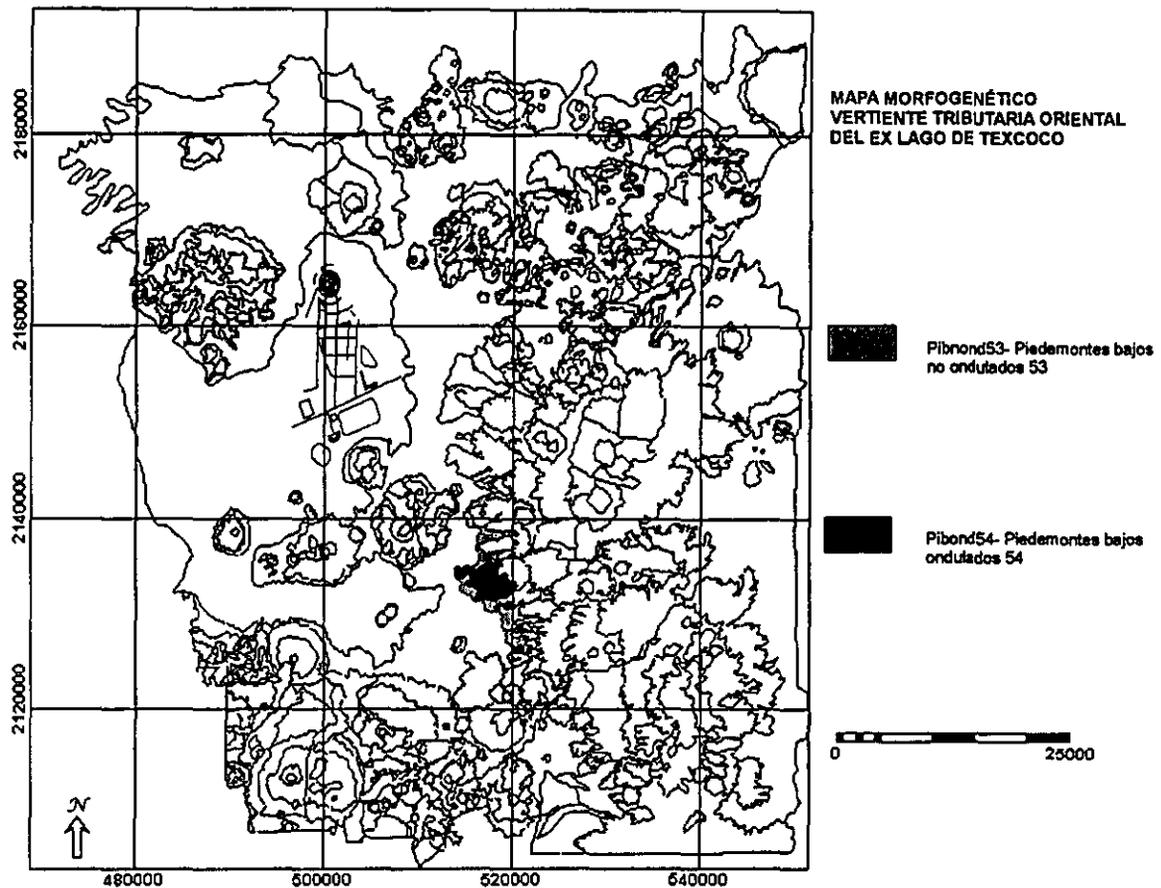


Fig. 68 Mapa morfo genético en donde se presenta la ubicación de las UM de Piedemontes bajos no ondulados 53 (Pibond53) y Piedemontes bajos ondulados 54 (Pibond 54).

Por otra parte en la **Figura 21** se aprecian algunos ejemplos de la delimitación de las UM de piedemonte bajo ondulado (pibond 53) y piedemonte bajo no ondulado (pibond 54), en las fotografías aéreas interpretadas.

3.3.20 PIEDEMONTE LOCAL ASOCIADO CON LADERAS MONTAÑOSAS (*Piloaslm*)

Piloaslm55. Esta UM se encuentra en la parte noreste del área de estudio (ver Figura 69), con una superficie de 1.36 Km² del total de 5 296.7 Km² y un 0.02% de las UM representadas en la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco.

Su origen es exógeno, acumulativo del Plioceno y plioceno-cuaternario (Pleistoceno) con rocas volcánicas epiclásticas en forma de abanicos aluviales coalescentes asociados con material piroclasto de flujo y caída (De Cserna et al., 1988). Presentan una altitud media de 2780-2940 m, una pendiente de los 0° a 14°, una altura relativa de 340 m; y una área cóncava de 27.9%, convexa de 28.9% y recta de 43.1%.

3.3.21 PIEDEMONTES LOCALES INTERMONTANOS (*Pilocint*)

Pilocint56. Estas UM se localizan al sur y sureste del poblado de Río Frío de Juárez al noroeste del área de estudio (ver Figura 69). Su delimitación se realizó al apreciar que estas UM se encontraban entre la UM de laderas montañosas no diferenciadas (Lm3), por lo que se distingue como intermontana.

Son de origen exógeno, acumulativo del Cuaternario (Pleistoceno). Nixon (1989) menciona que pertenecen a las rocas volcánicas de la Sierra Nevada, en forma de derrames dacíticos del Cerro Papayo; mientras que De Cserna et al. (1988) y Mooser (1996) se constituyen de lavas de tobas, cenizas y depósitos epiclásticos, compuestos de rocas básicas e intermedias del tipo basálticas y basálticas-andesíticas, del Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno). Presentan asociación de material piroclástico de flujo y de caída. Se caracterizan por ser muy tectonizados.

Cuentan con un área e 7.92 Km² y ocupan el 0.1% de las UM representadas en la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco.

Se reconoce un intervalo de altitud media de 3120-3240 m, una pendiente de 0-8°, una área cóncava de 14.5%, convexa de 15.4% y recta de 70.0%; y una altura relativa de 240 m.

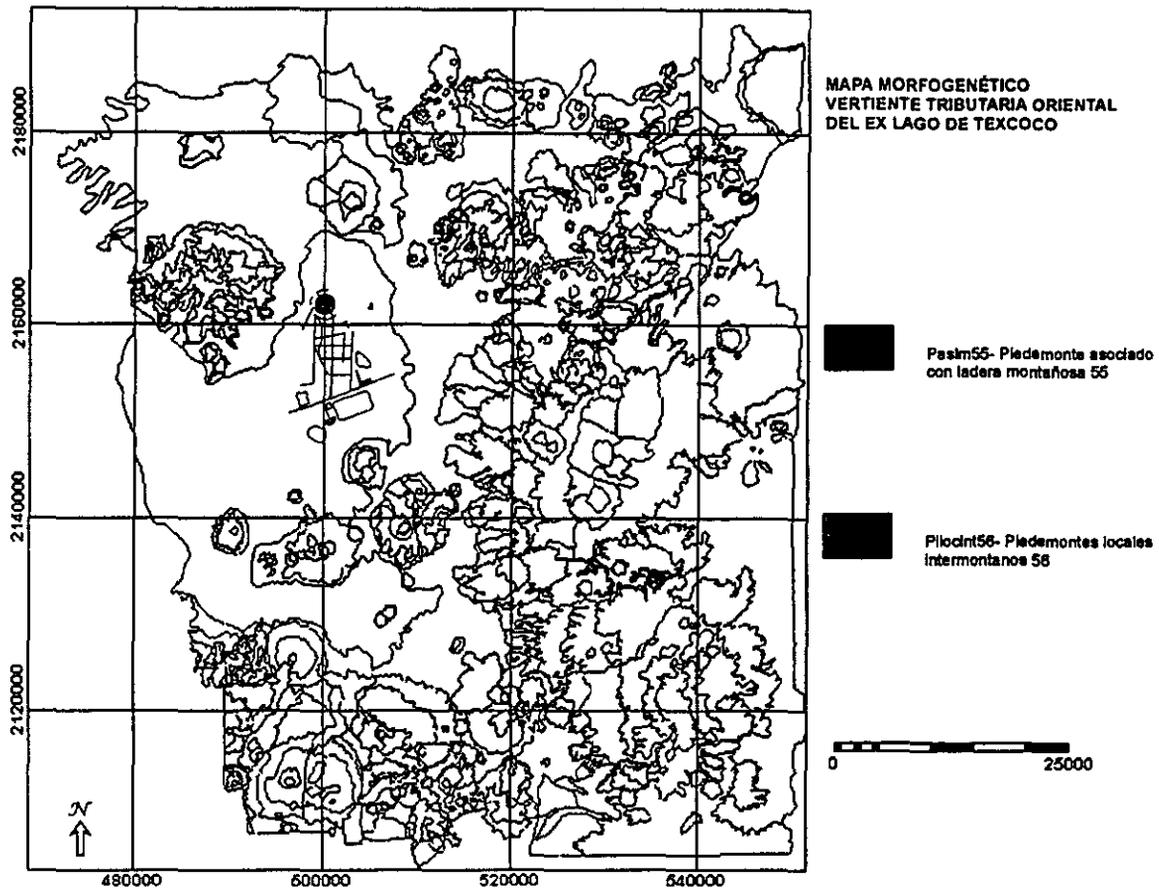


Fig. 69 Mapa morfo genético en donde se presenta la ubicación de las UM de Piedemonte local asociado con laderas montañosas 55 (Piloasm55) y Piedemontes locales intermontanos 56 (Pilocint56).

La delimitación de estas UM de Piedemontes locales intermontanos se puede apreciar en la **Figura 17**.

3.3.22 PIEDEMONTE INTERCALADO CON LOMERÍO (*Pislo*)

Pislo57. Se caracteriza por ser un sólo polígono que se encuentra en la parte central de la porción noreste del área de estudio (ver **Figura 70**). Se caracterizó así debido a que existe una conexión entre estas dos UM, sólo que en este caso las características de depositación y acumulación de material de los piedemontes sobresalen a las de los lomeríos.

Representa el 0.009 % de las UM representadas en este trabajo y un área de 0.49 Km² del total de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco de 5 296.7 Km².

Su origen es exógeno, acumulativo. De Cserna et al., (1988) mencionan que esta UM se distingue por presentar edad del Plioceno o plioceno-cuaternario (Pleistoceno) y Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno). En el caso del Plioceno presenta rocas volcánicas epiclásticas en forma de abanicos aluviales coalescentes y en el Cuaternario presentan lavas, cenizas y depósitos epiclásticos de composición basáltica y basáltica -andesítica, con material piroclástico asociado de flujo y caída.

Cuentan con una pendiente de 2 a 8°, una altitud media de 2460-2500 m, una altura relativa de 120 m; y una geometría cóncava de 13.0%, convexa de 12.7% y recta de 74.2%.

3.3.23 PIEDEMONTE SUPERIOR (*Pisup*)

Al igual que en las otras UM de laderas montañosas y lomeríos en los piedemontes, se distinguen las subdivisiones de piedemonte alto (*Pia*), piedemonte bajo (*Pib*) y piedemonte superior (*Pisup*), diferenciadas así sólo por su posición y no por algún parámetro estadístico que definiera intervalos de alturas.

Es importante mencionar que este piedemonte superior se diferencio así por error, ya que esta UM debió ser agrupada con el piedemonte alto *pia48*, por presentar las mismas características tanto litológicas como de temporalidad.

Pisup58. Dentro de las UM delimitadas en la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco ocupa el 0.3% con una área de 20.99 Km². Se localiza en la parte central de la porción este del área de estudio (ver Figura 70).

Su origen es exógeno modelado acumulativo del terciario superior (plioceno) y plio-cuaternario (pleistoceno). Se caracteriza por tener rocas volcánicas epiclásticas en forma de abanicos aluviales coalescentes incluyendo depósitos laháricos en algunos sitios, estos depósitos pertenecen a la Formación Tarango, la cual está compuesta por flujos piroclásticos de composición intermedia a ácida, tobas, capas de pómez y series clásticas de material andesítico (De Cserna et al. 1988); se encuentran disectados por profundos barrancos en forma de "V", lo que provoca formas erosivas. Garrido (1999) definen estas formas erosivas,

ya que pertenece a la parte más erosionada de esa área de estudio. Presentan una área convexa de 21.7%, recta de 57.5% y cóncava de 20.6%; también presentan una pendiente de 0-10°, una altura relativa de 280 m y se reconoce un intervalo de altitud media de 2500-2620 m.

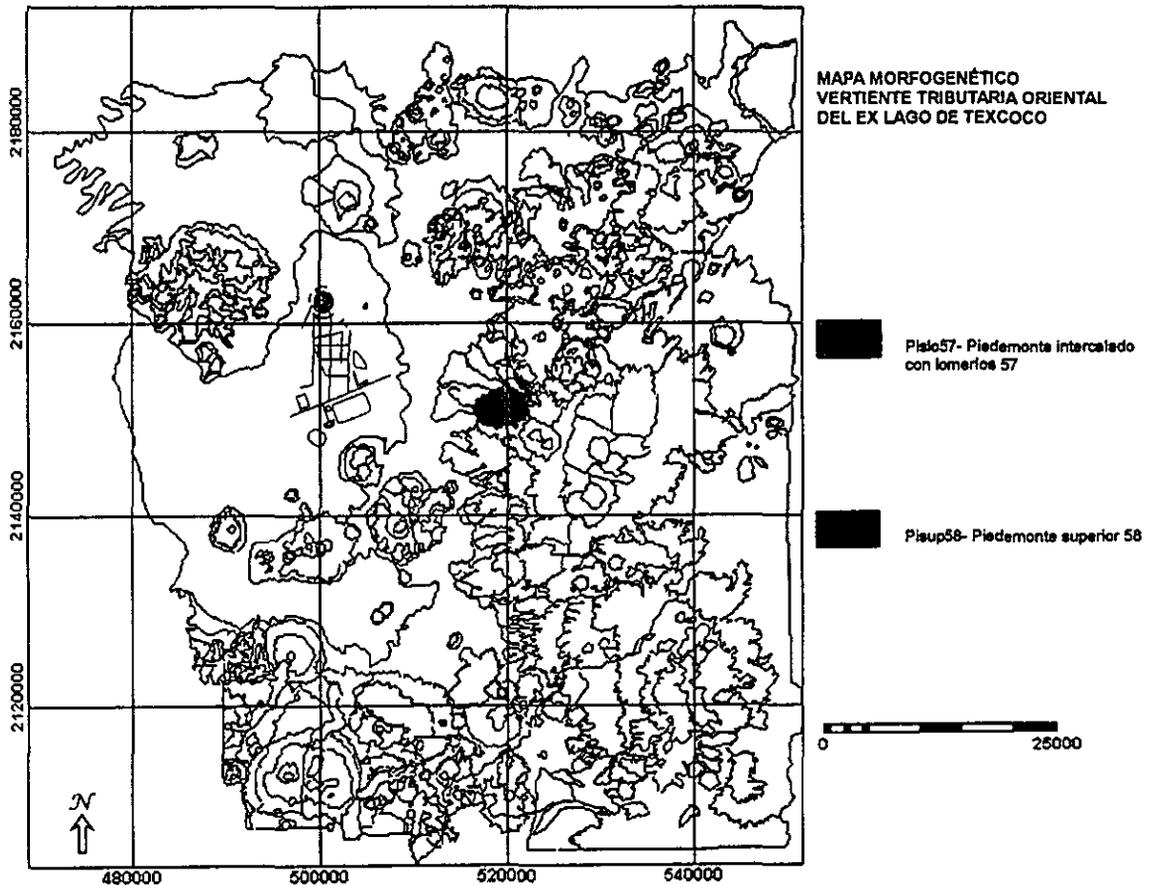


Fig. 70 Mapa morfo-genético en donde se representa la ubicación de las UM de Piedemonte intercalado con lomerío 57 (Pisló57) y Piedemonte superior 58 (Pisup58).

3.3.24 SÍNTESIS DEL ANÁLISIS MORFOMÉTRICO AGRUPANDO TODAS LAS UM DE PIEDEMONTES

Dentro de las UM de *Piedemontes* en la **Figura 71** se observa que el piedemonte alto *pia49* en la parte central del área de estudio presentando afallamiento y pequeños barrancos que lo disectan; muestra un intervalo una pendiente de 4-14°, siendo así el piedemonte con pendiente más pronunciada y considerado como inclinado o moderadamente inclinado; puede presentar movimientos en masa de baja velocidad, fluviales y de solifluxión o movimientos en masa de todos tipos (Zuidam 1985/1986); contiene un porcentaje de geometría cóncava de 24.8% y convexa de 26.4%.

Posteriormente en la porción noreste del área de estudio se encuentra el piedemonte local asociado con laderas montañosas *paslm55*, esta UM se encuentra asociada con las laderas montañosas bajas *lmb28* y las laderas montañosas sobre superficies tectonizadas *Lmtec1* y *Lmtec2*; sobresale con una pendiente de 0-14° , geometría cóncava de 27.9% y convexa de 28.9%. Se considera con pendiente suave y moderadamente inclinada.

Por lo que respecta al resto de los valores de pendiente de estas UM se puede observar que caen entre los rangos de 0-10°, 0-8° y de 0-6°, siendo así los piedemontes con pendiente de 0-6° los menos abruptos, caracterizados por los piedemontes *pi44* con una concavidad y convexidad de 11.1% y área recta de 77.7%, los piedemontes *pi45* con una convexidad de 15.6%, concavidad de 12.7% y área recta de 71.6%, los piedemontes formados por abanicos *piab50* con geometría recta de 96.1% y los piedemontes bajos *pib52* con área recta de 89.3% y convexidad de 5.7%; se ubican al norte, noreste, noroeste, centro, sur y sureste del área de estudio. Se caracterizan por ser algunos planos o casi planos y otros con pendientes suaves.

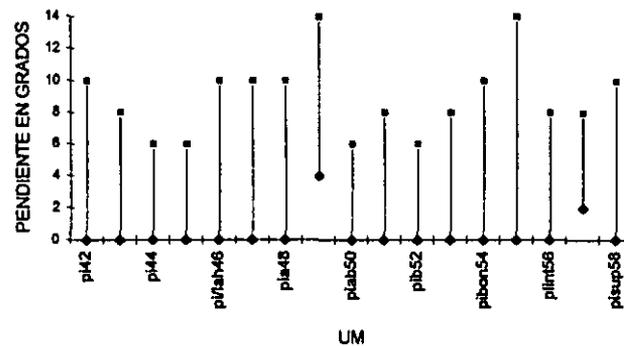


Fig. 71. Pendientes dominantes por UM de piedemontes

Para el caso de los intervalos de altitudes medias en la **Figura 72** se observa que los piedemontes que sobresalen, son los piedemontes locales intermontanos plint56 con 3120-3240 m, siendo así más altos que los lomeríos, lo cual se debe a que se encuentran, como su nombre lo indica, entre laderas montañosas no diferenciadas Im3 y la ladera, al sureste del área de estudio. También sobresale el piedemonte asociado con ladera montañosa paslm55 con 2780-2940 m de altitud media ubicados al noreste del área de estudio, pueden considerarse con un intervalo de altitud media semejante a la que se presenta en las UM de lomeríos y laderas montañosas, esto porque se encuentran asociados con las laderas montañosas bajas lmb28.

En cuanto a los intervalos de altitudes medias más bajas que se registran en la **Figura 72** se observa que las UM de piedemontes de flujos laháricos pi/lah46 con forma de abanicos y los piedemontes bajos pib52 en la parte central y norte del área de estudio respectivamente presentan 2260-2380 m, lo que los hace los más representativos en este aspecto.

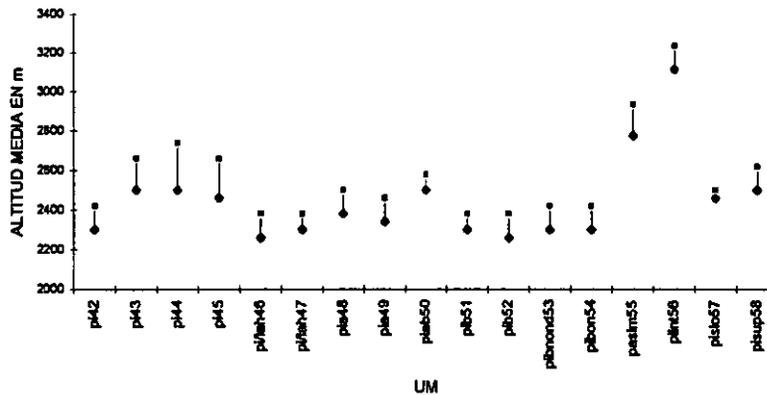


Fig. 72. Intervalos de altitud media dominantes por UM de piedemontes

Por último las alturas relativas de las UM de piedemontes presentadas en la Figura 73 muestran que los piedemontes pi43 y pi44 tienen una altura relativa superior que el resto de estas UM de 360 m, ubicados al sureste y norte, noreste, noroeste, centro y sur del área de estudio respectivamente. Le continúa el piedemonte asociado con ladera montañosa paslm55 con 340 m al noreste del área de estudio, los piedemontes de lomeríos pi/loh47 en la parte sur y suroeste del área de estudio, y los piedemontes altos pia48 al norte y este del área de estudio con 320 m.

Mientras que la altura relativa más baja registrada en la Figura 73 pertenece al piedemonte intercalado con lomerío pisol57 localizado al noreste del área de estudio con 120 m.

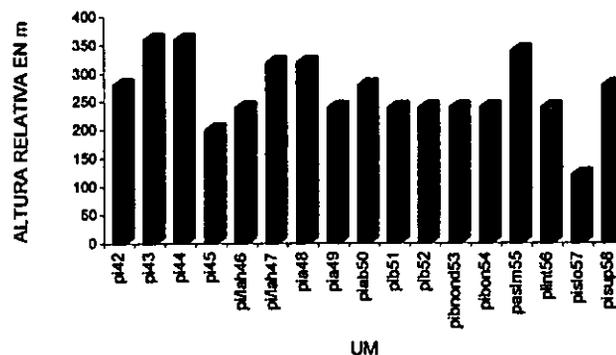


Fig. 73. Altura relativa dominante por UM de piedemontes.

3.3.25 PLANICIE ALUVIAL (Pla)

*Pla*59. Se define como una superficie terrestre amplia equivalente a un plano horizontal o de poca inclinación, originada por corrientes fluviales: depósitos de cauce, llanuras de inundación, terrazas, etc. (Lugo, 1984 y 1989) (ver Figura 74).

Mooser (1957) menciona que debido a dos factores se desarrolló la planicie aluvial de la Cuenca de México, uno de ellos fue originado por el relieve montañoso joven con grandes volúmenes de material eruptivo y el otro al clima glacial pleistoceno (cuaternario) con lluvias y deshielo, que provocaron que la Cuenca de México fuera rellenada, rápidamente con arenas, gravas, cantos, cenizas, suelo, etc., transformándose así en una sola y extensa planicie en la que se fueron formando lagos someros sobre capas impermeables de cenizas volcánicas.

En cuanto a la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco esta UM presenta un origen exógeno acumulativo del Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno) la cual se encuentra distribuida ampliamente (ver Figura 75), representada por el 20.5% y ocupando un área de 1089.65 km².

Lugo (1984) la caracteriza a esta UM compuesta de material acumulativo aluvial, pero menciona que existen otros tipos de depósitos de laderas originados por procesos gravitacionales y fluviales, en la planicie aluvial del área de estudio como:

- Relieve acumulativo coluvial: Se refiere a todas las formas originadas por procesos gravitacionales tales como deslaves, derrumbes, deslizamientos, aludes, etc., que se originan por depositación de detritos rocosos en una ladera o al pie de la misma. La forma característica son los conos detríticos, los mantos de acumulación coluvial (talud de escombros) y otras formas. Estas se localizan principalmente en la Sierra Nevada.

- Relieve acumulativo deluvial: El deluvión se define como los productos del intemperismo (eluvión), que son removidos y depositados en las laderas, lo mismo en sus partes elevadas y empinadas que al pie de las mismas (Pavlov, 1888 citado en Lugo 1984).

Laderas arriba, los detritos son más gruesos y se van haciendo más finos hacia la base. El tamaño depende mucho del tipo de roca alterada y del intemperismo. Hacia la base de la montaña se producen las acumulaciones principales, formando un manto que gradualmente va creciendo en sentido frontal, por la acción de las corrientes fluviales que descienden de la montaña, normalmente de régimen permanente.

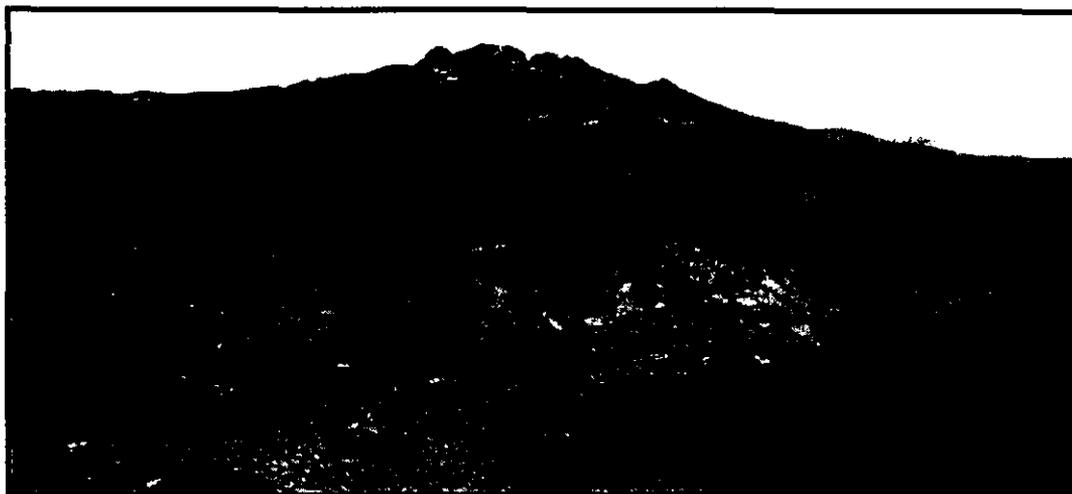


Fig. 74 A) Se muestra un ejemplo de la UM de Planicie aluvial 59 (Pla59), ubicada al sur del área de estudio (Guillén, 1996).

Los mantos deluviales han tenido un desarrollo significativo en el sur de la Cuenca de México en lo que se refiere a la Sierra de Santa Catarina, la Sierra Chichinautzin y al norte de la población de Amecameca.

- Relieve deluvial-volcánico: Se aplica este término a las formas de acumulación de material piroclástico que se extiende al pie de los volcanes jóvenes. A diferencia del deluvión, en el deluvión -volcánico el transporte del material ha sido de menor magnitud, provocado por las aguas de escurrimiento. Se trata en sí de depósitos volcánicos en transición a un auténtico deluvión. Se presentan al pie y en las laderas inferiores de volcanes jóvenes, como de la Sierra de Santa Catarina y algunos de la Sierra Chichinautzin (op. cit.).

- Relieve acumulativo proluvial: Se refiere a los sedimentos transportados por las corrientes montañosas temporales y depositados en una planicie en su desembocadura (Yakovlev, 1954 citado en Lugo 1984). Se trata de los detritos que forman los conos de deyección o abanicos aluviales. Se encuentran en la Sierra Nevada, Sierra de Río Frio y al oriente del poblado de Amecameca.

Estas formas de acumulación tienen una estrecha relación genética con los glaciares de fines del pleistoceno. En la actualidad, el proceso proluvial ha disminuido o ha sido reemplazado por erosión fluvial (op. cit.).

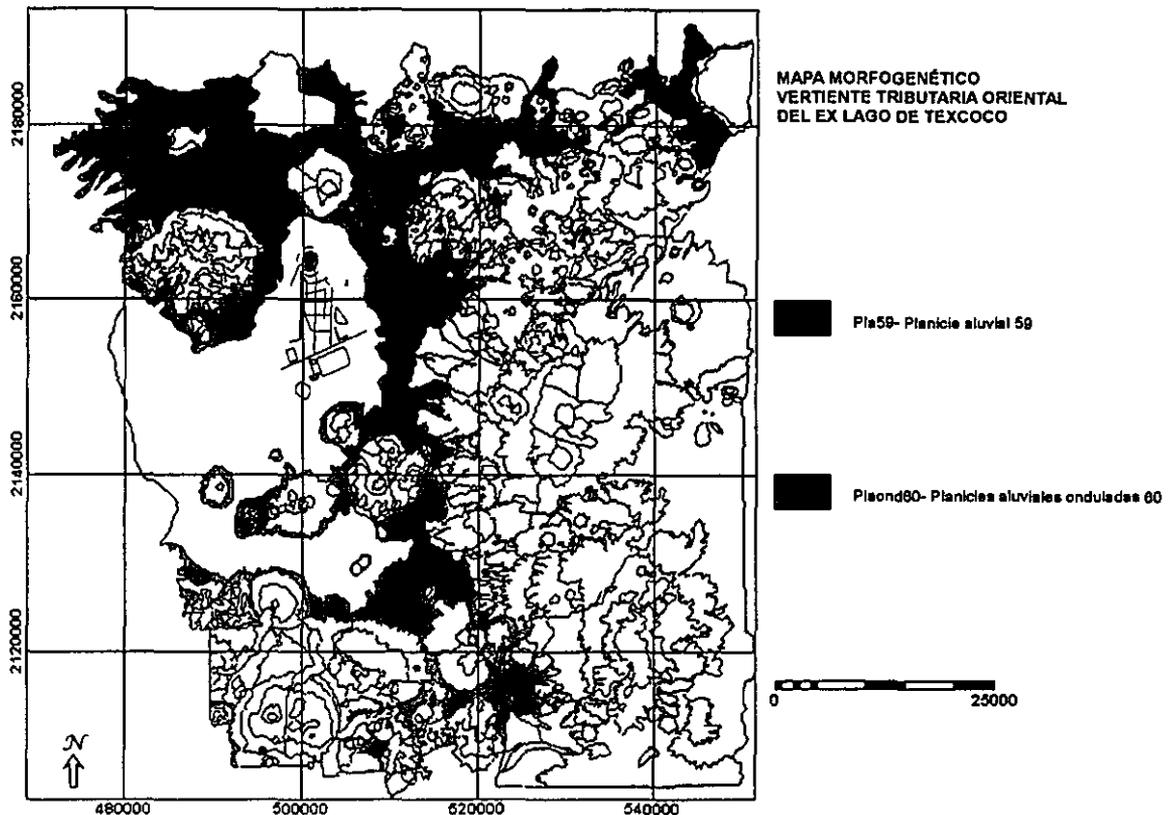


Fig. 75 Mapa morfo-genético en donde se representa la ubicación de las UM de Planicie aluvial 59 (Pla59) y Planicies aluviales onduladas 60 (Plaond60).

Por otra parte De Cserna et al. (1988) e INEGI (1983) mencionan que esta UM se constituye de depósitos clásticos, que en su parte inferior consisten de material aluvial y lahárico re TRABAJADO en forma de grava, la cual está cubierta con tobas eólicas y aluviales y brechas de pómez que cambia lateralmente a arenas, arenas-limosas y arcillas volcánicas. En algunos sitios presenta capas de caliche que provocan el salitre en esta área.

Esta UM cuenta con una altura relativa de 40 m, una atitud media de 2260-2300 m, una pendiente que va de 0 a 4°; y un área cóncava de 1.3%, convexa de 1.3% y recta de 97.3%.

En las Figuras 16, 19, 20 y 21 se aprecia la UM de Planicie aluvial y un ejemplo de su delimitación dentro del par estereoscópico.

3.3.26 PLANICIES ALUVIALES ONDULADAS (*Plaond*)

Plaond60. En la vertiente tributaria oriental del ex Lago de representan el 1.1% con un área de 58.55 Km². Lugo (1989) menciona que las planicies onduladas son superficies con alternancia de elevaciones suaves y depresiones de poca inclinación, ocupadas por valles poco profundos.

Dentro del área de estudio, estas UM se ubican al norte y al sur de la área de estudio (Sierra del Chichinautzin) (ver Figura 75), su origen es exógeno acumulativo del Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno); se distinguen porque presentan depósitos clásticos de material aluvial y lahárico en forma de grava, la cual está cubierta con tobas eólicas y aluviales, brechas de pómez que cambian lateralmente a arenas, arenas-limosas y arcillas volcánicas (De Cserna et al., 1988).

Por lo que respecta a la Sierra del Chichinautzin estas UM presentan material acumulativo deluvial, deluvial-volcánico y cenizas y depósitos epiclásticos de composición basáltica y basáltica - andesítica (De Cserna et al., 1988).

En el caso de la Planicie ondulada localizada al este del Cerro Chiconautla presenta tectonismo activo ya que presenta afallamiento con orientación de este-oeste y una trayectoria curvilínea (cóncava y convexa) (De Cserna et al., 1988).

Muestran una pendiente de 0-6°, una altitud media de 2300-2380 m, una altura relativa de 80 m; y una geometría convexa de 2.7%, cóncava de 2.5%, 2.7% y recta de 94.6%.

3.3.27 PLANICIE LACUSTRE (*Pll*)

Pll61. Lugo (1984) menciona que la Pll ocupa una porción significativa de la Cuenca de México y por tanto en el área de estudio ocupa 817.77 Km² y un 15.4% de todas las UM delimitadas en la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco (ver Figura 76). Presentan un origen exógeno, acumulativo del Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno).

Los sedimentos lacustres que la componen provienen de las explosiones de piroclastos de los volcanes jóvenes que se encuentran en la Cuenca de México y del acarreo que producían las corrientes montañosas. Actualmente Lugo (1984) subdivide en cuatro tipos a la planicie lacustre:

1. La que está ocupada por la Ciudad de México y que prácticamente está cubierta por una plancha de asfalto, con áreas verdes que son pequeñas superficies aisladas.

2. La ocupada por cuerpos de agua permanentes y temporales. Correspondiente a la del Lago de Texcoco.
3. La que se utiliza como tierra de cultivo. Se reconocen especialmente entre Xochimilco y Chalco.
4. La que estuvo afectada por un régimen lacustre en tiempos prehistóricos. Plana con una cubierta de piroclastos finos y alterada en su superficie por obras agrícolas.

La planicie lacustre presenta una concentración de sedimentos clásticos y productos piroclásticos de caída, relacionados con la actividad volcánica del extratovolcán Popocatepetl y de la Sierra de Chichoinautzin, los cuales se depositaron en un ambiente lacustre (Vázquez, 1989). Estos depósitos lacustres también presentan una costra de carbonato de sodio llamada "tequesquite".

Esta UM presenta una área recta de 99.4%, cóncava y convexa de 0-2%; una pendiente de 0-2°, una altura relativa de 40 m y se registra un intervalo de altitud media de 2260-2300 m.

Por otra parte en la **Figura 20** se aprecia el ejemplo de como se delimito la UM de planicie lacustre, en las fotografías aéreas.

3.3.28 PLANICIES LOCALES INTERMONTANAS (*Plocint*)

Plocint62. Se ubican al noroeste del volcán Iztaccihuatl en la porción sureste del área de estudio, representan un área de 3.28 Km² y un 0.03% del total de las UM delimitadas.

Se delimitaron así al observarse que en las fotografías aéreas se encontraban entre la UM de laderas montañosas altas (Lma17) y las laderas montañosas (Lm3), por lo que se distingue como intermontana (ver **Figura 76**), presentan un origen exógeno, acumulativo del Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno), se caracterizan por depósitos glaciofluviales y depósitos clásticos de material aluvial y lahárico con forma de grava, la cual está cubierta con tobas eólicas y aluviales, brechas de pómez que cambian lateralmente a arenas, arenas-limosas, arcillas volcánicas y capas espesas de loess (De Cserna et al., 1988).

Se caracterizan por presentar una altura relativa de 80 m, una pendiente de 0 a 6°, una altitud media de 3240-3360; y una área cóncava de 12.6%, convexa de 12.5% y recta de 74.7%.

En la **Figura 17** se pueden observar la delimitación de las UM de planicie local intermontana (*plocint62*) en las fotografías aéreas.

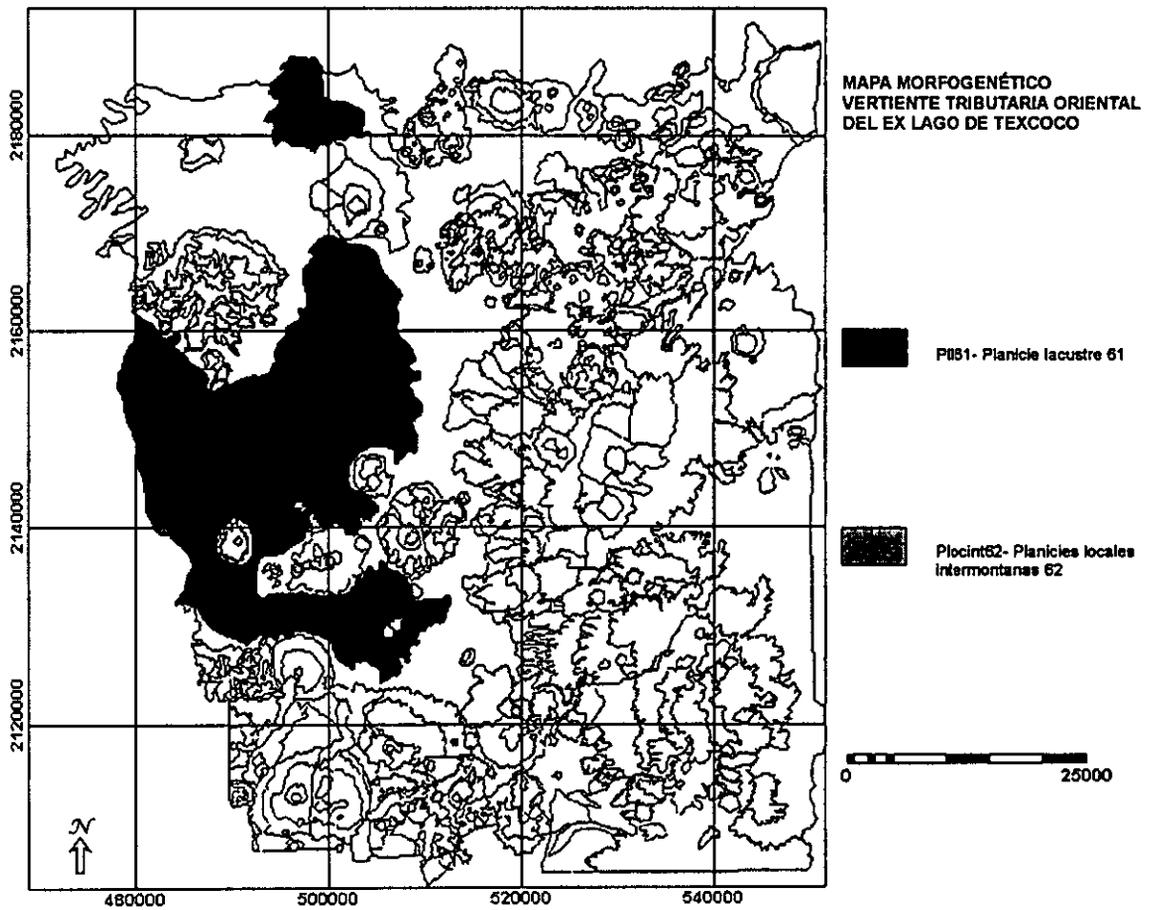


Fig. 76 Mapa morfo-genético en donde se ubican las UM de Planicie lacustre 61 (PII61) y Planicies locales intermontanas 62 (Plocint62).

3.3.29 SÍNTESIS DEL ANÁLISIS MORFOMÉTRICO AGRUPANDO TODAS LAS UM DE PLANICIES

En cuanto a las UM de *planicies* se observa que en la **Figura 77** las pendientes mayores o más pronunciadas son semejantes con 0-6°; en las planicies aluviales onduladas plaond60 consideradas por Zuidam (1985/1986) con pendientes suaves o inclinadas, en el caso de pendientes suaves presentan movimientos en masa de baja velocidad, fluviales y de soliflucción; y con pendiente inclinada las características son semejantes a las de pendientes suaves sólo que pueden llegar a presentar procesos de erosión más fuertes; y las planicies locales intermontanas pllint62 con pendientes planas las cuales no presentan procesos de denudación considerables. Estas UM se encuentran al norte, sur y sureste del área de estudio. Por lo que respecta a las plaond60 presentan geometría recta de 94.6%; mientras que las pllint62 registran un 12.6% de concavidad, 12.5 de convexidad y un 74.7% de área recta.

Por otro lado en dicha **Figura 77** se observa que la UM de planicie lacustre pll61, muestra el valor de pendiente menos abrupto 0-2°, lo que la convierte en la UM con la pendiente más baja de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco; cuenta con un 99.4% de área recta.

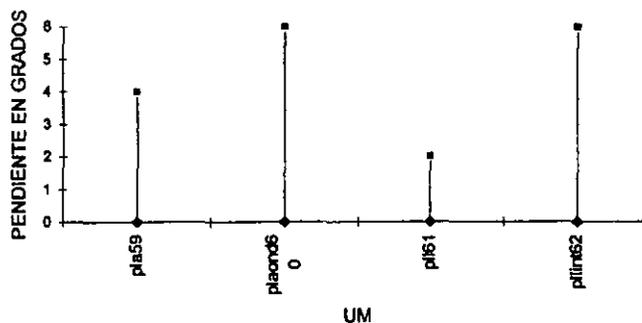


Fig. 77 Pendientes dominantes por UM de planicies.

Los intervalos de altitudes medias que registran las UM de planicies se pueden observar en la **Figura 78**, donde las planicies locales intermontanas pllint62 localizadas al sureste del área de estudio sobresale por presentar el dato más alto de 3240-3360 m; este dato es comparable con el de las UM

de laderas montañosas y esto se debe a que estas planicies se localizan a las mismas altitudes de las laderas montañosas de allí su nombre de intermontanas. Mientras que las planicies con intervalos de altitudes medias más bajas es la planicie aluvial pla59 y la planicie lacustre pll61 distribuidas ampliamente en toda el área de estudio (partes bajas), con 2260-2300 m, siendo así las UM más bajas de toda el área de estudio.

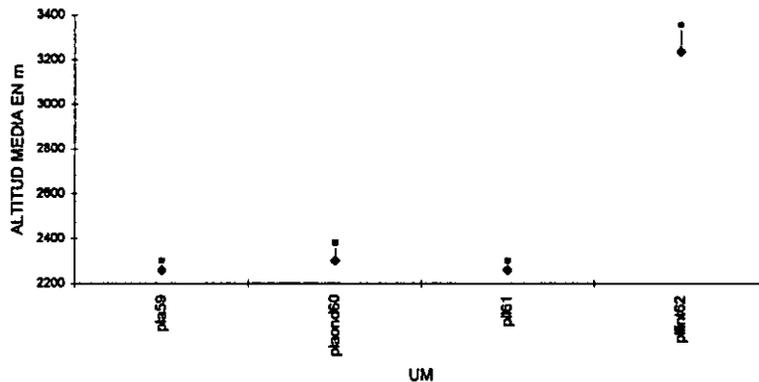


Fig. 78 Intervalos de altitud media dominantes por UM de planicies.

Con respecto a la altura relativa registrada en la **Figura 79**, al igual que en la **Figura 77** de pendientes hay una homogeneidad entre los datos presentados y sobresalen también las mismas UM, las cuales son las planicies onduladas plaond60 y las planicies locales intermontanas pllnt62 con 80 m, ubicadas al norte, sur y sureste del área de estudio.

Por otra parte la planicie aluvial pla59 y la planicie lacustre pll61 siendo las partes más bajas de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco como se indicó anteriormente, también son las UM que presentan la altura relativa más baja de 40 m de toda el área.

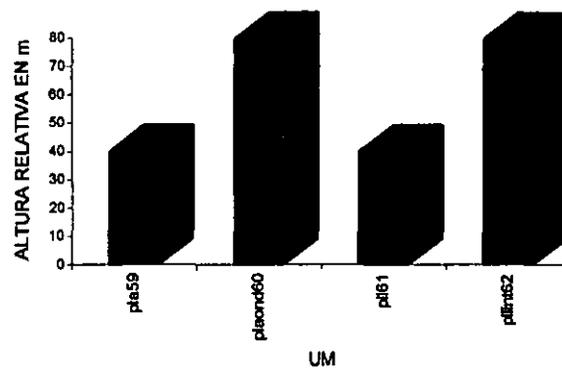


Fig. 79 Altura relativa dominante por UM de planicies.

Finalmente los resultados obtenidos con la información morfométrica de las UM de Planicies mostraron que las planicies onduladas plaond60 y las planicies locales intermontanas pllnt62 sobresalen por sus valores más altos en las tres variables morfométricas utilizadas, esto por sus características morfológicas y por su localización. Mientras que las UM de planicie aluvial pla59 y planicie lacustre pll61 mostraron los valores más bajos debido a que son las UM con una ubicación dentro de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco en las partes más bajas y planas.

CUADRO 10. UNIDADES MORFOGENÉTICAS DE LA VERTIENTE TRIBUTARIA ORIENTAL DEL EX LAGO DE TEXCOCO

Origen del relieve	Tipo de relieve	Edad	Litología	Clase de relieve ¹	Observaciones
Endógeno Volcánico Modelado (Denudatorio y tectonizadas)	Laderas montañosas 0 (Lm0)	Terciario Superior (Plioceno)	Cubiertos discordantemente por unidades clásticas, piroclásticas de flujo y caída; y de basalto, estas últimas con textura holocristalina intergranular.	4-16°, 2740-2940 m, 360 m, 28.5%, 28.3% y 43.1%.	Domos volcánicos y derrames de lava. Muestran afallamiento de NW-SE, NE-SW y E-W. Presentan crestas redondeadas y en muy pocos casos agudas.
Endógeno Volcánico Muy tectonizadas	Laderas montañosas 1 (Lm1)	Terciario Superior (Plioceno) o Plio-Cuaternario (Plioceno-Pleistoceno)	Compuestas de rocas básicas e intermedias del tipo fenobasálticas, andesíticas, dacíticas, riódacíticas y tobas, con piroclastos de flujo y de caída.	4-14°, 2700-3160 m, 460 m, 20.8%, 21.01% y 58.1%.	Conos volcánicos, domos volcánicos y derrames de lava Presentan crestas agudas y redondeadas. En la Sierra de Río Frío se presenta afallamiento de tipo normal.
Endógeno Volcánico Tectonizadas	Laderas montañosas 2 (Lm2)	Terciario Superior Plioceno) o Plio-Cuaternario (Plioceno-Pleistoceno)	Presentan rocas ácidas e intermedias como las andesitas, dacitas y riódacitas; con piroclastos de flujo y de caída.	4-16°, 2420-2580 m, 320 m, 30.9%, 30.3% y 38.7%.	Domos volcánicos, conos volcánicos cineríticos y derrames de lava. Presentan crestas agudas y afallamiento de NW-SE y E-W.
Endógeno Volcánico Tectonizadas	Laderas montañosas 3 (Lm3)	Cuaternario Pleistoceno)	Derrames dacíticos del Cerro Papayo con elementos y unidades fenobasálticas o andesíticas; con asociación de piroclastos de flujo.	4-12°, 3200-3360 m, 280 m, 25.01%, 25.1% y 49.8%.	Presentan afallamiento de NW-SE; son domos volcánicos, conos volcánicos los cuales presentan crestas redondeadas y agudas.
Endógeno Volcánico (Modelado glacial y muy tectonizadas)	Laderas montañosas 4 (Lm4)	Cuaternario (Pleistoceno)	Compuestas de derrames riódacíticos del Cerro Tiacupaso, derrames lávicos de la Serie Summit de andesitas y dacitas, y derrames dacíticos del volcán Téyotl que fluyeron hacia el NE y NW; presentan clastos y piroclastos de flujo y de caída.	6-20°, 3600-3720 m, 440 m, 31.7%, 29.8% y 38.3%.	Domos volcánicos con crestas redondeadas actualmente modificados por la erosión glacial.
Endógeno Volcánico (Modelado glacial y muy tectonizadas)	Laderas montañosas 5 (Lm5)	Cuaternario (Pleistoceno)	Compuestas por derrames lávicos de los conos de los Pies Ancestrales, del volcán Llano Grande y de Pies (con pocas lavas de los Pies Ancestrales) de andesitas y dacitas; con asociación de Clastos y piroclastos de flujo y de caída.	12-26°, 3560-3760 m, 360 m, 30.6%, 33.1% y 36.1%.	Domos volcánicos con crestas redondeadas actualmente modificados por la erosión glacial. Son las más abruptas al igual que las Im6.

¹ Pendiente en Grados, Altitud m, Altura Relativa m, % área (Cóncavo, Convexo y Recta)

Endógeno Volcánico (Modelado glacial y muy tectonizadas)	Laderas montañosas 6 (Lm6)	Cuaternario (Pleistoceno)	Presentan rocas volcánicas de la Sierra Nevada compuestas de derrames de andesitas y dacitas del volcán Popocatepetl; con asociación de clastos y piroclastos de flujo y de caída.	12-20°, 3020-3240 m, 300 m 32.2%, 30.5%.y 37.1%.	Muestran forma de domos con crestas redondeadas actualmente modificadas por la erosión glacial.
Endógeno Volcánico (Modelado glacial y muy tectonizadas)	Laderas montañosas 7 (Lm7)	Cuaternario (Pleistoceno)	Se constituyen de derrames lávicos de los Pies Ancestrales y de la Serie Summit con andesitas y dacitas; con clastos y piroclastos de flujo y de caída.	8-26°, 3800-3920 m, 480 m 33.4%, 31.7%.y 34.7%.	Domos volcánicos que actualmente están modificados por la erosión glacial, con crestas redondeadas y agudas.
Endógeno Volcánico Tectonizadas	Laderas montañosas 8 (Lm8)	Cuaternario (Pleistoceno)	Derrames lávicos del volcán Llano Grande con andesitas y dacitas; y asociación de piroclastos de flujo.	4-24°, 3020-3240 m, 620 m, 30.6%, 30.5%.y 38.7%.	Se distinguen por presentar crestas redondeadas con afallamiento de NW-SE y NE-SW.
Endógeno Volcánico (Modelado glacial y muy tectonizadas)	Laderas montañosas 9 (Lm9)	Cuaternario (Pleistoceno)	Domos volcánicos compuestos por derrames de andesitas-basálticas y andesitas del volcán la Joya; con piroclastos de flujo y de caída.	4-26°, 3920-4040 m, 280 m, 36.7%, 23.4%.y 39.8%.	Se caracterizan por presentar crestas agudas.
Endógeno Volcánico Tectonizadas	Laderas montañosas 10 (Lm10)	Cuaternario (Pleistoceno)	Se constituyen por derrames lávicos del Cerro la Trampa; con asociación de piroclastos de flujo y de caída.	8-22°, 3200-3320 m, 460 m, 29.1%, 27.4%.y 43.4%.	Conos volcánicos, presentan crestas redondeadas. Uno de estos conos presenta afallamiento de E-W.
Endógeno Volcánico Muy tectonizadas	Laderas montañosas 11 (Lm11)	Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno)	Su composición es andesítica y andesítica-basáltica; con piroclastos de caída y de flujo.	4-22°, 2340-3460 m, 320 m, 24.1%, 24.1%.y 51.6%.	Conos volcánicos cineríticos, domos volcánicos y derrames de lava, algunos de ellos tienen afallamiento de tipo normal de NW-S, NW-SE y E-W con una trayectoria curvilínea. Presentan crestas agudas y redondeadas. En la Sierra de Santa Catarina los conos son utilizados como bancos de materiales.
Endógeno Volcánico Tectonizadas	Laderas montañosas 12 (Lm12)	Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno)	Se constituyen por coíadas de lava de composición andesítica-basáltica, basálto, andesitas y dacitas, con piroclastos de flujo.	4-14°, 2420-2540 m, 320 m, 17.6%, 17.4% y 64.9%.	Domos volcánicos y conos volcánicos cineríticos, presentan crestas agudas y redondeadas y afallamiento de NE-S y E-W.
Endógeno Volcánico (Tectonizadas y denudatorias)	Laderas montañosas 13 (Lm13)	Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno)	Se componen de derrames de lava y ceniza basáltica o basáltica-andesítica, con asociación de piroclastos de flujo y de caída.	4-24°, 2660-2780 m, 360 m, 34.5%, 37.2% y 28.1%.	Conos volcánicos cineríticos presentando crestas agudas.

Endógeno Volcánico Modelado (Denuclatorio y tectonizadas)	Laderas montañosas altas 14 (Lma14)	Terciario	Compuestas por derrames de lava que varía de andesitas-basálticas a andesitas, traquiandesitas y dacitas; con piroclastos de flujo y de caída.	6-16°, 2860-3020 m, 260 m, 29.2%, 28.9% y 41.7%.	Presentan afallamiento normal de NE-SW; son complejos volcánicos erosionados presentando forma de crestas agudas y redondeadas.
Endógeno volcánico Denuclatorio	Laderas montañosas altas 15 (Lma15)	Terciario Superior (Plioceno) o Plio-Cuaternario (Plioceno-Pleistoceno)	Extratovolcánicas con rocas andesíticas, riódacíticas y dacíticas, en el caso de las riódacíticas son más antiguas; con asociación de piroclastos de flujo y de caída	20-34°, 2780-2900 m, 320 m, 39.9%, 40.4% y 19.5%.	Dentro de la Sierra de Guadalupe existen siete fallas de las cuales dos son las mayores con un desplazamiento lateral orientadas en dirección general NE-SW.
Endógeno Volcánico Muy tectonizadas	Laderas montañosas altas 16 (Lma16)	Cuaternario (Pleistoceno)	Su composición es basáltica o basáltica-andesítica, con asociación de piroclastos de flujo y de caída.	6-16°, 3880-4000 m, 320 m, 26.4%, 26.0% y 47.4%.	Conos volcánicos cineríticos, algunos de ellos con afallamiento normal de NE-SE, NE-SW y NW-SE con trayectoria curvilínea, lo que provoca que presenten escarpes, principalmente en el Cerro Tláloc. Sus crestas son agudas.
Endógeno Volcánico Muy tectonizadas	Ladera montañosa alta 17 (Lma17)	Cuaternario (Pleistoceno)	Derrames lávicos del volcán Llano Grande con rocas andesíticas, riódacíticas y dacíticas, y derrame lávicos del Cerro la Trampa, con piroclastos de flujo.	4-22°, 3480-3600 m, 240 m, 28.6%, 29.2% y 42.1%.	Presentan afallamiento de tipo normal de NE-SW con trayectoria curvilínea. Presenta cresta aguda y redondeada.
Endógeno Volcánico (Modelado glacial y muy tectonizadas)	Ladera montañosa alta 18 (Lma18)	Cuaternario (Pleistoceno)	Se constituye por derrames lávicos de los Pies Ancestrales con rocas andesíticas y dacíticas, con piroclastos de flujo y de caída	28-40°, 3560-3720 m, 320 m, 40.0%, 40.9% y 18.9%.	Se caracterizan por presentar crestas agudas.
Endógeno Volcánico (Modelado glacial y muy tectonizadas)	Laderas montañosas altas 19 (Lma19)	Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno)	Se componen de derrames lávicos de la Serie Summit con andesitas y dacitas, y derrames dacíticos del volcán Téyotl, con asociación de piroclastos de flujo y de caída.	18-28°, 4520->4600 m, 240 m, 35.1%, 36.1% y 28.6%	Se refiere al domo volcánico (cabeza) y los conos volcánicos cineríticos (pecho, rodillas y pies) del volcán Iztaccíhuatl y el volcán Téyotl; con crestas agudas.
Endógeno Volcánico Modelado Denuclatorio	Laderas montañosas medias 20 (Lmm20)	Terciario	Su composición varía desde andesitas-basálticas a andesitas, traquiandesitas y dacitas; con asociación de piroclastos de flujo y de caída.	8-18°, 2980-3120 m, 300 m, 32.4%, 31.7% y 35.8%.	Domos volcánicos, con afallamiento de NW-SE.

Endógeno Volcánico (Muy tectonizadas y denudatorio)	Laderas montañosas medias 21 (Lmm21)	Terciario Superior (Plioceno) o Plio-Cuaternario (Plioceno-Pleistoceno)	Su composición es andesítica, riolodacítica y dacítica; con crestas agudas; con piroclastos de flujo y de caída	6-14°, 3600-3760 m, 280 m, 31.0%, 30.7% y 38.2%.	Domos volcánicos y coladas lávicas; estas últimas presentan una gran fragmentación en bloques tectonizados que producen levantamientos acompañados de fallas normales de NE-SW; algunas de las restantes UM presentan afallamiento normal de NE-SW con trayectoria curvilínea.
Endógeno Volcánico Muy tectonizadas	Laderas montañosas medias 22 (Lmm22)	Cuaternario (Pleistoceno)	Derrames lávicos del volcán Llano Grande con rocas andesíticas y dacíticas y derrames lávicos del Cerro la Trampa; con piroclastos de flujo y de caída.	6-14°, 2900-3040 m, 340 m, 28.9, 28.8%.y 42.1%.	Presentan movimiento de bloques que se manifiesta por afallamiento de E-W.
Endógeno Volcánico (Modelado glacial y muy tectonizadas)	Laderas montañosas medias 23 (Lmm23)	Cuaternario (Pleistoceno)	Se componen de derrames lávicos de ancestrales pies con rocas andesíticas y dacíticas y asociación de piroclastos de flujo y caída.	20-44°, 3200-3320 m, 240 m, 42.3%, 36.6%.y 21.0%.	Se considera la porción más abrupta de las lmm.
Endógeno Volcánico (Modelado glacial y muy tectonizadas)	Laderas montañosas medias 24 (Lmm24)	Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno)	Muestran derrames lávicos de la Serie Summit, de los Pies Ancestrales y los Pies (con pocas lavas de los Pies Ancestrales) con andesitas y dacitas; así mismo presentan rocas transformadas por alteración hidrotermal, brechas piroclásticas de los Pies Ancestrales y de los Pies con andesitas y dacitas; también presentan derrames de andesita basáltica y andesita del volcán la Joya; til glacial y Morrena Glacial Mipulco de la glaciación Wisconsiniana en forma de taludes. Así mismo presentan asociación de piroclastos de flujo y de caída.	8-16°, 3800-3960 m, 320 m, 27.3%, 27.4%.y 45.1%.	Se caracterizan por presentar crestas agudas.
Endógeno Volcánico Modelado Muy tectonizadas	Laderas montañosas medias 25 (Lmm25)	Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno)	Derrames de lava compuestos de rocas básicas e intermedias andesíticas, dacíticas, andesíticas-basálticas y basálticas; con tamaño de cenizas y asociación de piroclastos de flujo y de caída.	4-14°, 2540-2660 m, 240 m, 24.6%,24.9%.y 50.3%.	Conos volcánicos que presentan crestas agudas. Algunas de ellas con afallamiento de NE-SE y NW-SE con una trayectoria curvilínea.

Endógeno Volcánico Modelado (Tectonizada y denudatorio)	Laderas montañosas bajas 26 (Lmb26)	Terciario Superior (Plioceno) o Plio-Cuatemario (Plioceno y Pleistoceno)	Se constituyen por derrames de lava de composición que varía desde andesitas-basálticas a andesitas, traquiandesitas y dacitas, están cubiertas parcialmente por unidades cuaternarias de rocas básicas e intermedias. Presentan piroclastos de flujo y de caída.	8-22°, 2620-2740 m, 280 m, 32.4%, 32.1% y 35.4%.	Por su pendiente son consideradas las más abruptas dentro de este tipo de UM.
Endógeno Volcánico Tectonizadas	Laderas montañosas bajas 27 (Lmb27)	Terciario Superior (Plioceno) o Plio-Cuatemario (Plioceno y Pleistoceno)	Derrames de lava de composición andesítica, riódacítica y dacítica; con tobas en forma de depósitos de flancos en zonas de taludes; con asociación de piroclastos de flujo y de caída.	8-16°, 2380-2500 m, 280 m, 31.6%, 31.6% y 36.7% (en su superficie cumbre) 36.7%.	Dentro de la Sierra de Guadalupe existen siete fallas de las cuales dos son las mayores con un desplazamiento lateral orientadas en dirección general NE-SW.
Endógeno Volcánico Tectonizadas	Laderas montañosas bajas 28 (Lmb28)	Terciario Superior (Plioceno) o Plio-Cuatemario (Plioceno y Pleistoceno)	Compuestas de depósitos laháricos, los cuales se incluyen en la Formación Tarango; con asociación de piroclastos de flujo con capas de pómez.	4-14°, 2820-2980 m, 300 m, 28.3%, 30.1% y 41.5%.	Antiguos abanicos aluviales coalescentes.
Endógeno Volcánico Modelado Muy tectonizadas	Laderas montañosas bajas 29 (Lmb29)	Cuatemario (Pleistoceno)	Compuestas de derrames lávicos del volcán Llano Grande con andesitas y dacitas; brechas volcánicas epiclasticas (incluyendo til glacial, brechas laháricas y en menores cantidades depósitos fluviales); y depósitos glaciofluviales y turba. Presentan también arena, grava, aluvión de origen volcanoclástico y capas espesas de loess.	4-14°, 2500-2660 m, 360 m, 28.5%, 27.8% y 43.5%.	Estas UM se caracterizan por presentar aflamamiento de N-S y NE-SW.
Endógeno Volcánico (Modelado glacial y muy tectonizadas)	Laderas montañosas bajas 30 (Lmb30)	Cuatemario (Pleistoceno y Holoceno)	Derrames dacíticos del volcán Téyotl; derrames lávicos de los Pies (con pocas lavas de los Pies Ancestrales), de los Pies Ancestrales y Llano Grande y de la Serie Summit con andesitas y dacitas; rocas volcánicas de la Sierra Nevada en forma de derrames dacíticos de buenavista, depósitos glaciofluviales y turba que provienen del volcán Popocatepetl. Muestran también arena, grava, aluvión de origen volcanoclástico y pómez.	4-14°, 3600-3760 m, 240 m, 24.4%, 24.5% y 51.0%.	Presentan forma de un gran flujo lávico.

Endógeno Volcánico Modelado (Denudatorio y muy tectonizadas)	Laderas montañosas bajas 31 (Lmb31)	Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno)	Su composición es andesítico-basáltica, basáltica y dacítica, con piroclastos de flujo y de caída.	4-16°, 2380-2500 m, 280 m, 23.8%, 23.3% y 52.8%	Domos volcánicos y derrames de lava. En el caso del Cerro El Pino presenta afallamiento de NW-SE y NW-S con trayectoria curvilinea.
Endógeno Volcánico Modelado (Muy tectonizadas y denudatorio)	Laderas montañosas de superficie tectonizada (Lmtec1 a 5-32)	Terciario Superior (Ts)	Presentan rocas volcánicas epiclasticas, con asociación de flujos piroclásticos.	4-14°, 2700-3120 m y 3020- 3400 m, va de 220 a 280 m, va de 24.6 a 29.9%, 27.6 a 31.1% y de 38.8 a 47.6%.	Abanicos aluviales coalescentes debido a este tectonismo se distinguen varios pisos altitudinales en estas UM. De superficies tectonizadas, Presentan crestas redondeadas.
Endógeno Volcánico Modelado	Superficie cumbre 63 de laderas montañosas (Lm12) (Supcum63)	Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno)	Flujos lávicos, cenizas, depósitos epiclasticos; compuestos de rocas básicas e intermedias del tipo basálticas y basálticas-andesíticas. Presentan Piroclastos de flujo y de caída.	0-8°, 2580-2700 m, 280 m, 12.3%, 12.4% y 75.2%.	En su gran mayoría presentan formas de mesetas en las partes altas de las lm12 y muestran aspectos lineales como los escarpes. Presentan crestas planas o casi planas.
Endógeno Volcánico y Endógeno Volcánico Modelado (Denudatorio y tectonizados de margen de montaña y aislados)	Lomeríos 33 (Lo33)	Terciario Superior (Plioceno) o Plio-Cuaternario (Plioceno y Pleistoceno)	Se encuentran sobre rocas epiclasticas, presentan rocas ácidas e intermedias como las dacitas y riolitas. Presentan piroclastos de flujo y de caída.	0-14°, 2300-2460 m, 160 m, 19.0%, 19.3% y 61.5%.	Domos volcánicos, Conos volcánicos cineríticos disectados por cañadas. Algunos de estos Lo se encuentran sobre lomeríos que están sobre una superficie tectonizada. Cuentan con crestas redondeadas y uno que otro aguda.
Endógeno Volcánico y Endógeno Volcánico Modelado (Denudatorios de margen de montaña y aislados)	Lomeríos 34 (Lo34)	Terciario Superior (Plioceno) o Plio-Cuaternario (Plioceno y Pleistoceno)	Compuestos en algunos casos de vulcanitas principalmente ácidas como andesitas, dacitas y riolitas y en otro sobre rocas epiclasticas; con asociación de piroclastos de flujo y de caída.	4-16°, 2300-2420 m, 160 m, 23.1%, 23.8% y 53.0%.	Presentan forma de domos volcánicos.
Endógeno Volcánico y Endógeno Volcánico Modelado (Tectonizados de margen de montaña)	Lomeríos 35 (Lo35)	Cuaternario (Pleistoceno) y Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno)	Conos de ceniza y bloques de composición basáltica a dacítica de la Formación Chichinautzin y derrames de lava con brecha volcánica epiclastica. Presentan til glacial, brecha lahárica y depósitos fluviales interestratificados.	4-14°, 2620-2780 m, 160 m, 23.8%, 28.7% y 53.0%. (en su superficie cumbre).	Se caracterizan por presentar crestas agudas y redondeadas.

Endógeno Volcánico y Endógeno Volcánico Modelado (Tectonizados y Denudatorio de margen de montaña y aislados)	Lomeríos 36 (Lo36)	Cuatemario (Pleistoceno y Holoceno)	Piroclastos de flujo y de calda Presentan tobas, cenizas y depósitos epiclasticos y piroclásticos de flujo y caída; con una composición de rocas básicas e intermedias del tipo basálticas y basálticas-andesíticas.	0-10°, 2420-2580 m, 160 m, 17.3%, 17.3% y 65.2%.	Domos volcánicos, conos volcánicos cineríticos y derrames o coladas de lava que, con crestas agudas y redondeadas.
Endógeno Volcánico y Endógeno Volcánico Modelado (Tectonizados de margen de montaña)	Lomeríos 37 (Lo37)	Cuatemario (Pleistoceno y Holoceno)	Depósitos glaciofluviales y turba en forma de derrames de lava; derrames lávicos de los conos de los Pies Ancestrales y el volcán Llano Grande y de la Serie Summit con andesitas y dacitas. También presentan arena, grava, aluvión de origen volcanoclástico y capas de loess.	4-14°, 2900-3080 m, 140 m, 19.7%, 19.1% y 61.1%.	En general todos estos lomeríos se depositan en las partes bajas del volcán Iztacchuatl.
Endógeno Volcánico y Endógeno Volcánico Modelado (Tectonizados de margen de montaña)	Lomerío bajo 38 (Lob38)	Terciario Superior (Plioceno) o Plio-Cuatemario (Plioceno y Pleistoceno)	Compuesto de rocas volcánicas epiclasticas y tobas; con asociación de piroclastos de flujo, ignimbrita y pómez.	4-10°, 2420-2540 m, 120 m, 26.78%, 26.75% y 46.4%.	Abanicos aluviales coalescentes.
Endógeno Volcánico y Endógeno Volcánico Modelado (Tectonizados de margen de montaña y aislados)	Lomeríos bajos 39 (Lob39)	Cuatemario (Pleistoceno y Holoceno)	Derrames de lavas, tobas, cenizas y depósitos epiclasticos; compuestos de vulcanitas básicas e intermedias del tipo basálticas y basálticas-andesíticas, con piclastos de flujo.	0-6°, 2460-2580 m, 120 m, 4.0%, 4.47% y 91.4%. (en su superficie cumbra).	Se caracterizan por presentar crestas redondeadas.
Endógeno Volcánico Modelado (Denudatorios y muy tectonizados)	Lomeríos tectonizados sobre superficie tectónica 40 (Lotec40)	Terciario Superior (Plioceno) o Plio-Cuatemario (Plioceno y Pleistoceno)	Están compuestos de rocas volcánicas epiclasticas en forma de antiguos abanicos aluviales coalescentes y tobas; con asociación de piroclastos de flujo, ignimbrita y pómez.	0-10°, 2580-2740 m, 160 m, 17.4%, 17.4% y 65.1%.	Se encuentran sobre superficies tectonizadas, acompañados algunos de ellos por afallamiento de E-W y disectados por profundos barrancos.

Endógeno Volcánico Modelado (Denudatorios y muy tectonizados)	Lomerío tectonizado sobre superficie tectonizada 41 (Lotec41)	Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno)	Derrames de lavas, tobas, cenizas y depósitos epiclasticos; compuestos de rocas básicas e intermedias del tipo basálticas y basálticas-andesíticas; presentan piclastos de flujo y de caída	0-6°, 2500-2620 m, 160 m, 12.5%, 12.5% y 74.9%.	Se encuentran sobre superficies tectonizadas.
Exógeno Acumulativo Denudatorios	Piedemontes 42 (PI42)	Terciario Superior (Plioceno) o Plio-Cuaternario (Plioceno y Pleistoceno)	Derrames lávicos que se distinguen por rocas volcánicas epiclasticas, caracterizados como de flujos lávicos formando antiguos abanicos aluviales coalescentes, incluyendo depósitos laháricos dichos depósitos pertenecen a la Formación Tarango, la cual esta compuesta por flujos piroclásticos de composición intermedia a ácida, tobas, capas de pómez y series clasticas de material andesítico. Presentan piroclastos de flujo.	0-10°, 2300-2420 m, 280 m, 13.6%, 13.8% y 72.4% (en su superficie cumbrial).	Algunos de estos piedemonte son locales y otros generales.
Exógeno Acumulativo (Denudatorios y tectonizados)	Piedemontes 43 (PI43)	Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno)	Se caracterizan por depósitos glaciofluviales y turba; grava, arena y aluvión de origen volcanoclasticas; pómez del volcán Popocatepetl y capas de loess. Presentan también arena, grava, aluvión de origen volcanoclastico,	0-8°, 2500-2660 m, 360 m, 11.5%, 12.1% y 76.2%.	Representados por flujos en forma de abanicos aluviales coalescentes disectados en algunas regiones por profundos barrancos.
Exógeno Acumulativo (Denudatorios y tectonizados)	Piedemontes 44 (PI44)	Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno)	Compuestos de lavas, tobas, cenizas y depósitos epiclasticos, con forma de abanico, algunos de ellos y con una composición de basálto y basálto-andesítica; con piroclastos de flujo, lahar, tobas, cenizas y pómez.	0-6°, 2500-2740 m, 360 m, 11.1%, 11.1% y 77.7%.	En el caso del piedemonte del cerro Chiconautla presenta afallamineto con dirección W-E con una trayectoria curvilínea (cóncava y convexa).
Exógeno Acumulativo Tectonizados	Piedemontes 45 (PI45)	Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno)	Se caracterizan por depósitos glaciofluviales y turba; grava, arena y aluvión de origen volcanoclastico y capas espesas de loess.	0-6°, 2460-2660 m, 200 m, 12.7%, 15.6% y 71.6%.	Son piedemontes locales.
Exógeno Acumulativo (Denudatorio y muy tectonizados,)	Piedemontes de flujos laháricos 46 (PI/lah46)	Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno)	Pequeños abanicos de lavas, cenizas, depósitos epiclasticos y laháricos compuestos de rocas básicas e intermedias del tipo basálticas y basálticas-andesíticas, con asociación piroclastos de flujo y caída.	0-10°, 2260-2380 m, 240 m, 8.3%, 8.4% y 83.1%.	Se caracterizan por presentar crestas agudas.

Exógeno Acumulativo (Denudatorio y tectonizados)	Piedemontes de lomeríos 47 (Pli47)	Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno)	Colada de lava, cenizas, depósitos epiclasticos y laháricos, compuestos de vulcanitas básicas e intermedias del tipo basálticas y basálticas-andesíticas; con piclasticos de flujo.	0-10°, 2300-2380 m, 320 m, 15.0% 16.1% y 68.7%.	Presentan rasgos lineales conocidos como escarpes.
Exógeno Acumulativo (Denudatorio y tectonizados)	Piedemontes altos 48 (Pla48)	Terciario Superior (Plioceno) o Plio-Cuaternario (Plioceno y Pleistoceno)	Compuestos de rocas volcánicas epiclasticas, disectados por algunos barrancos; algunos de ellos contienen depósitos laháricos y pómez los cuales se incluyen en la Formación Tarango.	0-10°, 2380-2500 m, 320 m, 18.8%, 18.4% y 62.6%.	Abanicos aluviales coalescentes.
Exógeno Acumulativo (Denudatorio y muy tectonizado)	Piedemonte alto 49 (Pla49)	Cuaternario (pleistoceno y holoceno)	Colada de lava, cenizas, depósitos epiclasticos; compuestos de vulcanitas básicas e intermedias del tipo basálticas y basálticas-andesíticas; con asociación de piroclastos de flujo y de caída.	4-14°, 2340-2460 m, 240 m, 24.8%, 26.4% y 48.7%.	Presentan afallamiento de N-S y pequeños barrancos que lo disectan.
Exógeno Acumulativo	Piedemontes formados por abanicos 50 (Plab50)	Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno)	Depósitos glaciofluviales, turba retrabajada en forma de grava cubierta con tobas eólicas y aluviales; y brechas de pómez que cambian lateralmente a arenas, arenas limosas y arcillas volcánicas.	0-6°, 2500-2580 m, 280 m, 2.0%, 1.8% y 96.1%.	Vistos en perfil sus materiales son más grandes en la parte distal, mientras que en la parte del apice son más pequeños.
Exógeno Acumulativo Denudatorio	Piedemontes bajos 51 (Pib51)	Terciario Superior (Plioceno) o Plio-Cuaternario (Plioceno y Pleistoceno)	Compuestos de rocas volcánicas epiclasticas andesíticas y tobas, en forma de flujos laháricos, los cuales se incluyen en la Formación Tarango; con asociación de piroclastos de flujo y de caída.	0-8°, 2300-2380 m, 240 m, 4.5%, 4.6% y 90.7%.	Abanicos aluviales coalescentes.
Exógeno Acumulativo Denudatorio	Piedemontes bajos 52 (Pib52)	Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno)	Presentan cenizas, depósitos epiclasticos; compuestos de vulcanitas básicas e intermedias del tipo basálticas y basálticas-andesíticas, con asociación de piroclastos de flujo y de caída.	0-6°, 2260-2380 m, 240 m, 4.9%, 5.7% y 89.3%.	Se caracterizan como derrames de lava.
Exógeno Acumulativo Denudatorio	Piedemontes bajos ondulados 53 (Pibond53)	Terciario Superior (Plioceno) o Plio-Cuaternario (Plioceno y Pleistoceno)	Compuestos de rocas volcánicas epiclasticas andesíticas y tobas de la Formación Tarango, con asociación de piroclastos de flujo y de caída y pómez.	0-8°, 2300-2420 m, 240m, 9.7%, 10.9% y 79.3%.	Abanicos aluviales coalescentes.

Exógeno Modelado Acumulativo Tectonizados	Piedemontes bajos ondulados 54 (Pibond54)	Terciario Superior (Plioceno) o Pliocuaternario (Plioceno y Pleistoceno)	Compuestos de rocas volcánicas epiclasticas andesíticas y tobas de la Formación Tarango, con asociación de piroclastos de flujo y de caída y pómez.	0-10°, 2300-2420 m, 240 m, 12.0%, 11.1% y 76.7%.	Abanicos aluviales coalescentes. Se encuentran disectados por algunos barrancos.
Exógeno Acumulativo Muy tectonizado	Piedemonte local asociado con laderas montañosas (Pasim55)	Terciario Superior (Plioceno) o Pliocuaternario (Plioceno y Pleistoceno)	Compuesto de rocas volcánicas epiclasticas; con asociación de piroclastos de flujo y de caída.	0-14°, 2780-2940 m, 340 m, 27.9%, 28.9% y 43.1%.	Abanicos aluviales coalescentes.
Exógeno Acumulativo Muy tectonizados	Piedemontes locales intermontanos (Pilocint56)	Cuaternario (Pleistoceno) Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno)	Derrames dacíticos del Cerro Papayo y Coladas de lava, cenizas, depósitos epiclasticos; compuestos de rocas básicas e intermedias del tipo basálticas y basálticas-andesíticas. Presentan asociación de piroclastos de flujo y de caída.	0-8°, 3120-3240 m, 240 m, 14.5%, 15.4% y 70.0%.	Se localizan entre las UM de laderas montañosas.
Exógeno Acumulativo Tectonizado	Piedemonte intercalado con Lomerío 57 (Pisto57)	Terciario Superior (Plioceno) o Pliocuaternario (Plioceno y pleistoceno) Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno)	Derrames de lava, cenizas, depósitos epiclasticos; compuestos de rocas básicas e intermedias del tipo basálticas y basálticas-andesíticas; con piroclastos de flujo y de caída.	2-8°, 2460-2500 m, 120 m, 13.0%, 12.7% y 74.2%.	Abanicos aluviales coalescentes sobre rocas volcánicas epiclasticas.
Exógeno Modelado Acumulativo Denudatorio	Piedemonte superior 58 (Plisup58)	Terciario Superior (Plioceno) o Pliocuaternario (Plioceno y Pleistoceno)	Se compone de rocas volcánicas epiclasticas andesíticas y tobas incluyendo depósitos laháticos, los cuales se pertenecen a la Formación Tarango, presentan asociación de piroclastos de flujo y de caída; y pómez.	0-10°, 2500-2620 m, 280 m, 20.6%, 21.7% y 57.5%.	Abanicos aluviales coalescentes. Se encuentran disectados por profundos barrancos en forma de "V", lo que provoca formas erosivas.
Exógeno Acumulativo (Aluvial)	Planicie aluvial 59 (Pla59)	Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno)	Depósitos clasticos, que en su parte inferior consiste de material aluvial y lahático retrabajada en forma de grava cubierta con tobas eólicas y aluviales y brechas de pómez que cambian lateralmente a arenas, arenas limosas y arcillas volcánicas.	0-4°, 2260-2300 m, 40 m, 1.3%, 1.3% y 97.3%.	Se caracteriza por diferentes tipos de depósitos originados por procesos gravitacionales y fluviales, como aluvión, coluvión, deluvión, deluvión-volcánico y proluvial.

Exógeno Acumulativo (Aluvial)	Planicies aluviales onduladas 60 (Plaond60)	Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno)	Depósitos clásticos, de material aluvial y lahárico en forma de grava cubierta con tobas eólicas y aluviales; y brechas de pómez que cambian lateralmente a arenas, arenas limosas y arcillas volcánicas; de composición basáltica y basáltica-andesítica. Presentan depósitos de aluvión, coluvión, deluvión, deluvión-volcánico.	0-6°, 2300-2380 m, 80 m, 2.5%, 2.7% y 94.6%	En la Plaond cercana al Cerro Chiconautla presenta afallamiento de E-W con una trayectoria curvilínea.
Exógeno Acumulativo (Lacustre)	Planicie lacustre 61 (Plil61)	Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno)	Presenta una concentración de sedimentos clásticos y productos piroclásticos, relacionados con la actividad volcánica del extratovolcán Popocatepetl y de la Sierra de Chichoinautzin, los cuales se depositaron en un ambiente lacustre; con asociación de clastos y piroclastos de caída.	0-2°, 2260-2300 m, 40m, 0.2%, 0.2% y 99.4%.	Estos depósitos lacustres también presentan una costra de carbonato de sodio llamada "tequesquite".
Exógeno Acumulativo (Lacustre)	Planicies locales intermontanas 62 (Plolint62)	Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno)	Depósitos glaciofluviales y clásticos, de material aluvial y lahárico en forma de grava cubierta con tobas eólicas y aluviales; y brechas de pómez que cambian lateralmente a arenas, arcillas volcánicas y capas espesas de loess.	0-6°, 3240-3360 m, 80 m, 12.6%, 12.5% y 74.7%.	Se localizan entre las UM de laderas montañosas.

C A P Í T U L O 4

CONCLUSIONES

Las conclusiones principales que se han derivado de los resultados obtenidos en este trabajo se pueden mencionar de la siguiente forma:

- La adaptación de la metodología para hacer un mapa básico geomorfológico, considerando uno de los tipos de mapeos propuestos por Verstappen y Van Zuidam (analítico) permite contribuir al establecimiento y formalización de un procedimiento claro y conciso que ayude a homogeneizar los diferentes mapa morfogenéticos que se realizan en México, partiendo de una conceptualización que se ha manejado durante todo el desarrollo de este trabajo, basada en delimitar las UM bajo el criterio principal de homogeneidad relativa y su caracterización en los cuatro aspectos fundamentales del relieve: 1. Origen; 2. Tipo; 3. Edad y 4. Geometría del relieve por clases.

Por lo que respecta al origen este se obtuvo a través de conocer la formación de una unidad del relieve en la superficie por acción de procesos endógenos o exógenos. El tipo de relieve fue obtenido a partir de ir delimitando primeramente los cuatro grandes tipos de relieve que se presentan en la superficie de la tierra, en las fotografías aéreas, los cuales son : a) laderas montañosas, b) lomeríos, c) piedemonte y d) planicies, los cuales posteriormente se fueron subdividiendo en unidades más particulares de acuerdo a sus características morfológicas y morfogenéticas.

Para obtener la edad del relieve se realizó una revisión geológica del área de estudio, considerando a una serie de autores que trataran sobre este tema. Por último la geometría del relieve por clases fue adquirida a través de considerar las características cuantitativas de las unidades del relieve , en este caso la pendiente, la altura relativa, la altitud media y la geometría de laderas.

- La técnica de fotointerpretación que se utilizó para el desarrollo de este trabajo a sido desde hace algún tiempo ya realizada por diversos autores quienes la consideran como uno de los

pasos más importantes para el desarrollo de la cartografía geomorfológica, por lo que la elaboración de este trabajo estuvo basado principalmente en esta técnica.

La delimitación de las UM a partir de la interpretación de fotografías aéreas pancromáticas a escala 1:75 000 de los años 1993 y 1994, en las cuales se trazaron los límites de cada UM y algunos rasgos disyuntivos (fallas y fracturas), por medio de observar en ellas cambios en la pendiente del terreno y otros elementos como las tonalidades, texturas, etc. Los trazos obtenidos de esta fotointerpretación geomorfológica, fueron transferidos a un medio cartográfico mediante los mapas de relieve sombreado estereoscópicos y los estereomodelos generados dentro del SIG.

La utilización de dicha técnica de transferencia de la información por medio de modelos estereoscópicos digitales dentro de un SIG, puede ser considerada como una herramienta adecuada para la elaboración de cartografía, tanto geomorfológica como de uso de suelo, erosión, geológica, etc. Para el caso de esta tesis, esta técnica fue de gran ayuda, ya que cumplió con las expectativas propuestas para la elaboración de este trabajo. También fue considerada como una innovación para poder realizar el mapeo geomorfológico morfogenético de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco. Esta innovación de transferencia de la información geomorfológica a un medio cartográfico da la pauta para que en la actualidad se realicen trabajos utilizando esta técnica, tanto de geomorfología como de otras ciencias afines.

Una de las limitaciones principales para la transferencia de las UM trazadas en las fotografías aéreas a un medio cartográfico, por medio de esta técnica, son los desfases en los trazos debido a los cambios altitudinales abruptos en las áreas como la evaluada en esta tesis.

- El análisis de la información geométrica de las UM del área de estudio, se realizó a partir del cruzamiento de información en el SIG, mediante esto se obtuvo la pendiente en grados, la altitud media, la altura relativa y la geometría de laderas para cada UM.

- A partir de los resultados obtenidos de la cartografía geomorfológica morfogenética, se puede concluir que el área de estudio es muy heterogénea en términos de origen y clase de relieve.

En síntesis, de las UM representadas en esta cartografía el 20.5% del área de estudio corresponde a la planicie aluvial con origen exógeno acumulativo del Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno) la cual se encuentra distribuida ampliamente. Está compuesta por material

acumulativo aluvial y por otros depósitos de laderas originados por procesos gravitacionales y fluviales. Así mismo se caracteriza por depósitos de lahar reabajado en forma de grava, la cual está cubierta por tobas eólicas y brechas de pómez que cambian lateralmente a arenas, arenas-limosas y arcillas volcánicas. También se pudo constatar que en algunos sitios de esta planicie se presentan capas de caliche que provocan el salitre que se observa en el área de estudio. Presenta un 97.3% de área recta con una pendiente de 0-4°, una altitud media de 2260-2300m.

Un 18.9% del área representada es de piedemontes. Estos piedemontes se distinguen principalmente por presentar un origen exógeno modelado y no modelado del Cuaternario, compuestos de lavas, tobas, cenizas y depósitos epiclásticos con una composición de basalto y basalto-andesítica; con pendiente de 0-6°, altitud media de 2500-2740 m.

Las laderas montañosas tienen un 16.7%, del área total. Las más representativas se ubican al noreste presentan un origen endógeno volcánico modelado del Plioceno. Se encuentran cubiertas discordantemente por unidades clásticas, piroclásticas de flujo y de caída, y de basalto con textura holocristalina intergranular. Presentan con una pendiente de 4-16°, una altitud media de 2740-2940 m.

Al 15.43% del área representada le corresponde la unidad de planicie lacustre, con un origen exógeno modelado acumulativo del Cuaternario. Se compone de sedimentos lacustres que provienen de las explosiones de piroclastos de los volcanes jóvenes que se encuentran en la Cuenca de México y del acarreo que producían las corrientes montañosas. Presenta una área recta de 99.4%, con una pendiente de 0-2°, una altura relativa de 40 m y una altitud media de 2260-2300 m.

En general se puede mencionar que la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco muestra una morfología que se deriva de fenómenos tectónicos y volcánicos que abarcan periodos geológicos específicamente desde el Terciario hasta el actual Cuaternario. Esta morfología, se encuentra fuertemente influenciada por factores tanto endógenos como exógenos, que le han dado las características que presentan actualmente.

- Además del análisis realizado de las 63 UM, también se construyó un cuadro sintético que describe a los cuatro aspectos del relieve fundamentales de la metodología de delimitación empleada. A este cuadro también se le agregaron dos elementos más, la litología y algunas observaciones, que ayudan a diferenciar a las UM. La finalidad de este cuadro es que se

pueda diferenciar a las UM con sus características principales de una manera sintética donde estas se describen y para tener un panorama morfogenético general del área de estudio.

- La importancia del área de estudio es que ha sido convertida desde hace mucho tiempo como una de las partes fundamentales para el buen funcionamiento hidrológico y ambiental de toda la Cuenca de México. Hoy en día convergen una serie de problemas ambientales que han provocado la inestabilidad de esta Cuenca y en consecuencia en del área de estudio.

Entre los problemas ambientales que se han venido presentando en el área de estudio se encuentran, la desaparición de áreas verdes y lagos, la desertificación provocada por la deforestación de los bosques lo cual ha generado la pérdida de suelo, hundimientos en el subsuelo provocados por la sobreexplotación de los mantos acuíferos, etc., a estos problemas se une el acelerado crecimiento de la población que se manifiesta en la demanda de los servicios, como abastecimiento de agua, servicios de desagüe, drenaje, etc. En este sentido el estudio integrado en esta tesis se considera importante, no solo porque se llegó a un conocimiento y a una cartografía morfogenética del área de estudio, sino también porque la diversidad de ideas vertidas en dicho estudio constituyen la base para diversas investigaciones con objetivos más particulares, como es el de plantear propuestas de recuperación ambiental en las áreas degradadas teniendo como base de unidades cartográficas a las delimitadas en este mapa.

Entre algunas de las investigaciones más particulares que se pueden realizar con base a este estudio geomorfológico, y que puedan ayudar a la recuperación ambiental del área de estudio, se encuentran los estudios de erosión, planificación del uso de suelo, estudios de crecimiento de ciudades, etc. Por lo tanto la cartografía morfogenética aquí obtenida, puede ser considerada como uno de los primeros pasos para realizar estudios más específicos, encaminados al diagnóstico y a la planeación ambiental.

ANEXO A

EN ESTE ANEXO SE PRESENTAN ALGUNOS ASPECTOS DEMOGRÁFICOS Y
SOCIOECONÓMICOS DEL ÁREA DE ESTUDIO

A. ASPECTOS DEMOGRÁFICOS Y SOCIOECONÓMICOS

A lo largo de la historia de la humanidad, la naturaleza ha sufrido transformaciones con el fin de satisfacer las necesidades esenciales de espacio, alimentos y energía, que el hombre requiere. En este interactuar con la naturaleza, la especie humana se ha apropiado y ha ejercido influencia sobre el medio natural, y en la mayoría de las ocasiones ha interferido en los ciclos vitales de los ecosistemas (Ibañez, 1994).

En este proceso de acciones e interacciones el hombre se apropia y transforma el medio ambiente natural y materializa un nuevo ambiente artificial, construido y/o humanizado, el cual se encuentra condicionado por los procesos sociales y el modo de organización social. De tal forma, junto al espacio natural preexistente se construye y conforma un espacio social, hasta el punto en que muchas veces no es posible distinguir el uno del otro. De esta manera, surgen actividades agrícolas, industriales, de construcción de ciudades, etc., las cuales naturalmente, aumentan la presión sobre el medio ambiente, pero también, el crecimiento de la población y su desigual distribución y acceso a los recursos, a las características de los sistemas socioeconómicos de utilización del medio ambiente y la tecnología moderna, influyen en esta transformación del medio natural (Ibañez, 1994).

De esta forma el estudio de los impactos e interacciones mutuas, entre el medio ambiente y la ciudad, exige una breve caracterización de los aspectos demográficos y socioeconómicos que ayuden a definir el ritmo y la forma que asuma el proceso de ocupación del espacio y, más específicamente, del asentamiento de la población y la localización de las actividades económicas (Ibañez, 1994).

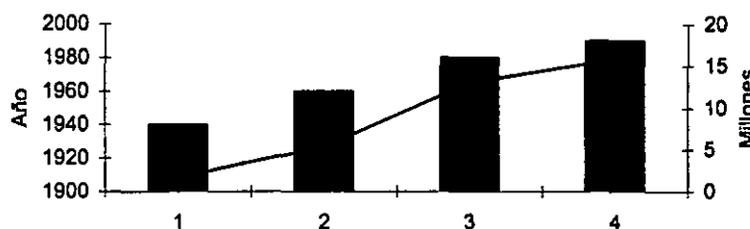
A.1 ASPECTOS DEMOGRÁFICOS

a) Crecimiento de la Población

Un aspecto importante para definir la demografía de un lugar, es el acelerado crecimiento de la población. En cuanto al presente estudio, el crecimiento de la población se da a partir de 1950, conformándose la Zona Metropolitana de la Ciudad de México (ZMCM), provocando una expansión anormal de la mancha urbana hacia los municipios aledaños del Estado de México, manifestada de forma caótica como ciudades perdidas de extrema miseria y carentes de los servicios más elementales (Ibañez, 1994; Cruickshank, 1995).

La evolución del crecimiento de la población en la ZMCM se observa en la **Figura A1**.

Fig. A1 EVOLUCIÓN DEL CRECIMIENTO DE LA POBLACIÓN DE LA ZMCM 1940-1990



Fuente: CONAPO (1992).

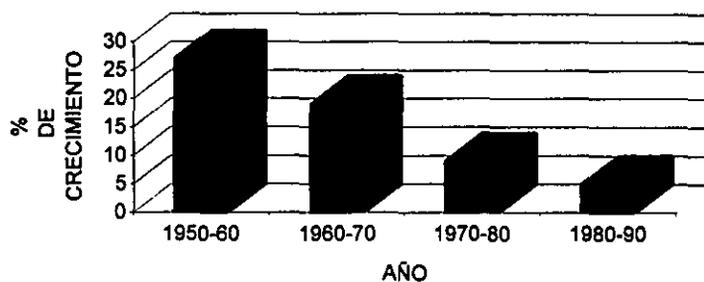
Las mayores tasas de crecimiento se observan en los años de 1940 y 1970 con 5.5% anual, origina que la población se duplica cada 13 años. No obstante, desde 1970 el ritmo de crecimiento se ha reducido; entre 1970 y 1980 alcanzando el 3.9% y entre 1980 y 1990 el 2% (CONAPO, 1992).

Actualmente, el 55% de la población de la ZMCM vive en el Distrito Federal y el 45% en los municipios conurbados. Los sectores populares más pobres se identifican al norte y oriente, las clases medias al sur, y los estratos altos al sur poniente; las zonas industriales al nororiente y norponiente, concentrándose los servicios en los sectores urbanos de la zona metropolitana (Cruickshank, 1995).

En el caso del Estado de México, ha pasado de menos de 2 millones en 1960, a más de 10 millones en la actualidad. Se observa en el último decenio una tasa de crecimiento (2.7%) superior a la media nacional (2.3%), lo que significó incrementos promedio de 225 mil nuevos habitantes por año, de los cuales 144 mil corresponden a los municipios conurbados de la Ciudad de México (CONAPO, 1992).

En los municipios que comprenden el Estado de México el crecimiento de la población se ha dado en tasas muy diferentes, en 1950 y 1960 se aprecia un 27% de crecimiento; en 1960 y 1970 un 19%; entre 1970 y 1980 un 9% y entre 1980 y 1990 un 5% (ver **Figura A2**). De lo que se infiere que ha aumentado la importancia del Estado de México dentro de la ZMCM, del 0.1% del total en 1950, al 21% en 1970 y al 45% en 1990 (CONAPO, 1992).

Fig. A2 TASA DE CRECIMIENTO ANUAL DE 1950 A 1990 DE LOS MUNICIPIOS DEL ESTADO DE MÉXICO



Fuente: CONAPO (1992).

Para el caso del área de estudio, ésta cuenta con una población total de 4 242 942 habitantes, de los cuales el 49% son de sexo masculino y el 51% de sexo femenino; asimismo, se compone de 47 municipios pertenecientes al Estado de México, 5 (municipios) al estado de Puebla y 2 al estado de Tlaxcala, los cuales hacen un total de 54 municipios con una población que se puede observar en el cuadro A1; de los cuales son conurbados Atenco, Coacalco, Chalco, Chiautla, Chicoloapan, Chinconcuac, Chimalhuacán, Ecatepec, Ixtapaluca, La Paz, Nezahualcóyotl y Texcoco (INEGI, 1990).

Debido a la falta de información en cuanto al aumento demográfico, sólo se consideraron a los municipios de Texcoco, Chimalhuacán, Ixtapaluca y Chalco (ver Figura A3), debido a que son centros de población estratégicos¹ (Olivera, 1989); asimismo se aprecia que este aumento ha sido explosivo y anárquico.

¹ Se les nombra centros de población estratégicos, al área comprendida dentro de los límites del área urbanizable de cada uno de estos municipio, ya que es en donde se concentra la población y los usos urbanos (Olivera, 1989).

CUADRO A1. POBLACIÓN POR CADA MUNICIPIO QUE COMPRENDE LA VERTIENTE TRIBUTARIA
ORIENTAL DEL EX LAGO DE TEXCOCO

MUNICIPIO DEL ESTADO DE MÉXICO	POBLACIÓN TOTAL 1990
Acolman	43,276
Amecameca	36,321
Atenco	21,219
Atizapan de Zaragoza	315,192
Atlautla	18,993
Axapusco	15,803
Ayapango	4,239
Coacoalco de Berriozabal	152,082
Cocotitlan	8,068
Coyotepec	24,451
Cuautitlan	48,858
Chalco	282,940
Chiautla	14,764
Chicoloapan	57,306
Chinconcuac	14,179
Chimalhuacán	242,317
Ecatepec	1 218,135
Ixtapaluca	137,357
Jaltengo	22,803
Juchitepec	14,270
La Paz	134,782
Melchor Ocampo	26,154

Naucalpan de Juárez	786,551
Nezahualcóyotl	1 256,115
Nextlalpan	10,840
Nopaltepec	5,234
Otumba	21,834
Ozumba	18,052
Papalotla	2,387
San Martín de las Pirámides	13,563
Tecamac	123,218
Temamatla	5,366
Temascalapa	19,099
Tenango del Aire	6,207
Teoloyucan	41,964
Teotihuacan	30,486
Tepetlaoxtoc	16,120
Tepetlixpa	12,687
Tepotzotlan	39,647
Texcoco	140,368
Tezoyuca	12,416
Tlalmanalco	32,984
Tlalnepantla de Baz	702,807
Tultepec	47,323
Tultitlan	246,464
Zumpango	71,413

Cuautitlan Izcalli	48,858
MUNICIPIO DEL ESTADO DE PUEBLA	POBLACIÓN TOTAL 1990
Huejotzingo	41,792
San Nicolas de los Ranchos	9,800
San Salvador el Verde	17,980
Tlahuapan	24,028
Tochimilco	16,093
MUNICIPIO DEL ESTADO DE TLAXCALA	POBLACIÓN TOTAL 1990
Calpulalpan	29,150
Nanacamilpa de Mariano Arista	12,837

Fuente: INEGI (1990).

En el caso de Texcoco y Chimalhuacán se observa una tasa de crecimiento acelerada, sobre todo en el municipio de Chimalhuacán de 13.2% y Texcoco de 3.8% entre los años de 1970 a 1990, esto se explica como consecuencia del crecimiento de la mancha urbana y de asentamientos irregulares en busca de espacios habitacionales y comerciales (Cruickshank, 1995; INEGI, 1990).

Por lo que respecta a los municipios de Ixtapaluca y Chalco, su tasa promedio de crecimiento entre 1970 a 1990 oscila de 6.8% y 10.0%, respectivamente, aunque para 1985 la población del municipio de Chalco se duplicó (Olivera, 1989 e INEGI, 1990), mientras que en Ixtapaluca la población aumenta hasta cuatro veces más en los años ochenta, y de 1980 a 1990 aumenta al doble (Valdez, 1996).

b) Población urbana, rural y la suburbanización

Por otra parte, la población urbana de la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco inició un acelerado crecimiento a principios del presente siglo, debido al desplazamiento rural

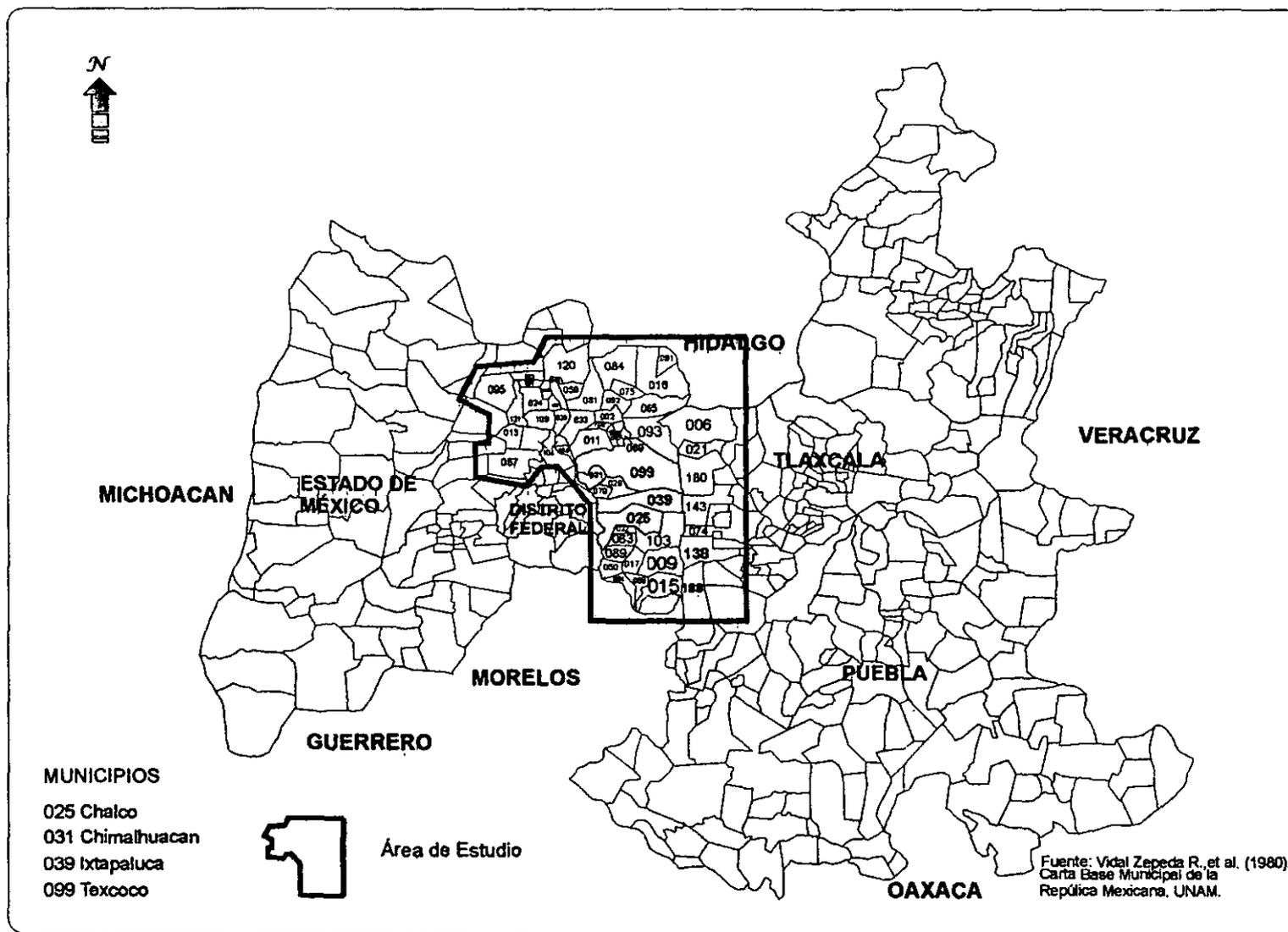
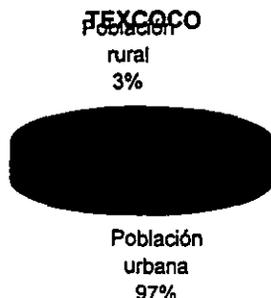


Fig. A3 Municipios que son centros de población estratégicos en la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco.

hacia los municipios conurbados (Cruickshank, 1995). La población urbana equivale al 3 785 612 habitantes, lo que corresponde a un 97% de la población total y la población rural es de 97 940 habitantes, equivalente a un 3% de la población total (ver Figura A4).

Fig. A4 PORCENTAJE DE POBLACIÓN URBANA Y RURAL 1990 DE LA VERTIENTE TRIBUTARIA ORIENTAL DEL EX LAGO DE



Fuente: INEGI (1990).

El proceso de ocupación o crecimiento urbano ha generado un grave deterioro sobre tres componentes principales en el equilibrio ecológico del área de estudio: el suelo, la vegetación y los acuíferos.

La transformación del uso de suelo es uno de los mayores impactos ambientales, esto es, la conservación del espacio natural y/o rural en espacio urbano (Ibañez, 1994).

Aparte de la disminución del espacio natural, también se presenta la disminución de tierras agrícolas, en particular la pérdida de la cubierta vegetal, tanto en términos de superficie como en cuanto a las condiciones ecológicas que en ellas se manifiestan; esto debido a que la población se extiende a las montañas circunvecinas, acabando con bosques y áreas agrícolas. A este fenómeno se le ha denominado como una fuerte suburbanización, la cual se ha presentado en todas direcciones, sin importar la ocupación de zonas de barrancos y laderas de montañas, donde los suelos presentan una alta capacidad agroforestal, provocando así, una pérdida intensiva y extensiva de los bosques, agravada por las plagas, los incendios y el sobrepastoreo (Ibañez, 1994; Cruickshank, 1995).

A lo anterior se suma la recarga de los mantos acuíferos, pues en este sentido la vegetación es fundamental para la retención del agua de lluvia que al presentarse de manera muy intensa

puede provocar erosión hídrica de gran magnitud, que se manifiesta por la presencia de deslave de suelos agrícolas, formación de cárcavas y barrancas (Ibañez, 1994; Cruickshank, 1995)

A partir de este desequilibrio ambiental que se presenta en el área de estudio, se han realizado programas y acciones vinculadas al cuidado del medio ambiente, desde 1970 por la Comisión de Estudios del Lago de Texcoco, hoy conocida como la Gerencia del Lago de Texcoco, encaminadas a la rehabilitación y manejo de suelos y aguas (Cruickshank, 1995).

c) Migración y Emigración

Otros factores importantes que provocan serios problemas, tanto en el crecimiento de la población como en el aumento de la presión en el medio ambiente, es la migración y emigración de considerables núcleos campesinos a las zonas conurbadas del área de estudio, con la consiguiente proliferación de asentamientos irregulares y cinturones de miseria, que se acentúan por la escasez de vivienda y servicios, generando amenazas de invasiones a las zonas federales y baldíos (Cruickshank, 1995).

En cuanto a las migraciones, han jugado un papel determinante en la conformación del espacio urbano y le han dado un rasgo característico a la expansión metropolitana. Estas se pueden clasificar en dos: 1) las migraciones rural-urbanas y 2) las migraciones intraurbanas. Los motivos de estas migraciones se deben a la búsqueda de empleo, vivienda o la adquisición de un terreno para edificar, lo que provoca la formación de asentamientos irregulares en la periferia urbana (Olivera, 1990:10 en Ibañez, 1994).

Por lo que respecta al Estado de México, del total de habitantes para 1990, el 39.8% corresponde a residentes que habiendo nacido fuera de la entidad, fijaron su lugar de residencia en su territorio. Por otra parte, del total de la población no nativa, residente en territorio estatal (3.9 millones), el 93.8% (3.6 millones) habitan en los municipios conurbados con el Distrito Federal y el 6.2% restante (242 mil) reside en el resto del Estado (CONAPO, 1992). En cuanto a los municipios que componen el área de estudio, 421,783 personas mayores de cinco años cambiaron su residencia a otra entidad o a otro país.

Por otra parte, Valdez (1996) realizó un análisis de los tipos de emigraciones que se dan en la Sierra de Quetzaltepec Texcoco, dividiéndolos en tres tipos:

- 1) Emigraciones locales, donde se impone el desplazamiento de parte de la población hacia otras zonas, y el desarrollo de industrias que permitan la ocupación económica de un buen

porcentaje de la población y produzcan el dinero necesario para adquirir alimentos de otras regiones, como es el caso de Texcoco, Chapingo, Molino de las Flores y Colegio de Posgraduados.

- 2) Emigraciones rurales que se dirigen hacia la Ciudad de México ya que algunos habitantes buscan fuentes de trabajo en varias actividades.
- 3) Emigraciones urbanas conformadas por habitantes de la Ciudad de México que llegan a establecerse en dichos pueblos como viviendas dormitorios, realizando así sus actividades en la ciudad.

A.2 ASPECTOS SOCIOECONÓMICOS

La Ciudad de México es el centro urbano dominante del país y especialmente de la región central en donde se localiza la ZMCM la cual ha concentrado la mayor parte de las actividades económicas y políticas del país. En las últimas décadas, la concentración del mercado de bienes y servicios y la instalación de industrias motivó gran apertura de fuentes de empleo en la metrópoli, situación que produjo un desarrollo acelerado sin paralelo (CONAPO, 1992; Cruickshank, 1995). La excesiva concentración de la riqueza se refleja en el producto interno bruto (PIB) nacional que en 1990 registra un 34%.

a) Población Económicamente Activa (PEA)

INEGI (1990) reporta que la población económicamente activa (PEA) es de 1 196 022, lo que equivale al 31% de la población total del área de estudio. Entre las actividades económicas que se practican en el área de estudio en el sector primario se encuentran la agricultura, ganadería y la explotación forestal; en el sector secundario la industria y en el sector terciario se practica el comercio, los servicios y el turismo.

Cabe destacar que la PEA se concentra en el sector terciario, debido a la modernización y especialización entre los servicios; así como la innovación técnica y social (Ibañez, 1994). En las últimas dos décadas ha disminuido la participación en las actividades dentro del sector secundario, básicamente en la industria manufacturera y de la construcción (Cruickshank, 1995).

En el sector terciario se obtienen generalmente percepciones menores al salario mínimo. La falta de fuentes locales de trabajo obligan a casi el 80% de los asalariados a laborar fuera de su zona de habitación y estos desplazamientos masivos y pendulares representan un costo

social. Dentro de la PEA el número de personas con empleo es del 46.4% que se distribuye según el sexo como se aprecia en el cuadro A2.

CUADRO A2. POBLACIÓN ECONÓMICAMENTE ACTIVA POR SECTOR Y SEXO DE 1990, DE LA VERTIENTE TRIBUTARIA ORIENTAL DEL EX LAGO DE TEXCOCO

SECTOR	TOTAL	%	HOMBRES	MUJERES
Primario	19 145	0.7	17 946	1 199
Secundario	778 444	27.0	598 642	179 802
Terciario	1 971 646	68.3	1 210 651	760 995
No especificado	115 572	4.0	67 132	48 440
Suma	2 884 807	100.0	1 894 371	990 436

Fuente: INEGI (1990).

b) Servicios Sociales y Urbanos

Como se ha venido mencionando en este análisis, la falta de empleo, la insalubridad, los asentamientos irregulares, la extrema pobreza y la falta de servicios, etc., son aspectos que crean una situación conflictiva que puede llegar a ser incontrolable en cualquier sociedad (Cruickshank, 1995). Uno de los componentes elementales del bienestar social de la población lo constituyen los servicios y entre estos se encuentra la falta de vivienda, la cual requiere una incorporación de tierra urbanizada que pueda ser ocupada para este fin (CONAPO, 1992).

En cuanto a la vertiente tributaria oriental del ex Lago de Texcoco el número de viviendas con que cuenta es de 738,718 de las cuales el 85.9% presentan agua entubada, el 79.4% contienen drenaje y el 96.1% presentan energía eléctrica (ver Figura A5) (INEGI, 1990).

Fig. A5 PORCENTAJE DE LOS SERVICIOS NECESARIOS DENTRO DE LAS VIVIENDAS DE LA VERTIENTE TRIBUTARIA ORIENTAL DEL EX LAGO DE TEXCOCO 1990



Fuente: INEGI (1990).

Otro aspecto fundamental de la sociedad dentro del área de estudio es la educación, puesto que el grado de escolaridad dará la pauta para que la población más preparada tenga mayores oportunidades en el mercado de trabajo y obtenga un ingreso regular. Esta educación, según INEGI (1990), en el área de estudio registra 2,395,544 habitantes de 15 años y más, de los cuales 192,800 (8.0%) no han recibido ninguna instrucción y 536,340 (22.3%) tienen estudios de primaria completa. En cuanto al nivel superior el área de estudio cuenta con la Universidad Autónoma de Chapingo y el Colegio de Posgraduados, ocupando un lugar preponderante en la composición de las principales actividades económicas de todo el país (SEMARNAP, 1996).

Entre los servicios urbanos cabe destacar que a nivel Distrito Federal y Estado de México, el principal problema se refiere a una inequitativa dotación y distribución de agua potable (CONAPO, 1992). Dada la ubicación de la Ciudad de México a más de 2240 de altitud el suministro de agua es difícil, por un lado, por la inversión que se tiene que realizar al traerla desde fuentes de abastecimiento cada vez más lejanas y por otro lado por aquella que se tiene que extraer del subsuelo de la Cuenca de México, lo que hace más sensible el suelo a hundimientos y más aún si existe una sobreexplotación de los manos acuíferos, porque no se permite que haya una recarga de los mismos (Ibañez, 1994).

Como ya se menciono anteriormente, la distribución de este servicio no es siempre de manera equitativa ya que, por un lado, sus destinatarios casi siempre son las plantas industriales, los centros industriales y los centros comerciales, y en muy pocas ocasiones las zonas populares; además, los costos de este consumo tampoco son equitativos entre los diferentes grupos de consumidores (Ibañez, 1994).

Por último, en lo que se refiere a las comunicaciones terrestres y vías urbanas, la irregular distribución del uso de suelo y el desmedido crecimiento de la población, ligado a la necesidad de medios de transporte, originó que empezaran a producirse críticos congestionamientos de tránsito, provocados por el alto volumen de viajes diarios inter e intraurbanos, con origen y destino, fuera de la ZMCM y de manera alarmante en los límites con el Estado de México (CONAPO, 1992).

Por otra parte, el Estado de México es paso obligado para llegar al Distrito Federal. Este factor ha influido de manera favorable en su comunicación, tanto interna como externa; en él convergen y de él surgen múltiples carreteras que lo enlazan con las entidades vecinas, lo que ha fomentado el dinamismo de los diversos sectores económicos (INEGI, 1987).

ANEXO B

EN ESTE ANEXO SE PRESENTAN ALGUNOS CONCEPTOS BÁSICOS SOBRE EL SIG, QUE SE APLICÓ EN LA METODOLOGÍA, PARA LA ELABORACIÓN DE ESTA TESIS

B. CONCEPTOS BÁSICOS SOBRE LOS SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA (SIG)

B.1 INTRODUCCIÓN

El avance computacional de las últimas décadas y la generación, desarrollo y aplicación de la tecnología conocida como Sistema de Información Geográfica (SIG o GIS por sus siglas en inglés) han permitido su utilización en el campo de los estudios de recursos naturales y del medio ambiente, tanto en el mundo, a partir de los años 70's principalmente, como en México en los último años. El empleo de esta tecnología permite integrar y analizar gran cantidad de información de naturaleza espacial (o geográfica) y no espacial (o de atributos) (López Blanco, 1998); por lo tanto la utilización de esta técnica en el presente estudio, es necesaria para el desarrollo de nueva información que ayude a comprender el este espacio geográfico desde un punto de vista geomorfológico.

Existen tantas definiciones como autores que escriben sobre el mundo de los SiG, ver el **Cuadro B1**.

Para Maguire et al. (1991) citado en López Blanco (1998), el término y definición de Sistema de información Geográfica (SIG) se refieren principalmente a la tecnología computacional orientada hacia asuntos geográficos; también se le conoce así a los conceptos y a las estructuras lógicas (programas) de manejo de entidades espaciales usados en diferentes áreas de aplicación, y más recientemente, a un conjunto organizado de conocimientos sistemáticos sobre las diversas formas de integrar y analiza la información acerca de entidades geográficas. Mientras que para Verstappen et al. (1991), los SIG ayudan a almacenar, manipular y desplegar la información proveniente del mundo real.

Rhind (1990) en Gutiérrez et al. (1994) distingue seis grandes niveles de complejidad de análisis y tipos de consultas a las que un SIG puede responder (ver **Cuadro B2**).

Las entidades espaciales que se emplean en los SIG deberán estar descritas en los términos que Burrough (1989:6-7) en López Blanco (1998), define como los siguientes:

A) Su posición respecto de un sistema de coordenadas específico;

B) Sus atributos que no están relacionados con la posición (color, frecuencia, costos, etc.), y

C) Sus interrelaciones espaciales con otros objetos (propiedades topológicas) que describen sus posiciones relativas, conexiones y trayectos.

Cuadro B1. ALGUNAS DEFINICIONES DE SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA

<p><i>Aronoff (1989: 39)</i></p> <p>Un conjunto de procedimientos manuales o basados en computadora, usados para almacenar y manejar datos geográficamente referenciados.</p>
<p><i>Burrough (1986/1989)</i></p> <p>Un conjunto de herramientas con alta potencialidad para guardar, integrar, seleccionar y en su caso transformar, analizar y desplegar datos espaciales o geográficos del mundo real.</p>
<p><i>Carter (1988:3)</i></p> <p>Una entidad institucional con estructura organizada que integra la tecnología con una base de datos, personal experto y soporte financiero continuo a través del tiempo.</p>
<p><i>Departamento del Medio Ambiente (1987:132)</i></p> <p>Un sistema para capturar, almacenar, corroborar, manipular, analizar y desplegar datos, los cuales están dados especialmente referenciados</p>
<p><i>Smith et al. (1987:13)</i></p> <p>Un sistema de base de datos en el cual la mayoría de ellos están indexados espacialmente y sobre los cuales un conjunto de procedimientos son aplicados con el fin de responder a las consultas acerca de las entidades espaciales en dicha base.</p>
<p><i>Koshkariov, Tikunov y Trofimov (1989:259)</i></p> <p>Un sistema con herramientas avanzadas para hacer geomodelamiento.</p>

Simplificado de Maguire et al. (1991:9-20) en López (1998), y Gutiérrez et al. (1994).

Cuadro B2. CUESTIONES BÁSICAS QUE PUEDEN SER INVESTIGADAS CON UN SIG

1. Localización	¿Qué hay en ...?
2. Condición	¿Dónde sucede que ...?
3. Tendencias	¿Qué ha cambiado ...?
4. Rutas	¿Cuál es el camino óptimo ...?
5. Pautas	¿Qué pautas existen ...?
6. Modelos	¿Qué ocurriría si ...?

Rhind (1990) en Gutiérrez et al. (1994).

B.2 Componentes de un SIG

El equipo necesario para el funcionamiento de un SIG es: una unidad de procesamiento (Computer Processing Unit, CPU), en donde se almacena y procesa la información; dispositivos para la integración del usuario con la computadora (teclado y monitor); una o más unidades de captura de información (tabla digitalizadora, lectora de cintas magnéticas y scanner) y una o más unidades de salida (uno o más monitores, impresoras y graficadores) (Palacio, 1996 y López Blanco, 1998).

B.3 Funciones que realiza un SIG

López Blanco (1998), menciona que existen cinco grupos de funciones que realiza un SIG:

1) Introducción, transformación y verificación de los datos. Se refiere a los aspectos de captura y transformación, en formato digital, de los datos básicos obtenidos desde diferentes fuentes: mapas, imágenes de satélite, fotografías, datos de campo, resultados de laboratorio, etc.

2) Almacenamiento y manejo de la base de datos. Se relaciona con la estructura y organización interna de la información de los elementos por analizar, tomando en cuenta sus propiedades espaciales principales.

3) Procesamiento y análisis de la información. Un SIG proporciona una serie de funciones de análisis de los aspectos espaciales y la combinación de ambos. Entre los procesos que se

pueden realizar con tales funciones están los siguientes: cambio de escalas y proyecciones, cálculos de longitudes y áreas, aplicación de operadores booleanos, clasificaciones, sobreposiciones y cruzamientos, análisis matemático y geoestadístico, interpolaciones, etc.

4) Salida y representación de los resultados. Se refiere a las diversas formas en que pueden ser obtenidos los resultados del análisis (mapas, tablas, gráficas e imágenes): despliegues en pantalla, impresiones en papel y película o archivos en formato digital.

5) Funciones de interacción con el usuario. Los SIG instalados en computadoras personales funcionan a través de menús y ventanas que permiten el aprendizaje de una manera más eficiente.

B. 4 Estructura de base de datos en el SIG

Por otra parte, los SIG más modernos incluyen cuatro principales módulos para maneja la información (Gutiérrez et al., 1994 y Palacio, 1996):

B.4.1 Vectorial

Un vector es una línea limitada por dos o más puntos. El uso de vectores pretende la representación más precisa posible de los objetos. A diferencia del formato raster no se utilizan celdas. Abundante información es almacenada en relativamente poco espacio, en comparación con el formato raster. Incluye la captura y manejo de información en forma de segmentos y polígonos. En formato vectorial son almacenados también los tres tipos de entidades: puntos, líneas y áreas.

Los puntos requieren para su definición de un par de coordenadas X, Y. Además, otra información puede acompañar a la ubicación en la base de datos (nombre del punto, símbolo, fecha, etc.).

Las líneas son sucesiones de líneas rectas constituidas de dos o más pares de coordenadas. En el caso de líneas curvas (arcos) se requiere de un mayor número de coordenadas que en el caso de líneas rectas.

Las áreas son objetos espaciales de dos dimensiones, ya que tienen longitud y anchura. Se representan por medio de una sucesión de líneas que cierran.

Las ventajas de un modelo vectorial son (Gutiérrez et al., 1994 y Palacio, 1996):

1. Genera una estructura de datos más compacta que la del formato raster.
2. Genera una codificación eficiente de la topología y, consecuentemente una implementación más eficiente de las operaciones que requieren información topológica.
3. La activación selectiva, actualización de gráficos y atributos es posible.

Sus desventajas son (Gutiérrez et al., 1994 y Palacio, 1996):

1. Es una estructura de datos más compleja que el modelo raster.
2. Las operaciones de superposición de mapas son más difíciles de implementar.
3. La combinación de diferentes archivos vectoriales y raster puede crear problemas.
4. El tratamiento y realce de las imágenes digitales no puede ser realizado de manera eficiente en este formato vectorial.
5. Resulta poco eficiente cuando la variación espacial de los datos es muy alta.

B.4.2 Raster

La estructura de datos raster más simple, está representada por una cuadrícula homogénea, en donde cada uno de los cuadros (conocidos como *pixeles* o *picture elements*) se encuentra referenciado, en principio, a un sistema de columna - fila. Cada cuadro contiene información sobre la unidad de mapeo a la que pertenece. En este formato, un punto está representado por un pixel individual, una línea por una secuencia de pixeles y una área por un conglomerado de los mismos.

En virtud de que una celda (o pixel) posee únicamente un valor para representar diferentes atributos de una misma área, es necesario contar con varias capas de información (*layers*). En otras palabras, la realidad puede descomponerse por clases de información (o atributos).

La información contenida en formato raster puede ser igualmente almacenada de diferentes maneras. Dos métodos comunes son los siguientes (Palacio, 1996):

1. Celdas o capas (*layers*) referenciadas. En este caso, cada atributo está referido a una celda del mapa raster, en una relación de uno a uno. Esto implica contar con un mapa para cada rasgo o atributo, lo cual exige importante espacio para almacenamiento.
2. Unidades de mapeo referenciadas. En este caso, el mapa raster ha sido clasificado con el fin de contar con áreas homogéneas, en donde diferentes celdas tienen valores o atributos semejantes. Los valores de atributos son almacenados en tablas y no en formato raster,

posteriormente los valores de la tabla son vertidos en el mapa. Este enfoque tiene la ventaja de ser poco exigente en cuanto al espacio necesario para el almacenamiento de la información.

Las ventajas del formato raster son (Gutiérrez et al., 1994 y Palacio, 1996):

1. Es una estructura de datos simple.
2. Las operaciones de superposición de mapas se implementan de forma más rápida y eficiente.
3. Cuando la variación espacial de los datos es muy alta el formato raster es una forma más eficiente de representación.
4. Es requerido para un eficiente tratamiento y realce de las imágenes digitales.

Desventajas (Gutiérrez et al., 1994 y Palacio, 1996):

1. Ciertas relaciones topológicas son más difíciles de representar.
2. Grandes volúmenes de información demandan grandes espacios para su almacenamiento.
3. La resolución de la celda puede alterar notablemente la forma y medidas de los objetos.
4. Los resultados gráficos de salida no son, por lo general, de muy alta calidad, o en su caso, requieren de equipo costoso para lograrla.

B.5 Captura de la información

Por otra parte la captura de la información es, sin duda, la tarea que requiere de mayor inversión de tiempo cuando se utiliza un SIG, e igualmente constituye una de las actividades más importantes. Es también la tarea que demanda la mayor parte de los recursos económicos, debido también a los requerimientos de personal capacitado, equipo y procedimiento (Palacio, 1996). La captura de información implica tres pasos necesarios (Palacio, 1996):

B.5.1 Captura de información espacial

Existen tres métodos de captura de información espacial:

- a) Digitalización manual

El procedimiento de digitalización puede definirse como la transformación de un modelo gráfico a un numérico a través de códigos que permiten caracterizar la ubicación y naturaleza del objeto a partir de identificadores alfanuméricos.

El método de digitalización que se utilizó para la realización de este trabajo implicó el uso de una tableta digitalizadora equipada con un cursor que emite señales al ser transportado sobre ella. El cursor emite, de esta manera coordenadas de la tableta digitalizadora de manera constante, mismas que están referidas a un sistema real de coordenadas. Puntos, líneas y áreas contenidas en un mapa, son transformados en coordenadas; es decir, en formato digital. La operación anterior genera un archivo en formato de vectorial del cual se puede obtener posteriormente uno de formato raster.

b) Digitalización automática con barredor (scanner)

Los barredores capturan la información gráfica a partir de la detección de líneas en mapas y otros documentos, tanto en formato raster como vectorial. Se trata de un método que reduce considerablemente el tiempo de captura de información gráfica, se requiere que la información a ser capturada sea, preferentemente, monotemática.

La mayor parte de los barredores no distinguen automáticamente los atributos de los símbolos que contiene el modelo gráfico a ser capturado, de manera tal que un río, una curva de nivel y un poblado son capturados bajo el mismo código, sin ser diferenciados. La diferenciación de códigos puede demandar más tiempo que la digitalización manual del gráfico. La captura por capas de información monotemática (layers) puede ayudar a resolver el problema, toda vez que todos los rasgos capturados poseen los mismos atributos y pueden ser renombrados en conjunto.

c) Información digital en formato de celdas (raster) y vectorial

Algunos productos se encuentran disponibles en formato digital. Tal es el caso de las imágenes de satélite, información que se encuentra en formato raster. También es cada día más común la posibilidad de adquirir información vectorial a nivel comercial en diferentes formatos de fácil importación en la mayor parte de los SIG disponibles.

B.5.2 Captura de información no espacial asociada (atributos)

Constituye un tipo de información que por sí sola no conlleva propiedades de localización. Puede referirse a todos y cada uno de los rasgos espaciales (cartográficos contenidos en la base de datos del SIG, representados por puntos líneas o áreas tanto en formato vectorial

como raster. Por ejemplo un camino puede digitalizarse por medio de una línea continua. Algunos atributos no espaciales asociados con el camino pueden ser: tipo de camino (asfalto, terracería, etc.), fecha de construcción, tráfico total y tipo de automotores, etc.; que pueden ser almacenados, manipulados y analizados en una base tabular con fines de planeación o creación de modelos.

B.5.3 Interrelación entre bases de datos espaciales y no espaciales

La base de datos gráficos (puntos, líneas y áreas) deben relacionarse con la base de datos constituida por los atributos no espaciales. Esto se hace a través de identificadores comunes en ambas bases de datos, con lo cual la base tabular puede ser, de alguna manera, espacialmente representada.

B.6 Verificación y corrección de la información

Estos tres procesos de captura de la información espacial y no espacial involucran normalmente una serie de errores potenciales que repercuten en la calidad de la información contenida en la base de datos (Palacio, 1996). Entre los problemas más comunes que demandan la verificación de la información se encuentran los siguientes (Palacio, 1996):

1. La información espacial se encuentra incompleta o duplicada. En el proceso de digitalización manual, es frecuente que por diferentes causas (comúnmente fallas en el material a ser capturado), la información no sea por completo registrada. Igualmente, es posible la duplicación de líneas. En ambos casos se presentarán problemas durante el proceso de poligonización de áreas cerradas.

Algunos SIG cuentan con programas capaces de detectar los diferentes tipos de errores en una red de vectores que, debiendo estar unidos, no lo están. Ello facilita la corrección y la edición final para procesos posteriores.

2. La información espacial se encuentra desplazada de su ubicación correcta. Este error tiene su origen en la falta de cuidado durante la digitalización, o bien, en la falta de material suficientemente preciso.

3. La información espacial se encuentra distorsionada. En muchos casos este problema se deriva de errores en la definición de coordenadas iniciales previas a la digitalización manual. Otras distorsiones son comunes al capturar información que ha sido fotocopiada o reproducida por otros medios.

4. La información espacial se encuentra erróneamente ligada a la base de datos no espaciales. En este caso los identificadores refieren características de otras unidades. Los resultados deben ser revisados comparando los valores del mapa con los de las tablas dentro del sistema.

5. Errores en la base de datos no espaciales (atributos), atribuibles a errores en el momento de la captura manual de la información.

B.7 Productos o salidas de la información

La salida de datos es la operación de presentar los resultados del análisis y la manipulación de la información dentro del SIG, de una manera comprensible a un usuario, o bien, presentarla en un formato que permita su transferencia a otro sistema (mapas, gráficas y tablas, etc.) (Palacio, 1996).

Los fines de los SIG son analíticos y no estéticos. Sin embargo, algunos sistemas cuentan con facilidades gráficas que permiten, además del análisis, la confección de material de alta calidad estética (Palacio, 1996).

La calidad de la presentación de resultados depende en gran medida del equipo empleado. En el **Cuadro B3** se muestran las funciones de un SIG relacionadas con la presentación de resultados.

B. 8 Aplicaciones de un SIG

Actualmente existen tres grandes categorías de campos de aplicación de los SIG, de acuerdo con los tres principales aspectos que han desarrollado para la organización, el conocimiento y manejo de sus recursos las sociedades humanas (Maguire et al., 1991, citado en López Blanco, 1998, y Gutiérrez et al., 1994):

1. Aplicaciones en planeación y ordenamiento territorial:

- Propuestas de aprovechamiento de los recursos naturales.
- Desarrollo urbano.
- Políticas públicas, toma de decisiones, planeación integrada.
- Protección civil: riesgos, desastres, catástrofes, etc.

2. Aplicación en estudios ambientales:

Cuadro B3.

ALGUNAS FUNCIONES DEL SIG RELACIONADAS CON EL FORMATO DE SALIDA

FUNCIONES DEL SIG PARA PRESENTAR RESULTADOS
Ventanas para seleccionar área
Cambios de escala
Cambios de color
Modificaciones a los textos, estilos, colores, etc.
Despliegues en 3D
Selección de información por capas (layers)
Graficación (con impresora y plotter)
Comandos par salida a medios magnéticos
Comandos para impresión

Palacio (1996).

- Bases de datos nacionales, continentales y mundiales de variables ambientales.
- Base de datos específicas: suelos, erosión, vegetación, cuencas, etc.
- Integración y análisis de variables en estudios específicos.
- Aplicaciones forestales.
- Cambios en el uso de suelo.
- Estudios de impacto ambiental.

3. Aplicaciones en estudios económicos y sociales:

- Tenencia de la tierra, catastros rural y urbano.
- Censos económicos y de población, actividades electorales.
- Dotación y prestación de servicios urbanos.
- Análisis de mercados.

- Mantenimiento y conservación de infraestructura de transporte.
- Sistemas de navegación para automóviles.
- Impacto territorial de las nuevas infraestructuras.
- Análisis de mercados.
- Planificación urbana.

La utilización de los SIG en las ciencias geográficas actualmente es fundamental, pero hay que tomar en cuenta que el uso del SIG no asegura por si mismo que los resultados obtenidos y su interpretación sean correctos (López, 1998), ya que esto dependerá de el usuario, del uso que le de al SIG y a la interpretación de sus resultados.

Los SIG constituyen una alta tecnología para el tratamiento de la información geográfica. Para los geógrafos no se trata de una herramienta más, sino de una tecnología específicamente geográfica, que por lo tanto se encuentra relacionada con la Geografía. La Geografía es la disciplina en la que estos sistemas se encuentran mejor dentro del ámbito académico (Kemp, Goodchild y Dodson, 1992 en Gutiérrez et al., 1994).

El SIG que se utilizó en este estudio es el ILWIS (The Integrated Land and Water Information System versión 1.41) (ITC, 1993) e ILWIS for Windows (versión 2.1) (1997), diseñado por el ITC (International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences) de Países Bajos; ya que este sistema es particularmente adecuado para integrar y procesar los datos obtenidos mediante la fotointerpretación (que en este trabajo se realizó), digitalización de mapas, trabajo de campo y otros datos existentes (Verstappen et al., 1991). Es necesario mencionar que la posibilidad de almacenar la información reunida en un banco de datos en lugar de hacerlo en un mapa directamente, es una de las alternativas que nos proporciona el SIG para estudios geográficos y en este caso para estudios geomorfológicos.

B. 9 Errores en un SIG

Las fuentes de error son numerosas y diversas. Algunas de ellas se refieren a continuación (Palacio, 1996):

1. Edad de la información: En un buen número de casos los datos existentes no poseen la misma antigüedad sino que fueron recopilados en diferentes épocas, lo cual tiene varias implicaciones. Por un lado, es posible que los datos sobre algún tema en particular hayan sido recabados en temporadas del año diferentes y ello implique variaciones en el parámetro

estudiado. Por otro lado, puede tratarse de información que haya sido obtenida por medios que hoy en día no son aceptados.

2. Cubrimiento: Se refiere a la falta de información en la totalidad de la zona de interés, sea porque nunca fue recabada o bien por su antigüedad.

3. Escala de(l)(los) mapa(s): Es importante que la escala de los mapas satisfaga los requerimientos del problema estudiado.

4. Precisión de la ubicación: La información contenida en mapas topográficos en escalas diversas posee en general un alto grado de precisión. Por otra parte, los mapas temáticos refieren límites de unidades que llegan a depender más de un intérprete. En algunos temas los límites imprecisos y graduales son considerados como bien definidos y, en algunos casos, fuera de su ubicación correcta.

5. Precisión del contenido de la información: La información contenida en los mapas puede ser, simplemente, equivocada. Por ejemplo, un área de cultivo de temporal puede ser erróneamente asignada a otra clase de información.

6. Precisión de la digitalización: La digitalización manual conlleva implícitamente un error. Es difícil reproducir en formato digital un modelo analógico con 100% de exactitud. En algunos casos, los errores en la digitalización pueden derivarse de falla en el material capturado.

7. Errores asociados a la sobreposición de mapas: Si se acepta el punto anterior, resulta evidente que la sobreposición de mapas resulta en una adición de errores.

ANEXO C

SE PRESENTAN LAS TABLAS CON LA INFORMACIÓN MORFOMÉTRICA DEL ÁREA DE ESTUDIO

MORFOMETRÍA DE LA VERTIENTE TRIBUTARIA ORIENTAL DEL EX LAGO DE TEXCOCO

UM	PENDIENTE EN GRADOS	ALTITUD MEDIA (m)	ALTURA RELATIVA (m)
lm0	4-16	2740-2940	360
lm1	4-14	2700-3160	460
lm2	4-16	2420-2580	320
lm3	4-12	3200-3360	280
lm4	6-20	3600-3720	440
lm5	12-26	3560-3760	360
lm6	12-20	3020-3240	300
lm7	8-26	3800-3920	480
lm8	4-24	3020-3240	620
lm9	4-26	3920-4040	280
lm10	8-22	3200-3320	460
lm11	4-22	2340-3460	320
lm12	4-14	2420-2540	320
lm13	4-24	2660-2780	360
lma14	6-16	2860-3020	260
lma15	20-34	2780-2900	320
lma16	6-16	3880-4000	320
lma17	4-22	3480-3600	240
lma18	28-40	3560-3720	320
lma19	18-28	4520->4600	240
lmm20	8-16	2980-3120	300
lmm21	6-14	3600-3760	280
lmm22	6-14	2900-3040	340
lmm23	20-44	3200-3320	240
lmm24	8-16	3800-3960	320
lmm25	4-14	2540-2660	240
lmb26	8-22	2620-2740	280
lmb27	8-16	2380-2500	280
lmb28	4-14	2820-2980	300
lmb29	4-14	2500-2660	360
lmb30	4-14	3600-3760	240
lmb31	4-16	2380-2500	280
lmtec1-32	4-16	2700-2820	280
lmtec2-32	4-10	2980-3120	260
lmtec3-32	4-14	3020-3160	220
lmtec4-32	4-14	3160-3280	280
lmtec5-32	4-14	3280-3400	240
sucu63	0-8	2580-2700	280
lo33	0-14	2300-2460	160
lo34	4-16	2300-2420	160
lo35	4-14	2620-2780	160
lo36	0-10	2420-2580	160
lo37	4-14	2900-3080	140
lob38	4-10	2420-2540	120
lob39	0-6	2460-2580	120
lotec40	0-10	2580-2740	160
lotec41	0-6	2500-2620	160
pl42	0-10	2300-2420	280
pl43	0-8	2500-2660	360
pl44	0-6	2500-2740	360
pl45	0-6	2460-2660	200
pllah46	0-10	2280-2380	240
pllah47	0-10	2300-2380	320
plla48	0-10	2380-2500	320
plla49	4-14	2340-2460	240
plab50	0-6	2500-2580	280
pib51	0-8	2300-2380	240
plb52	0-6	2280-2380	240
pibnond53	0-8	2300-2420	240
pibon54	0-10	2300-2420	240
paslm55	0-14	2780-2940	340
plint56	0-8	3120-3240	240
pliso57	2-8	2480-2500	120
plsup58	0-10	2500-2620	280
pla59	0-4	2280-2300	40
plaond60	0-6	2300-2380	80
pll61	0-2	2280-2300	40
pllint62	0-6	3240-3360	80

**GEOMETRÍA DE LADERAS DE LA VERTIENTE TRIBUTARIA
ORIENTAL DEL EX LAGO DE TEXCOCO**

UM	GEOMETRÍA DE PERFIL LONGITUDINAL	%
lm1	Concava	20.8
lm1	Plana	58.1
lm1	Convexa	21
lm0	Concava	28.6
lm0	Plana	43.1
lm0	Convexa	28.3
lm2	Concava	30.9
lm2	Plana	38.7
lm2	Convexa	30.3
lm3	Concava	26
lm3	Plana	49.8
lm3	Convexa	25.1
lm4	Concava	31.7
lm4	Plana	38.3
lm4	Convexa	29.8
lm5	Concava	30.6
lm5	Plana	38.1
lm5	Convexa	33.1
lm6	Concava	32.2
lm6	Plana	37.1
lm6	Convexa	30.5
lm7	Concava	33.4
lm7	Plana	34.7
lm7	Convexa	31.7
lm8	Concava	30.6
lm8	Plana	38.7
lm8	Convexa	30.5
lm9	Concava	36.7
lm9	Plana	39.8
lm9	Convexa	23.4
lm10	Concava	29.1
lm10	Plana	43.4
lm10	Convexa	27.4
lm11	Concava	24.1
lm11	Plana	61.8
lm11	Convexa	24.1
lm12	Concava	17.6
lm12	Plana	64.9
lm12	Convexa	17.4
lm13	Concava	37.2
lm13	Plana	28.1
lm13	Convexa	34.5
lme14	Concava	28.9
lme14	Plana	41.7
lme14	Convexa	29.2
lme15	Concava	40.4
lme15	Plana	19.5
lme15	Convexa	39.9
lme16	Concava	26
lme16	Plana	47.4
lme16	Convexa	26.4
lme17	Concava	29.2
lme17	Plana	42.1
lme17	Convexa	28.6
lme18	Concava	40
lme18	Plana	18.9
lme18	Convexa	40.9
lme19	Concava	35.1
lme19	Plana	28.8
lme19	Convexa	36.1
lmm20	Concava	32.4
lmm20	Plana	35.8
lmm20	Convexa	31.7
lmm21	Concava	31
lmm21	Plana	38.2
lmm21	Convexa	30.7

UM	GEOMETRÍA DE PERFIL LONGITUDINAL	%
lmm22	Concava	28.9
lmm22	Plana	42.1
lmm22	Convexa	28.8
lmm23	Concava	42.3
lmm23	Plana	21
lmm23	Convexa	36.8
lmm24	Concava	27.3
lmm24	Plana	45.1
lmm24	Convexa	27.4
lmm25	Concava	24.8
lmm25	Plana	50.3
lmm25	Convexa	24.9
lmb26	Concava	32.4
lmb26	Plana	35.4
lmb26	Convexa	32.1
lmb27	Concava	31.6
lmb27	Plana	36.7
lmb27	Convexa	31.6
lmb28	Concava	28.3
lmb28	Plana	41.5
lmb28	Convexa	30.1
lmb29	Concava	28.5
lmb29	Plana	43.5
lmb29	Convexa	27.8
lmb30	Concava	24.4
lmb30	Plana	51
lmb30	Convexa	24.5
lmb31	Concava	23.8
lmb31	Plana	52.8
lmb31	Convexa	23.3
lmtec1-32	Concava	26.5
lmtec1-32	Plana	42.7
lmtec1-32	Convexa	30.7
lmtec2-32	Concava	27.3
lmtec2-32	Plana	43.9
lmtec2-32	Convexa	28.6
lmtec3-32	Concava	29.3
lmtec3-32	Plana	40.8
lmtec3-32	Convexa	29.8
lmtec4-32	Concava	29.9
lmtec4-32	Plana	38.8
lmtec4-32	Convexa	31.1
lmtec5-32	Concava	24.8
lmtec5-32	Plana	47.8
lmtec5-32	Convexa	27.8
sucu63	Concava	12.3
sucu63	Plana	75.2
sucu63	Convexa	12.4
lo33	Concava	19
lo33	Plana	81.5
lo33	Convexa	19.3
lo34	Concava	23.1
lo34	Plana	53
lo34	Convexa	23.8
lo35	Concava	31.8
lo35	Plana	39.3
lo35	Convexa	28.7
lo36	Concava	17.3
lo36	Plana	65.2
lo36	Convexa	17.3
lo37	Concava	19.7
lo37	Plana	61.1
lo37	Convexa	19.1
lob38	Concava	26.7
lob38	Plana	46.4
lob38	Convexa	26.7

**GEOMETRÍA DE LADERAS DE LA VERTIENTE TRIBUTARIA
ORIENTAL DEL EX LAGO DE TEXCOCO**

UM	GEOMETRÍA DE PERFIL LONGITUDINAL	%
lob39	Concava	4
lob39	Plana	91.4
lob39	Convexa	4.4
lotec40	Concava	17.4
lotec40	Plana	85.1
lotec40	Convexa	17.4
lotec41	Concava	12.5
lotec41	Plana	74.9
lotec41	Convexa	12.5
pl42	Concava	13.8
pl42	Plana	72.4
pl42	Convexa	13.8
pl43	Concava	11.5
pl43	Plana	76.2
pl43	Convexa	12.1
pl45	Concava	12.7
pl45	Plana	71.6
pl45	Convexa	15.6
pl44	Concava	11.1
pl44	Plana	77.7
pl44	Convexa	11.1
pllah46	Concava	8.3
pllah46	Plana	83.1
pllah46	Convexa	8.4
plto47	Concava	15
plto47	Plana	88.7
plto47	Convexa	18.1
pl48	Concava	18.8
pl48	Plana	82.6
pl48	Convexa	18.4
pl49	Concava	24.8
pl49	Plana	48.7
pl49	Convexa	26.4
plab50	Concava	2
plab50	Plana	95.1
plab50	Convexa	1.8
plb51	Concava	4.5
plb51	Plana	90.7
plb51	Convexa	4.6
plb52	Concava	4.9
plb52	Plana	89.3
plb52	Convexa	5.7
plbnod53	Concava	9.7
plbnod53	Plana	79.3
plbnod53	Convexa	10.9
plbon54	Concava	12
plbon54	Plana	76.7
plbon54	Convexa	11.1
plasm55	Concava	27.9
plasm55	Plana	43.1
plasm55	Convexa	28.9
plnt56	Concava	14.5
plnt56	Plana	70
plnt56	Convexa	15.4
plto57	Concava	13
plto57	Plana	74.2
plto57	Convexa	12.7
plsup58	Concava	20.6
plsup58	Plana	57.5
plsup58	Convexa	21.7
pl59	Concava	1.3
pl59	Plana	97.3
pl59	Convexa	1.3
pland60	Concava	2.5
pland60	Plana	94.6
pland60	Convexa	2.7

UM	GEOMETRÍA DE PERFIL LONGITUDINAL	%
pl91	Concava	0.2
pl91	Plana	99.4
pl91	Convexa	0.2
plint62	Concava	12.6
plint62	Plana	74.7
plint62	Convexa	12.5

BIBLIOGRAFÍA

- ☐ Aceves Quesada, F. J. (1996) Geología y Geomorfología del Volcán Nevado de Toluca. Tesis de Maestría en Ciencias (Geología). FC, UNAM, División de Estudios de Posgrado. México. 116 pp.
- ☐ CNA. (1996) Estudio Geofísico-Geohidrológico en la Zona del Lago Nabor Carrillo, Texcoco, Estado de México. Comisión Nacional del Agua. Comisión Federal de Electricidad Subdirección Técnica. Gerencia de Estudios Geológicos. Departamento de Geofísica. México. 19 pp.
- ☐ CONAPO. (1992). La Zona Metropolitana de la Ciudad de México. Consejo Nacional de Población. Problemática Actual y Perspectivas Demográficas y Urbanas. México D.F. 288 pp.
- ☐ Córdova, F.de A. C. (1988) Cartografía geomorfológica en escala pequeña del Occidente de la República Mexicana. Tesis en Geografía. FF y L, UNAM. México. 127 pp.
- ☐ Córdova, F.de A. C., y Parsons, R. J. (1997) Georchaeology of an Aztec Dispersed Village on the Texcoco Piedmont of Central México. Georchaeology an International Journal. Vol. 12. Núm 3. 178-209 p.
- ☐ Cruickshank García, G. (1995) Proyecto Lago de Texcoco. Rescate Hidrológico. Comisión Nacional del Agua (CNA). 111 pp.
- ☐ De Cserna, Zoltan, De la Fuente-Duch, M., Palacios Nieto, M., Triay, L., Mitre Salazar, L.M., Mota Palomino, R. (1988) Estructura Geológica, Gravimétrica, Sismicidad y Relaciones Neotectónicas Regionales de la Cuenca de México. Boletín del Instituto de Geología, UNAM. 71 pp.
- ☐ De la Vega, E. (1992). Propuesta de Nomenclatura Estratigráfica para la Cuenca de México. Revista del Instituto de Geología, UNAM. Vol. 10. Núm. 1. 26-36 p.
- ☐ Demant, A., y Robin, C. (1975). Las Fases del Vulcanismo en México: una síntesis en relación con la Evaluación Geodinámica desde el Cretácico. Revista del Instituto de Geología. UNAM 75 (1). México. 70-83.
- ☐ Demek, Embleton. (1978) Gude to Medium-Scale Geomorphological Mapping. International Geographical Union Commission on Geomorphological Survey and Mapping. E. Schweizerbat'she Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller) Stuttgart. 348 pp.
- ☐ Espinosa Pineda, G. (1996) El Embrujo del Lago. El Sistema Lacustre de la Cuenca de México en la Cosmovisión Mexica. Instituto de Investigaciones Históricas. Instituto de Investigaciones Antropológicas. UNAM. 432 pp.
- ☐ Etchevers B.J.D., Cruz H.L., Mares A. J., y Zebrowski C. (1992) Fertilidad Actual y Potencial de los Tepetates de la Vertiente Occidental de la Sierra Nevada. Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo. Tierras Suelos Volcánicos Endurecidos. Vol. 10. Núm. Especial. Primer Simposio Internacional. UACH (Universidad Autónoma de Chapingo). Estado de México. 379-384 p.
- ☐ FAO. (1975) Soil Map of the World. Food and Agricultural Organization. Vol. III. México and Central América, and Vol. IV. South America. UNESCO. Paris.
- ☐ García, Enriqueta de M. (1988). Modificaciones al Sistema de Clasificación Climática de Köppen. Para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana. México. 217 pp.

- ☞ García Torres G., y Arias R.H. (1992) Evaluación de la Reforestación sobre Tepetates en la Zona Oriente de la Cuenca de México. Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo. Tierras Suelos Volcánicos Endurecidos. Vol. 10. Núm. Especial. Primer Simposio Internacional. UACH (Universidad Autónoma de Chapingo). Estado de México. 430-436 p.
- ☞ Garrido Pérez, A. (1999). Inventario de Erosión Acelerada de las Cuencas de los Ríos Chapingo y San Bernardino en la Vertiente Oriental de la Cuenca de México. Tesis en Geografía. FF y L, UNAM. México. 143 pp.
- ☞ Guillén Guerrero, Miguel A. (1996) Geomorfología de la Vertiente Occidental del Volcán Iztaccihuatl. Tesis en Geografía. FF y L, UNAM. México. 180 pp.
- ☞ Gutiérrez Ma. Del C., y Ortiz Solorio C.A. (1988) Caracterización del Tepetate Blanco en Texcoco, México. Centro de Edafología, Montecillo. México. 202-209 p.
- ☞ Gutiérrez Puebla, Javier y Michael Goold. (1994) Sistemas de Información Geográfica (SIG). Espacios y Sociedades. Tomo 2. Editorial Síntesis. España. 251 pp.
- ☞ Gutiérrez Valdés, Marco A. (1989) Estudio Geomorfológico y su relación con la Conservación de los Recursos Naturales en el Municipio de Xilotepec de Juárez, Estado de Puebla. Estudio Morfométrico y Morfodinámico. Tesis en Geografía. FF y L, UNAM. México. 84 pp.
- ☞ Ibañez Aguilar, D.C. (1994). Ocupación Urbana en Áreas de Conservación Ecológica: El Caso de la Sierra de Santa Catarina, Ciudad de México. Tesis en Geografía. FF y L, UNAM. México. 147 pp.
- ☞ INEGI. (1987) Síntesis Geográfica, Nomenclátor y Anexo Cartográfico del Estado de México. Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. México. 223 pp.
- ☞ INEGI. (1990) XI Censo General de Población y Vivienda. Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. Síntesis de resultados. Estado de México, Puebla y Tlaxcala.
- ☞ ITC. (1993). Sistema de Información Geográfica. International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences. Introducción al manejo del ILWIS (The Integrated Land and Water Information System) versión 1.41.
- ☞ ITC. (1997) ILWIS 2.1 User's Guide. International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences. Manual del Usuario del programa. Eschede, The Netherlands. 384-386 p.
- ☞ Llerena Villalpando, F.A., y Sánchez Bernal, B. (1992) Recuperación de Tepetates en la Vertiente Oriental del Valle de México. Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo. Tierras Suelos Volcánicos Endurecidos. Vol. 10. Núm. Especial. Primer Simposio Internacional. UACH (Universidad Autónoma de Chapingo). Estado de México. 302-307 p.
- ☞ López Blanco, Jorge. (1998) Sistemas de Información Geográfica (SIG): Conceptos, definiciones y contexto metodológico que involucra su uso. En Quivera, revista de estudios Territoriales. Publicada por la Facultad de Planeación Urbana y Regional (FAPUR). Centro de Investigación y Estudios Avanzados de Planeación Territorial (CEPLAT) y la Universidad Autónoma del Estado de México (UAEM). Año 1-Número 0. 27-38 p.
- ☞ López Recéndez, R. (1981) Atlas de la Ciudad de México. Departamento del Distrito Federal (DDF). México. 29-33 p.

-
- ☞ Lugo Hubp, José I. (1982) La Geomorfología Moderna y su importancia en los Estudios del Relieve Mexicano. Boletín del Instituto de Geografía. Núm. 12 UNAM. 7-17 p.
- ☞ Lugo Hubp, José I. (1984) Geomorfología del Sur de la Cuenca de México. Instituto de Geografía. Serie Varia, T.1. Núm.8. UNAM. 98 pp.
- ☞ Lugo Hubp, José I. (1989) Diccionario Geomorfológico. Con equivalentes de los términos de uso más común en alemán, francés, inglés y ruso. UNAM. Instituto de Geografía. Coordinación de Ciencias. México. 337 pp.
- ☞ Lugo Hubp, José I. (1991) Elementos de Geomorfología Aplicada. Métodos Cartográficos. Instituto de Geografía, UNAM. México. 109 pp.
- ☞ Miro I. Orell Manuel y Domingo I. Morató Montserrat (1985) Breviario de Geomorfología. Editorial Oikos-Tau. 141 pp.
- ☞ Mooser, F. (1956). Bosquejo Geológico del Extremo Sur de la Cuenca de México. Internat. Geol. Cong. 20th, México, D:F, en guía de excursión c-9. 154 pp.
- ☞ Mooser, F. (1957). Los Ciclos del Vulcanismo que formaron la Cuenca de México. Internat. Geol. Cong.20th, México, D.F. Tomo 2 de vulcanología del Cenozoico, secc.1. 337-348 p.
- ☞ Mooser, F. (1963). Historia Tectónica de la Cuenca de México. Boletín de la Asociación Mex. Geol. Petrol. Núm. 15, 239-245 p.
- ☞ Mooser, F., Nairn A. E. M., y Negendank J.F. W. (1974) Paleomagnetic Investigations of the Tertiary and Quaternary Igneous Rocks; VIII. A paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the Valley of Mexico. Geol. Rundschau. Vol. 63. 451-483 p.
- ☞ Mooser, F. (1975). Historia Geológica de la Cuenca de México. Memorias de las Obras del Drenaje Profundo. Depto. del Distrito Federal, México, D.F. 9-30 p.
- ☞ Mooser, F. (1981). Geología de la Cuenca de México. Atlas de la Ciudad de México. Depto. del Distrito Federal, México, D.F. 23-26 p.
- ☞ Mooser, F., Montiel Arturo y Zuñiga Ángel (1996). Nuevo Mapa Geológico de las Cuencas de México, Toluca y Puebla. Estratigrafía, Tectónica Regional y Aspectos Geotérmicos (1937-1996). Comisión Federal de Electricidad. México. 27 pp.
- ☞ Nixon Graham, T. (1989) The Geology of Iztaccihuatl Volcano and Adjacent Areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico. Special Paper. Department of Geological Sciences. University of British Columbia, Vancouver, Canada. 58 pp.
- ☞ Olivera Lozano, G. (1989). El Control del Crecimiento Urbano de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México, el Caso de la Zona Chalco-Ixtapaluca, Estado de México. Tesis en Geografía. FF y L, UNAM. México. 166 pp.
- ☞ Oviedo de León, A. (1970) El Conglomerado Texcoco y el posible origen de la Cuenca de México. Artículos Técnicos. Subdirección de Tecnología de la Explotación del Instituto Mexicano delPetróleo (IMP). 5-20 p.
- ☞ Pacheco López, Ma. C. (1979) Cartografía y Caracterización Mineralógica de los Tepetates del Oriente del Valle de México. Tesis de la UACH (Universidad Autónoma de Chapingo). Estado de México. 58 pp.
-

- ☐ Palacio Prieto, J. L. y Luna González, L. (1993) Sistemas de Información Geográfica. Introducción al manejo del ILWIS (The Integrated Land and Water Information System). Versión 1.3. UNAM. México. 65 pp.
- ☐ Palacio Prieto, J. L. (1996). Apuntes sobre Percepción Remota y Videografía. Escrito para la materia de Laboratorio de Cartografía 2. Geografía. FF y L, UNAM. México. 20 pp.
- ☐ Palacio Prieto, J. L. (1997). Sistema de Información Geográfica para la evaluación periódica y recuperación ambiental de las áreas degradadas en la Cuenca Tributaria Oriental y la Zona Federal del Ex-Lago de Texcoco (SIG-Textcoco). Anexo Términos de Referencia. México. 3 pp.
- ☐ Pantoja Alor, Jerjes (1990) Degradación Geomorfológica e Impacto Ecológico de las Explotaciones de Pumacita, en la Cuenca de México. Resúmenes de la II Reunión Nacional de Geomorfología. UNAM. Instituto de Geografía. 22-24 p.
- ☐ Peña H. D., Zebrowski C. (1992). Los Suelos y Tepetates de la Vertiente Tributaria Occidental de la Sierra Nevada. Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo. Tierras Suelos Volcánicos. 151-155 p.
- ☐ Rivera Vargas, M., Ortiz Solorio, C. A., Ojeda Trejo E y Ríos Berber J. D. (1998) Cartografía de las formas de erosión en el Municipio de Texcoco. Estudios de Fotointerpretación. VIII Reunión Internacional de SELPER (Sociedad Latinoamericana de Percepción Remota). Boletín. Núm. 44. México. 8-14 p.
- ☐ Robinson H. Arthur, Morrison L. Joel, Muehrcke C. Phillip, Kimerling Jon A., y Guptill C. Stephen (1995) Elements of Cartography. Sexta Edición. Editada por John Wiley y Sons, Inc. USA. 674 pp.
- ☐ SARH. CNA. (1990) Evaluación del Programa de Reforestación del Proyecto Lago de Texcoco. Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos. Comisión Nacional del Agua. Instituto de Estudios, Investigaciones y Servicios de Agricultura y Reforestación de Chapingo. México. 94 pp.
- ☐ SFP. (1993) Atlas General del Estado de México. Secretaría de Finanzas y Planeación. Instituto de Informática e Investigación Geográfica, Estadística y Catastral. Gobierno del Estado de México. Volumen II. Toluca-México. 235 pp.
- ☐ SEMARNAP. CNA. (1996) Estudios de Uso Actual del Suelo en la Cuenca Tributaria Oriental del Ex-Lago de Texcoco. Secretaría del Medio Ambiente, Recursos Naturales y Pesca. Comisión Nacional del Agua Gerencia de Aguas del Valle de México. Gerencia del Lago de Texcoco. Consultoría en Planeación y Desarrollo Agropecuario, S:A de C.V. México. 142 pp.
- ☐ Tapia Varela, G., y López Blanco, J. (1998). Cartografía Geomorfológica Morfogenética a escala 1: 100,000 de la Vertiente Tributaria Oriental del Ex-Lago de Texcoco. Memorias de la Primera Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra. 49 p.
- ☐ Tricart J., Killian J. (1982) La Ecogeografía y la Ordenación del Medio Natural. Editorial Anagrama. Barcelona. 288 pp.
- ☐ Valdez Muciño, I. (1996) Evaluación del Cambio de Uso del Suelo en el área de la Sierra de Quetzaltepec, Texcoco, Estado de México, Utilizando un Sistema de Información Geográfica. Tesis en Geografía, FF y L, UNAM. México. 93 pp.

- ☞ Van Zuidam, R. (1985/1986) Aerial photo-interpretation interrain analysis and geomorphologic mapping. International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences. (ITC). Smits Publishers. The Hague. 442 pp.
- ☞ Vázquez Sánchez E., Jaimes Palomera R. (1989) Geología de la Cuenca de México. Revista Geofísica Internacional, Instituto de Geofísica, UNAM. Vol. 28, Núm. 2. 133-190 p.
- ☞ Vázquez Selem, L. (1989) Geomorfología Glacial y Periglacial del Volcán Teyotl. Tesis de Maestría en Geografía, División de Estudios de Posgrado. FF y L, UNAM. México. 155 pp.
- ☞ Verstappen Th Herman (1983) Applied Geomorphology. Geomorphological Surveys for Environmental Development. The Netherlands. Editorial Elsevier. 437 pp.
- ☞ Verstappen Th y Van Zuidam Robert (1991) El Sistema ITC para el levantamiento Geomorfológico. ITC Publicaton. 41 pp.
- ☞ Weilbel R., y Heller M (1991) Digital Terrain Modelling in Maguire J. David, Goodchild F. Michael y Rhind David (1991) Geographical Information Systems. Principles and Aplications. Editorial Longman Sciebtific and Technical. Vol. 1. 269 - 297 p.

MATERIAL CARTOGRÁFICO

- ☞ CETENAL (1973-1974). Comisión de Estudios del Territorio Nacional. Carta Topográfica. Tizayuca E14B1. Escala 1:50 000.
- ☞ CETENAL (1977). Comisión de Estudios del Territorio Nacional. Cartas Topográficas Cuautitlan y Texcoco E14A29 y E14B21. Escala 1:50 000.
- ☞ CETENAL (1980). Comisión de Estudios del Territorio Nacional. Carta Topográfica. Ciudad de México E14A39. Escala 1:50 000.
- ☞ Córdova Carlos, F. De A. C., y Lugo Hubp José, I. (1990). Atlas Nacional de México. Instituto de Geografía. Hoja IV. 3. 4. Geomorfología 2. Mapas Procesos Exógenos en la Cuenca de México (predominio en superficies amplias). Escala 1:1 400 000 y Regionalización Geomorfológica en la República Mexicana. Escala 1:12 000 000.
- ☞ De Cserna, Zoltan, De la Fuente-Duch, M., Palacios Nieto, M., Triay, L., Mitre Salazar, L. M., Mota Palomino, R. (1988). Carta Geológica-Tectónica de la Ciudad de México. Escala 1:250 000.
- ☞ INEGI (1981). Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. Carta Topográfica. Ciudad de México E14-2. Escala 1:250 000.
- ☞ INEGI (1983). Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. Carta Geológica. Ciudad de México E14-2. Escala 1:250 000.
- ☞ INEGI (1983). Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. Carta Edafológica. Ciudad de México E14-2. Escala 1:250 000.
- ☞ INEGI (1985). Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. Cartas Topográficas. Milpa Alta y Chalco E14A49 y E14B31. Escala 1:50 000.
- ☞ INEGI (1990). Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. Carta Topográfica. Amecameca E14B41. Escala 1:50 000.
- ☞ INEGI (1995). Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. Carta Topográfica. Ciudad Sahagun E14B12. Escala 1:50 000.
- ☞ INEGI (1995). Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. Carta Topográfica. Huejotzingo E14B42. Escala 1:50 000.
- ☞ INEGI (1995). Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. Espaciograma. Ciudad de México E14-2. Escala 1:250 000.
- ☞ SPP (1980). Secretaría de Programación y Presupuesto. Carta Topográfica. Mariano Arista E14B32. Escala 1:50 000.
- ☞ SPP (1981). Secretaría de Programación y Presupuesto. Carta Topográfica. Apan E14B22 Escala 1:50 000.
- ☞ Vidal Zepeda Resalla y Rodríguez Rojas Josefina (1980) Carta Base Municipal de la República Mexicana. Instituto de Geografía. UNAM.
- ☞ Marín Córdova Salvador, Torres Ruata Cuauhtémoc J. y Lugo Pérez Fernando (1990) Características Morfohidrológicas de la Cuenca de México y su relación con las Zonas Circundantes. Atlas Nacional de México. Instituto de Geografía. Hoja IV. 6. 3. Escala 1:1 400 000.