



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFIA



CARTOGRAFIA MORFOGENETICA DE LA CUENCA DE TOLUCA A ESCALA 1:100,000

T E S I S

PARA OBTENER EL TITULO DE:

LICENCIADA EN GEOGRAFIA

P R E S E N T A :

GLORIA SUSANA DIAZ PEREZ



DIRECTOR DE TESIS: DR. JORGE LOPEZ BLANCO

FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFIA

298541



FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS

MEXICO, D.F. CIUDAD UNIVERSITARIA OCTUBRE DEL 2001



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está 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.

**DEDICO ESTE TRABAJO CON TODO MI AMOR, RESPETO Y PROFUNDA
ADMIRACIÓN A MIS MÁS GRANDES AMIGOS:**

Dios bendiga a todos ustedes

Ely, Cristy e Isi (May)

Mis hermanitos

*Gracias por darme la libertad de ser yo
misma, por compartir conmigo locuras,
lagrimas y risas; gracias por sus sabios
consejos, por fortalecerme y apoyarme
cada día, gracias porque siempre hemos
permanecido juntos en las buenas y en
las malas.*

A mis padres: María A. Luisa Pérez e Isidoro Díaz

*Siempre estaré en deuda con ustedes, pues
gracias a su apoyo incondicional, ternura,
amor, a su enorme comprensión, paciencia y
a sus sabios consejos, pude hacer esto
realidad. Gracias por levantarme cuando
caigo.*

Con cariño a mi sobrina Aquetzalli

*Gracias por esas miradas y sonrisas tan
bonitas.*

AGRADECIMIENTOS

Son innumerables las personas con quienes estoy muy agradecida, ya sea de manera directa o indirecta, quizá algunas sin darse cuenta me aportaron mucho durante la carrera y en la realización de esta tesis. A todas estas personas mil gracias.

En primer lugar agradezco profundamente a **Dios** y a toda la corte celestial por haberme iluminado y fortalecido en este camino, sin ellos nada hubiera sido posible.

Agradezco enormemente al Dr. Jorge López Blanco el gran apoyo desinteresado que me brindó para la realización de esta tesis, por el equipo y material. Gracias por su valiosa asesoría y amistad, por preocuparse no solo por el trabajo que realizábamos sino que también por mí, por haber sido más que un asesor. Gracias por su tiempo, y por aguantarme durante todo el proceso de este trabajo.

A los sinodales: Mto. Víctor Manuel Martínez (gracias por creer en mí), Dr. Lorenzo Vázquez, Dr. Arturo García, Dra. Irasema Alcántara. A todos ellos gracias por haber aceptado incondicionalmente revisar esta tesis, gracias por sus valiosos comentarios y observaciones.

Al Mto. Gerardo Sánchez Rubio, por haberme facilitado tan amablemente su tesis y otros artículos. Gracias por los momentos de risa que compartimos al comentar nuestras anécdotas, y sobre todo mil gracias por la confianza que me tuvo y que me inspiró al preguntarle sin temores todas mis dudas.

Al Instituto de Geografía, por las instalaciones y el apoyo económico brindado (PROBETEL).

A mis compañeros Agustín Arellano y Rodolfo Ruíz, quienes con su valiosa ayuda en la realización de los mapas permitieron que este trabajo fuera posible, a Eva y a Gabriel a quienes les dí lata con mis figuras. Gracias a todos.

A estas maravillosas personas:

Gracias a mi gran amiga Elizabeth por ser mi ángel guardián en todo momento, por su invaluable amistad, que siempre y en todo me ha brindado. Gracias por todo amiga.

Gracias a Miriam con quien compartí penas y alegrías en esta aventura de la "tesis", y a mi amiguita Horten por las locuras que hemos compartido, y por los ratos "super" que vivimos.

Mil gracias a todas las chicas del Opus Dei, por estar siempre al pendiente de mí, sin su ayuda esto hubiera sido difícil.

Agradezco infinitamente el apoyo total e incondicional de las familias: Díaz y Pérez, en especial a mis primos Toño, Beto, Silvia (Pico), Laura, Alfonso y Adelina. Gracias por sus risas y locuras que siempre me levantaron el ánimo. A mi abuelita Requ, a mis tías (Mica y Chabe) y a todos mis tíos, gracias por su amor y comprensión.

Por último quiero hacer un especial agradecimiento a una persona maravillosa que Dios me permitió conocer, a J. I. G. N. (Bambino †), gracias por los hermosos momentos que en mí siempre vivirán, gracias por haber creído fielmente en mí, ¡al fin terminamos la tesis!. Gracias por todo tu amor, por compartir los mismos sueños e ilusiones, por haberme hecho muy feliz entre tus brazos, y una vez más te lo repito "a ti nunca te olvidaré" ...Ciao Bambino, Every breath you take, always, do you remember ?.

INDICE

	Página	
CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES		
1.1 Introducción	1	
1.2 Estructura del trabajo	2	
1.3 Antecedentes	3	
1.4 Objetivos	6	
CAPÍTULO 2 MARCO GEOGRÁFICO		
2.1 Síntesis del Marco Físico	7	
Geología	7	
Clima	9	
Hidrografía	11	
Suelos	12	
Vegetación	14	
2.2 Síntesis del Marco Socioeconómico	16	
Figuras del capítulo 2	19	
CAPÍTULO 3 GEOLOGÍA Y TECTÓNICA		
3.1 Marco Regional	24	
3.2 Marco local	29	
Figuras del capítulo 3	50	
CAPÍTULO 4 METODOLOGÍA		64
4.1 Recopilación, revisión y análisis de la información bibliográfica y cartográfica	67	
4.2 Delimitación regional de las unidades morfogénicas (UM) a escala 1:250,000, e hidrográfica de la Cuenca de Toluca	67	
4.3 Fotointerpretación geomorfológica, delimitación preliminar y final de las UM en las fotografías aéreas a escala 1:75,000	68	
4.4 Transferencia de los límites de las UM a las cartas topográficas y su digitización en el SIG	69	
4.5 Trabajo de Campo	70	
4.6 Clasificación geomorfológica	70	

4.7 Agrupamiento jerárquico de las UM para formar los dieciséis sistemas morfogénéticos (SM)	74
4.8 Realización de los mapas de geometría del relieve	74
4.9 Cartografía morfogénica y síntesis descriptiva de los dieciséis SM	77
Tablas del capítulo 4	78
Figuras del capítulo 4	79

CAPÍTULO 5 GEOMORFOLOGÍA

Síntesis descriptiva de los sistemas morfogénéticos	83
Tablas del capítulo 5	83
5.1 Sistema Morfogénético Sierra Mazahua	85
5.2 Sistema Morfogénético Río Lerma	89
5.3 Sistema Morfogénético Sierra Ixtlahuaca	91
5.4 Sistema Morfogénético Cerro el Rehilete	94
5.5 Sistema Morfogénético Sierra de las Cruces	98
5.6 Sistema Morfogénético San Agustín	104
5.7 Sistema Morfogénético Sierra Colorada	105
5.8 Sistema Morfogénético Ignacio Ramírez	107
5.9 Sistema Morfogénético Antonio Alzate	108
5.10 Sistema Morfogénético San Antonio	110
5.11 Sistema Morfogénético Molcajete	114
5.12 Sistema Morfogénético Planicie de Toluca	116
5.13 Sistema Morfogénético Tenango-Xalatlaco	118
5.14 Sistema Morfogénético Cerro Tlalli	124
5.15 Sistema Morfogénético Nevado de Toluca	127
5.16 Sistema Morfogénético Atlatlahuaca	133
Figuras del capítulo 5	134
CONCLUSIONES	137
BIBLIOGRAFÍA	142

ÍNDICE DE FIGURAS

	Página
Figuras del capítulo 2	
Fig. 2.1. Localización del área de estudio	19
Fig. 2.2. Mapa de tipos de clima de la Cuenca de Toluca	20
Fig. 2.3. Mapa de tipos de suelo de la Cuenca de Toluca	21
Fig. 2.4. Mapa de tipos de vegetación de la Cuenca de Toluca	22
Figuras del capítulo 3	
Fig. 3.1. Localización del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) con sus	50
Fig. 3.2. Unidades litológicas del Cinturón Volcánico Mexicano	51
Fig. 3.3. Esquema tectónico de la zona de Toluca-Acambay	52
Fig. 3.4. Localización de las principales poblaciones del Norte y Centro de	53
Fig. 3.5. Esquema que muestra la localización de estructuras volcánicas del	54
Fig. 3.6. Localización de la Cuenca de Toluca y las localidades que se	55
Fig. 3.7. Mapa geológico del área de la Cuenca de Toluca	56
Fig. 3.8. Sitios estudiados en la porción Este y Sureste de la Cuenca de	58
Fig. 3.9. Mapa tectónico del volcán Nevado de Toluca en la estructura de tres	59
Fig. 3.10. Tectonismo regional mostrando a los volcanes Nevado de Toluca y	60
Fig. 3.11. Bloque esquemático mostrando a la evolución del Nevado de Toluca	61
Fig. 3.12. Mapa geológico del Basalto de Tenango	62
Fig. 3.13. Fotografía aérea del sistema de fallas Tenango	63
Figuras del capítulo 4	
Fig. 4.1. Diagrama metodológico del procedimiento de la Cartografía	79
Fig. 4.2. Mapa de Intervalos de Altitudes de la Cuenca de Toluca	80
Fig. 4.3. Mapa de Intervalos de Pendiente de la Cuenca de Toluca	81
Fig. 4.4. Mapa de Energía del Relieve de la Cuenca de Toluca	82
Figuras del capítulo 5	
Fig. 5.1. Zona de lomeríos y piedemontes al SW de Zacango y Calimaya	134
Fig. 5.2. Zona de extracción de material mostrando depósitos volcánicos	134
Fig. 5.3. Vista de la estructura volcánica Nevado de Toluca, mostrando	135

Fig. 5.4. Vista Este del Cerro Putla, mostrando laderas de montaña superior135

Fig. 5.5. Vista de lomerío medio con superficie cumbral plana, además un136

ÍNDICE DE TABLAS

Página

Tablas del capítulo 4

Tabla 4.1. Cartografía topográfica y geológica empleada en la delimitación78

Tabla 4.2. Cartografía topográfica y geológica a escala 1:50,000 de la Cuenca78

Tabla 4.3. Modelos digitales del terreno, empleados para tener una base78

Tabla 4.4. Fotografías aéreas a escala 1:75,000, empleadas en la78

Tablas del capítulo 5

Tabla 5.1. Valores de superficie y porcentaje de superficie para cada sistema83

Tabla 5.2. Clasificación de unidades morfogénicas84

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

1.1 Introducción

La Cuenca de Toluca forma parte del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), el cual ha sido objeto de numerosos trabajos geológicos y geofísicos debido a sus recursos minerales y geotérmicos, o a los sismos y a la actividad volcánica contemporánea que ponen en peligro a la mayor concentración de población del país, así como a sus actividades económicas. Es este aspecto el que le da mucha importancia el realizar la cartografía geomorfológica de esa área, ya que ésta es una fuente de información útil para entender, a partir de analizar la complejidad del relieve de dicha cuenca en un contexto espacial y temporal, y así poder plasmarlo de manera ordenada en un mapa.

La cartografía geomorfológica es de gran importancia para la correcta interpretación de las formas del relieve. Verstappen y Van Zuidam (1991), mencionan que el fin de un levantamiento geomorfológico es facilitar una información breve y sistemática sobre las formas del terreno, los procesos geomorfológicos y los fenómenos naturales que intervienen; estos autores han diseñado una simbología para las diferentes formas del relieve, tomando como base los siguientes criterios: origen principal, y origen específico (clasificación detallada dentro del origen principal) tipo, temporalidad, litología, y geometría del relieve. Además cabe señalar que estos trabajos se enfocan a la ordenación del espacio, y son muy valiosos en geomorfología aplicada ya sea en estudios de recursos naturales o evaluación de peligros y riesgos.

De acuerdo a lo anterior queda implícita la importancia de este estudio perteneciente al tipo de levantamiento geomorfológico analítico propuesto por Verstappen y Van Zuidam (*op. cit.*), el cual se explicará en el capítulo cuatro, (metodología). Este estudio contribuirá al conocimiento de la distribución espacial morfogenética del relieve de la Cuenca de Toluca, y proporcionará bases para posibles investigaciones posteriores como el uso y manejo de los recursos naturales, planeación ambiental y la evaluación para la zonificación de riesgos naturales, entre otros.

Por último se menciona que aunque el título del trabajo hace referencia a la Cuenca de Toluca, el área de estudio no está circunscrita estrictamente a los límites de la divisoria de aguas, se estimó conveniente incluir una pequeña franja a su alrededor

en correspondencia a las laderas opuestas de las montañas que rodean al área de estudio.

1.2 Estructura del trabajo

Este estudio se divide en cinco capítulos.

El primer capítulo, "Introducción y Antecedentes", menciona de manera general la importancia de la cartografía geomorfológica en estudios de relieve, antecedentes de los estudios geológicos y geomorfológicos en el área de estudio, y el objetivo del presente estudio.

El capítulo dos "Marco Geográfico", sintetiza por un lado las características físico-geográficas, como geología, clima, hidrografía, tipo de suelo y vegetación. Por otro lado sintetizan aspectos socioeconómicos y se hace una reseña del desarrollo social y económico que se ha generado en los últimos 50 años en la Cuenca de Toluca, con el fin de tener un panorama general del área de estudio.

En el capítulo tres "Geología y Tectónica", se realiza un análisis de la geología y de los aspectos tectónicos que influyeron en el paisaje del relieve de la Cuenca de Toluca. Se hace una recopilación de varios trabajos y se estudia el área en un Marco Regional (área de estudio como parte del Cinturón Volcánico Mexicano) y en Marco Local (rasgos sobresalientes del relieve dentro de la cuenca), en ambos casos se toman en cuenta la evolución de los eventos geológicos, la estratigrafía y los movimientos tectónicos.

En el capítulo cuatro "Metodología", se describen a detalle los pasos que se realizaron para alcanzar el objetivo, la realización de la Cartografía Morfogenética basada en parte, en la metodología del levantamiento geomorfológico analítico del Instituto Internacional para Levantamientos Aeroespaciales y Ciencias de la Tierra (ITC, Verstappen y Van Zuidam, 1991). También explica los criterios que se emplearon para clasificar las propiedades geométricas de cada unidad morfogenética (UM) y su agrupamiento a partir de criterios morfogenéticos y morfoestructurales para la formación de los Sistemas Morfogenéticos (SM), así como el procesamiento de la información digital en el Sistema de Información Geográfica (SIG) para obtener la clases geométricas del relieve. Este capítulo es acompañado por mapas de geometría

del relieve como son: mapa de relieve sombreado, mapa de intervalos de altitud, mapa de intervalos de pendiente del terreno, y el mapa de intervalos de energía del relieve.

Es importante señalar que la metodología no se colocó en los primeros capítulos debido a la estrecha relación que tiene éste con el capítulo cinco, geomorfología, lo que permitió dar inicio y continuidad al trabajo morfogenético, objetivo de este estudio.

En el capítulo cinco "Geomorfología", se hace la descripción y el análisis por conjunto de unidades morfogenéticas (UM). Cada uno de esos conjuntos de UM se integró, a partir de un criterio de homogeneidad morfogenética y morfoestructural, en los diferentes sistemas morfogenéticos (SM), así nombrados en esta tesis, es decir se trata de un agrupamiento jerárquico en el cual están incluidas las 1727 UM de la Cuenca de Toluca en 16 SM. Se consideraron los aspectos de origen, tipo, litología-temporalidad, y clase geométrica, para hacer una síntesis descriptiva de cada SM. Por otro lado se ha integrado la Cartografía Morfogenética impresa a menor escala, considerando que se trabajó con información de partida a escala 1:100,000. El mapa morfogenético se incluye en un sobre pegado en la parte interior trasera de este trabajo.

Por último se tienen las conclusiones que mencionan de manera general los resultados obtenidos en los Sistemas Morfogenéticos, así como una respuesta al objetivo planteado, el aporte y utilidad que este trabajo tiene, y además se hace una descripción general de los SM más representativos por su extensión de superficie.

1.3 Antecedentes

La geomorfología es una ciencia joven (fines del siglo XIX y principios del siglo XX), su evolución ha sido significativa a partir de la Segunda Guerra Mundial; estos avances le permiten integrarse como ciencia al estudio del relieve terrestre (Lugo, 1991).

El objetivo principal de la geomorfología es conocer y clasificar el relieve en función de su origen, ya sea tectónico, volcánico, de erosión o acumulativo y determinar su edad absoluta o relativa (Lugo, *op. cit.*).

Scholz (en Demek, 1978), define a los mapas geomorfológicos como mapas temáticos que identifican, describen al relieve y a su vez sintetizan gran cantidad de

información.

Derruau (1983), considera a los mapas geomorfológicos como un fin de la investigación geomorfológica que representa gráficamente la interpretación del terreno hecha por el geomorfólogo.

Córdova (1988), clasifica a los mapas geomorfológicos en generales y en especiales, los primeros cubren las características básicas como son la morfología, génesis y edad del relieve; los segundos muestran pendientes, procesos fluviales, etc.

Pedraza (1996), divide a los mapas geomorfológicos en regionales, de detalle y planos; los primeros son a escalas entre 1:400,000 y 1:100,000, elaborados con procedimientos manuales o automáticos, apoyados con trabajo de campo. Los mapas de detalle son a escalas entre 1:50,000 y 1:25,000, realizados mediante trabajos de campo apoyados por fotointerpretación y utilizando técnicas manuales, aun cuando sean la base para otros trabajos que impliquen su digitalización; por último los planos son a escalas de mayor detalle entre 1:10,000 y 1:5,000 que normalmente representan un fenómeno específico estudiado.

Respecto a los mapas morfogenéticos, Spiridonov (1981) menciona que un mapa geomorfológico general debe ser especialmente morfogenético y que puede ser subdividido en mapas analíticos, donde el objetivo es representar elementos genéticos homogéneos, un origen único, y los mapas sintéticos que tienen la finalidad de destacar formas semejantes. Referente a la escala, Spiridonov (*op. cit.*) indica que la más adecuada será según las características de los datos que se van a representar y del nivel de aplicación deseado.

Lugo (1991), menciona que los mapas morfogenéticos son una combinación de geología y topografía; cuyo objetivo es dar a conocer de manera general el relieve del área de estudio.

Verstappen y Van Zuidam (1991), explican tres tipos de levantamientos geomorfológicos (analíticos, sintéticos y pragmáticos), destinados a proporcionar información concisa y sistemática sobre las formas del terreno, los procesos geomorfológicos y los fenómenos naturales conexos. El presente trabajo se apoyará en el método de levantamiento analítico geomorfológico propuesto por Verstappen y Van Zuidam (*op. cit.*), especialmente en la parte correspondiente a la jerarquía de las

unidades y así obtener el mapa morfogenético, esto se explica más ampliamente en la parte de metodología (capítulo 4).

De entre los estudios geológicos y geomorfológicos en el área de estudio y zonas adyacentes se pueden mencionar los siguientes:

Bloomfield (1973), hizo un estudio sobre el basalto de Tenango, al Sur de Toluca, para lo cual tomó en cuenta los siguientes factores: topografía, petrografía y química, la estructura de la lava, edad de los flujos, patrón de drenaje, historia de su geología e importancia regional.

Bloomfield y Valastro (1974b), y Bloomfield (1974a, 1975), estudiaron al Nevado de Toluca y realizaron una cronología de las etapas del volcán desde su génesis hasta el comportamiento actual, también caracterizan a las secuencias estratigráficas de las unidades estratigráficas generadas por las principales erupciones del Nevado de Toluca. Estos autores consideraron que la última erupción ocurrió hace aproximadamente 10,000 años y otorgaron una edad de menos de 35,000 años a los conos cineríticos de la Cuenca de Toluca.

Sánchez-Rubio (1984), hizo un estudio geológico de las unidades del relieve del área de Ixtlahuaca y de la parte Norte de la Cuenca de Toluca, plasmando este estudio en una cartografía a escala 1:100,000 y además muestra algunas fallas y fracturas.

Lugo *et al.* (1985), estudiaron las zonas más activas en el CVM entre Michoacán y Tlaxcala, y determinaron cinco grados de intensidad de la actividad volcánica cuaternaria para la porción central del Cinturón Volcánico Mexicano por medio de métodos morfométricos.

Ortiz-Pérez y Bocco-Verdinelli (1989), hicieron estudios con un enfoque morfotectónico de las depresiones de Toluca e Ixtlahuaca e infirieron un lineamiento regional y establecieron una cronología relativa de las fallas más importantes de la depresión.

Lugo (1990), creó un mapa geomorfológico para la República Mexicana a escala 1:12,000,000, en donde manifestó las formas estructurales principales del territorio Mexicano, tanto en tierra firme como en el fondo oceánico, asimismo construyó mapas morfométricos de la República Mexicana.

Heine (1994), realizó un estudio sobre las glaciaciones en los nueve volcanes

principales del CVM: Nevado de Toluca, Ajusco, Popocatepetl, Iztaccíhuatl, Tláloc, Telapón, La Malinche, Pico de Orizaba y Cofre de Perote; para lo cual se basaron en la reconstrucción del paleoambiente Cuaternario.

Aceves (1996), realizó un trabajo sobre la geología y geomorfología del volcán Nevado de Toluca, de lo cual dedujo que el volcán ha sido modelado por los cambios climáticos (glaciaciones) y que han sido poco estudiados comparativamente con relación a los trabajos geológico-vulcanológicos.

Mooser *et al.* (1996), realizaron mapas geológicos de las cuencas de México, Toluca y Puebla a escala 1:100,000, donde también destacaron rasgos estructurales como fallas, fracturas, calderas y rasgos de relieve así como las zonas con recursos térmicos.

1.4 Objetivos

Realizar una Cartografía Morfogenética semidetallada a escala 1:100,000, basándose en la consideración de los cuatro aspectos fundamentales que caracterizan al relieve (origen general y específico, tipo de relieve, litología-temporalidad, y clase geométrica), apoyándose en parte en la metodología del levantamiento geomorfológico analítico del ITC, complementada con un SIG para la integración y análisis de la información.

Comprobar que la heterogeneidad de las unidades geomorfológicas que componen la Cuenca de Toluca son resultado de eventos volcánicos asociados a actividades tectónicas, las cuales están íntimamente relacionadas al desarrollo estructural del CVM durante el Terciario y Cuaternario. Esta heterogeneidad se manifiesta en el origen, tipo, litología y temporalidad encontrados en estas unidades morfogenéticas.

CAPÍTULO 2 MARCO GEOGRÁFICO

2.1 Síntesis del Marco Físico

El área de estudio se localiza en el sector oriental del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) entre las coordenadas 19° 00'- 19° 35' de latitud Norte y 100° 00'- 99° 20' de longitud Oeste; abarca una superficie de 3482.5 km². Tiene como límites al NW el Río Lerma, al NE Monte Alto, al Este la Sierra de las Cruces, al SE el Cerro la Corona o Cerro Tlalli (Mooser *et al.*, 1996) y el Volcán Holotepec, al SW el Nevado de Toluca, y al W el Cerro San Antonio (Figura 2.1).

Fisiográficamente esta región constituye el extremo meridional de la llamada Altiplanicie Central. La Cuenca de Toluca es un área caracterizada por un importante conjunto de grandes volcanes. La máxima altitud de los cuerpos montañosos está representada por la cima del Volcán Nevado de Toluca, con 4680 m.s.n.m. en gran contraste con la región Norte, a la salida del Río Lerma, que es de 2540 m.s.n.m.

Geología

La región presenta un paisaje geomorfológico típicamente volcánico cuyos contrastes están relacionados con la composición de los magmas y sus diferentes edades del Terciario y Cuaternario (Sánchez-Rubio, 1977).

Las rocas volcánicas terciarias afloran en diversos lugares de la región. Rocas masivas de composición dacítica han sido observadas en el flanco occidental del Nevado de Toluca, al Sur de algunos poblados como la Comunidad y Mesón Viejo (Fuera del área de estudio. Ver Fig. 3.6); también se encuentran abundantemente en la Sierra de las Cruces. Se trata generalmente de rocas porfídicas, de tono gris claro, con fenocristales de plagioclasa, hornblenda oxidada, cuarzo y biotita (*op. cit.*).

Las lavas andesíticas formaron estructuras como el volcán San Antonio, y en las afueras de Toluca, al parecer, como restos de un volcán compuesto, erosionado, al que se ha denominado "andesita de Calixtlahuaca", constituida principalmente por plagioclasa, enstatita o augita y hornblenda. La composición de las lavas del volcán de San Antonio es similar, solo que la biotita ocurre en mayor proporción (*op. cit.*).

Asociados a estas estructuras terciarias, se han observado algunos depósitos de

lahar sobre los flancos del volcán San Antonio, así como en la Sierra de las Cruces. Estos depósitos son muy homogéneos, con escasa o nula estratificación, y pobre clasificación (*op. cit.*).

Diversos derrames de lahares se asignan al volcán Nevado de Toluca, del cual se cree que su actividad se inició en el Pleistoceno Superior. Dichos derrames rellenaron los valles adyacentes, aunque también existe la posibilidad de que sean derrames provenientes del volcán San Antonio. Depósitos de tefra recientes se han clasificado en el flanco nororiental del Nevado, donde se han reconocido diferentes tipos de lahar, subyaciendo a otros de pómez (*op. cit.*); el lahar más reciente, Bloomfield (1974a), lo relacionó con una erupción de tipo vulcaniana, ocurrida hace 25,000 años; 500 años después, otra erupción tipo vesuviana dio origen a uno de los depósitos de pómez conocido como "miembro inferior", consiste en fragmentos de pómez amarillo pálido, del tamaño del lapilli, mezclados con fragmentos subangulosos de dacita y escasos cristales de plagioclasa y hornblenda; muestra una débil estratificación y cierta clasificación de los fragmentos (*op. cit.*). Se encuentra sepultado por otro de mayor densidad el "miembro superior", como consecuencia de una erupción tipo pliniana de hace 11,600 años. El miembro inferior cubre un área de 400 km² y tiene un volumen de 0.33 km³, en tanto que el miembro superior, se extiende por más de 2,000 km², con un volumen total estimado en 3.5 km³. Se compone de fragmentos pumíticos de color amarillento claro, casi blanco, fragmentos angulosos de dacita gris y cristales de plagioclasa, hornblenda, hiperstena y biotita. La dirección del depósito es hacia el NE (Bloomfield *et al.*, 1977a). Un último evento, consiste en la extrusión de un domo de dacita con que finalizó la actividad del volcán.

Por otro lado, la unidad volcánica más reciente, está representada por derrames de lavas basáltico-andesíticas; uno de ellos se localiza en Tenango, otro frente al pueblo de Texcalyacac al NE de Tenango y el último frente a San Pedro Atlapulco al Este de Toluca (Ver Fig. 3.6). Son de edad holocénica y descansan sobre la Pómez Toluca. Ocupan un área de 16.5 km² y tienen un espesor máximo de 250 m, se han clasificado entre el tipo *aa* y lava en bloques. Están constituidos por pequeños fenocristales de olivino y augita, en una matriz intergranular de andesita, augita y vidrio, además amígdalas de cuarzo de hasta 5 mm de diámetro que aparecen con frecuencia

en la roca. Aunque químicamente la roca se clasificaría como andesita, debido al sílice que pudo haberse introducido al final, Bloomfield (*op. cit.*) sugiere que el término basáltico-andesítico es preferible.

Cabe señalar que el derrame de Tenango carece de un cono cinerítico característico, por lo que Bloomfield (1973), lo relaciona a la existencia de una falla de tipo normal con dirección E-W, la cual, pudo haber provocado que la erupción fuera tranquila, posiblemente de tipo islandiano.

La Cuenca de Toluca se encuentra rellena por diferentes productos de origen volcánico a juzgar por su carácter epiclástico y estratificado, así como por los fósiles de plantas y mamíferos encontrados en ellos, indicando un ambiente lacustre. La parte superior de estos depósitos, está formada por aluvión, y parece haber cierto grado de interdigitación entre lahares y lavas hacia el pie de los distintos volcanes que rodean la cuenca (Bloomfield, 1974a).

Bloomfield (1973), describe un extenso campo volcánico pleistocénico y holocénico, que cruza la carretera entre Tenango y San Pedro Atlapulco al SE de la zona de estudio (Ver Fig. 3.6). Tres de los volcanes de este campo produjeron cantidades importantes de ceniza en contraste con la mayoría de los otros volcanes. Al igual que el Basalto de Tenango, las lavas de este campo son de tipo aa y de bloques con espesores promedio entre 10 y 70 m. Las rocas contienen pequeños fenocristales de piroxeno y olivino, en una matriz parcialmente vítrea, el contenido de sílice varía entre 52 y 64% por lo que estas lavas pueden ser consideradas como andesitas.

La Sierra de las Cruces según Sánchez-Rubio (1978), se compone de lahares y lavas dacíticas del Terciario, son en general de tipo porfídico, con fenocristales de plagioclasa, máficos oxidados (hornblenda y biotita), piroxenos y cuarzo en pequeña proporción. Por otro lado, Mooser *et al.* (1996), mencionan que, probablemente, los principios de la Sierra de las Cruces son del Plioceno Superior y que alcanzó su máximo desarrollo en el Pleistoceno Cuaternario.

Clima

A pesar de que la región Toluca-Lerma se ubica en la zona tropical; cabe resaltar que las condiciones climáticas se ven afectadas por el relieve, ya que los sistemas

montañosos circundantes actúan como barreras, impidiendo así, la entrada de aire húmedo proveniente de los océanos, es por ello que la precipitación anual disminuye de 1500 mm en la zona montañosa a 700 mm en la planicie en promedio, y la temperatura media anual varía de 13.7°C en la planicie, a 5°C en la cima del Nevado de Toluca (Serrano, 1993).

En general se puede hablar de dos tipos de clima principalmente, uno en la zona montañosa y el otro en la zona de planicie, aunque en el extremo SE en el Cerro Tlalli el clima es C(E)(m)(w), clima húmedo semifrío con lluvia invernal menor a 5 mm con respecto a la anual.

En la zona montañosa Sierra de las Cruces, Monte Alto, laderas bajas del Nevado de Toluca, cimas de los Cerros San Antonio, San Agustín y Cerro la Guadalupeana o Sierra Mazahua, denominada así por Ortiz y Bocco (1989), predomina el clima templado semifrío C(E)(W₂)(W), (INEGI 1987, Figura 2.2). Este clima es el más húmedo de los semifríos con lluvias en verano, el área que ocupa representa el 33.5% de la superficie regional y guarda cierto paralelismo como límite inferior con la cota 2,800 m.s.n.m. y 4,000 m.s.n.m. de límite superior (Serrano, 1993).

Por el comportamiento de isoyetas e isotermas medias anuales, así como por su mayor altura sobre el nivel del mar, este clima transicional es más húmedo y más frío que el clima templado. La precipitación media anual es superior a 800 mm, generalmente varía de 1,000 a 1,200 mm, y la temperatura media anual fluctúa entre 4° y 12° C (Serrano, *op. cit.*).

El clima frío E(T)H, se localiza en la cima del volcán Nevado de Toluca, la temperatura media anual oscila entre los 0 y 4 °C y su precipitación queda comprendida entre 1,000 y 1,500 mm anuales (INEGI, *op. cit.*). Aquí las heladas se presentan generalmente de septiembre a mayo, con una frecuencia de 100 a 140 días al año, que se incrementa conforme se asciende, en altitud, en las estribaciones del volcán citado, y aumentan hasta 200 días en su cima. Las granizadas tienen un patrón de frecuencia similar al de las heladas, los cuales se presentan alrededor de 20 días al año (Serrano, *op. cit.*).

En la zona plana el clima es templado con lluvias en verano, es decir, el más húmedo de los templados y se identifica con las siglas C(W₂)(W) (INEGI *op. cit.*) (Figura

2.2). Este clima cubre una superficie aproximada de 66% de la región. La temperatura media anual, es de 13.7°C, oscilando en el invierno entre 11 y 12°C y para el mes cálido, entre 14° y 15°C (Serrano, *op. cit.*). En el extremo SW fuera del área de estudio se localiza el clima semicálido subhúmedo con lluvia en verano (A)C(w2)(w).

La precipitación se presenta durante el verano, es de origen convectivo y orográfico, con su máximo en julio o agosto. Por la influencia de los ciclones tropicales y los vientos alisios; el promedio anual de lluvia es superior a 750 mm, concentrados en los meses de mayo a octubre. Las heladas son comunes en la época fría, oscilando entre 40 y 200 días al año. Las zonas que presentan menor cantidad de heladas se localizan al NE de Toluca (partes altas de Temoaya, Zolotepec, y Xonacatlán), y al W de Zinacantepec, localizado al SW de Toluca (Ver Fig. 3.6), con una frecuencia anual de 40 y 60 días. En otras zonas colindantes, la frecuencia aumenta entre 60 y 80 días con heladas anuales. La mayor parte de la superficie regional corresponde a la frecuencia anual de heladas, entre 80 y 100, se incluye a la ciudad de Toluca y a la región circundante.

Las granizadas, se presentan hasta 20 veces al año en el Nevado de Toluca, y en el resto de la región predomina la frecuencia de 0 a 6 días al año, a excepción de una pequeña zona al NE de Xonacatlán que presenta una frecuencia de 6 a 8 granizadas (Serrano, 1993).

Hidrografía

Las características geológicas, topográficas y climatológicas de la región de estudio, determinan la hidrología superficial y subterránea. La principal corriente superficial es el río Lerma, que se dirige hacia el Norte hasta la presa Antonio Alzate; la corriente está constituida actualmente por un canal artificial que fluye a través del antiguo Sistema Lacustre del mismo nombre, formado por tres lagunas escalonadas en orden descendente: la de Chignahuapan o Almoloya, Chimaleapan o Tultepec y la de Lerma o San Bartolo, cuyo origen eran los manantiales del SE de la región, actualmente secos por las perforaciones que constituyen el sistema de extracción de agua del Lerma (Serrano, 1993). Los afluentes más importantes del río Lerma son el río Mayorazgo y Oztolotepec, el río Tejalpa, Verdiguél, La Gavia y Almoloya. Los cuatro

últimos vierten sus aguas en la presa Ignacio Ramírez (*op. cit.*).

Los afluentes mencionados tienen un carácter permanente y llevan consigo las descargas municipales, generadas en las localidades que atraviesan. Por otro lado, las presas Antonio Alzate e Ignacio Ramírez, son dos destacados cuerpos de agua. La primera se localiza en el municipio de Temoaya (Ver Fig. 3.6); abarca una superficie de 825 ha y tiene una capacidad de 27,300,000 m³. Es abastecida fundamentalmente por el río Lerma y otros escurrimientos menores provenientes del municipio de Temoaya (*op. cit.*). La presa Ignacio Ramírez se ubica al Oeste de la anterior, en el municipio de Almoloya de Juárez, ocupa una superficie aproximada de 719 ha, con una capacidad de 17,500,000 m³; la abastece el río La Gavia, así como otras corrientes superficiales provenientes de las estribaciones del volcán Nevado de Toluca y otros arroyos como La Guajolota y La Pila (*op. cit.*). El uso de ambas presas es para controlar las avenidas, y proporcionar agua para riego, beneficiando una superficie de 3,120 ha (*op. cit.*).

En lo concerniente a la hidrogeología cabe indicar que el flujo de agua subterránea se presenta paralelo a los escurrimientos superficiales, la salida natural de los acuíferos, antes de la construcción de los pozos, era el río Lerma. Este razonamiento se infiere de los registros de aforos anteriores a las extracciones masivas de agua del subsuelo, cuando existían las tres lagunas del Lerma que originaban el río y cuando los niveles freáticos eran elevados. Con la entrada en operación de los pozos, los flujos subterráneos se desplazaron hacia las zonas de mayor explotación como son las baterías de pozos que surten de agua al D.F. y al corredor industrial, entre las poblaciones de la región Lerma-Toluca, donde existe una gran concentración de pozos (ICATEC 1985, citado en Serrano, 1993).

Suelos

Las condiciones climáticas que actúan sobre el ambiente han determinando el desarrollo de otros de sus componentes como son el suelo y la vegetación. Al igual que los demás componentes del ecosistema, el suelo es dinámico, está en constante evolución; cualquier cambio en los factores que interactúan para dar lugar a su formación, repercutirá en sus características (Serrano, 1993).

En el área montañosa de la zona de estudio, predominan los suelos: Andosol,

Cambisol, Litosol, Luvisol (*op. cit.*) y Acrisol (INEGI 1987, Figura 2.3). El suelo Andosol (T) es propio de áreas sujetas a actividad volcánica reciente, se derivan de cenizas volcánicas, poseen una capa superficial color negro o muy oscuro, de consistencia esponjosa y es muy suelto. Entre sus características destacan: su capacidad para retener el fósforo que no puede ser absorbido por las plantas, tener un pH ácido y ser muy susceptibles a la erosión; condiciones que lo hacen inadecuado para la actividad agrícola (Serrano, *op. cit.*). La subunidad predominante es el Andosol húmico, abundante en materia orgánica, pero muy ácido y pobre en nutrientes. Su distribución en la región de estudio corresponde a las partes montañosas más elevadas del E, SE, W, formando una franja continua en los terrenos correspondientes a la Sierra de las Cruces, Monte alto, la parte W del Ajusco, al Sur en las serranías de los municipios de Tenango, Cerro Tlalli y al W en el Cerro San Antonio (INEGI, *op. cit.*). Las subunidades Andosol Ocrico y Andosol Mólico se encuentran en pequeñas áreas al S, SE y extremo NE de la región (*op. cit.*).

El suelo Cambisol (B) es muy delgado se encuentra sobre el tepetate. Se presentan en cualquier tipo de clima, menos en los secos y tienen una susceptibilidad a la erosión de moderada a alta (Serrano, 1993). En la cuenca de Toluca se presenta la subunidad Cambisol Eútrico (Be). Posee las características propias de la unidad, su productividad y en consecuencia sus usos son variados porque dependen del clima y la pendiente, pueden asimismo, proporcionar rendimientos de moderados a altos en agricultura (Serrano *op. cit.*), este tipo de suelo se presenta en una pequeña área al NE de la cuenca, al Sur de la planicie de Toluca y SW de la cuenca (INEGI, 1987).

El suelo Litosol (I) abarca aproximadamente el 3% de la superficie regional y se caracteriza por ser muy somero tiene una profundidad no mayor de 10 cm. Es material parental que no se ha intemperizado suficientemente y/o que a través de los agentes erosivos se ha perdido el suelo preexistente. El peligro a la erosión va de moderado a muy alto, dependiendo de la topografía (Serrano, *op. cit.*). Se ubica en la cima del Nevado de Toluca y en el cerro Tetépetl, al W de Tenango y volcán Holotepec al SE fuera del área de estudio (INEGI, *op. cit.*).

El Luvisol (L) es un suelo que ha sido "lavado", se presenta con un enriquecimiento de arcilla en el subsuelo, normalmente de color rojo a claro, aunque

también llega a ser pardo o gris sin ser muy oscuro (Serrano, *op. cit.*). Se localiza al W de Monte Alto y al Este en el municipio Alvaro Obregón (INEGI, *op. cit.*).

El Acrisol (A) es un suelo de color gris de consistencia firme en un ambiente húmedo su porosidad es moderada, se localiza en el Cerro San Agustín y parte NW de la cuenca (INEGI, *op. cit.*).

En la planicie de la cuenca es frecuente encontrar los siguientes tipos de suelos: Feozem, Vertisol, Histosol, Planosol, (Serrano 1993, Figura 2.3). El suelo Feozem (H) se caracteriza por poseer una capa superficial oscura y rica en materia orgánica y nutrientes. Cubre aproximadamente el 33% del área total (Serrano, *op. cit.*). Se ubica en la parte central de la región y en pequeñas porciones hacia el Oeste (INEGI, *op. cit.*).

El Vertisol (V) es un suelo arcilloso que se agrieta cuando está seco, por lo que es muy duro y se expande cuando se humedece, volviéndose muy pegajoso. Se desarrollan en depósitos aluviales o lacustres de textura fina o muy fina (Serrano, *op. cit.*). Se localizan al Norte y centro de la región, rodeando las presas Antonio Alzate e Ignacio Ramírez (INEGI, 1987).

El Histosol (O) es originado a partir de residuos orgánicos; está confinado a zonas donde ocurre acumulación de agua y desechos de plantas que quedan en la superficie sin descomponerse durante mucho tiempo. Se ubican en pequeñas proporciones al SE de la cuenca, abarca aproximadamente el 1% de la región estudiada (Serrano, 1993).

El suelo Planosol (W) se caracteriza por presentar debajo de la capa más superficial, una capa más o menos delgada de un material claro menos arcilloso que las capas que los subyacen, ocupa 0.8% del total regional (Serrano, *op. cit.*). Se localiza en el extremo Norte de la Cuenca y en pequeña proporción al NW de la presa Antonio Alzate (INEGI, 1987).

Vegetación

Las condiciones edáficas señaladas anteriormente, así como las características climáticas y fisiográficas reseñadas; dan como resultado una clasificación de la vegetación. Alrededor de los 2,800 m.s.n.m. existe vegetación arbórea de bosque mixto de latifoliadas y coníferas, las primeras representadas por encino, madroño, aile,

garambullo, marnajuaxtle, tepozán y palo dulce (Serrano, 1993). Conviene señalar que las especies vegetales dominantes cambian en relación con el gradiente altitudinal y el clima; de tal forma que se pasa de bosque de coníferas en las partes altas, a bosque caducifolio en la planicie, con sus respectivas zonas de transición (INEGI, 1987).

En cuanto a las coníferas, son importantes las especies del género *Pinus*, mismo que va siendo cada vez más dominante conforme se asciende en altura. Alrededor de los 3000 m.s.n.m. y sobre laderas húmedas, tiene presencia el bosque de oyamel, tanto en masas puras como asociado con pino, encino o hasta cedro blanco. A la misma altura que el oyamel pero en condiciones de menor humedad, tanto del suelo como ambiental, se presenta el *Pinus hartwegii*, mismo que a partir de los 4,000 m.s.n.m. comienza a desaparecer para cederle el terreno a pastizales de los géneros *Calamagrostis*, *Festuca*, *Trisetum*, *Argostis* y *Plantago* en las partes más altas (Serrano, *op. cit.*).

La vegetación natural en la planicie prácticamente ha desaparecido como resultado de las actividades económicas llevadas a cabo por las comunidades humanas (Serrano, *op. cit.*). En las zonas bajas de la cuenca, donde se desbordaba el agua que brotaba de los manantiales y formaba las lagunas, abundaba el tule, sin embargo en la actualidad, debido a la alta densidad demográfica y al uso inadecuado de los recursos, la vegetación original de la región se ha visto confinada a pequeñas áreas (Serrano, 1993).

De manera muy general se mencionan los tipos de agricultura y de vegetación según INEGI (1987) en la Cuenca de Toluca (Figura 2.4). La agricultura de temporal (AT) se presenta en la parte centro y NW de la cuenca, mezclándose en algunas zonas con las variantes del pastizal inducido (PI) y zonas erosivas (E). Al Este de la Cuenca de Toluca hay pequeñas áreas de pastizal inducido (PI) al igual que al W de la Ciudad de Toluca. La parte montañosa de la cuenca, tanto en la Sierra de las Cruces, como en los volcanes Nevado de Toluca y Cerro San Antonio, la vegetación es de bosque de pino y de bosque compuesto de oyamel y pino predominando alguno de los dos (BOP y BPO) aunque en algunas zonas se mezcla con (PI). En las laderas bajas al Este del volcán Nevado de Toluca, hay una pequeña área de selva baja caducifolia (SBC) mezclada en algunas zonas con bosque de pino (BP). La agricultura de riego (AR) se

localiza en un área extensa al Norte centro de la cuenca y la vegetación secundaria (I) se localiza al Este del volcán Nevado de Toluca.

2.2 Síntesis del Marco Socioeconómico

En este rubro se hace una reseña del desarrollo social y económico experimentado a partir de la década de los cuarentas en la Cuenca de Toluca. Dicho desarrollo se propició de la riqueza de recursos con que cuenta la región, como son: los suelos fértiles, abundancia de agua y un clima templado; así, los primeros habitantes se establecieron en la cuenca, sosteniéndose de actividades primarias como la agricultura, la pesca y posteriormente la ganadería, provocando con ella la gran tala de las áreas boscosas con el fin de tener espacios abiertos para el ganado (Serrano, 1993). En la década de los cuarentas y años posteriores, se generó un gran crecimiento industrial en la región de Toluca-Lerma, lo que transforma radicalmente la estructura socioeconómica y territorial, manifestada por los cambios en el uso de suelo y las actividades realizadas por la población, la que, en años anteriores se había dedicado a las actividades agropecuarias y a la producción de artesanía. Tras el desarrollo de la industria desaparecieron zonas agrícolas y pecuarias, sustituidas por áreas urbanas que han mantenido un crecimiento poblacional en la Ciudad de Toluca, donde las actividades desarrolladas en la actualidad son secundarias y terciarias (*op. cit.*) primordialmente, y en los alrededores de esta aún hay actividades primarias. Asimismo se producen movimientos migratorios de distintos puntos del país en general y de la región hacia el Distrito Federal y hacia la Ciudad de Toluca, convirtiéndose esta última en un punto articulador muy importante ya que como capital estatal es aquí donde se desarrollan las actividades administrativas y de servicio, fomentadas principalmente por la creación de infraestructura necesaria para la industrialización, la acumulación de capital y la concentración de población, con lo que se acelera el proceso de urbanización en torno a la capital del Estado y el uso intensivo de los recursos naturales de la región (*op. cit.*).

Por este motivo, la región es el segundo sistema urbano-industrial del Estado porque concentra 13.2% de los establecimientos industriales y 12.8% de la población estatal en 1985 y 1990. (Serrano, 1993). La estructura de la población económicamente

activa (PEA) también se modificó hasta 1960, más del 60% de la PEA correspondía al sector primario, en segundo lugar se encontraban las actividades terciarias con alrededor del 20% y finalmente, el sector secundario con menos del 17.5% (Serrano, 1993). Cabe resaltar que la expansión industrial de la región se debió principalmente a las leyes proteccionistas de la industria, la apertura de la vía ancha del ferrocarril México-Toluca-Acámbaro, la ampliación de la carretera México-Toluca y subsecuentes obras de infraestructura hidráulica, drenaje y electrificación, así como la adquisición y venta de ejidos y ranchos a empresas. Más tarde se llevó a cabo la construcción de grandes vialidades, lo que generó la modernización de la Ciudad de Toluca (Serrano, *op. cit.*).

Durante la década de los sesenta, la industrialización de la región tiene un gran auge a través de la instalación de importantes empresas transnacionales cuyos productos son exportados hacia otras regiones y al extranjero (Serrano, 1993). La actividad industrial de la región se concentraba en el corredor industrial Toluca-Lerma, ubicado al Este de la ciudad de Toluca en dirección al Distrito Federal, lo cual, propició la urbanización lenta pero constante de la periferia hacia el corredor antes mencionado, áreas localizadas en los municipios de Toluca, Metepec, Lerma, San Mateo Atenco y en menor proporción Ocoyoacac (*op. cit.*).

Con base en los datos de Serrano (*op. cit.*), el crecimiento de la población, en los sesentas, observó un cambio importante en la dinámica demográfica regional. Este cambio se debió, tanto a una modificación en el crecimiento natural (disminución de la mortalidad), como en la inversión en el carácter de los movimientos migratorios, los cuales pasaron de una tasa negativa en 1960, a una tasa positiva a partir de entonces; lo que significó que de ser una región expulsora se convirtió en una zona de atracción, propiciada por la industria.

La década de los setentas representó la consolidación del proceso de industrialización y urbanización, ya que se mejoraron los ejes estructuradores permitiendo así una integración funcional hacia el interior y el exterior de la cuenca. En esta década el aparato burocrático crece y genera numerosos empleos y el sector privado tiende a diversificarse e incrementar los establecimientos comerciales y de servicio (*op. cit.*). En el período de los ochentas el proceso de industrialización se

estanca, la inversión se detiene, la recesión en la producción y el comercio son motivo del incremento del desempleo y subempleo; pese a que se creó el fideicomiso para el Desarrollo de Parques y Zonas Industriales (FIDEPAR), la dinámica de crecimiento de las industrias manufactureras en el Estado de México es negativa (Reyes 1992), la industria automotriz del transporte presenta los índices más bajos, siendo éstos negativos, (*op. cit.*). En general se observa la estrecha relación que existe entre el crecimiento urbano-industrial de la región con la Ciudad de México, esto es, la expansión de la zona metropolitana de la Ciudad de Toluca (ZMCT), hacia el este.

Las actividades económicas en la Cuenca de Toluca como resultado de la industrialización han provocado la migración hacia los centros urbanos, lo que origina una dinámica en el uso de suelo no siempre favorable, esto se manifiesta en la reducción de la cobertura vegetal y en la sobreexplotación de los recursos naturales. Los principales problemas que afectan al recurso suelo son los cambios de uso que son inadecuados a sus características naturales, el proceso de acidificación y la erosión que lo afectan (Serrano, 1993). En el caso de la ciudad de Toluca, Serrano (*op. cit.*) sugiere evitar su crecimiento al E-NE, debido a que la pendiente del terreno puede provocar inundaciones en esa zona, principalmente en el área de San Pedro Totoltepec.

A continuación se presentan las figuras correspondientes al capítulo dos.

Las leyendas pertenecientes a las Figuras 2.2. Mapa de climas y 2.4. Mapa de vegetación, se encuentran en la página 23.

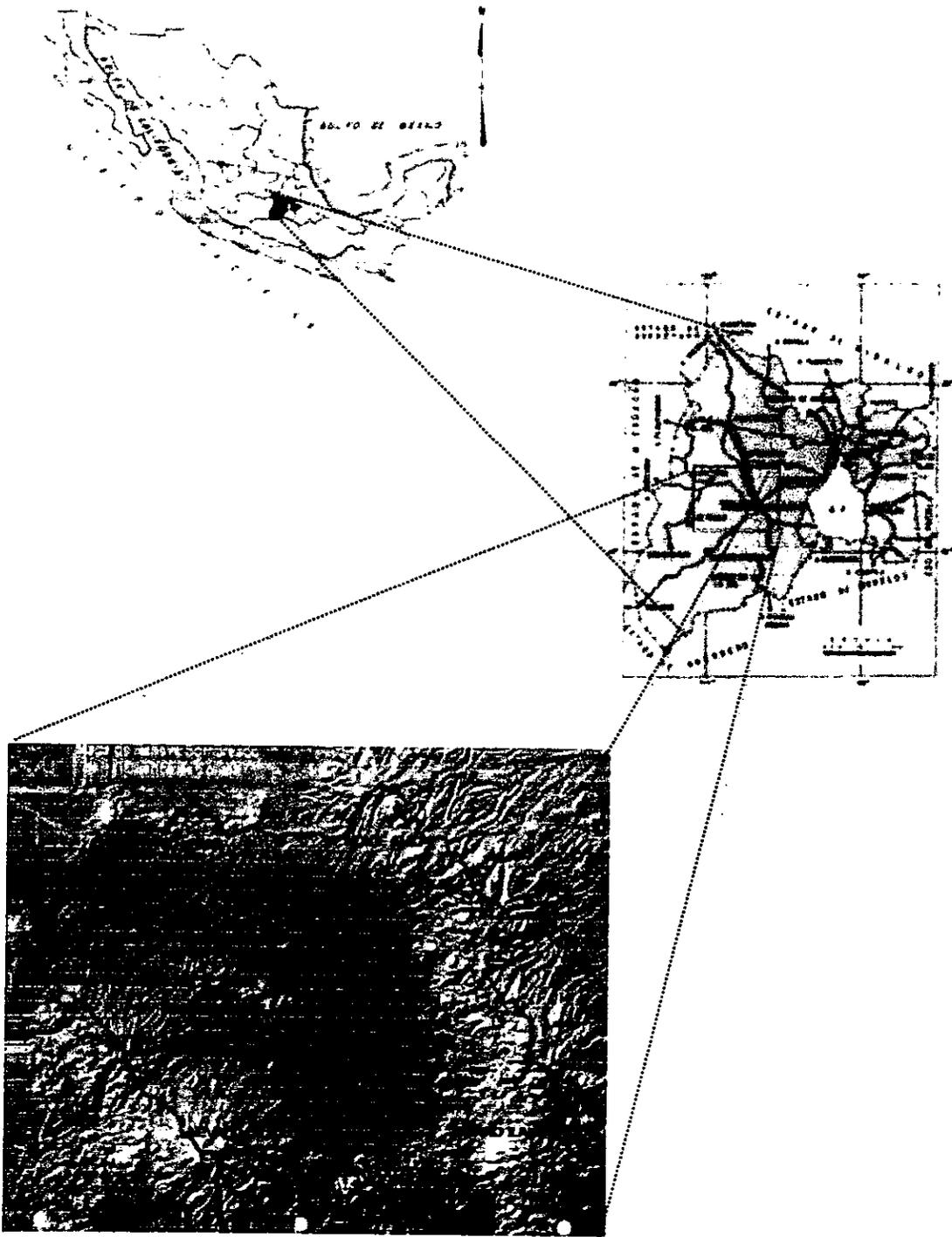


Fig. 2.1. Localización del área de estudio. Fuente: SECOFI (1996), INEGI (1999).

FIGURA 2.2. MAPA DE TIPOS DE CLIMAS DE LA CUENCA DE TOLUCA

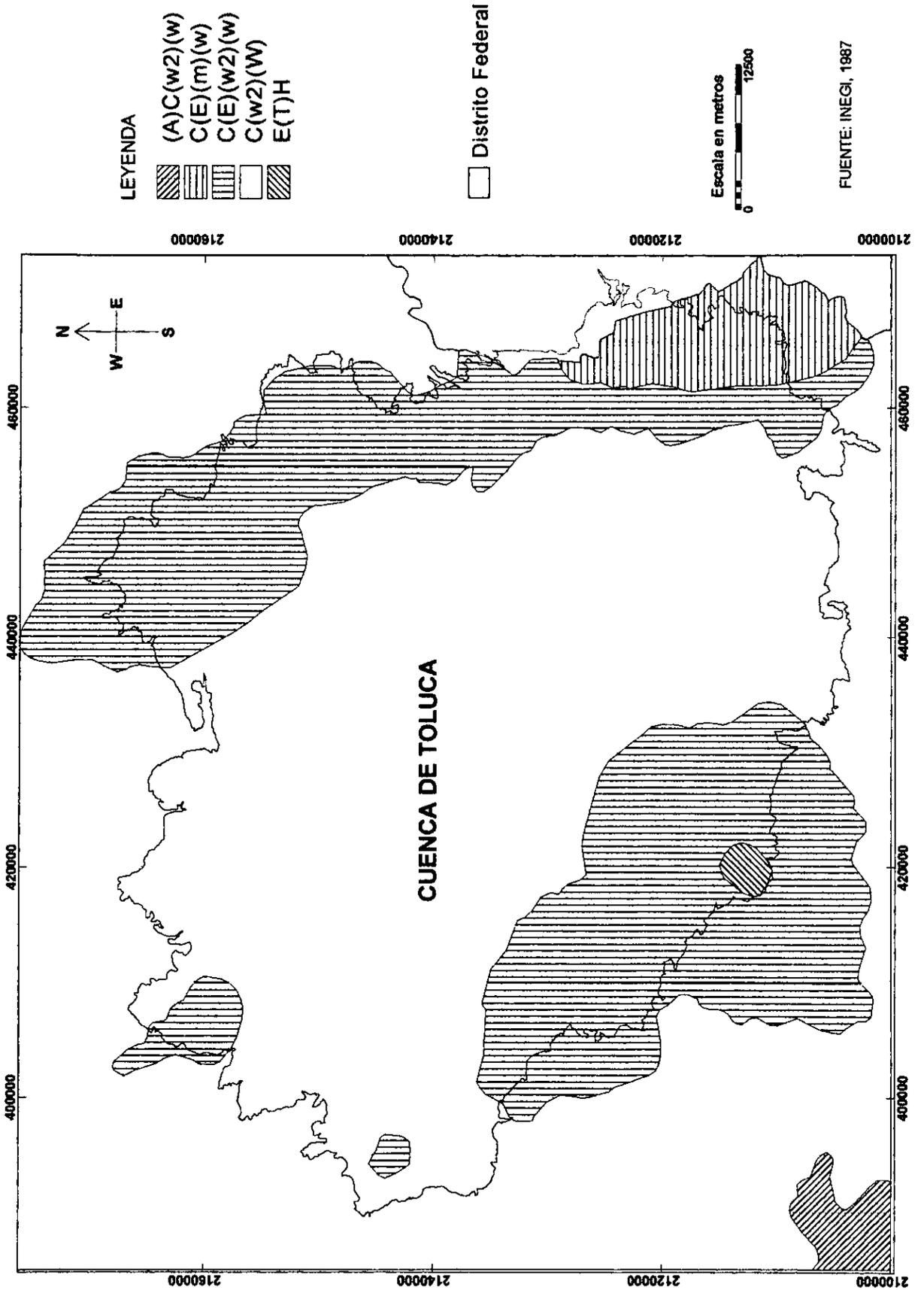
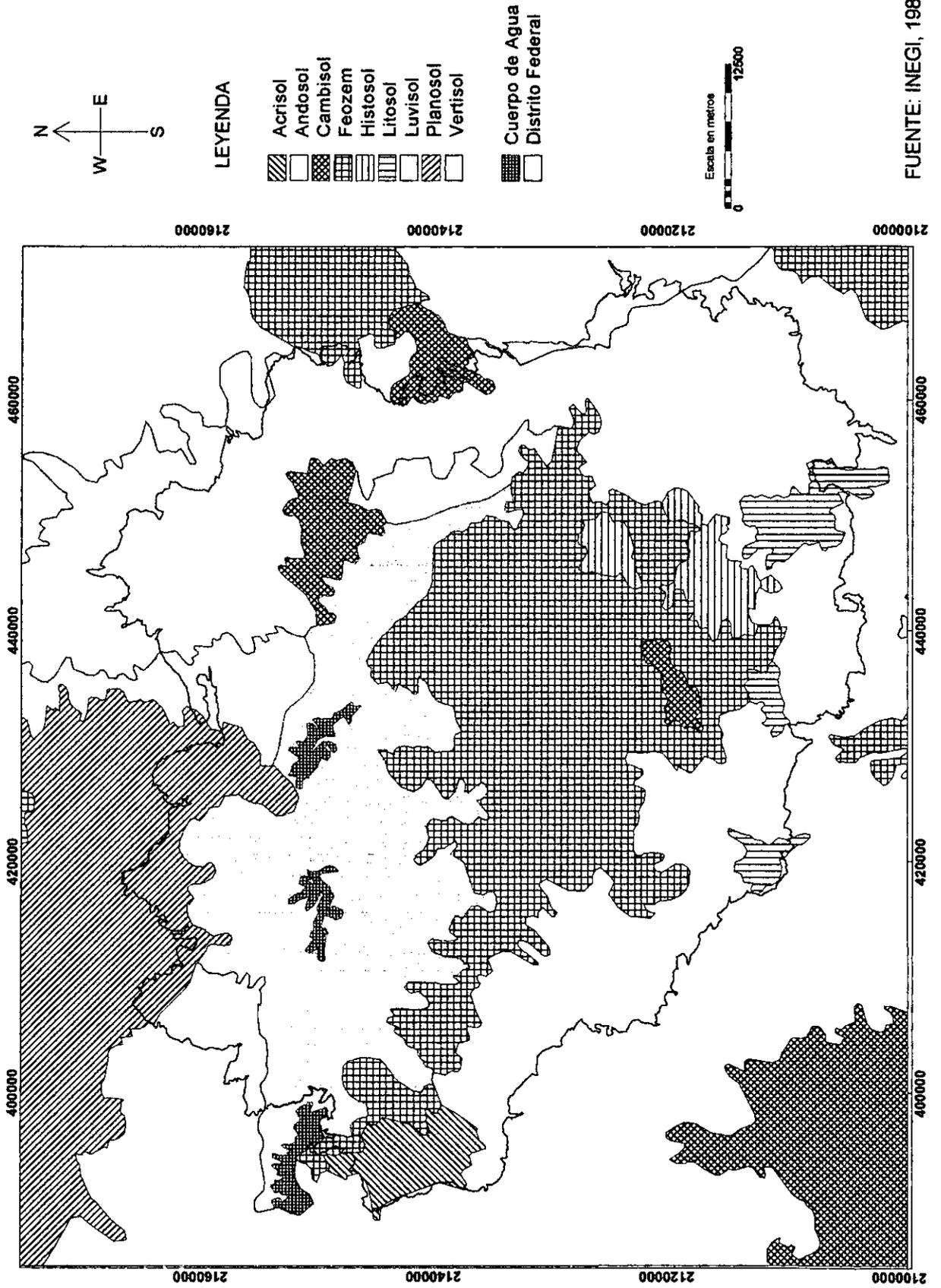
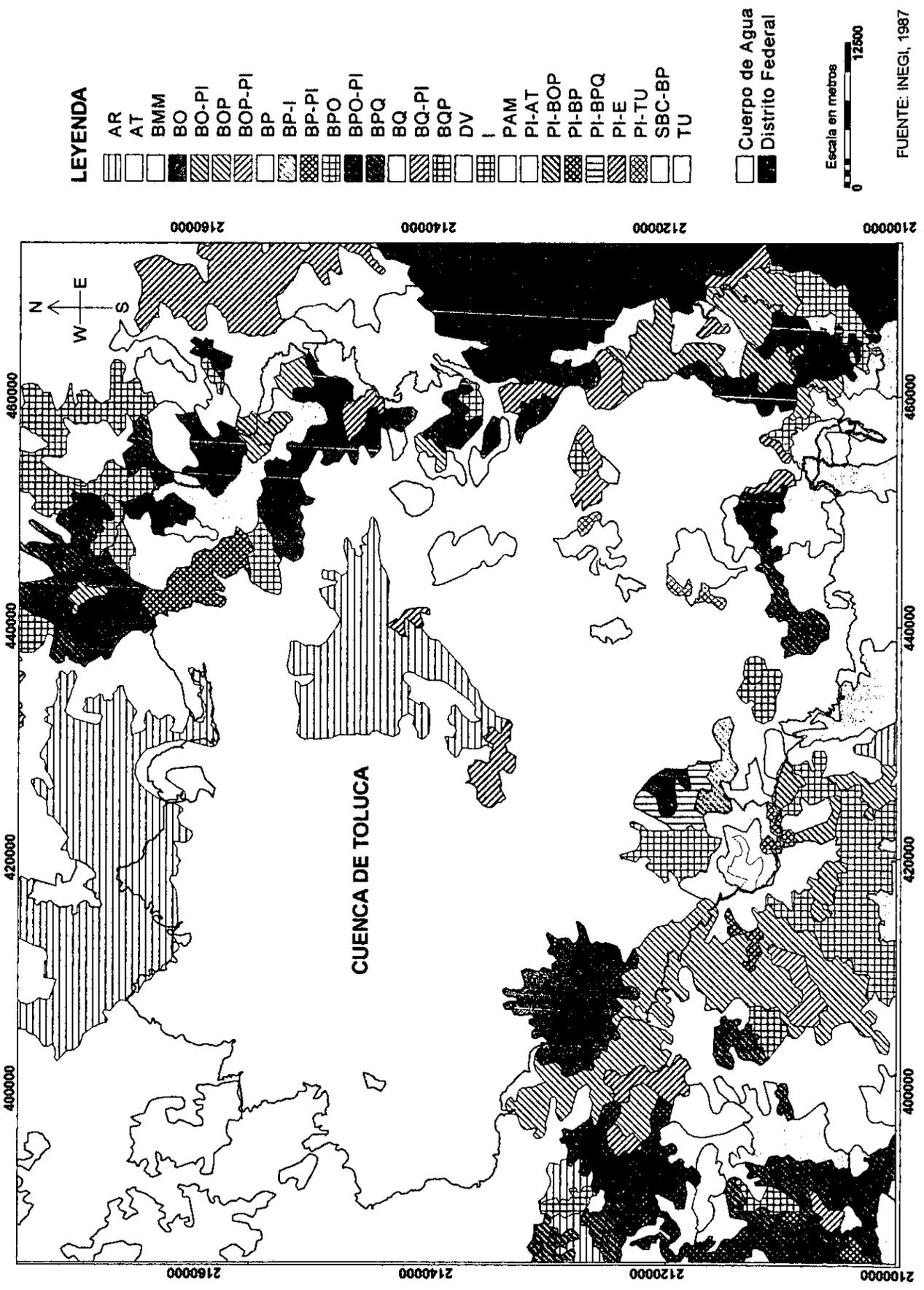


FIGURA 2.3. TIPOS DE SUELOS DE LA CUENCA DE TOLUCA



FUENTE: INEGI, 1987

FIGURA 2.4. MAPA DE TIPOS DE VEGETACIÓN DE LA CUENCA DE TOLUCA



LEYENDA DEL MAPA DE CLIMAS DEL ÁREA DE LA CUENCA DE TOLUCA (INEGI, 1987)

(A)C(w2)(w)	Templado Semicálido subhúmedo con lluvias en verano.	C(E)(m)(w)	Templado Semifrío húmedo con lluvias en invierno.
C(E)(w2)(w)	Templado Semifrío húmedo con lluvias en verano.	C(w2)(w)	Templado con lluvias en verano.
E(T)H	Frío tipo tundra.		

LEYENDA DEL MAPA DE VEGETACIÓN DEL ÁREA DE LA CUENCA DE TOLUCA (INEGI, 1987)

AR	Agricultura de riego.	AT	Agricultura de temporal.	BMM	Bosque mesófilo de montaña.
BO	Bosque de oyamel.	BO-PI	Bosque de oyamel mezclado con pastizal inducido.	BOP	Bosque de oyamel y pino.
BOP-PI	Bosque de oyamel y pino mezclado con pastizal inducido.	BP	Bosque de pino.	BP-I	Bosque de pino mezclado con vegetación secundaria.
BP-PI	Bosque de pino mezclado con pastizal inducido.	BPO	Bosque de pino y oyamel.	BPO-PI	Bosque de pino y oyamel mezclado con pastizal inducido.
BPQ	Bosque de pino y encino.	BQ	Bosque de encino.	BQ-PI	Bosque de encino mezclado con pastizal inducido.
BQP	Bosque de encino y pino.	DV	Áreas sin vegetación aparente.	I	Vegetación secundaria.
PAM	Pradera de alta montaña.	PI-AT	Pastizal inducido mezclado con agricultura de temporal.	PI-BOP	Pastizal inducido mezclado con bosque de oyamel y pino.
PI-BP	Pastizal inducido mezclado con bosque de pino.	PI-BPQ	Pastizal inducido mezclado con bosque de pino y encino.	PI-E	Pastizal inducido mezclado con erosión.
PI-TU	Pastizal inducido mezclado con tular.	SBC-BP	Selva baja caducifolia mezclada con bosque de pino.	TU	Tular.

CAPÍTULO 3 GEOLOGÍA Y TECTÓNICA

3.1 Marco Regional

Uno de los rasgos geológicos más importantes de México es el Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), el cual constituye uno de los arcos volcánicos continentales más complejos y variados de la región Circum-Pacífica. Entre sus rasgos peculiares se puede citar, el no paralelismo con la Trinchera Mesoamericana, con la cual forma un ángulo de 20° aproximadamente, con respecto a la zona de subducción. Otro rasgo peculiar es la presencia de un volcanismo calco-alcalino, hay gran variabilidad del estilo volcánico y la composición química del mismo, la notable variación de la dimensión del arco de 20 a 150 km de anchura, y alrededor de 1,000 km de largo (Verma, 1987), que se extiende en dirección E-W, desde cerca de Puerto Vallarta hasta el SW de Veracruz, en la costa del Golfo de México (Figura 3.1).

El Cinturón Volcánico Mexicano probablemente descansa en rocas metamórficas del Precámbrico y Paleozoico y en rocas ígneas intrusivas del Mesozoico (granito y granodioritas) (Venegas *et al.*, 1985). Las rocas sedimentarias del Cretácico también aparecen en algunas áreas y han sido reportadas durante las perforaciones que ha realizado la Comisión Federal de Electricidad (CFE) y otras organizaciones (*op. cit.*). Las rocas riolíticas e ignimbríticas del Oligoceno al Mioceno de la Sierra Madre Occidental (SMO) pueden también aparecer bajo el Mio-Plioceno, rocas volcánicas recientes de la provincia del CVM (Figura 3.2).

En general, estas particularidades no tienen una relación directa con la estructura térmica de las placas en subducción. Algunos avances en la comprensión de estos elementos han surgido en publicaciones científicas en la última década. Hay varias teorías respecto al origen del Cinturón Volcánico Mexicano; la más aceptada es la subducción de la placa de Cocos bajo el continente con diversos ángulos, lo que explicaría la ausencia de coincidencia entre la orientación de la Trinchera Mesoamericana y el Sistema Neovolcánico (Lugo-Hubp, 1990).

La relación que existe entre la actividad volcánica y la tectónica con la localización y orientación de las fallas existentes explican que, en el interior de la corteza, la clase de movimientos juega un papel importante, asimismo determinan la orientación de ésta

con las Placas de Cocos, Norteamericana y del Caribe.

Alaníz-Álvarez *et al.* (1998), realizaron una evaluación de los factores que controlan la distribución de estrato-volcanes a lo largo del Cinturón Volcánico Mexicano en la que señalan la evidente relación entre la tectónica y el magmatismo, ya que el volcanismo y el fallamiento de tipo normal han sido contemporáneos desde el Mioceno. Más aún, es posible establecer la conexión entre la deformación de la corteza superior y el tipo de volcanismo: poligenético o monogenético.

La alineación de grandes estrato-volcanes se manifiesta a lo largo de fallas transversales (N-S) al arco volcánico, mientras que el alineamiento de volcanes monogenéticos está relacionada a fallas paralelas al eje mayor del arco (E-W). Las estructuras que se localizan en el CVM son mas recientes, en las que destaca por lo regular el sistema de lineamientos NE-SW (*op. cit.*).

Según el mismo autor, la velocidad de desplazamiento de las fallas E-W es al menos dos veces mayor que la de las fallas N-S. Esto permite determinar que los grandes estrato-volcanes se emplazaron a lo largo de fallas con baja tasa de desplazamiento, mientras que el alineamiento de volcanes monogenéticos se observa a lo largo de zonas con altas tasas de desplazamiento.

Para Ferrari (1998), la evolución tectónica del CVM tiene tres períodos principales, donde cada uno tiene características distintas. En el período de deformación del Plioceno Tardío, las fallas tuvieron un esfuerzo importante en sentido horizontal y con una dirección ENE-WSW y un esfuerzo mínimo de NNW-SSE. Durante el Pleistoceno Temprano hasta el Pleistoceno Medio se desarrolló un fallamiento normal izquierdo y con un esfuerzo muy significativo con expresión horizontal y con una dirección ENE-WSW, que corresponde al esfuerzo principal intermedio. En el Pleistoceno Tardío-Holoceno, se desarrolló un sistema de fallas normales originado por un esfuerzo principal mínimo y con una ligera rotación en sentido izquierdo. Este tipo de fallas desarrolladas durante los períodos mencionados, se expresan en la superficie mediante un cizallamiento izquierdo profundo con dirección E-W, el cual en un principio fue paralelo y al paso del tiempo divergente.

Por otra parte Demant (1978b), considera que el volcanismo del CVM es únicamente Plio-Cuaternario y más aún que la mayoría de la actividad volcánica se

produjo durante los últimos dos millones de años.

Demant (1976), divide al CVM en cinco partes principales definidas por sus orientaciones y características vulcanológicas peculiares que son:

1) Fosa tectónica de Tepic-Chapala, caracterizada por su orientación NW-SE, y la presencia de cuatro volcanes principales: San Juan, Sanganguey, Ceboruco y Tequila.

2) Fosa tectónica de Colima (N-S), constituido por el Nevado de Colima y el Volcán de Colima.

3) En Michoacán, donde abundan los volcanes cuaternarios de México, la distribución de los conos permite inferir la existencia de líneas de fracturas con dirección NE-SW. Esta región se extiende al Norte hasta el Bajío y está limitada al Este por el anticlinorio de Tzitzio y las fallas de San Miguel de Allende y Taxco.

4) Al oriente de estas fallas se ubican las grandes Cuencas de Toluca, México y Puebla, caracterizadas por la presencia de cuatro de los siete estratovolcanes principales del CVM, separados por amplias zonas lacustres. La Sierra Chichinautzin que se extiende desde Toluca hasta el pie de la Sierra Nevada, está formada por una serie de pequeños volcanes con orientación NE-SW.

5) El Cinturón Volcánico Mexicano limita con su parte más oriental (rumbo N-S), con la cadena Pico de Orizaba-Cofre de Perote que forman parte de él.

El CVM es un conjunto de estructuras volcánicas no precisamente alineadas. Las más importantes, según Demant (1978a), son:

a) Grandes estrato-volcanes de considerable volumen de lava. Las etapas que formaron a estos edificios volcánicos siguen un mismo patrón descrito a continuación: Las primeras lavas emitidas son derrames gruesos de dacitas con anfíbolos, en esta fase hay repetidas emisiones de nubes ardientes que dan origen a lahares y depósitos aluviales muy bien identificados como sucede en los alrededores del Nevado de Toluca. Las alturas de los volcanes oscilan entre 4,000 y 5,000 m de altitud debido a la acumulación de lava que se ha extendido en forma lateral con pendientes suaves por depósitos de material provenientes de las fases explosivas. La dirección de los estrato-volcanes es por lo general N-S.

b) Pequeños conos cineríticos o volcanes monogenéticos: se componen de eyecciones piroclásticas alrededor del conjunto, y de derrames de lava de poca

extensión. El tectonismo que influye en la alineación de estos volcanes es regional, con dirección NW-SE en la fosa tectónica de Tepic-Chapala, en Michoacán. En esta última, existe una mayor manifestación de actividad volcánica, al igual que una mayor extensión de toda la franja volcánica cuya longitud oscila entre 120-150 km.

c) Los productos riolíticos generalmente escasos, se agrupan en ciertas áreas principalmente al occidente del CVM mientras que las ignimbritas son escasas.

La disposición de los volcanes en México parece resaltar la influencia de los esfuerzos tectónicos sufridos en la parte Sur de la Placa Norteamericana, como consecuencia del movimiento relativo entre ésta y la Placa Caribeña. Así, los estrato-volcanes están orientados perpendicularmente a la dirección de esfuerzos máximos, mientras que los pequeños volcanes se alinean sobre las fallas de tensión. En el Cinturón Volcánico Mexicano se localizan estrato-volcanes en su gran mayoría andesíticos, con derrames y depósitos piroclásticos, donde varían de dacitas a riodacitas. De todo el CVM, la mayor actividad volcánica del Plio-Cuaternario se encuentra en el estado de Michoacán, donde hay más de 3,000 volcanes, cuya edad es fácil suponer debido a que en su mayoría, los conos están bien conservados (Demant, *op. cit.*).

Lugo-Hubp *et al.* (1985), determinaron cinco grados de intensidad de la actividad volcánica cuaternaria para la porción central del Cinturón Volcánico Mexicano por medio de métodos morfométricos. En las zonas de alta concentración de volcanes, se han generado relieves montañosos originados por acumulaciones de lavas y piroclastos. En las zonas de concentraciones medias y bajas, los volcanes y sus productos se encuentran asociados a planicies fluviales y lacustres.

Las estructuras que se localizan en el CVM, son recientes; se ha destacado el sistema de lineamientos con orientación NE-SW. Ferrari *et al.* (1989), dividen la evolución tectónica en tres períodos con características distintas:

1) En el período de formación del Plioceno Tardío, las fallas tuvieron un esfuerzo importante en sentido horizontal y con dirección ENE-WSW y un esfuerzo mínimo de NNW-SSE

2) Durante el Pleistoceno Temprano hasta el Pleistoceno Medio se desarrolló un fallamiento normal izquierdo con un esfuerzo muy significativo en forma horizontal cuya

dirección es ENE-WSW que corresponde al esfuerzo principal intermedio.

3) En el Pleistoceno Tardío-Holoceno, se desarrolló un sistema de fallas normales originado por un esfuerzo principal mínimo y con una ligera rotación en el sentido izquierdo.

Este tipo de fallas desarrolladas durante los períodos mencionados se expresan en la superficie mediante un cizallamiento izquierdo profundo, con dirección E-W, el cual en un principio fue paralelo y al paso del tiempo llegó a ser divergente. El sistema de lineamientos dio lugar a altos estructurales conocidos como horsts y a fosas denominadas grábenes. Este sistema de fallas y fracturas es originado por la actividad tectónica regional del Plio-Cuaternario, el cual generó estructuras con rumbo E-W, N-S, NW-SE y NW-SW (*op. cit.*).

Existen diferentes interpretaciones sobre el origen del CVM: Demant (1978b), considera que el volcanismo Plio-Cuaternario no puede ser explicado por la formación de una fosa tectónica continental, sino por la apertura constante de la Fosa de Acapulco que se ha desarrollado desde el Oligoceno, por lo que guarda una estrecha relación con el desplazamiento de la Placa Norteamericana (hacia el occidente) y con las alteraciones ocurridas en el Mioceno Tardío por la variación en la rotación de la Placa de Cocos en la cordillera del Pacífico Oriental.

Ferrari (1998), considera que es probable que la tectónica extensional del CVM occidental esté relacionada con las fuerzas aplicadas en los límites de placas y en particular por la diferente orientación espacial de las placas de Rivera y Cocos subducidas bajo esta porción de México.

Muchos estudios volcanológicos y geológicos se han concentrado sobre los centros volcánicos que presentan el mayor riesgo para la población. En este campo, la mayor contribución de la década de los noventa ha sido probablemente la de reconocer que, gran parte de los grandes estrato-volcanes andesítico-dacíticos del CVM, han sido afectados por uno o más colapsos del sector durante el Holoceno. Depósitos de avalanchas de escombros relacionados con estos fenómenos cataclísmicos han sido detectados en varios volcanes como el Colima, Jocotitlán, Nevado de Toluca, Popocatepetl y Pico de Orizaba.

3.2 Marco Local

En el Cinturón Volcánico Mexicano se encuentra un gran número de altiplanicies y cuencas que cruzan el centro de México alrededor de los 19° de latitud Norte. Hay principalmente dos tipos de conos producidos por actividad monogenética en la Cuenca de Toluca, la mayor parte son conos cineríticos compuestos de escoria y finos fragmentos de tefra con algunos conos compuestos de escoria y los otros conos son de bloques de lava subangular (Bloomfield, 1975).

Una de las cuencas más importantes en el sector oriental del CVM es la Cuenca de Toluca, donde se origina el río Lerma el cual drena hacia el Norte, fluye al Oeste del Lago de Chapala y desemboca después como río Santiago en el Océano Pacífico.

La Cuenca de Toluca es una depresión tectónica con dirección W-E, originada por esfuerzos distensivos (Newton y Metcalfe, 1999). La historia volcánica de Toluca está íntimamente ligada a la evolución del CVM y puede dividirse en dos etapas. La primera que alcanza su máximo de movimiento en el Mioceno Temprano, en que se formaron los fracturamientos SE-NW característicos del Eje Neovolcánico (Yamamoto y Mota, 1988), desarrollando entonces una serie de fallas "en echelon", con dirección E-W que originan desde el Norte una serie de escalonamientos, mencionados por Mooser y Maldonado-Koerdell (1961), así como las fosas de Acambay, Ixtlahuaca y Toluca limitados por las fallas Perales-Ixtlahuaca, Pastores-Toxi y Acambay (Fig. 3.3).

La segunda etapa se inicia en el Plioceno Superior, en donde los procesos tectónicos originan un fracturamiento secundario con dirección W-E y desplazamientos verticales individuales del orden de 100 a 300 m, produciendo una moderna zona de bloques escalonados (Mooser, 1975), al cual le ha denominado "fracturamiento de los grandes volcanes", porque dichos bloques controlan en gran parte las chimeneas del Nevado de Toluca, Popocatepetl, Malinche y Pico de Orizaba. El origen de la Sierra Chichinautzin, límite Sur de las cuencas de México y Toluca, obedece a este sistema de fracturamientos.

Newton y Metcalfe (1999), también dividieron la historia volcánica de la Cuenca de Toluca del Pleistoceno-Holoceno Tardío en dos tipos de actividad: para el Sureste de la cuenca, la actividad volcánica ha consistido en volcanes monogenéticos asociados a conos de ceniza y flujos de lava. El Sur de la cuenca está dominada por el gran estrato-

volcán andesítico-dacítico Nevado de Toluca (Xinantécatl), el cuarto volcán en altura del centro de México, con 4,690 m.

Para realizar la caracterización geológica y tectónica de la Cuenca de Toluca en forma más detallada, se divide en seis secciones de referencia, considerando sus posiciones dentro de la misma cuenca: Noroeste, Noreste y Este, Centro, Oeste, Suroeste, y Sureste.

Sección Noroeste. La geología de la región Toluca-Ixtlahuaca está formada por edificios volcánicos y dispersos cuerpos menores de material volcánico que cortan transversalmente el área con dirección NW-SE, donde se encuentra una planicie formada por lechos lacustres de detritos volcánicos (Sánchez Rubio, 1984). Tanto la Cuenca de Toluca como la Cuenca de Ixtlahuaca están separadas por una falla normal "Falla Perales". La densidad de fracturas existentes en esta área permiten estimar la concentración de esfuerzos tectónicos y expresarlos espacialmente. Un caso específico es el "Estrechamiento de Perales" al Sur de Ixtlahuaca (localidad 15, Fig. 3.4), donde los sedimentos lacustres fueron elevados unos 75 metros sobre el resto de las planicies de nivel de base adyacentes y presentan un grado mayor de fractura. La disección fluvial está claramente gobernada por los accidentes tectónicos (Ortiz-Pérez y Bocco, 1989).

El bloque Ixtlahuaca (nombrado así por Ortiz-Pérez y Bocco, *op. cit.*) es un pilar tectónico con una altitud promedio de 2,610 m.s.n.m y un desnivel relativo sobre la respectiva fosa que es la planicie de Ixtlahuaca, aproximadamente de 75 m (Ortiz Pérez *et al.*, 1985). Su relieve actual consiste en una serie de lomeríos con cimas planas que coinciden en altitud con la ciénega del Lerma. Por esta razón se supone que ambos forman parte de una única superficie de nivelación pasada; debido al hundimiento tectónico de la fosa de Ixtlahuaca y su intensa fractura, el bloque de Ixtlahuaca se presenta fuertemente disectado. Este bloque es parte de una zona de comunicación entre dos antiguas cuencas lacustres (Toluca e Ixtlahuaca).

Ortiz-Pérez *et al.* (*op. cit.*) interpretan al análisis de los depósitos recientes localizados sobre el pilar de Ixtlahuaca como zona que tuvo un desarrollo geomorfológico poligenético. Para empezar, es una estructura positiva de edad reciente a la que se le ha denominado Bloque de Ixtlahuaca, que se encuentra en la porción

estrecha de una gran cuenca lacustre constituida por la fosa de Ixtlahuaca y la actual ciénega del Lerma.

Respecto a los edificios volcánicos, Mooser *et al.* (1996), los localizan en un mapa geológico sobre depósitos de lavas y tobas del Cuaternario; al igual, distinguen un grupo de domos al SW de la falla Perales constituido por lavas ácidas. Por último destacan al Sur de la localidad de Ixtlahuaca (Fig. 3.6), depósitos aluviales del Cuaternario, intercalados con material aluvial más antiguo.

De acuerdo a la descripción del mapa geológico de las Cuencas de México, Toluca y Puebla, Mooser *et al.* (*op. cit.*) distinguen, en la localidad de Tepexpan al Este de Ixtlahuaca, la Formación Tarango generada en el Plio-Cuaternario, en la que se desarrollaron fallas del tipo normal, además de que es un área conformada por lahares y flujos piroclásticos así como ignimbritas, tobas, pómez y depósitos de origen fluvial. Sobre esta formación suprayace un campo de lavas del Plioceno, de composición intermedia y ácida que sostiene estratovolcanes menores; algunas de estas estructuras son dómicas y otras cineríticas, en el conjunto conocido como Sierra Ixtlahuaca.

Aguayo-Camargo *et al.* (1989), mencionan que debido a que las capas inferiores de la Formación Tarango sobreyacen y en parte, se interdigitan con los derrames de la secuencia volcánica de la Sierra de las Cruces, se les asigna una temporalidad del Plio-Pleistoceno. La parte inferior de la formación está constituida por tobas, aglomerados, depósitos fluviales, aluviales y horizontes de pómez. En su parte superior predominan las cenizas volcánicas, arenas gruesas de pómez y fragmentos andesíticos; todo el material volcánico y sedimentario está mezclado, dando la apariencia de depósitos de nubes ardientes.

Sección Noreste y Este. La Formación Tarango continúa hacia el NE en la zona de Villa del Carbón, donde la litología en su mayor parte pertenece al Terciario-Mioceno y las planicies aluviales intermontanas al Cuaternario. Al NE de la Cuenca de Toluca, se encuentra la Sierra de Las Cruces en cuya parte más interior hacia la Cuenca de Toluca, se encuentran las Formaciones: Chimalpa, Bobashi y Salazar (Fig. 3.7) alineadas de N-S a lo largo de la Sierra de las Cruces; las cuales están compuestas de andesitas y dacitas, sobre éstas se localizan estructuras tales como calderas, domos riolíticos, conos cineríticos, volcanes y algunas fallas de tipo normal. Estas formaciones

se encuentran bordeadas por la Formación Tarango encajándose en algunas zonas, como en las laderas de la Caldera Catedral y en la Caldera Jilotzingo (Fig. 3.7), interrumpidas a su vez por pequeñas planicies aluviales que coinciden con las laderas del volcán Monte Alto. En la parte inferior de estas laderas, hay depósitos de aluviones derivados de los materiales de las serranías volcánicas oriental y occidental asociados con piroclastos, en la parte superior de las laderas hay principalmente horizontes de ceniza y pómez (Schlaepfer, 1968).

En el flanco Occidental del Cerro Rehilete se distingue el volcán Jiquiltepec, la Caldera Catedral, la Caldera Navajas y el volcán Monte Alto, mientras que en el flanco Oriental se encuentra el material del Cerro Rehilete y de la Caldera Chimalpa (Fig. 3.7). Al Este de la localidad Mazatla (Fig. 3.6) se encuentra una estructura volcánica de composición ácida e intermedia, la cual sostiene conos y domos cineríticos. En las zonas intermontanas bajas se hallan depósitos aluviales del Cuaternario.

Ortiz-Pérez y Bocco, (1989), mencionan que las sierras de Monte Alto y Monte Bajo corresponden a un levantamiento reciente muy activo. Esto se refleja en un sistema de fracturas mayormente orientado entre N y E-NE, coincidiendo también con la dirección general del drenaje. El área más importante es la que se encuentra entre el N y el NE, ya que presenta numerosos lineamientos de más de 5 y 10 km. Esto se vincula con el conjunto de fracturas N-S del CVM, caracterizado por fallas profundas que controlan el drenaje, tanto en rumbo como en profundidad.

Las orientaciones entre W-NW son importantes por la presencia de lineamientos de más de 10 km de longitud. Se relacionan con el sistema de disyunción más reciente del CVM, en dirección W-E y cortan transversalmente la dirección de las redes del drenaje. Se caracterizan por tener poco desplazamiento vertical, produciendo pilares y fosas de escaso desnivel relativo. Los desplazamientos más evidentes corresponden a bloques hundidos hacia el Norte.

Esta zona presenta el mayor número de fracturas: 522 en total, de las cuales, 11 son entre 5 y 10 Km de longitud, 4 mayores de 10 y el resto de entre 1 y 5 km (*op. cit.*). Schlaepfer (1968), propuso el nombre de formación Las Cruces.

Sánchez-Rubio (1984), menciona que las diferencias en elevación de la Sierra de las Cruces alcanzan más de 1000 m, con relación a los pisos de las cuencas de Toluca

e Ixtlahuaca y el ancho varía de 20 a 30 km, siendo más amplia en zonas en donde las laderas están formadas por depósitos de fragmentos, resultado de la redepositación, pero únicamente una pequeña parte puede ser explicada en tales términos. La mayor parte de este material no muestra estratificación ni selección como es el caso de los enormes depósitos de Villa del Carbón.

El volcanismo Las Cruces ha perdido sus características primarias, excepto los volcanes Salazar y Molcajete II (derrame de flujos lávicos al Norte de Ocoyoacac (Fig. 3.5), los cuales muestran todavía sus características primarias como flujo y crestas. Sin embargo pocos conos y flujos de lava pueden todavía ser vistos a unos 5 km al Norte de Salazar. Las rocas de esta unidad son típicamente dacíticas en composición porfírica con fenocristales tan abundantes como el 50% de la roca. Estas son principalmente plagioclasa (oligoclasa y andesita) y hornblenda (frecuentemente oxidada) con biotita, cuarzo y piroxenos (aunque esta última no siempre) (Sánchez-Rubio, 1984). Sin embargo Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989), consideran que de acuerdo a fechamientos isotópicos corresponde al Plioceno Tardío.

Los depósitos piroclásticos pertenecientes a la Sierra de las Cruces se componen de pómez pliniana, secuencias de "surges", ya sean planares o masivos, cristalinos, vítreos y en ocasiones con pómez cubiertas por flujos piroclásticos generalmente no soldados de cenizas cristalinas, vítreas y de pómez con o sin fragmentos y en la mayoría de los casos de composición heterogénea; los flujos piroclásticos están cubiertos a su vez por cenizas vítreas. En algunos casos estos piroclastos se encuentran cubiertos o interestratificados con material aluvial y paleocanales fluviales. Las lavas observadas en los afloramientos se encuentran intercaladas con brechas en las partes altas de la Sierra de Las Cruces, en algunos casos culminados con domos; el espesor de esta unidad es variable debido a su naturaleza. La Formación Las Cruces cubre con discordancia erosional a las rocas extrusivas del Mioceno Medio y Mioceno Tardío y a las rocas volcánicas del Plioceno Temprano cubiertas a su vez por depósitos aluviales y lacustres del Cuaternario, así también como por derrames lávicos y piroclásticos de las formaciones Chichinautzin y El Pino.

Aunque usualmente se han visto como rasgos del Terciario e indudablemente una alta proporción de volcanes de la sierra de Las Cruces lo son, no existe un límite que

los separe de los eventos volcánicos más recientes.

Existen rasgos volcánicos jóvenes del Holoceno en la Sierra de Las Cruces, aunque no abundantes. La mayoría de la actividad volcánica reciente parece estar relacionada al grupo Chichinautzin, esta actividad sigue una fractura E-W, a unos 30 km al Sur de Toluca y es principalmente de carácter básaltico-andesítico. El ejemplo principal de la actividad holocénica en el área, es el volcán Salazar y Molcajete II (Fig. 3.5), se les considera holocénicos porque todavía preservan sus características primarias en la superficie. Los flujos recientes de lava de los volcanes de Molcajete II (denominado por Sánchez-Rubio, 1984) y Salazar fluyeron al interior de la Cuenca de Toluca sobre el flanco W de La Sierra de Las Cruces, ambos muestran aún características como bordes de lava, pero las crestas de presión y flujo pueden ser únicamente vistas en las lavas del Molcajete II, estas alcanzan un espesor de 100 m, y son comparables a las lavas de Tenango (Bloomfield, 1973), y lóbulos de más de 2 km en la parte que fluyó sobre la planicie de la Cuenca de Toluca. Las lavas del volcán Salazar, al contrario, ocurren en un solo flujo angosto, con apenas algunos lóbulos y su grosor es difícil de evaluar porque la topografía sepultada es desconocida; mientras que las lavas del Molcajete II están asociadas a un respiradero y a un cono cinerítico. Lo contrario a las lavas Salazar que simplemente fluyeron por su respiradero, no dejando signo de un cono cinerítico. Las lavas Molcajete II son dacíticas de color gris-claro.

Por último Mooser *et al.* (1996), concluyen que fue en el Pleistoceno donde las Sierras Mayores (Sierra de Las Cruces, al igual que la Sierra Nevada), alcanzaron su máximo desarrollo en el Cuaternario; sin embargo, sus principios son probablemente del Plioceno Superior. El mapeo que realizaron ha demostrado que los elementos más antiguos de las Sierras Mayores descansan primero sobre la Formación Tepozteco y enseguida sobre los depósitos lacustres pliocénicos. Así las primeras erupciones plinianas de la Sierra de Las Cruces cubren los flancos bajos de la Sierra de Guadalupe.

El relieve de la sierra de Las Cruces limita al Sur con el volcán Ajusco y se extiende a manera de una cresta alargada al NNW. Debe su formación al emplazamiento de grandes volcanes, generalmente domos, en esta alineación, entre

los que destacan los de La Palma y San Miguel, que de acuerdo con Mooser *et al.* (1992), son parte de una caldera que dio origen a grandes depósitos de pómez, cenizas y flujos piroclásticos que se encuentran entre los ríos San Angel y Hondo. Este conjunto volcánico es considerado por Mooser *et al.* (1992), como el más joven de la Sierra de Las Cruces cuya actividad se extendió hasta hace aproximadamente 270,000 años. Desafortunadamente los contactos directos entre la Sierra de Las Cruces y la Formación Ixtapantongo no son visibles, debido a la carencia de exposición a lo largo de su límite.

Ortíz-Pérez *et al.* (1985), concluyen que el relieve del Cinturón Volcánico Mexicano es complejo, sin embargo se pueden reconocer zonas de relativa estabilidad: antiguas estructuras volcánicas en proceso de erosión (Sierra de Mil Cumbres y Sierra de Las Cruces), además de otras jóvenes que se encuentran en una dinámica de crecimiento por procesos volcánico-acumulativos fundamentalmente como la Sierra Chichinautzin (Xitli, el volcán más joven de dicha sierra, 2,200 años).

Martín del Pozzo (1980), en Ortíz-Pérez (*op cit.*), estudió más de 140 volcanes de la Sierra Chichinautzin (dentro de los cuales se incluyen conos adventicios). Propuso a 50 de ellos como holocénicos de hasta 9,000 años, y el resto de ellos del Pleistoceno Tardío con menos de 50,000 años. Por último, Ortíz-Pérez *et al.* (*op. cit.*), deducen que la asociación de los volcanes recientes con relieves de origen fluvial y lacustre permiten inferir que en el Pleistoceno Tardío, las planicies elevadas con desarrollo de lagos cubrían un territorio mayor que el actual y que el volcanismo joven las ha ido desmembrando gradualmente.

Sección Centro. En esta sección se localiza la planicie de depósitos lacustres y aluviales que se encajan en las laderas inferiores de las sierras que la rodean. La planicie de Toluca, está limitada hacia el Sur por derrames lávicos cuaternarios, hacia el Norte por los piedemonte de las Sierras Mazahua y Monte Alto (Fig. 3.4); hacia el Este por la Sierra de las Cruces y hacia el Oeste tiene contacto con grandes edificios volcánicos, entre ellos el flanco Norte del Volcán Nevado de Toluca. Según Sánchez-Rubio (1984), los depósitos lacustres son una de las principales unidades en la Cuenca de Toluca, de la Formación Ixtapantongo, la unidad está compuesta de una secuencia bastante gruesa de toba volcánica en forma horizontal y de piroclastos y material

acuoso, la disección por erosión ha sido muy lenta, lo que significa que el papel de los eventos catastróficos como avalanchas de ceniza (de las erupciones), y flujos de ceniza han sido de poca magnitud. El fin de la historia de la secuencia de depósitos lacustres parece haber sido la apertura de la cuenca por la Falla de Perales, falla normal E-W bajo el bloque Norte que dio el nacimiento al Río Lerma.

Metcalfe *et al.* (1991), realizaron un trabajo de paleolimnología en la planicie Sur de la Cuenca de Toluca, en el cual, señalan que los depósitos más jóvenes son depósitos aluviales, lacustres y piroclásticos del Cuaternario; dichos depósitos conforman la planicie de Toluca.

Los autores realizaron estudios acerca de la evolución de los suelos y del clima, cerca de Almoloya del Río, por medio de perforaciones de pozos y elaboraron una columna estratigráfica, en la cual se cuentan los últimos 11,600 años de la Cuenca de Toluca.

Newton y Metcalfe (1999), realizaron trabajos de carácter estratigráfico, en especial al SE de la Cuenca de Toluca; en lo que se refiere a la planicie de Toluca encontraron lo siguiente (Fig. 3.8): En Arroyo Ojo de Agua a 2 km, al NW de Calimaya, se observaron dos tipos de pómez: Pómez Toluca Superior y Pómez Toluca Inferior, con intervenciones de tefra fina de color gris y un depósito de lahar bajo la Pómez Toluca Inferior. La base del lahar está compuesta de un depósito granular cuya profundidad se desconoce.

Otro sitio es Río Lerma a 2.5 km al NW de San Pedro Tlaltizapán al SE de la ciudad de Toluca (Fig. 3.6), aquí se encontraron dos capas de tefra. La tefra inferior entre 2.65 m. y 1.61 m; tiene un límite agudo con la turba subyacente, el color de la tefra es blanco y el grosor varía de áspera a fina, en la base la pómez tiene granos gruesos de 2 cm de diámetro. La tefra superior entre 0.97 y 0.88 m, compuesta de grano fino a mediano, de color gris oscuro. Al SE de la planicie a 4 km al Oeste de Almoloya (Fig. 3.6), se localiza Almoloya del Río cuya muestra presenta en su base 30 cm de arcilla-turba sobre 2 cm de espesor de tefra con grano fino blanco-gris cubierto por una tefra café.

A 0.5 km del Norte del pueblo de Texcalyacac al SE de la Cuenca de Toluca y Sur de Almoloya (Fig.3.6), se encontraron depósitos de la tefra Tres Cruces y depósitos de

la Pómez Toluca Superior; la base del corte realizado aquí contiene 50 cm de tefra granular blanca de la Pómez Toluca Superior y la parte alta de esta sección se compone de 45 cm de suelo reciente.

De acuerdo al mapa realizado por Mooser *et al.* (1996); al NW de la planicie, hay depósitos aluviales del Cuaternario, intercalados con algunas áreas compuestas de lavas y tobas con conos cineríticos (Fig. 3.7).

Entre las presas Villa Victoria e Ignacio Ramírez se ubica una planicie aluvial del Cuaternario que delimita al Sur con la formación Tarango; en esta formación se han identificado numerosas fallas de tipo normal con continuidad hacia el Sur a las que se les relaciona con la presencia de estructuras volcánicas constituidas por tobas sobre las cuales se han identificado domos y conos cineríticos, un ejemplo de ello es el Cerro Oyamel que se originó en el Cuaternario (Mooser *op. cit.*) (Fig. 3.7).

Al Sur de la Presa Antonio Alzate se encuentra la gran planicie compuesta por depósitos aluviales del Cuaternario sobre las que resaltan estructuras volcánicas de composición tobácea, algunos conos cineríticos y hacia el centro de la planicie, se localiza una estructura volcánica constituida por lavas ácidas con estructuras en domo (Volcanes de Calixtlahuaca, denominado así por Sánchez-Rubio, 1984, Fig.3.5), así como depósitos de toba en sus flancos originados probablemente en el Terciario (Mooser *op. cit.*).

Según Sánchez-Rubio (*op. cit.*) los Volcanes Calixtlahuaca forman una larga porción de lavas antiguas predominantemente de andesitas y dacitas con escasas capas de piroclastos y algunos aglomerados del Mioceno. Por otro lado la exfoliación se presenta en algunas lavas ya sean dacitas o andesitas.

Al Norte de esta estructura volcánica se localiza el Volcán Pericos (Fig. 3.5) que puede ser visto como parte del volcanismo tardío en el sentido de que probablemente no se formó sobre el suelo actual, es posible que se haya originado dentro de la secuencia de la formación lacustre. Este volcán está compuesto de un cono, al parecer constituido de escoria roja, con un pequeño flujo de lava de color gris claro. El autor menciona que esta zona al parecer es económicamente activa, debido a las muchas canteras encontradas y que a su vez permiten ver las características uniformes de las rocas, aunque en ninguna parte es posible ver el contacto entre una y otra capa. El

cono no muestra cráter pero en lugar de ello una planicie cubierta de abundantes bloques de lava con pocas bombas, el grosor máximo de flujo que observó el autor es de 40 m aproximadamente.

Según Sánchez-Rubio (1984), al Norte de Toluca (NW del Volcán Pericos), hay pequeñas estructuras volcánicas, una de ellas es Tanque Elevado (Fig. 3.5), el cual es un cono cinerítico con algunas lavas basálticas, mientras que el San Martín Toltepec al NW de Calixtlahuaca, se trata de un flujo de lava basáltica de 25 m de espesor.

Al Oeste de la estructura volcánica Calixtlahuaca, se encuentra otra estructura volcánica del Pleistoceno y Holoceno, nombrado Molcajete (Fig. 3.5), que forma un pequeño campo de lava con conos cineríticos, parcialmente erosionados y que está cubierto en algunos sitios por un manto de ceniza basáltica de más de 15 m de espesor. Las rocas normalmente van de gris claro a gris oscuro, sin características superficiales primarias; en algunas partes de la unidad las rocas son andesitas de plagioclasa, de rosa grisáceo. La unidad Molcajete que se encuentra a 10 km del Oeste de Toluca, es fácil de distinguir por sus características parecidas a un "Molcajete", otro cono cinerítico que forma esta unidad pero más pequeño es el Conejo. El Molcajete muestra una corona muy alta al Sur, con una lengua corta de lava en el borde; la corona es circular con 400 m de diámetro cuyo centro es una depresión rellena con bloques y escorias visibles de un lado a otro del suelo joven con vegetación. El diámetro máximo en la base del cono es aproximadamente de 1.7 km y la altura relativa del cono es de 180 m. Las lavas son de tipo aa con un máximo de grosor de 70 m y una distancia de recorrido máxima de 3.5 km. Estas lavas fluyeron principalmente hacia el Norte y son en gran medida rocas afíricas de color gris.

Entre Calixtlahuaca y el Volcán San Antonio, hay dos pequeños cerros del Pleistoceno (Sánchez-Rubio, 1984). El Cerro San Luis Mextepec que es una estructura volcánica dacítica, y más al Sur está el Cerro Murciélagos (Fig. 3.5), con 50 m de altura, formado por un cono de cenizas y algunas bombas grandes y rocas afíricas de color gris, con fenocristales de plagioclasas en algunos lugares.

Sección Oeste. Esta sección es afectada por tres sistemas de fallas que se intersectan en las cercanías del volcán Nevado de Toluca (Fig. 3.9). El sistema de fallas más antiguo es el Taxco-Querétaro, definido originalmente y en forma regional

por Demant (1978b). García-Palomo *et al.* (1996), nombraron los otros dos sistemas más jóvenes: el sistema de fallas San Antonio y el sistema de fallas Tenango; posteriormente fueron descritas por Pasquaré *et al.* (1987), como un sistema regional que separa los sectores centro y este de grandes rasgos volcánicos que están alineados a lo largo de este sistema de fallas incluyendo la Caldera de Amealco, Caldera Mazahua, Volcán la Joya y volcanes San Antonio y Nevado de Toluca. (Fig. 3.10).

García-Palomo *et al.* (2000), realizaron un estudio sobre la evolución estructural del Nevado de Toluca y sus alrededores, desde el Mioceno a la época actual, y mencionan que está formada por cuatro etapas (Fig. 3.11):

- 1.- Durante el Mioceno Temprano a Medio, las fuerzas de extensión E-W formaron la cuenca y permitieron la intrusión de diques con la misma orientación.
- 2.- En el Mioceno Medio la presión llegó a ser compresiva con orientación NE-SW, esta fase produjo un movimiento de cizalla lateral izquierdo a lo largo del sistema de fallas San Antonio.
- 3.- Durante el Plioceno, la tensión estuvo orientada al NNW-SSE y ENE-WSW, después giró en sentido de las manecillas del reloj (E-W) y dio vuelta en posición vertical.
- 4.- Durante el Cuaternario la tensión es gobernada por extensiones N-S, formando fallas E-W que controlan la sismicidad y el volcanismo de la región.

El sistema de fallas Taxco-Querétaro llega al Sur del Nevado de Toluca con aproximadamente 87 km de largo y 40 km de ancho. Este sistema forma una serie de horsts y grábenes delimitados por escarpes de 100 m de altura.

Existe otro sistema de fallas al Oeste de la Cuenca de Toluca y es el sistema de fallas San Antonio que se ubican entre los volcanes San Antonio y Nevado de Toluca (García-Palomo *et al.*, 2000). De acuerdo a estudios regionales este sistema de fallas forma parte de la zona de cizalla Tenochtitlán (De Cserna *et al.*, 1988 en García Palomo, *op. cit.*), sistema de fallas que corre de Zihuatanejo-Petatlán al Norte de la Cuenca de México. Dicho sistema alcanza una longitud máxima de 60 km y en promedio 17 km de ancho. A escala regional los rasgos lineales, estructuras romboidales, lineamientos de conos de escoria y flujos de lava deformados caracterizan a este sistema. La disposición de los lineamientos corresponde al piedemonte del volcán San Antonio, fuertemente tectonizado; en general son

lineamientos con desplazamientos verticales. La forma casi radial de las fracturas que controlan estructuralmente al drenaje se interrumpe hacia el Oeste donde los lineamientos disminuyen abruptamente debido a la presencia de un relieve volcánico acumulativo reciente, mismo que sepulta la estructura mencionada más antigua (Ortiz-Pérez y Bocco, 1989).

El volcán San Antonio está compuesto de una secuencia gruesa de flujos de lava sobre un complejo depósito de flujos piroclásticos extendidos hacia la parte Norte del cráter dentro de la Cuenca del Lerma. Las lavas son porfídicas con más de 40% de fenocristales de plagioclasa, principalmente hornblenda, biotita, augita, olivino o entstantita. La matriz es hyalopilitica con pequeños cristales de plagioclasa y clinopiroxeno (Sánchez-Rubio, 1984).

La edad de una muestra en la parte superior de la secuencia volcánica San Antonio es de 3.0 ± 0.2 Ma (García-Palomo, 1998); sin embargo de acuerdo a su posición estratigráfica, morfología, fracturamiento del edificio y el clima de las rocas (García-Palomo *et al.*, 2000), se considera que el volcán se pudo haber formado desde el Mioceno. El material de esta unidad volcánica contribuye, en forma significativa, a la cantidad de sedimentos lacustres, muchas de las rocas se encuentran en forma de depósitos de flujo, aunque hay algunos depósitos de caída, de pómez que pueden estar correlacionados con los lechos de pómez encontrados en la parte más baja de la secuencia lacustre, donde el material depositado es abundante. Las pómez San Antonio se refiere a una secuencia compleja de capas de pómez, ignimbritas, flujos de lodo y cenizas finas; estos depósitos fueron detectados sobre muchas de las laderas al Norte del Volcán San Antonio. Por último, para Sánchez-Rubio (1984), el contacto entre la secuencia lacustre y el volcán San Antonio es arbitrario.

Sánchez-Rubio (1984), menciona que la cima del volcán forma un valle en "V" con dirección Norte densamente cubierto de bosques y arbustos; las rocas expuestas son lavas de composición andesítica y la tefra está ausente.

El lado Norte y Oeste del volcán San Antonio drena hacia el Río Balsas, y limita con las lavas de los volcanes San Agustín, San Joaquín del Monte (asociado a diques aislados que cortan los lechos del lago) y Santa Isabel (Sánchez-Rubio, 1984, Fig. 3.5). El edificio volcánico Santa Isabel, es nombrado por Mooser *et al.* (1996), como Sierra

Colorada (Fig. 3.7), estructura de probable edad terciaria compuesta por tobas depositadas en sus flancos Norte y parte Este. El centro de la Sierra Colorada es de vulcanitas ácidas e intermedias y algunas lavas básicas emanadas por los conos y domos que forman la cima, por último, el piedemonte se compone de material aluvial del Cuaternario.

Los conos cineríticos parecen estar asociados al volcán Azul o Cerro Prieto y al San Agustín; el volcán Azul es del Pleistoceno, compuesto de lavas y un cono cinerítico (Fig. 3.5). Las rocas son probablemente de tipo andesítico, afíricas en color rojo grisáceo con flujos y algunos minerales máficos (Sánchez-Rubio, *op. cit.*).

García-Palomo *et al.* (2000), hacen mención de una serie de conos de lava monogenéticos y domos distribuidos alrededor de los volcanes San Antonio y Nevado de Toluca en el Plioceno. Los conos tienen composición basáltica andesítica y están expuestos en la región San Miguel donde se alinean en dirección NE-SW; muchos de estos centros volcánicos presentan cráteres abiertos con estructuras colapsadas hacia el SW (volcanes Tarasquillo, Las Palomas y Cieneguillas). Los domos tienen composición de andesita a dacita y están fuertemente afectados por la erosión y por fracturas tal es el caso de los domos de Tenango y Putla al Este del Nevado de Toluca (Fig. 3.7).

Sección Suroeste. En esta sección se localiza uno de los edificios volcánicos más importantes del Cinturón Volcánico Mexicano, el Nevado de Toluca o Xinantécatl. Este edificio volcánico descansa en la intersección de un sistema de varias fracturas; Mooser (1972), primero identificó fallas con dirección NNW-SSE y E-W que intersectan debajo del Nevado de Toluca, pero Macías *et al.* (1997), describen una triple intersección de fallas en el Nevado de Toluca con un encuentro de fracturas en dirección NW-SE, NE-SW y E-W.

El volcán tiene pendientes inferiores bastante suaves, no presenta un cono en la cima y la montaña está notoriamente alargada E-W; en la punta hay un cráter más o menos en forma elíptica (Bloomfield, 1974a). El piso del cráter es irregular y dentro de él están situados dos lagos: Laguna del Sol y Laguna de la Luna, separados por un pequeño montículo rocoso y descubierto, conocido como el Ombligo. El punto más alto del Nevado llamado Pico del Fraile, se encuentra en la terminación Sur del parteaguas

de "El Espinazo", el cual se levanta escarpadamente en lo alto y al Oeste de la Laguna del Sol. Las paredes Norte y Sur del cráter están bastante bien marcadas, aunque no tan altas como El Espinazo.

Los tremendos efectos de la erosión mecánica provocada por la alternancia de calentamiento y enfriamiento de las fracturadas rocas volcánicas, son muy diferentes en el Nevado: bloques de rocas fracturadas por congelamiento constituyen la mayor parte de la cresta del Espinazo.

Geológicamente el Nevado de Toluca es un estrato-volcán central constituido por sucesivos flujos de lava derivados de un conducto central profundamente modificado por una posterior actividad violenta y explosiva al igual que por la erosión (Bloomfield, 1974b). Estas lavas son principalmente andesitas y dacitas porfídicas compuestas por los siguientes minerales: hornblenda, piroxeno, plagioclasa y cuarzo; muy comunes en las regiones volcánicas del Centro y Oeste de México; las pendientes del volcán están cubiertas por gruesos depósitos de flujo de lodo (lahares), lo que comprende bloques de lava de todas formas y tamaños en una masa de tierra granulada finamente y que debieron haber sido formadas muy rápido por avalanchas de lodo rodando velozmente hacia las partes inferiores de las laderas del volcán. Sobre los lahares se encuentran capas delgadas de pómez de color amarillo claro y blanco, las cuales contienen grandes bloques de más de 0.5 m. La pómez, lahar y otras rocas fragmentarias que cubren las laderas del volcán son conocidas como tefra.

Cantagrel *et al.* (1981), proponen dos fases de actividad del Nevado de Toluca. La primera hasta hace 100,000 años y menciona que las lavas andesíticas, lahares y conglomerados forman la mayor parte del Nevado de Toluca. Los últimos 100,000 años produjeron principalmente material dacítico en forma de flujos de piroclastos producidos por el colapso de la caldera, la intrusión de domos dacíticos y erupciones plinianas. Estas dos fases sugieren una historia volcánica más compleja con cuatro episodios de colapso de cono parcial o total. Los depósitos del Pleistoceno Tardío son flujos de escombros y lahares que están sobre dos depósitos de avalancha de escombros. Estos depósitos están cubiertos por un pómez rosa, datada de $42,030 \pm 3,530 / 2,445$ antes del presente, por Macías *et al.* (1997), correlacionó el más joven de estos depósitos con los flujos líticos identificados por Bloomfield y Valastro (1977b), quien estimó su

edad de $27,580 \pm 650$ a.P.

Bloomfield y Valastro (*op. cit.*), atribuyeron su depósito de lahar a erupciones volcánicas las cuales formaron depósitos de 20 m de grosor, que cubren gran parte de las vertientes bajas del Nevado de Toluca.

La pequeña erupción pliniana produjo la Pómez Toluca Inferior, la cual fue datada en alrededor de 24,000 años a.P. por Bloomfield y Valastro (*op. cit.*). Esta tefra dacítica cubre 400 km^2 , tiene un volumen de 0.16 km^3 , (equivalente a roca densa) y forma un patrón con dirección NE, la distribución de esta tefra está limitada con depósitos encontrados sobre las laderas NE del Nevado de Toluca, la capa de tefra consiste en 62% de pómez, 27% de piedra y 11% de minerales (*op. cit.*).

Macías *et al.* (1997), describen de forma general un flujo de pómez blanca que se encuentra al SE de las laderas del Nevado de Toluca, de $26,275 \pm 1,210/150$ a.P. es dacita y cubre un área menor de 62 km^2 . Bloomfield y Valastro (1977b), también identificaron un valle joven de depósitos de lahar, los cuales se encontraron alrededor de la base del Nevado de Toluca. Estos lahares líticos viajaron 25 km y el más grande en el valle de Río Grande, hacia el SW de Tlámisco, tiene 200 m de espesor, los lahares pueden estar asociados a formas de tefra gris con 1 m de grosor al NW del volcán, y una capa delgada de tefra sobre la Pómez Toluca Inferior al Este del Nevado de Toluca, estimada en 20,000 años a.P. (*op. cit.*). Por otra parte la Pómez Toluca Superior se produjo por una gran erupción pliniana datada en $11,580 \pm 70$ a.P. por Bloomfield y Valastro (1977b), la tefra dacítica producida por esta erupción cubre $2,000 \text{ km}^2$, tiene un volumen de 1.4 km^3 , de roca densa cuyo patrón está dirigido al NE. Bloomfield *et al.* (1977a), encontraron que la Pómez Toluca Superior está compuesta de 67% de pómez, 25% de material lítico y 8% de minerales; mientras que la pómez está principalmente compuesta de vidrio volcánico (80-90%) con varios minerales, incluidos plagioclasa, hornblenda, hyperstena y magnetita. La fase más joven de la actividad del lahar y Pómez Toluca Superior, produjo depósitos de pómez con 25 m de espesor al Este del Nevado de Toluca y 7 m de grosor al Oeste; y por último, depósitos formados por flujos de pómez calientes ricos en gases, mezclados con agua en el valle preexistente (*op. cit.*).

Bloomfield (1974b), hizo una cronología de las etapas del volcán, desde su

génesis a fines del Pleistoceno hasta los comportamientos que éste ha tenido en la actualidad.

a) El volcán Nevado de Toluca fue formado por numerosos flujos sucesivos de lava que emanaron de un respiradero central hacia el fin del Pleistoceno, hace aproximadamente 30,000 años. Su última forma cónica fue posiblemente similar a la que tiene hoy día el Popocatepetl, pero parece probable que haya sido más alta y más extendida a la que tiene en la actualidad y desde su formación aparecieron durante la última gran Edad de Hielo, glaciares extendidos hacia abajo en los flancos a una altitud de 4,000 m o menos.

b) Después de la formación del estrato-volcán, hubo una erupción de tipo vulcaniano hace 25,000 años a.C; el respiradero central se bloqueó y se ahogó, lo que produjo una formación gradual de presión gaseosa desde abajo, que fue finalmente liberada en una enorme explosión paroxismal. Ésta, destruyó la totalidad de la cima del volcán por lo que aparecieron a gran distancia detritos de rocas; los efectos de la explosión deben haber sido con una fuerza estimada a un equivalente de 5,000 megatonnes de bombas de hidrógeno. El material lanzado estuvo altamente cargado de agua, proveniente a la vez del interior del volcán mismo, de agua procedente del deshielo de los glaciares posiblemente de las pendientes exteriores de la montaña.

c) Un largo período de quietud siguió, durante el cual, los suelos y la vegetación se restablecieron a sí mismos en los flancos del volcán y la forma original del cráter fue modificada por el intemperismo. Una erupción menor de pómez cayó en las laderas de la parte NE de la montaña durante este período, pero esto fue seguido por una nueva fase de formación de suelo y subsecuente erosión. Las condiciones áridas son señaladas por depósitos de loess finamente granulado y por material sedimentario transportado por el viento que fue formado durante un período interglacial.

d) Después de muchos miles de años de una pacífica existencia y de una continua erosión, el Nevado de Toluca tuvo una segunda erupción violenta de tipo pliniano hace 11,500 años a.C, que surgió del centro del cráter preexistente y que esparció bloques y pequeños fragmentos de pómez en todas direcciones, lo que destruyó parte de la pared del cráter y un estudio del mismo autor demostró que un fuerte viento WSW sopló en esa época, ya que los depósitos de ceniza han sido

encontrados tan lejos como en la Sierra de las Cruces y el Valle de México, dichos depósitos de ceniza cubren un área de por lo menos 1,700 km², aunque hubo dos o tres pulsaciones mayores, siendo probable que la erupción de ceniza haya sido solo en cuestión de días. La ceniza gruesa de pómez cayó verticalmente de la nube de gas y vapor, y el polvo debió haber sido llevado a través de largas distancias por vientos estratosféricos.

e) Por último el respiradero central del volcán fue tapado por lava que sobresalió ligeramente en la superficie como un bajo domo, colina llamada "Ombbligo", que marca el término de la mayor actividad volcánica en el Nevado de Toluca. Pequeñas masas de lava fragmentadas (aglomerado volcánico) encontradas localmente hoy en día cerca de las paredes del cráter, están manchadas con cloruros café amarillento e indican la actividad fumarólica como exhalaciones de vapor y otros gases que continuaron algún tiempo después del cierre del respiradero principal.

Bloomfield (1974b) menciona que existen pequeñas cantidades de sulfuro natural sublimado en excavaciones del camino cerca del Ombbligo con unos cuantos cientos de años; pero que de cualquier manera el volcán ha permanecido inactivo en los últimos miles de años y es verosímil que permanezca así.

Bloomfield (*op. cit.*), menciona que la Barranca de Jaral expone muy bien la secuencia de tefra y que la parte superior de Calimaya está compuesta de bloques de pumitas y lapilli. Respecto a la Barranca de Jaral, Aceves-Quesada (1996), menciona que la Pómez Toluca Inferior (PTI), se encuentra muy bien desarrollada y cubierta por gravas y arenas fluviales que en su parte superior hay un paleosuelo color café claro; esta capa divide a la formación PTI, de la formación PTS. La separación entre las unidades pumíticas de Toluca inferior y superior es muy fuerte (en los valles profundos los lahares de la unidad inferior tienen color azul-gris).

Aceves-Quesada (*op. cit.*), indica que la formación fue dividida en dos miembros por Bloomfield *et al.* (1977a), pero que únicamente describió los depósitos de caída que corresponden precisamente a estos dos miembros, faltando los depósitos producidos por flujos piroclásticos y lahares, que aparecen en la base de los depósitos descritos por Bloomfield *et al.* (*op. cit.*), y que forman un tercer miembro de esta formación.

El miembro inferior está compuesto por gruesos depósitos de composición

dacítica de color azul-gris, con espesores de 10 a 15 m, ellos se encuentran principalmente sobre la ladera Oeste del volcán, no presentan ninguna clasificación y se observan fragmentos de hasta un metro de sección. Mezclados con estos depósitos en la parte baja se observan lahares relleno de valles sobre la ladera oriental del volcán. Los lahares son de color rosado y amarillo-grisáceo compuestos con bloques de hasta un metro y lapilli de pómez. Algunos se encuentran sobre el paleosuelo desarrollado sobre la Pómez Toluca Inferior.

El miembro intermedio en su parte más baja presenta una capa de 3 o 4 cm de lapilli, compuesto de pómez y líticos a la que sigue una capa estrecha de un centímetro formada por pómez del tamaño de lapilli fino y cenizas; continúa una capa de tefra de 90 cm compuesta de lapilli pumítico y bloques; tres o cuatro centímetros, antes de terminar la capa, presenta una superficie de intemperismo con abundantes fragmentos gruesos que presentan una pátina ferrosa, así como ceniza lítica con intersticios color rosa o café y ceniza vítrea parcialmente endurecida. Posiblemente esta capa represente un breve período de reposo del volcán.

La parte baja del miembro superior es una capa de 20 cm, formada de lapilli de tamaño medio con una pequeña capa de 5 cm de ceniza gruesa en su base. La parte superior de este miembro es un depósito de caída de dos metros de espesor compuesta de pómez gruesa y lapilli lítico y algunos bloques sin ninguna estratificación; finalmente se halla cubierta por una capa de 8 cm compuesta de pómez y líticos, intemperizada, y 15 cm de lapilli gruesa y cenizas también intemperizadas.

Heine (1994), realizó trabajos sobre las glaciaciones que existieron en los grandes volcanes del Cinturón Volcánico Mexicano, de lo cual destaca que durante los pasados 36,000 años a.C, hubieron tres grandes períodos con alta intensidad de erosión climática inducida y avances de glaciación, ambos pueden ser distinguidos. 1) 36,000 a 32,000 años, 2) alrededor de 12,000 y 3) 10,000 a 8,500 años a.C; períodos con altas intensidades erosivas y avances de glaciares coincidieron con cambios climáticos desde aridez relativa a una enorme humedad. El autor cree que la existencia de residuos de permafrost sugieren que en la pequeña edad de hielo, la temperatura media anual terrestre habrá sido menos de 2°C más fría que en la actualidad a los 4,600 m.

Indudablemente muchas rocas de glaciares inactivos existen en lo alto de las montañas, muchos son localizados en circos y son de edad Holocénica, pero relativamente pocos han sido estudiados (Heine, 1976; Vázquez-Selem, 1989). En el Nevado de Toluca pueden ser distinguidos dos diferentes tipos de glaciares de roca: el primero incluye glaciares de roca que se presentan debajo de la ladera o del talud de escombros donde han sido suplidas con detritos por avalanchas y detritos de caída. Durante las fases frías y húmedas del clima, estos glaciares de roca se deben al intervalo de hielo como resultado del metamorfismo de nieve sepultada debajo del deslave de detritos. El segundo tipo presenta; a) Las lenguas cubiertas de detritos de anteriores glaciares (el corazón de las morrenas), y b) El extremo de la morrena, el cual después de la depositación ha sido incorporado como detritos dentro del glaciar de roca. Cuatro generaciones de glaciares de rocas han sido observadas, todos son totalmente estables; la última generación consiste en glaciares de roca de la pequeña edad de hielo, la segunda generación de glaciares de roca que fue formado durante el Holoceno, entre los 3,500 y 2,000 años a. C; la tercera generación es de alrededor de 10,000-8,500 años a.C.

Sección Sureste. Se encuentra el Basalto de Tenango, conocido como Cerro Tetépetl que se localiza sobre la ladera SSE del Nevado de Toluca a unos 15 km de su cima y a 19 Km al Sur de Toluca (Fig. 3.6). Es una mesa aislada baja de suaves colinas asociadas a cuatro flujos de bloques de lava basáltica andesítica, emanada desde tres centros separados hace 8,500 a.C. Estos derrames cubren depósitos de material piroclástico mal compactado compuesto de lahares, pómez y lapilli de 4 m de grosor emitidos por el Nevado de Toluca en los últimos 100,000 años (Aceves-Quesada, 1996). La ausencia de un cono piroclástico en su estructura ha sido interpretada por Bloomfield (1973, 1975), como señal de actividad fisural de tipo islándico asociada a la gran falla E-W, cortando las andesitas del Terciario que se encuentran inmediatamente al Sur. La falla es parte del sistema asociado al vulcanismo basáltico en el centro de México y probablemente es del Pleistoceno.

El Basalto Tenango o Cerro Tetépetl corresponde a la erupción de un magma poco explosivo dentro de un anillo piroclástico que se ha formado sobre la abertura del conducto y que fue rápidamente cubierto por la lava en razón de su alta efusividad. El

aspecto masivo de la colada da testimonio de la viscosidad de la lava, y está igualmente relacionado con el escaso contenido de gases (Demant, 1981).

Al Sur del Basalto de Tenango hay una gran área volcánica intemperizada de edad del Terciario medio, en su mayoría el material es de andesitas con pronunciadas juntas horizontales. Las estructuras y el escarpe de falla de 40 a 100 m de alto están separados por una amplia área de aluvión y coluvión, ambos cubiertos por lahares derivados del Nevado de Toluca así como de una delgada capa de pómez reflejado en la ondulada topografía (Bloomfield, *op. cit.*).

La cubierta de los flujos de lava del Basalto de Tenango ocupan un área de 16.5 km² y se levantan abruptamente de la planicie circundante a una altura máxima de 250 m con acantilados terminales de 70 m de altura. La antigua ciudad fortificada de Teotenango con sus pirámides y corredores fue construida por los Matlatzincas cerca del año 1,000 a.C. en una zona relativamente plana al Este de la mesa formada por dichos flujos lávicos. Las lavas son mayormente uniformes, rocas afíricas gris oscuro con variedades de café rojizo pálido y comúnmente contienen amígdalas redondeadas con fragmentos de cuarzo de 5 mm (Bloomfield, *op. cit.*). El autor menciona que los flujos de lava al parecer provinieron de tres centros extrusivos separados (Fig. 3.12), dos de ellos antiguos (1a, 1b) y uno reciente (2), el cual es el punto más alto del área cuyo evento más reciente fue un flujo que cubrió un canal y lo flanqueó con levees marcados de lavas en bloque de 8 m de altura. Esta lava reciente es de grano fino a vidrioso y llega a medir hasta 2 m de espesor.

Enfrente de la lengua del principal flujo Tenango, los bloques de lava viscosa parecen haber cubierto arenas aluviales antes depositadas no consolidadas, empujando este material hacia delante convirtiéndolo en una masa irregular. A pesar de otros derrames basálticos en esta área, no hay signos de tefra asociada a conos de ceniza. La lava fluyó simplemente hacia abajo por pendientes suaves desde los centros eruptivos más que a manera de volcanes de escudo; es posible que un cono bajo que apenas se desarrollaba haya sido completamente cubierto por flujos más recientes, así como las lavas 1a estén asociadas a fallas NE y que los flujos hayan sido a través de fisuras.

La evidencia en campo señala que el material carbonaceo representa a la

vegetación destruida por la lava que avanzaba y se concluyó que el basalto fue extrusionado alrededor de 8,500 años B.P. en el Holoceno Temprano; puede ser asignado al Grupo Chichinautzin durante el Cuaternario (Bloomfield, 1973).

El patrón de drenaje de esta área es un clásico ejemplo de un drenaje en bloque. Un cauce mayor fluye desde las laderas del Este del Nevado y llega a la planicie en donde se vuelve intensamente ramificado y ocupa un valle de cerca de medio kilómetro en anchura.

El sistema de fallas Tenango consiste en un complejo asentamiento de fallas y fracturas localizadas al Este del volcán Nevado de Toluca, pertenecientes al sistema regional llamado zona de fallas Chapala-Tula (Johnson y Harrison, 1990) o sistema de fallas Acambay-Morelia (Suter *et al.*, 1991). La zona de fallas Chapala-Tula se extiende sobre una distancia de alrededor de 450 km desde el Lago de Chapala. El principal asentamiento de fallas y fracturas del sistema de fallas Tenango se expresa como figuras en forma de rombo. Otras fallas con disposición en "echelon" tienen orientaciones de 35° SE y un ángulo de 45° respecto al trazo del sistema de fallas Tenango (Fig. 3.13). Otra característica geomorfológica de este sistema de fallas son las facetas triangulares formadas por valles en V, valles lineales, ruptura y formación de zonas de transferencia, estanques inclinados, cordilleras formadas por compresión, segmentos curvados de fallas que forman zonas cóncavas o convexas y alineación de conos cineríticos.

Al Este de Tenango, según el mapa geológico de Mooser *et al.* (1996), se encuentra una estructura volcánica de composición tobácea y lávica, sobre la cual se han desarrollado numerosos conos cineríticos. Al interior de dicha estructura se identifican porciones bajas de depósitos aluviales así como el desarrollo de una falla normal sobre un domo riolítico al NE de Santiago Tianguistenco (Fig. 3.7).

A continuación se muestran las figuras correspondientes al capítulo tres.

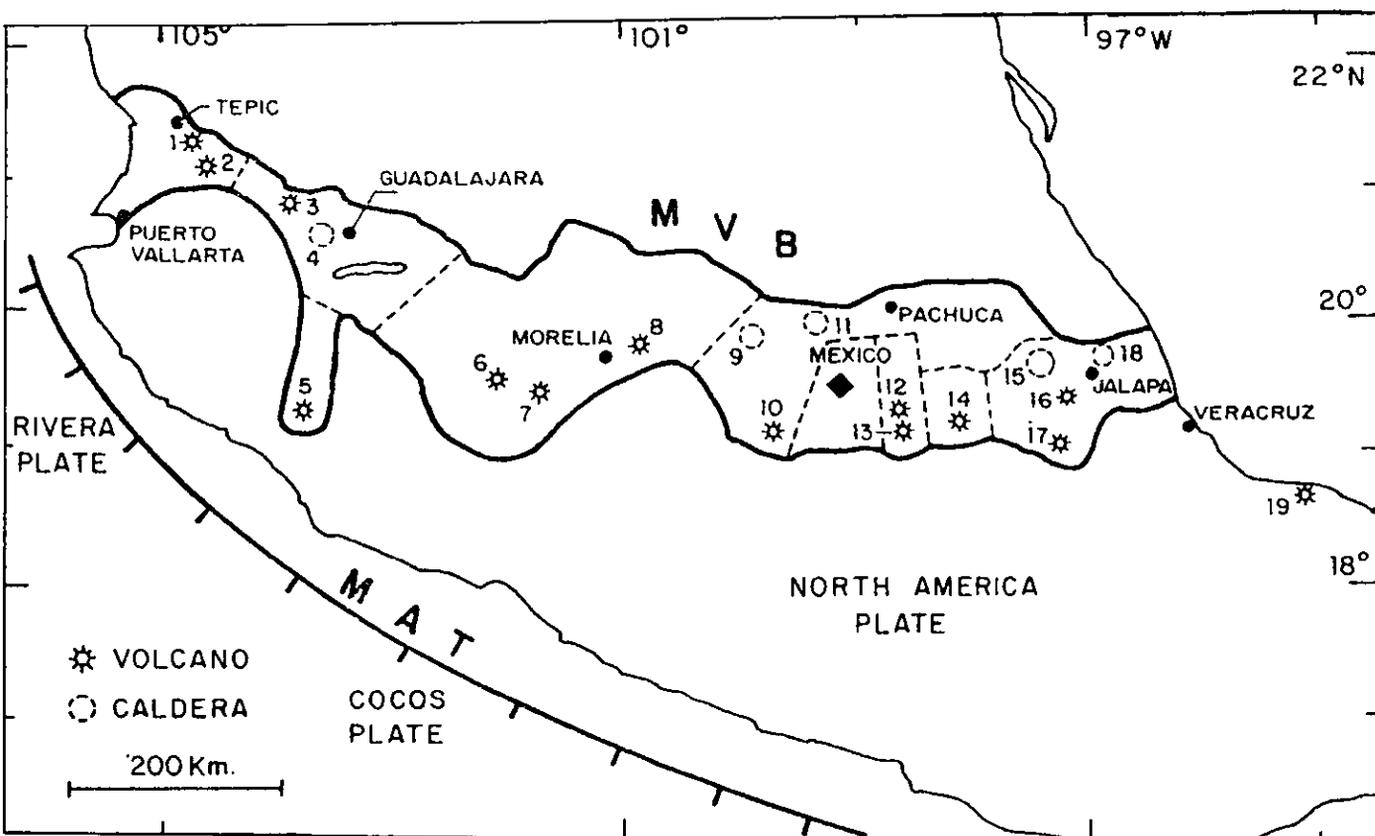


Fig. 3.1 El mapa simplificado muestra la localización del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) con sus grandes estructuras volcánicas y calderas. Las estructuras volcánicas en el Oeste están más cerca de la Trincherla Mesoamericana que en el Este. Estas estructuras son: 1) Sanganguey, 2) Ceboruco, 3) Tequila, 4) La Primavera, 5) Colima, 6) Paricutín, 7) Jorullo, 8) Los Azufres, 9) Amealco, 10) Nevado de Toluca, 11) Huichapan, 12) Iztaccíhuatl, 13) Popocatépetl, 14) La Malinche, 15) Los Humeros, 16) Cofre de Perote, 17) Pico de Orizaba, 18) Chiconquiaco, 19) Los Tuxtlas Fuente: Verma (1987).

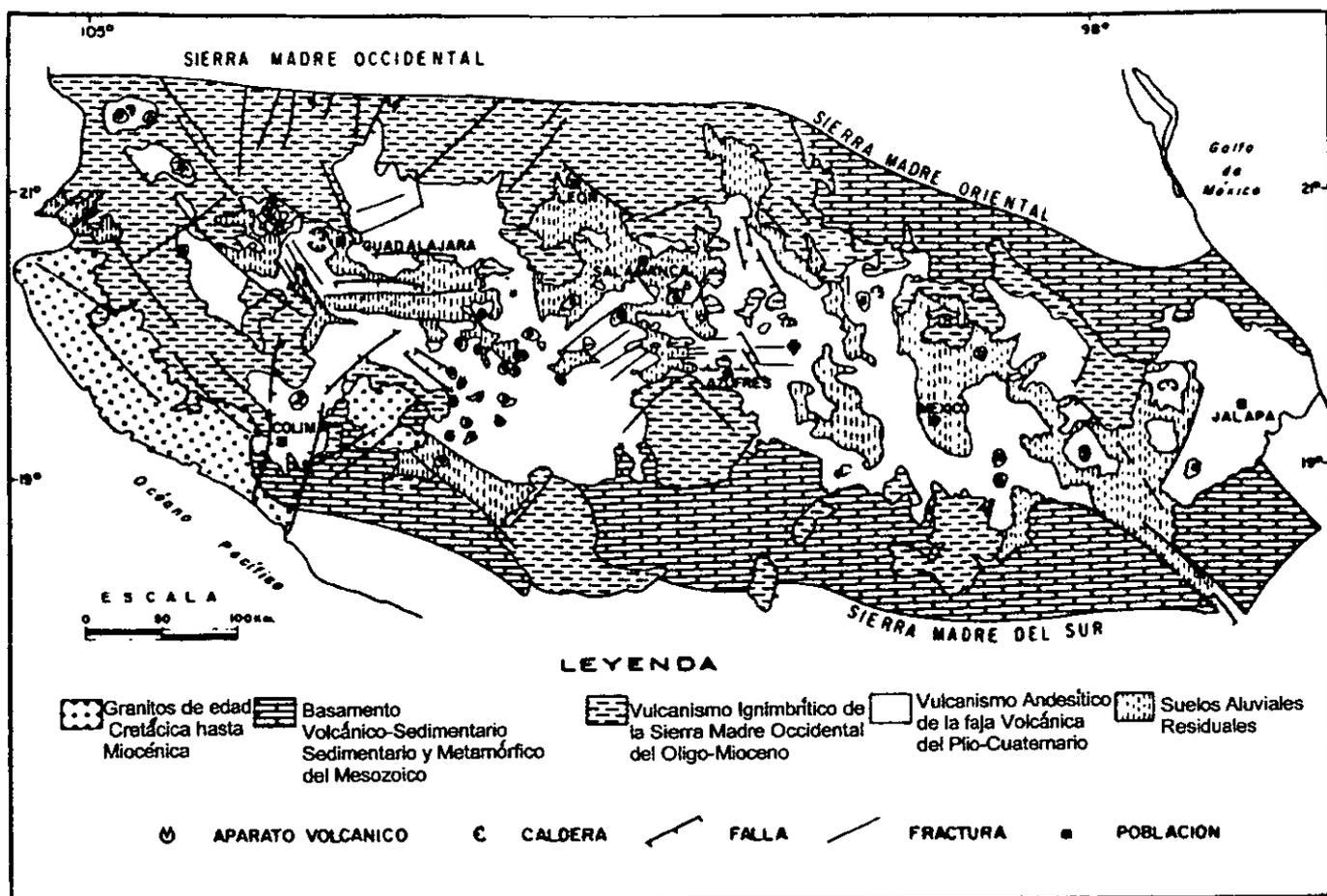


Fig. 3.2. Unidades litológicas del Cinturón Volcánico Mexicano. Fuente: (Venegas, 1985).

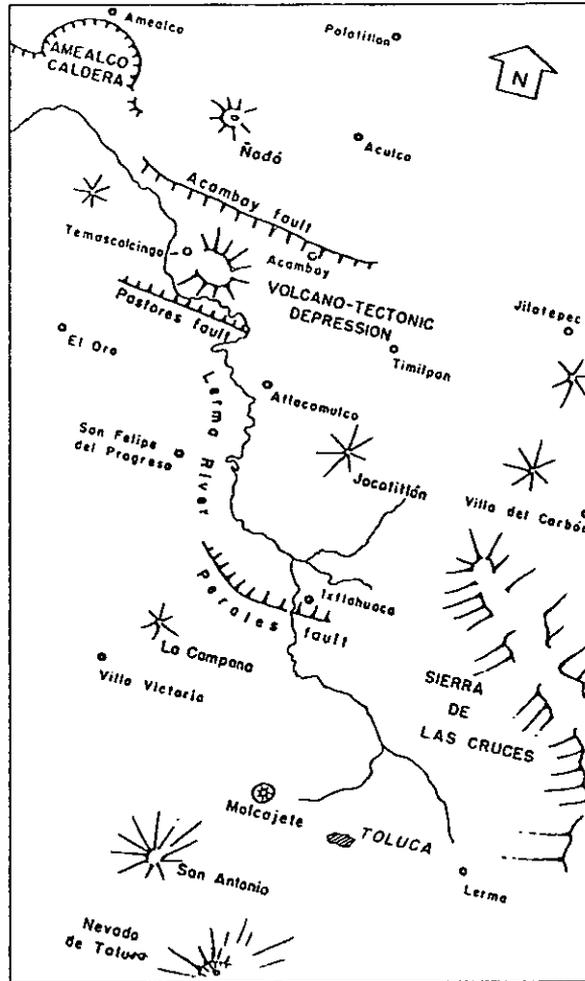


Fig. 3.3. Esquema tectónico de la zona de Toluca-Acambay. Fuente: (Sánchez-Rubio, 1984).

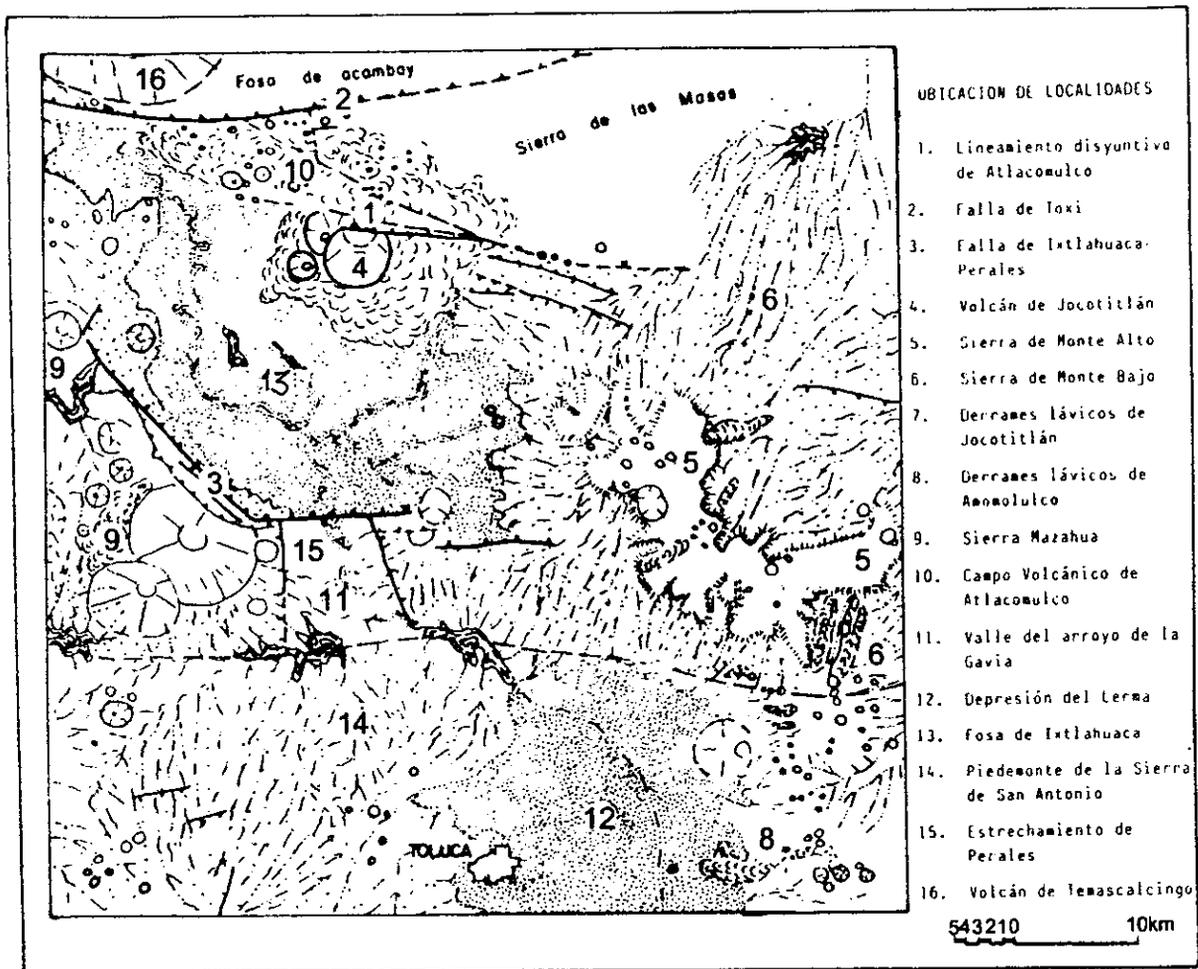


Fig. 3.4. Localización de las principales poblaciones del Norte y Centro de la Cuenca de Toluca. Fuente: (Ortiz-Pérez y Bocco, 1989).

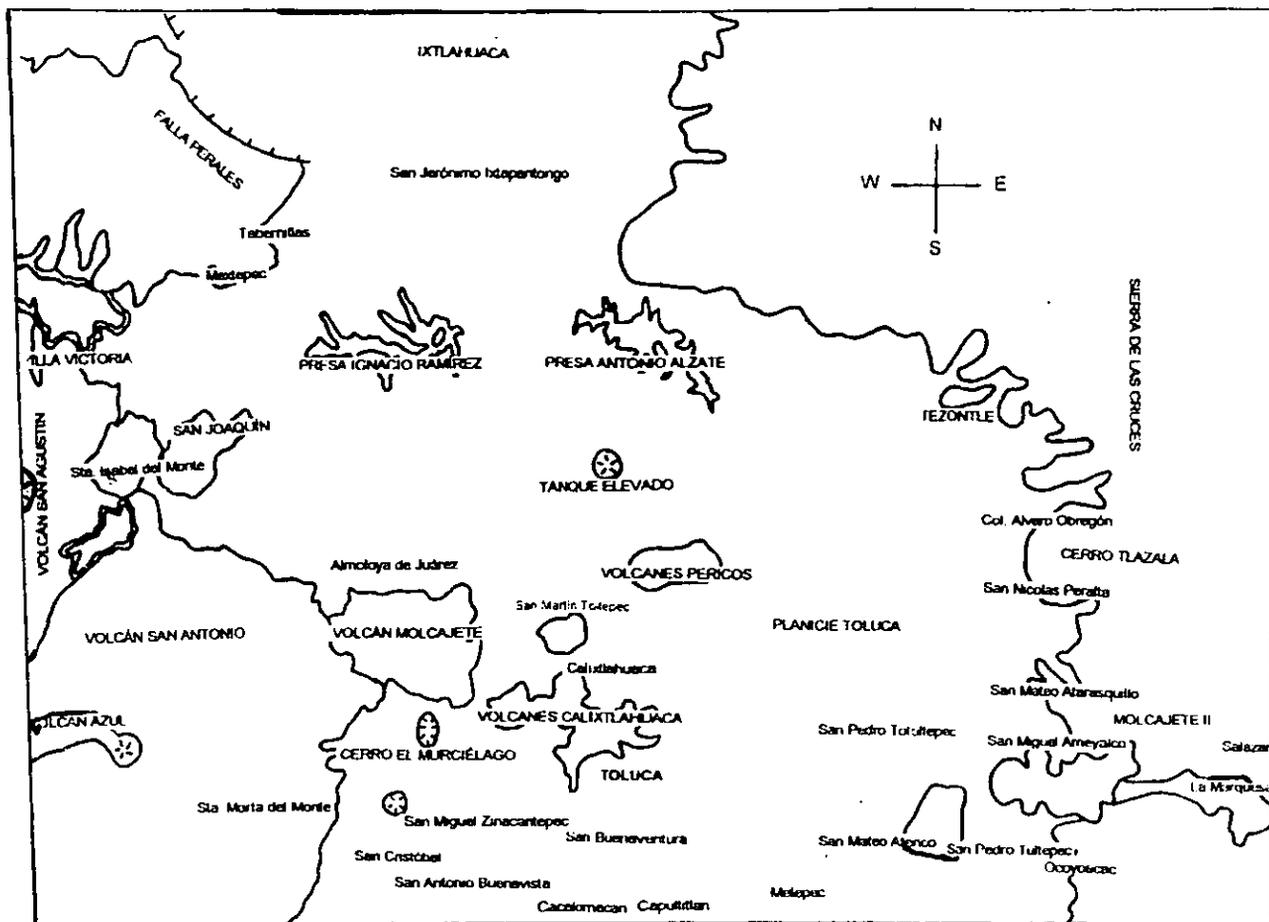


Fig. 3.5. Esquema que muestra la localización de las estructuras volcánicas del Norte de la Cuenca de Toluca, y la localización de algunos poblados (basado en Sánchez-Rubio, 1984).

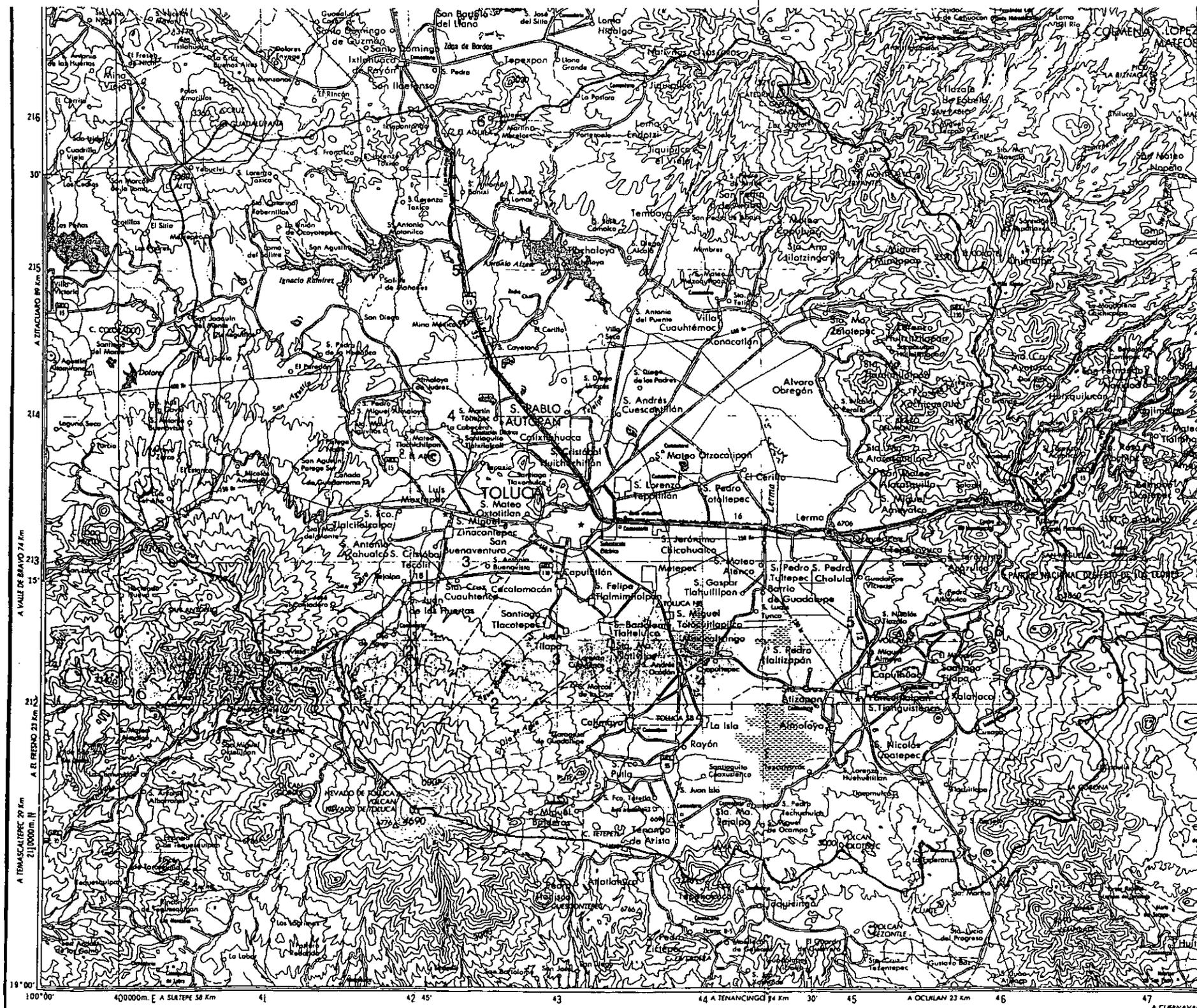


Fig. 3.6. Localización de la Cuenca de Toluca y las localidades que se muestran en la carta topográfica 1:250,000, del NEGI (1981).

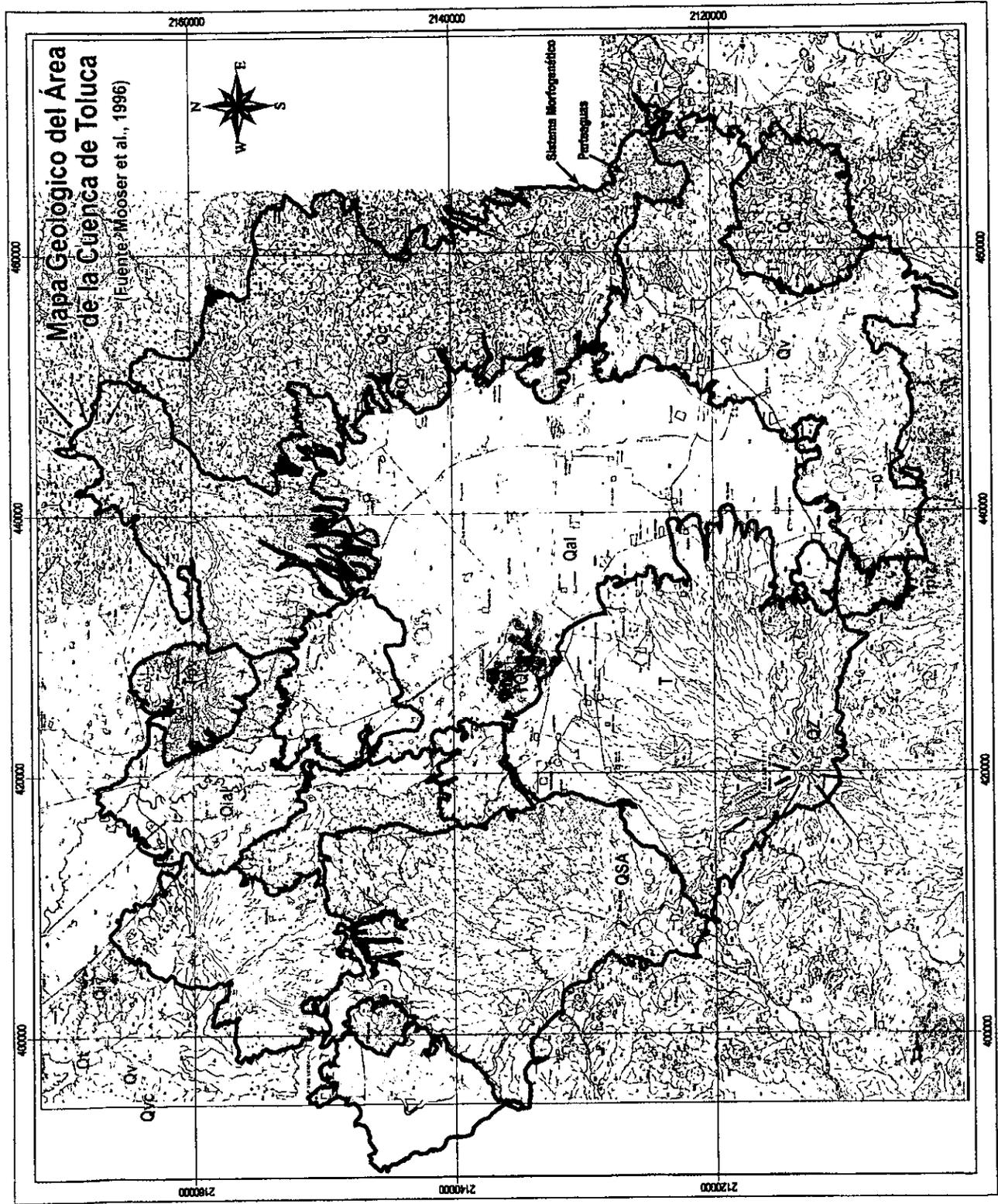


Figura 3.7 Mapa Geológico del área de la Cuenca de Toluca (Fuente: Mooser et al., 1996).

LEYENDA DEL MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA DE LA CUENCA DE TOLUCA
(Mooser *et al.*, 1996).

CLAVE	LITOLOGÍA Y FORMACIÓN	TEMPORALIDAD
T	Formación Tarango: abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas, pómez, depósitos fluviales.	PLIO-CUATERNARIO
QZ y QSA	Formación Nevado y Cerro San Antonio.	CUATERNARIO
Qc	Sierra de las Cruces.	
Qv	Vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto. Algunos domos ácidos.	
Qig	Ignimbritas.	
Qal	Depósitos aluviales.	
Qial	Depósitos aluviales antiguos.	
Qel Qt TQt	Tobas en depósitos de flancos.	
Tptz	Lahares: Formación Tepozteco.	PLIOCENO
Tpv	Vulcanitas ácidas e intermedias en estratovolcanes menores. Algunas lavas básicas: Tpb	
Tmv	Vulcanitas principalmente ácidas.	MIOCENO

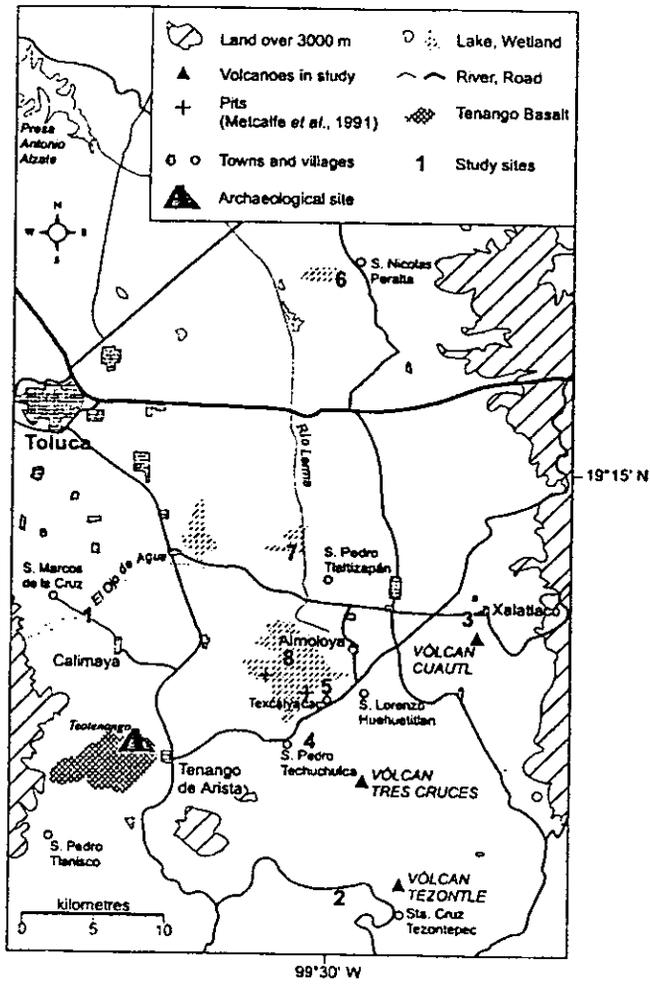


Fig. 3.8. Sitios estudiados por Metcalfe *et al.* (1991), en la porción E y SE de la Cuenca de Toluca.

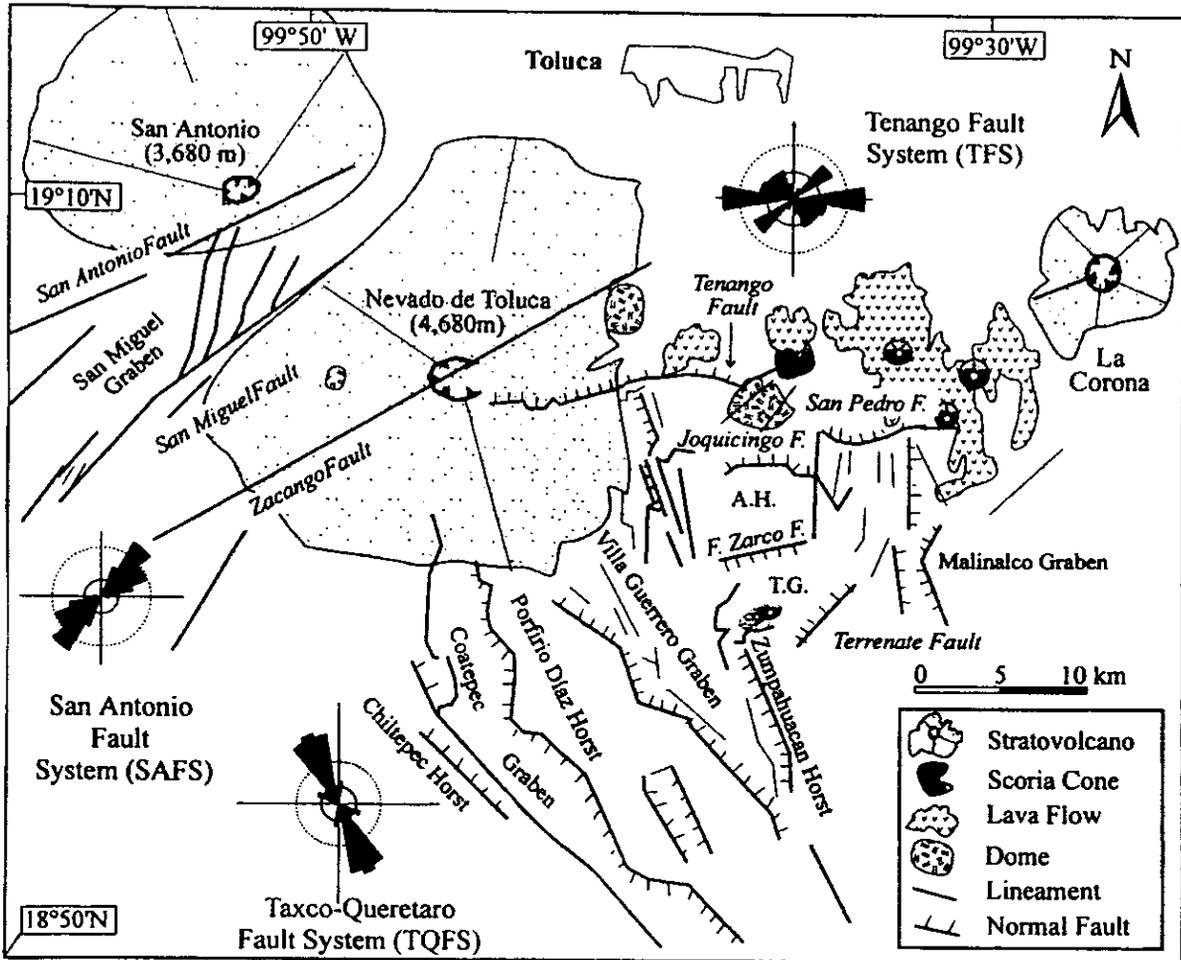


Fig. 3.9. Mapa tectónico del Volcán Nevado de Toluca en la estructura de tres sistemas de fallas. La rosa representa la orientación de lineamientos en cada área. AH= Horst Atlatlahuaca y TG= Graben Tenancingo (García Palomo *et al.*, 2000)

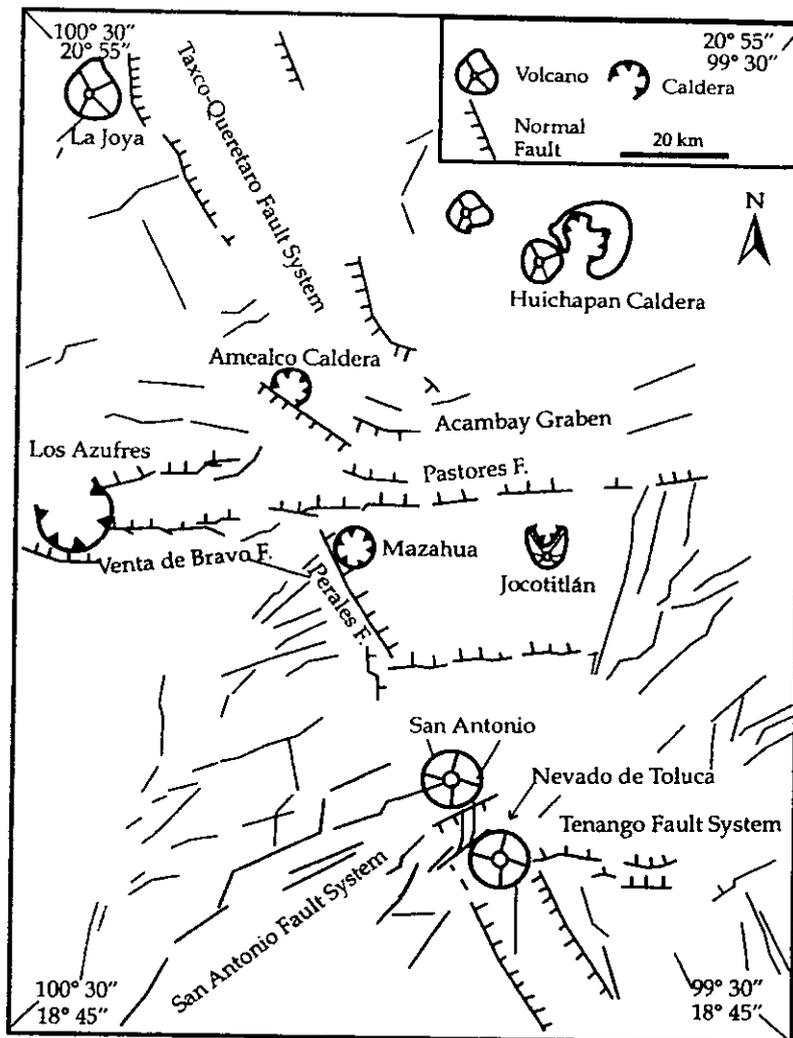


Fig. 3.10. Tectonismo regional mostrando a los volcanes Nevado de Toluca y San Antonio y la localización del sistema de fallas respecto a las principales estructuras tectónicas (García-Palomo *et al.*, 2000).

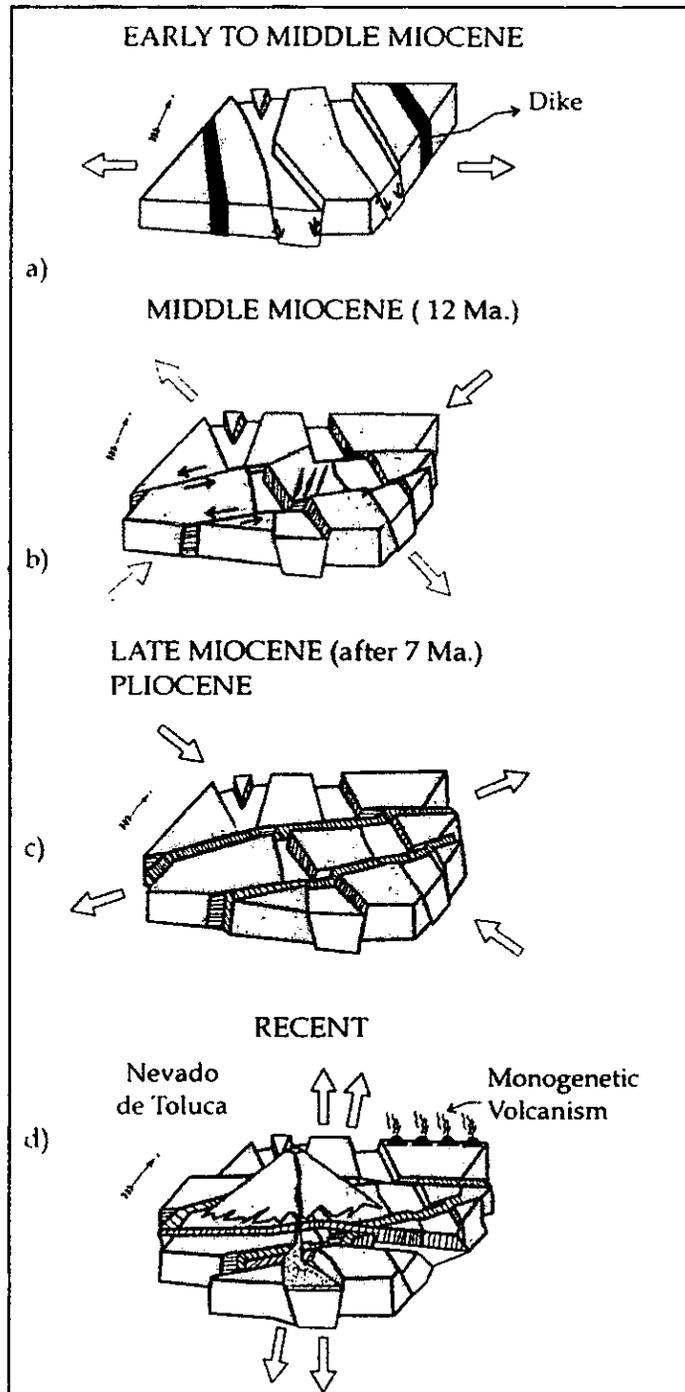


Fig. 3.11. Bloque esquemático mostrando a la evolución del Nevado de Toluca y sus alrededores, desde el Mioceno Temprano hasta la época actual (García-Palomo *et al.*, 2000). a) Mioceno Temprano a Medio, b) Mioceno Medio (12 Ma.), c) Mioceno Tardío-Plioceno (después de 7 Ma.), d) Reciente.

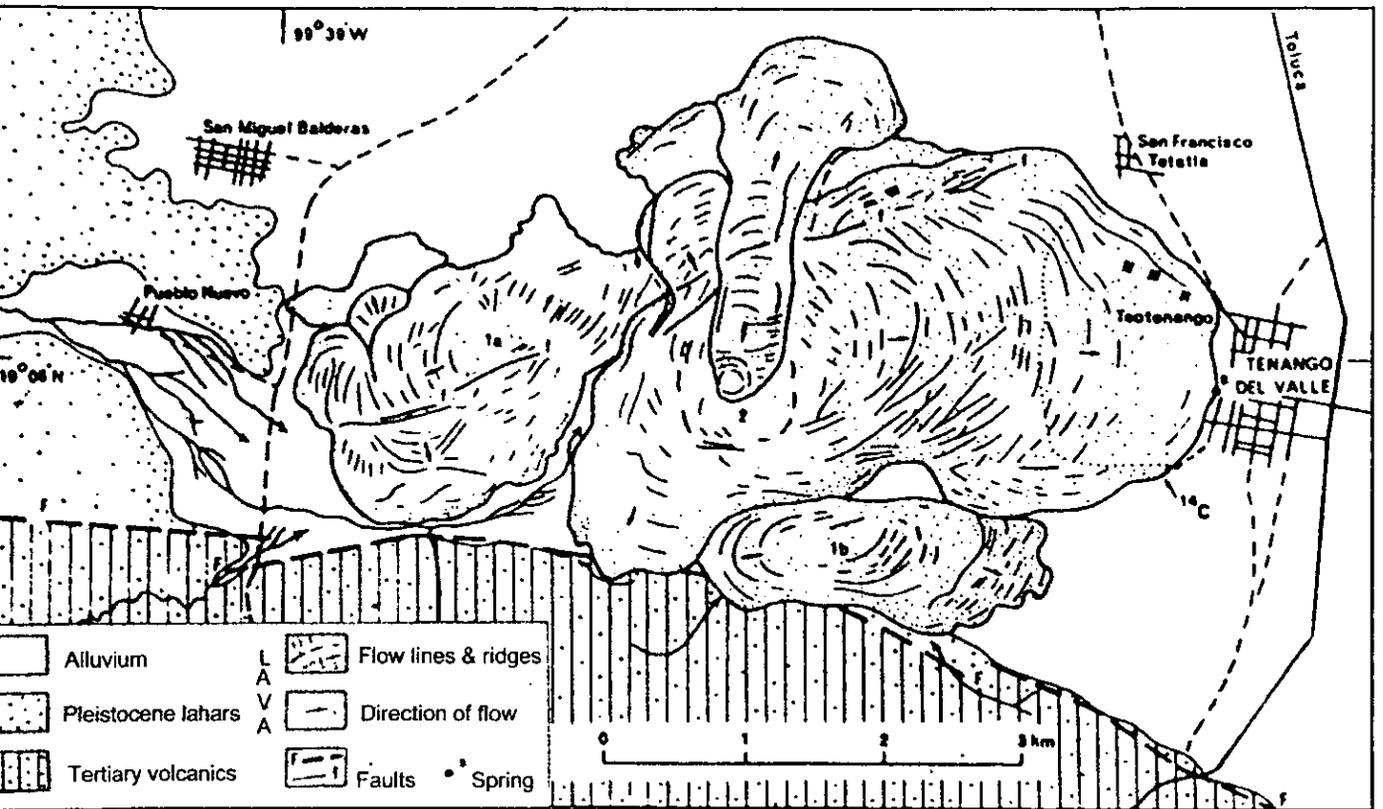


Fig. 3.12. Mapa geológico del Basalto de Tenango (Bloomfield, 1973).



Fig. 3.13. Fotografía aérea del sistema de fallas Tenango mostrando la dirección de la principal falla (flechas negras) y estructuras secundarias asociadas (líneas blancas), abertura de la andesita Tenango a lo largo de la gran falla (García-Palomo *et al.*, 2000).

CAPÍTULO 4 METODOLOGÍA

Este trabajo se apoyó en el método de levantamiento geomorfológico analítico propuesto en el ITC (Instituto Internacional para Levantamientos Aeroespaciales y Ciencias de la Tierra; Verstappen y Van Zuidam, 1991). El propósito de un levantamiento geomorfológico es proporcionar información concisa y sistemática sobre las formas del terreno, los procesos geomorfológicos y los fenómenos naturales conexos. La información reunida se presenta en forma de mapa y también puede ser almacenada en un banco de datos, ayudándose en un sistema de información geográfica.

Existen tres clases de levantamientos geomorfológicos que originan a su vez tres clases diferentes de mapas:

a) Los mapas geomorfológicos analíticos son el resultado de profundos estudios geomorfológicos monodisciplinarios y proporcionan información sobre las formas del relieve y sus procesos. El levantamiento analítico proporciona unidades de mapeo e información geomorfológica detallada.

b) Los mapas geomorfológicos sintéticos se generan a partir del análisis realizado en el contexto de una síntesis del paisaje y para uso de levantamientos multidisciplinarios. También pueden proporcionar información geomorfológica detallada.

c) Los mapas geomorfológicos pragmáticos son el resultado de investigaciones guiadas desde un principio con un propósito específico.

Con base en el método citado se tienen los siguientes aspectos:

El primer objetivo en el procedimiento de un levantamiento geomorfológico es obtener una visión general de la geomorfología del área de estudio y la relación que guarda con las áreas adyacentes. Para ello se hace una rápida revisión de las imágenes de satélite y/o de fotografías aéreas, por ejemplo, usando un fotomosaico. A la vez se estudia otro tipo de información, como la literatura y los mapas temáticos, principalmente los geológicos y los topográficos a diversas escalas de representación. Posteriormente se delimitan las unidades geomorfológicas de manera provisional en las imágenes de satélite y/o en los mapas temáticos (*op. cit.*).

El propósito del levantamiento, los tipos de información requerida y su nivel de observación del detalle en las imágenes aeroespaciales, constituyen la base para la selección de la escala del mapeo y el tiempo asignado al levantamiento (*op. cit.*).

Los mapas topográficos son útiles para una fácil ubicación en el campo y para la localización de los fenómenos observados en las imágenes aeroespaciales y en el terreno. Los puntos principales y los números de todas las fotografías aéreas y los de las imágenes de satélite deben ser transferidos al mapa para lograr una verificación rápida de la interpretación de la imagen en el campo o en el laboratorio (*op. cit.*).

La interpretación detallada de las imágenes de satélite y de las fotografías aéreas dará como resultado la delimitación de las unidades geomorfológicas mayores, de su subdivisión en subunidades y del trazado de formas del relieve individuales y sus procesos, usando símbolos lineales (*op. cit.*).

El levantamiento en el terreno sirve para un doble propósito; primero, el mapa provisional tiene que ser verificado y, segundo, la información que no fue obtenida mediante las imágenes aeroespaciales tiene que ser incorporada. Así, el mapa provisional y las imágenes deben ser llevados al campo y consultados cuando sea necesario. Al igual que en la interpretación de las imágenes, en el levantamiento de campo se procede de lo general a lo particular. Primero debe obtenerse una visión general, mediante un cierto número de recorridos, posteriormente se lleva a cabo la observación detallada y el mapeo. Los mapas semidetallados deben ser verificados especialmente en el campo, pero también es aceptable algo de extrapolación y generalización (*op. cit.*).

Hay cuatro grandes aspectos de importancia que mencionan Verstappen y Van Zuidam (*op. cit.*) dentro del sistema del levantamiento geomorfológico del ITC:

- La información morfogenética contenida en los mapas geomorfológicos analíticos es la base del sistema. Aquí radica la contribución geomorfológica esencial a los levantamientos multidisciplinarios para el desarrollo.

- Las grandes unidades morfogenéticas identificadas gracias a los levantamientos geomorfológicos analíticos, coinciden normalmente con las unidades de terreno de los levantamientos geomorfológicos sintéticos y con las unidades de los levantamientos

geomorfológicos pragmáticos.

- Generalmente se utilizan símbolos areales coloreados, pero, para simplificar la producción del mapa, la información esencial debe ser representada mediante símbolos lineales con el menor número de colores posible.

- El sistema está concebido para aplicarse en el mapeo a todas las escalas de representación.

La información del mapeo geomorfológico analítico se da en orden jerárquico (*op. cit.*).

1. Morfogénesis.- Las formas del terreno mapeadas en su distribución espacial deben ser especificadas y clasificadas considerando sus orígenes general y específicos (en términos geomorfológicos), así como tener la posibilidad de delimitar con una sola unidad a los espacios morfogenéticos complejos. La morfología y la morfogénesis difícilmente se pueden separar y la información morfogenética es presentada en forma de unidades geomorfológicas.

2. Morfoestructura/Litología.- La naturaleza del sustrato rocoso afecta fuertemente las formas del terreno y la magnitud y tipo de sus procesos desarrollados.

3. Morfometría.- Información cuantitativa o geométrica del relieve por clases. Factores morfogenéticos específicos como la altura sobre el nivel del mar o el ángulo de la pendiente, pueden ser seleccionados para la subdivisión del relieve.

4. Morfocronología.- Es esencial hacer una distinción entre las formas de edades diferentes (temporalidad), en particular entre las formas recientes y aquellas heredadas de períodos anteriores.

Este trabajo se efectuó, con base en algunos aspectos metodológicos del levantamiento geomorfológico analítico del ITC. Debido a que este procedimiento sirve de guía para lograr lo que se tiene como objetivo en este estudio, el elaborar una cartografía morfogenética semidetallada a escala 1:100,000, tomando en cuenta los cuatro aspectos fundamentales que caracterizan al relieve: 1. Origen general y específico, 2. Tipo morfogenético del relieve, 3. Litología-temporalidad y 4. Clase geométrica del relieve. El levantamiento analítico proporciona unidades cartográficas e información geomorfológica detallada, este último aspecto está en relación directa al

grado de detalle dado por la escala de representación de la información básica empleada.

Por otro lado, el método del levantamiento geomorfológico del ITC es adaptable a las diferentes escalas, de acuerdo con las necesidades del usuario y en cualquier tipo de terreno. Además los mapas elaborados son documentos científicos en si mismos, y a su vez son valiosas herramientas en estudios de recursos naturales y en especial en la evaluación de riesgos naturales, debido a las relaciones entre las características geomorfológicas del terreno y los otros factores ambientales.

Para la elaboración de la Cartografía geomorfológica morfogenética a escala 1:100,000 de la Cuenca de Toluca, se realizaron los siguientes pasos (Figura 4.1).

4.1.- Recopilación, revisión y análisis de la información bibliográfica y cartográfica.

La recopilación, revisión y análisis de la información mencionada, siempre estuvo presente en todas las etapas del estudio, se consultaron diferentes publicaciones tales como: de geología, estratigrafía, geomorfología del área de estudio y metodología, las tres primeras obtenidas de diferentes fuentes; de igual manera, a lo largo del análisis se consultó el material cartográfico topográfico y el geológico a escala 1:250,000 y 1:50,000 de toda el área de estudio (Tablas 4.1 y 4.2).

Por último cabe señalar que debido a que no se contó con fotografías aéreas en pequeñas áreas del Norte de la Cuenca de Toluca (cartas: Villa del Carbón, E14A28; Ixtlahuaca de Rayón, E14A27; Villa de Allende, E14A36), se procedió a una interpretación topográfica a escala 1:50,000, en la que las UM fueron delimitadas con base en la inferencia que se puede hacer a partir del análisis de la configuración de las curvas de nivel.

4.2.- Delimitación regional de las UM a escala 1:250,000 e hidrográfica de la Cuenca de Toluca.

Primero se trazaron los límites de la Cuenca de Toluca en la carta topográfica de la Ciudad de México a escala 1:250,000 del INEGI. Posteriormente se transfirió el

parteaguas de la cuenca al espaciomapa Ciudad de México, a la misma escala; después en un acetato sobrepuesto al espaciomapa se realizó, una delimitación preliminar a nivel regional de los cuatro grandes tipos morfogenéticos del relieve (UM): Laderas de montaña, Lomeríos, Piedemontes y Planicies; esto sirvió para tener una visión geomorfológica amplia y general de las UM de la cuenca y de las áreas adyacentes. Por último se trazó la delimitación definitiva de la Cuenca de Toluca, en las ocho cartas topográficas del INEGI a escala 1:50,000.

4.3.- Fotointerpretación geomorfológica y delimitación preliminar y final de las UM en las fotografías aéreas a escala 1:75,000.

Antes de la fotointerpretación se hizo un fotomosaico a partir de la selección de las fotografías aéreas del área de estudio a escala 1:75,000 del INEGI, para ello fue necesaria la carta topográfica de la Ciudad de México a escala 1:250,000, en donde se transfirió el número de línea y número de fotografía, para las 100 fotografías aéreas pancromáticas usadas (Tabla 4.4). El fotomosaico fue útil para obtener una referencia rápida del área fotointerpretada en cada fotograma tanto en gabinete y sobre todo en campo.

Después de estructurar el fotomosaico se prosiguió con la fotointerpretación geomorfológica de las 100 fotografías aéreas a través de un estereoscopio de espejos, y con trazos lineales se delimitaron primeramente las grandes UM de acuerdo a los cuatro principales tipos morfogenéticos del relieve (Laderas de montaña, Lomeríos, Piedemontes y Planicies). También se trazaron las superficies cumbrales que por su gran extensión eran perfectamente visibles en los tres primeros tipos.

El trazado de los cuatro tipos morfogenéticos del relieve fue con base en la clara visualización que presentaba el relieve según las características de las fotografías tales como prominencia del relieve en el modelo tridimensional, diferentes tonos de gris, textura, cambio de uso de suelo, y diferencias altitudinales; todo esto permitió identificar diversos rasgos estructurales, por ejemplo, fallas geológicas, fracturas, y rasgos del relieve tales como: conos volcánicos, domos, al igual que flujos lávicos, flujos piroclásticos, cuerpos de agua, y áreas de acumulación como planicies, piedemontes, diferentes tipos de dorsos, cimas, y cambios de pendiente.

Los cambios de pendiente, de acuerdo con su posición topográfica, facilitaron distinguir en la fotointerpretación a los pisos altitudinales en las Laderas de montaña y en los Piedemontes. Estas UM se dividieron en: superiores, medias, inferiores, y a otras se les nombró simplemente como Laderas de montaña o Piedemontes (no diferenciados), debido a que no existe un cambio notable de pendiente.

Después de trazar los grandes tipos morfogenéticos del relieve con base en la observación de fotografías, se procedió a fragmentar cada uno de ellos, obteniendo así un mayor número de UM, de igual manera el trazado fue con base en el aspecto que presenta el relieve en las fotografías aéreas, por lo cual se tomaron en cuenta las elevaciones del relieve observadas en el estereoscopio, se puso atención en los diferentes tonos de gris, diferentes texturas, cambio de uso de suelo y diferencias altitudinales. Esto permitió identificar con mayor detalle los rasgos estructurales (fallas geológicas y fracturas), y los principales rasgos del relieve (conos volcánicos, conos cineríticos, domos, flujos lávicos, flujos piroclásticos, áreas de acumulación y cuerpos de agua); las características que presentaron los rasgos mencionados se emplearon para la clasificación de cada uno de los cuatro tipos morfogenéticos del relieve (Laderas de montaña, Lomeríos, Piedemontes y Planicies).

4.4.- Transferencia de los límites de las UM a las cartas topográficas y su digitización en el SIG.

Antes de transferir las UM a las cartas topográficas, se digitalizaron las curvas de nivel de una pequeña área del NW y SE de la Cuenca de Toluca, y por último se utilizó el Modelo Digital de Terreno del INEGI (1999, Tabla 4.3), para tener una base topográfica completa de toda el área de estudio en un Sistema de Información Geográfica (SIG).

Se transfirieron todas las UM a las ocho cartas topográficas a escala 1:50,000 (Tabla 4.2). La transferencia se hizo tomando en cuenta la unión o separación de las curvas de nivel. Esta etapa fue alternada por cuatro salidas a campo en las que además de reconocer el área de estudio se corroboraron los límites de algunas UM.

Posteriormente se digitalizó la delimitación definitiva de todas las UM en el SIG-ILWIS, las cuales fueron anteriormente corregidas en las observaciones obtenidas de

campo. El número total de UM resultantes fue de 1727.

4.5.- Trabajo de campo

Se realizaron cuatro visitas a campo, en las cuales se escogieron áreas específicas donde se tenía duda para la delimitación de las UM, durante el proceso de fotointerpretación. De esta manera se pudieron verificar los límites para apoyar a la cartografía morfogenética de la Cuenca de Toluca. Por otro lado se obtuvieron algunas fotografías del terreno para ejemplificar e ilustrar el texto en la parte correspondiente a la caracterización de los principales orígenes generales, así como los principales tipos de relieve en el capítulo 5.

4.6.- Clasificación geomorfológica

La clasificación se hizo por medio de la transferencia de los límites de las UM sobre las cartas topográficas, en las cuales primero se confirmó el "tipo" si eran o no Laderas de montaña, y en el caso de los Lomeríos, a cual clase pertenecían (altos medios o bajos), más adelante se mencionan los criterios que se tomaron en cuenta para ello. Después se prosiguió a la clasificación detallada de las UM, tomando en cuenta el origen, litología-temporalidad, aquí fueron necesarios los mapas geológicos de Mooser *et al.* (1996), de los cuales se empleó su caracterización cronoestratigráfica, en la que se señala también la litología específica. Además se identificaron en los mapas los rasgos del relieve presentados en la fotointerpretación, esta información fue complementada con el trabajo sobre Toluca-Amealco de Sánchez-Rubio (1984), y con la geología del tercer capítulo. Por último para obtener los parámetros de la clase geométrica por UM se empleó el SIG.

- Laderas de montaña.- Se les considera como una porción inclinada de la superficie terrestre de origen endógeno que delimita formas positivas y negativas. En este estudio para determinar si eran o no Laderas de montaña, se utilizó el límite de la altura relativa que fuese superior a los 200 m, dato obtenido de las cartas. La medición fue desde el nivel de base local de la UM hasta su cima por medio de las curvas de nivel.

Para las Laderas de montaña se obtuvieron por medio del cambio de pendiente y

su posición topográfica, los tres pisos topográficos: superior, medio, e inferior, y en algunos casos por no ser evidente el cambio de pendiente solo se llamaron genéricamente Laderas de montaña (no diferenciadas). Por otro lado se tomaron en cuenta otros aspectos como forma de la cima para las laderas superiores (superficie cumbral convexa, plana, o cimas cóncavas y agudas), y forma del dorso para todas las laderas (de morfología rectilínea, ligeramente cóncavas y/o onduladas). Para este tipo morfológico hubieron dos clases de "origen" estos fueron: endógeno volcánico y endógeno volcano-tectónico.

La "litología-temporalidad" se caracteriza por ser en su totalidad material volcánico del Terciario y Cuaternario el cual se trata en forma más amplia en el capítulo de geomorfología; litología como flujos lávicos y depósitos piroclásticos compuestos de vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario, por otro lado hay abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas, pómez y depósitos fluviales de la Formación Tarango del Plio-Cuaternario, por último existen pequeñas áreas compuestas de vulcanitas ácidas e intermedias en estratovolcanes menores con algunas lavas básicas del Plioceno (Mooser *et al.*, 1996). Para la "clase geométrica" se obtuvieron las clases de altitud dominante y pendiente dominante.

- Lomeríos.- Son elevaciones del terreno con menor altura relativa que las Laderas de montaña, y delimitan formas positivas y negativas. Se delimitaron las UM, solamente por su altura relativa menor a 200 m, y se clasificaron en tres "tipos" de lomeríos y para su delimitación se realizó el siguiente procedimiento. Por medio de las cartas topográficas a 1:50,000, se midió desde el nivel de base local de la UM, hasta su cima, y si alcanzaba una altura relativa de 50 m o hasta 100 m, se le consideraba a esa UM como Lomerío bajo, si sobrepasaban los 100 m y llegaban a medir hasta 150 m, se les nombró lomeríos medios, y las UM más altas que lograban una altura relativa desde su base a la cima, de 150 m o hasta 200 m, se les denominó lomeríos altos.

Por otro lado al igual que las Laderas de montaña se encontraron diferentes tipos de cimas (cóncavas y agudas o superficies cumbrales convexas, y planas), los dorsos fueron rectilíneos y/o ondulados.

Para este caso se encontraron tres orígenes generales: endógeno volcánico,

endógeno volcano-tectónico y endógeno tectónico. Respecto a la "litología-temporalidad" hay en la mayor parte de los lomeríos material volcánico del Terciario y Cuaternario tales como: flujos lávicos y depósitos piroclásticos compuestos de vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario, abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas, pómez y depósitos fluviales de la Formación Tarango del Plio-Cuaternario, pequeñas áreas compuestas de Tobas en depósitos de flancos del Pleistoceno, lahares de la formación Tepozteco y vulcanitas ácidas e intermedias en estratovolcanes menores con algunas lavas básicas del Plioceno, vulcanitas ácidas del Mioceno. En la parte Norte de la Cuenca, Sistema Río Lerma, el material originalmente es aluvial fluvio-lacustre de depósitos aluviales recientes y antiguos del Cuaternario (Mooser *et al.*, 1996), el cual, posteriormente sufrió levantamientos tectónicos en el Cuaternario logrando una morfología de lomeríos. Por último se obtuvieron datos de altitud dominante y pendiente dominante correspondientes a su "clase geométrica" por medio del SIG.

- Piedemontes.- Son las superficies marginales a las montañas de las que se distinguen por tener una pendiente y altura considerablemente menor, la forma y origen no siempre son iguales, ya que algunos pueden tener dorsos rectilíneos u ondulados y el origen puede ser exógeno acumulativo o endógeno acumulativo. Para delimitarlos y obtener al mismo tiempo el "tipo" se tomaron en cuenta su posición topográfica y la ruptura de pendiente, lo que permitió no solo saber si era o no un piedemonte sino que además permitió distinguir tres pisos: superior medio e inferior, y en algunos casos únicamente fueron piedemontes (no diferenciados) ya que no se apreciaba cambio alguno de pendiente, además se tuvieron dorsos ondulados, ligeramente cóncavos y/o rectilíneos, las superficies cumbrales fueron en la mayoría alargados y ondulados.

Se encontraron dos orígenes: exógeno acumulativo, en menor proporción, y endógeno volcánico acumulativo. La "litología-temporalidad" es de material aluvial reciente, y material volcánico constituido por flujos lávicos y depósitos piroclásticos de vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario, predominan los abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas, pómez, y depósitos fluviales de la Formación Tarango del Plio-Cuaternario, hay pequeñas áreas

compuestas de Tobas en depósitos de flancos del Pleistoceno, lahares de la formación Tepozteco y vulcanitas ácidas e intermedias en estratovolcanes menores con algunas lavas básicas del Plioceno, y por último vulcanitas ácidas del Mioceno. La "clase geométrica", altitud dominante y pendiente dominante se obtuvo por medio del SIG.

- Planicies.- Es una parte de la superficie terrestre parecida a un plano horizontal y de escasa inclinación, sus dimensiones son variadas y son de "origen" exógeno acumulativo. La delimitación que se hizo en la fotointerpretación fue en base a las áreas con pendientes nulas o muy bajas que se encontraron entre o en alguna parte de las Laderas de montaña, Lomeríos, Piedemontes o simplemente áreas aisladas. Posteriormente se delimitaron de acuerdo a su "tipo, origen, litología-temporalidad y por último a su clase geométrica", de lo cual se obtuvo lo siguiente: a) Planicie aluvial.- este tipo de planicie es el más común, por lo regular ocupa grandes extensiones dentro de la cuenca, su morfología es plana y es de origen exógeno acumulativo de depósitos lacustres y aluviales recientes, y en la parte Norte de la Cuenca, Sistema Río Lerma, son depósitos aluviales antiguos, ambas temporalidades son del Cuaternario. b) Planicie aluvial inclinada.- éstas se diferencian de las anteriores por cortar las laderas de montaña y principalmente los piedemontes, además de encontrarse entre barrancos, su material es de origen exógeno acumulativo de depósitos aluviales recientes del Cuaternario. c) Planicie aluvial ondulada.- aquí se aprecia a la planicie de origen exógeno acumulativo de depósitos aluviales recientes, sobre ligeras ondulaciones de pequeños montículos de material volcánico. Respecto a su "clase geométrica" se obtuvo su altitud dominante y su pendiente dominante por medio del SIG.

En la mayor parte de las planicies se incluye además de depósitos aluviales, depósitos lacustres, estos últimos mencionados por Sánchez-Rubio (1984) y por SECOFI (1996). Las planicies en general están constituidas por depósitos lacustres, y aluviales jóvenes y antiguos, formados por fragmentos de roca volcánica del tamaño de grava, arena, limo, y arcilla del Cuaternario.

4.7.- Agrupamiento jerárquico de las UM para formar los dieciséis sistemas morfogénéticos (SM)

Para una mejor estructuración de toda la información bibliográfica y cartográfica obtenida en toda el área de estudio, así como para una mejor comprensión del relieve de la cuenca, y teniendo en cuenta que fueron 1727 las unidades morfogénéticas delimitadas, fue necesario reagrupar el área de estudio en dieciséis SM. Aquí se entiende como sistema morfogénético al conjunto de UM que pueden poseer distintos tipos de relieve, que tienen elementos litológicos diferenciados, que comparten una dimensión temporal semejante, y que tienen una estrecha relación y semejanza entre sí, y que además pertenecen a una unidad de relieve mayor (Morfoestructura), como volcanes poligenéticos, sierras, planicies, área de lomeríos, formaciones constituidas por flujos lávicos, y depósitos piroclásticos.

Para la delimitación de los dieciséis SM fueron necesarios los mapas geológicos de Mooser *et al.*, 1996, y las fotografías aéreas 1:75,000 del área de estudio, éstas últimas permitieron ver los límites de las unidades morfogénéticas y de los SM. Cabe mencionar que para la delimitación de cada uno de estos sistemas no fue posible contar con un mapa morfoestructural, aspecto que aportaría mayor precisión en la delimitación de los SM. Algunos nombres de estos sistemas fueron obtenidos por los siguientes trabajos: mapas de Mooser *et al.*, 1996; trabajos realizados en Ixtlahuaca por Ortiz-Pérez *et al.*, 1989; Sánchez-Rubio 1984 y García-Palomo *et al.*, 2000.

Otros nombres de los SM fueron con base en las localidades sobresalientes obtenidas de las cartas topográficas a escala 1:50,000 del INEGI, o bien tomando algún rasgo característico como el río Lerma, o las presas Antonio Alzate e Ignacio Ramírez.

4.8.- Realización de los mapas de geometría del relieve

En el estudio de la geomorfología, las características cuantitativas del relieve son de gran importancia debido a que se obtienen datos valiosos que contribuyen al análisis del relieve, es por ello que los métodos morfométricos facilitan la interpretación de los procesos endógenos y exógenos. Se pueden cuantificar los elementos del relieve como son la longitud, superficie, volumen, altura absoluta, altura relativa,

pendiente, orientación, densidad, frecuencia y otros elementos numéricos (Lugo-Hubp, 1991).

En este estudio los mapas morfométricos presentados permiten una mejor comprensión del relieve, con este fin se elaboraron en el Sistema de Información Geográfica, Integrated Land and Water Information System (ILWIS), el Modelo Digital del Terreno (MDT), mapa de relieve sombreado, y los siguientes mapas morfométricos: altimétrico, de pendientes y de energía del relieve.

- Modelo Digital del Terreno y Mapa de relieve sombreado.- Con la información del MDT obtenido del INEGI (Tabla 4.3), complementada con las curvas de nivel digitalizadas de la pequeña área del NW y SE, de la Cuenca de Toluca, se cubrió el MDT de toda el 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 *et al.*, 1991).

Con el MDT de toda la Cuenca de Toluca, se obtuvo el modelo de relieve sombreado, el cual es la diferencia de luminosidad provocada por una luz virtual incidente, procedente desde una dirección angular acimutal y con un ángulo vertical constante (Robinson *et al.*, 1995). Para obtenerlo se aplicó un filtro llamado *Shadow* que simula una iluminación con orientación NW y con un ángulo vertical de 45°, 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 el Mapa Morfogénico que se presenta en el sobre adherido en la parte interior trasera de este trabajo).

- Mapa altimétrico.- Simplifica la información presentada en un mapa topográfico y permite la fragmentación visual de manera rápida del relieve.

La elaboración de este mapa se hizo por medio del (MDT) aplicando el SIG. El MDT fue reclasificado en 10 intervalos altitudinales (en metros), en donde el intervalo máximo fue de 4200 a 4680 m y el mínimo de 2450 a 2600 m, los intervalos se hicieron con la finalidad de abarcar el valor de estas dos alturas y así expresar en forma clara el

relieve de la Cuenca de Toluca (Fig. 4.2).

- Mapa de pendientes.- Este tipo de mapa consiste en transformar las distancias entre curvas de nivel en valores de pendiente, los rangos establecidos que se representan en el mapa dependen de la escala utilizada, de la equidistancia entre curvas de nivel, de las condiciones fisiográficas y de los objetivos del trabajo, los valores de pendiente representados son promedio para una superficie inclinada proyectada en plano (Lugo-Hubp, 1991).

Para generar el mapa de pendientes del Terreno se tomó como base el MDT. La estimación de la pendiente en formato de celdas (raster) requiere de conocer la distancia altitudinal entre dos pixeles consecutivos (50 m), esto a partir de aplicar filtros al MDT (DFDX y DFDY). Dado que la distancia entre los centros de las celdas es conocida (el tamaño de la celda), la aplicación de funciones trigonométricas permite conocer la inclinación del terreno (Palacio y Luna, 1993). Los intervalos del mapa de pendientes fueron establecidos con el fin de hacer una lectura simple del mapa. Es así como se obtuvo el mapa de pendientes con 7 intervalos en grados, donde las áreas con pendientes más abruptas fueron de más de 40° y hasta 86° y las pendientes menores tienden a ser planas, estas fueron iguales o mayores a 0° y hasta 2° (Fig. 4.3).

- Mapa de energía del relieve.- Este mapa expresa la intensidad relativa de la actividad endógena en relación con la exógena (Lugo-Hubp, 1991). De manera tradicional este tipo de mapas se han construido mediante el cálculo de la diferencia altitudinal máxima en metros por cada km².

En este trabajo el mapa de energía del relieve se construyó con base en la aplicación, al MDT, de un tipo de filtro conocido como *RankOrder*. Con este filtro el usuario elige que el sistema calcule y asigne a cada pixel del MDT, el valor máximo (o mínimo), de una ventana o determinante, en este caso de 21 filas por 21 columnas. Considerando que cada pixel en el MDT tiene 50 m por lado, entonces lo que calcula y asigna el SIG, son los valores máximos y mínimos en áreas de 1050 m por 1050 m. Después con los dos mapas de Máximos y Mínimos valores, por ventana de 21 X 21, se calculó su diferencia mediante una resta de valores pixel a pixel, para tener un mapa

resultante de diferencias altitudinales máximas por ventana. A este mapa de diferencias se le aplicó una tabla de clasificación para obtener los intervalos de energía del relieve en metros como se muestra en la (Figura 4.4).

El mapa de energía del relieve tiene estrecha relación con el mapa de pendientes, ya que las zonas que presentan mayor energía del relieve de 400 y hasta 600 m, pertenecen a zonas de mayor pendiente lo que indica que existe un mayor potencial erosivo. Por otro lado, las zonas de poca energía de relieve muestran los valores más bajos que son mayores o igual a cero y hasta 20 m, pertenecen a zonas de escasa pendiente donde disminuye el potencial erosivo fluvial.

4.9.- Cartografía morfogenética y síntesis descriptiva de los dieciséis SM

La síntesis descriptiva que acompaña al mapa se realizó en cada uno de los 16 SM delimitados, para ello se tomaron en cuenta los cuatro aspectos fundamentales como son el tipo, origen, litología-temporalidad y clase geométrica del relieve que presentan los cuatro tipos morfogenéticos del relieve (Laderas de montaña, Lomeríos, Piedemontes y Planicies aluviales). Este mapa se encuentra en el sobre adherido en la parte interior trasera de este trabajo.

TABLA 4.1. CARTOGRAFÍA TOPOGRÁFICA Y GEOLÓGICA EMPLEADA EN LA DELIMITACIÓN DE LAS UNIDADES MORFOGENÉTICAS (UM), Y DE LOS SISTEMAS MORFOGENÉTICOS (SM) DE LA CUENCA DE TOLUCA.

Nombre	Tema	Fuente	Año	Escala	Clave
Ciudad de México	Espaciomapa	INEGI	1995	1:250,000	E14-2
Ciudad de México	Topografía	INEGI	1981	1:250,000	E14-2
Ciudad de México	Geología	INEGI	1983	1:250,000	E14-2
Cuencas de México, Toluca y Puebla	Geología	Mooser et al.	1996	1:100,000	-----

TABLA 4.2. CARTOGRAFÍA TOPOGRÁFICA Y GEOLÓGICA A ESCALA 1:50,000 DE LA CUENCA DE TOLUCA, EDITADAS POR EL INEGI, EMPLEADAS PARA LA TRANSFERENCIA DE UNIDADES MORFOGENÉTICAS (UM).

Nombre	Topográficas (año)	Geológicas (año)	Clave
Ixtlahuaca de Rayón	1998	1980	E14A27
Milpa Alta	1998	1975	E14A49
Nevado de Toluca	1986	1975	E14A47
San Miguel Zinacantepec	1999	1980	E14A37
Tenango de Arista	1998	-----	E14A48
Toluca de Lerdo	1999	1980	E14A38
Villa de Allende	1999	-----	E14A36
Villa del Carbón	1998	-----	E14A28

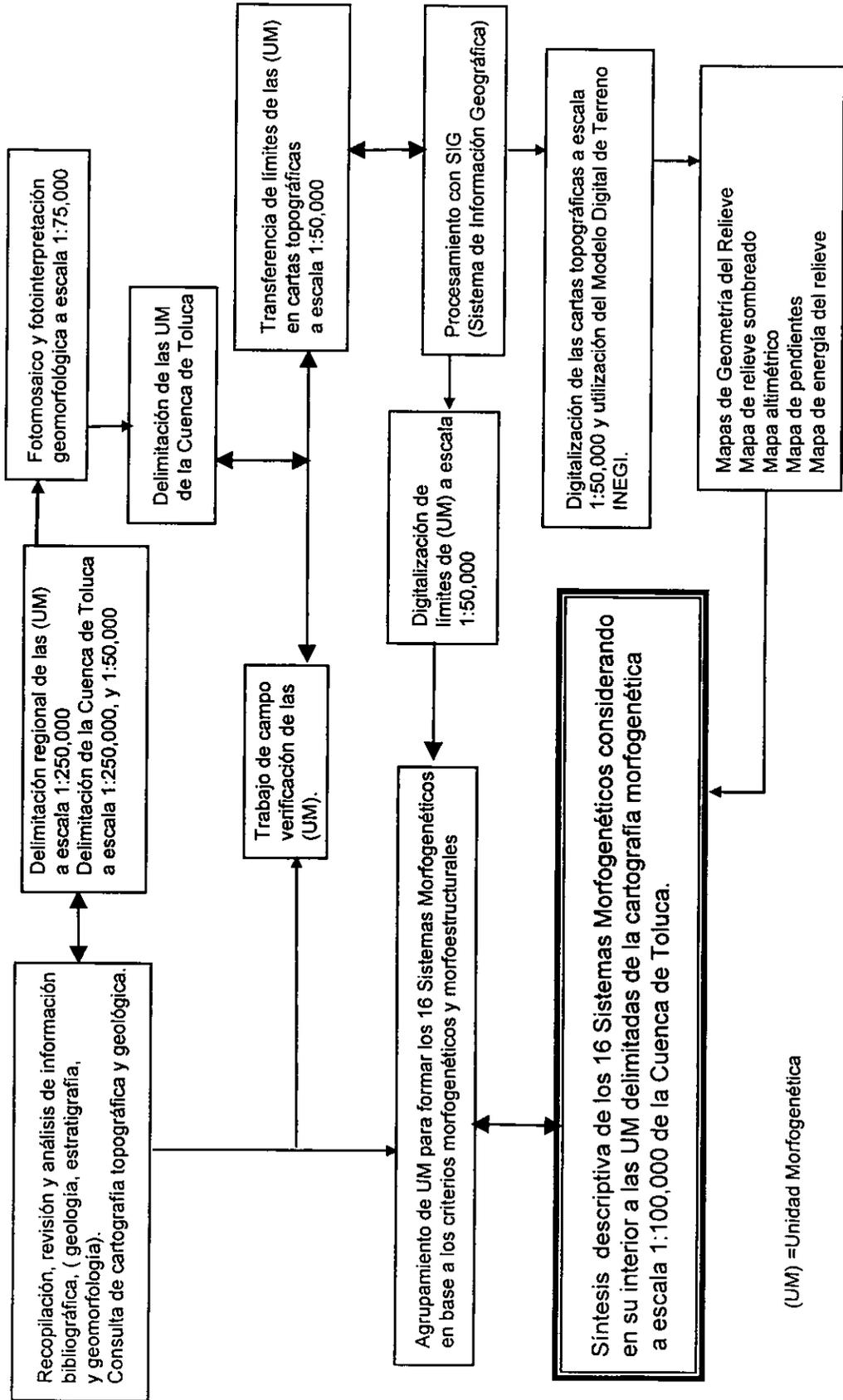
TABLA 4.3. MODELOS DIGITALES DEL TERRENO DEL INEGI, EMPLEADOS PARA TENER UNA BASE TOPOGRÁFICA DIGITAL COMPLETA DEL ÁREA DE ESTUDIO EN EL SIG.

Producto	Nombre y clave de la carta 1:50,000
Cinco modelos digitales del Terreno del INEGI (1999), con tamaño de pixel de 50 m.	1. San Miguel Zinacantepec E14-A37. 2. Toluca de Lerdo E14A38. 3. Tenango de Arista E14A48. 4. Milpa Alta E14A49. 5. Villa del Carbón E14A28.

TABLA 4.4. FOTOGRAFÍAS AÉREAS A ESCALA 1:75,000 DEL INEGI, EMPLEADAS EN LA FOTOINTERPRETACIÓN DE LAS UNIDADES MORFOGENÉTICAS (UM).

Línea	Fotos	Fecha vuelo
157	7-17	Julio 1993
158	5-17	Febrero 1994
158	1-6	Julio 1993
159	3-17	Febrero 1994
160	2-17	Febrero 1994
160	1	Diciembre 1993
161	1-20	Febrero 1994
162	17-31	Febrero 1995
163	3-5	Abril 1999

Fig. 4.1. DIAGRAMA METODOLÓGICO PARA LA ELABORACIÓN DE LA CARTOGRAFÍA MORFOGENÉTICA DE LA CUENCA DE TOLUCA A ESCALA 1:100,000



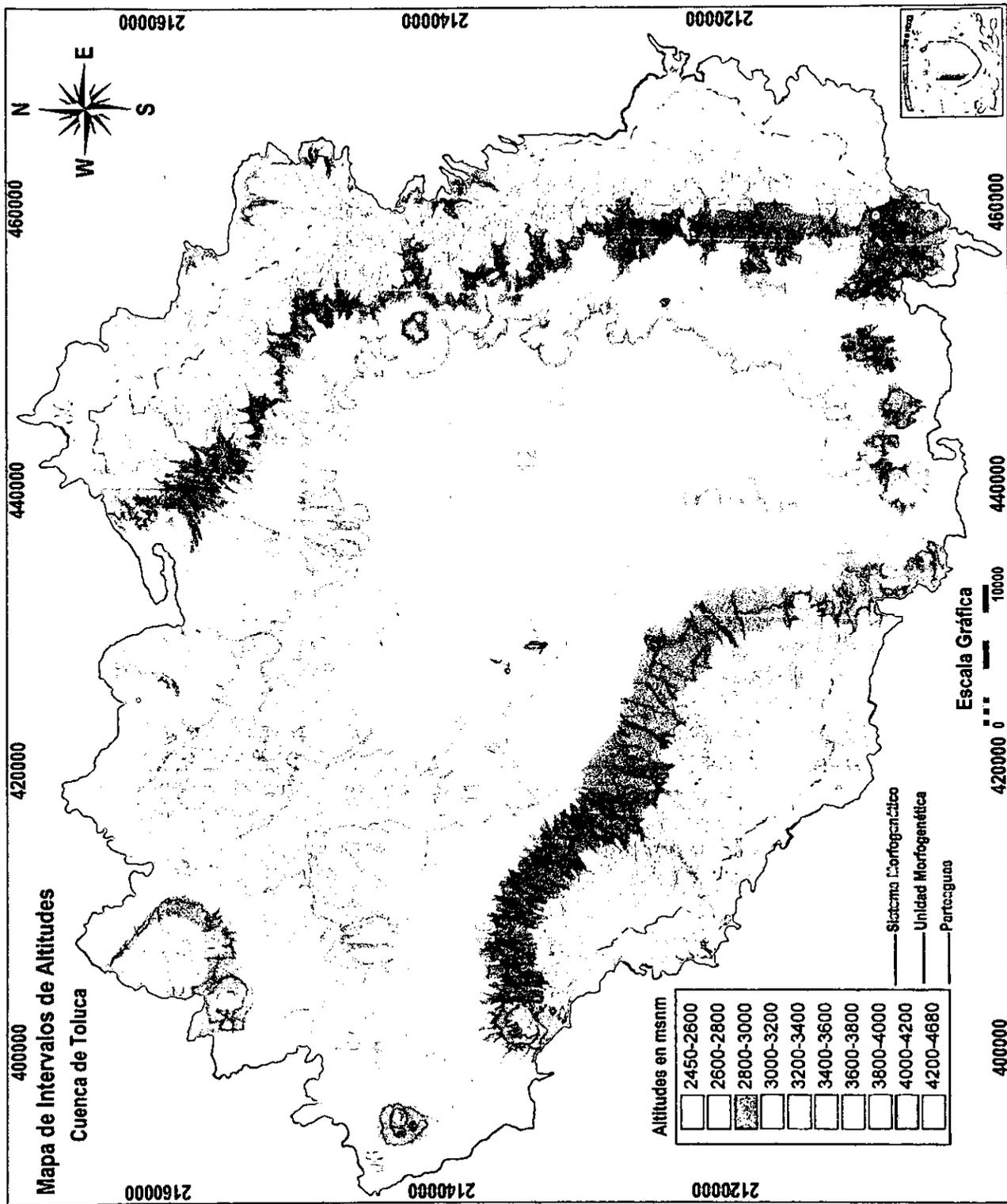


Figura 4.2 Mapa de Intervalos de Altitudes de la Cuenca de Toluca.

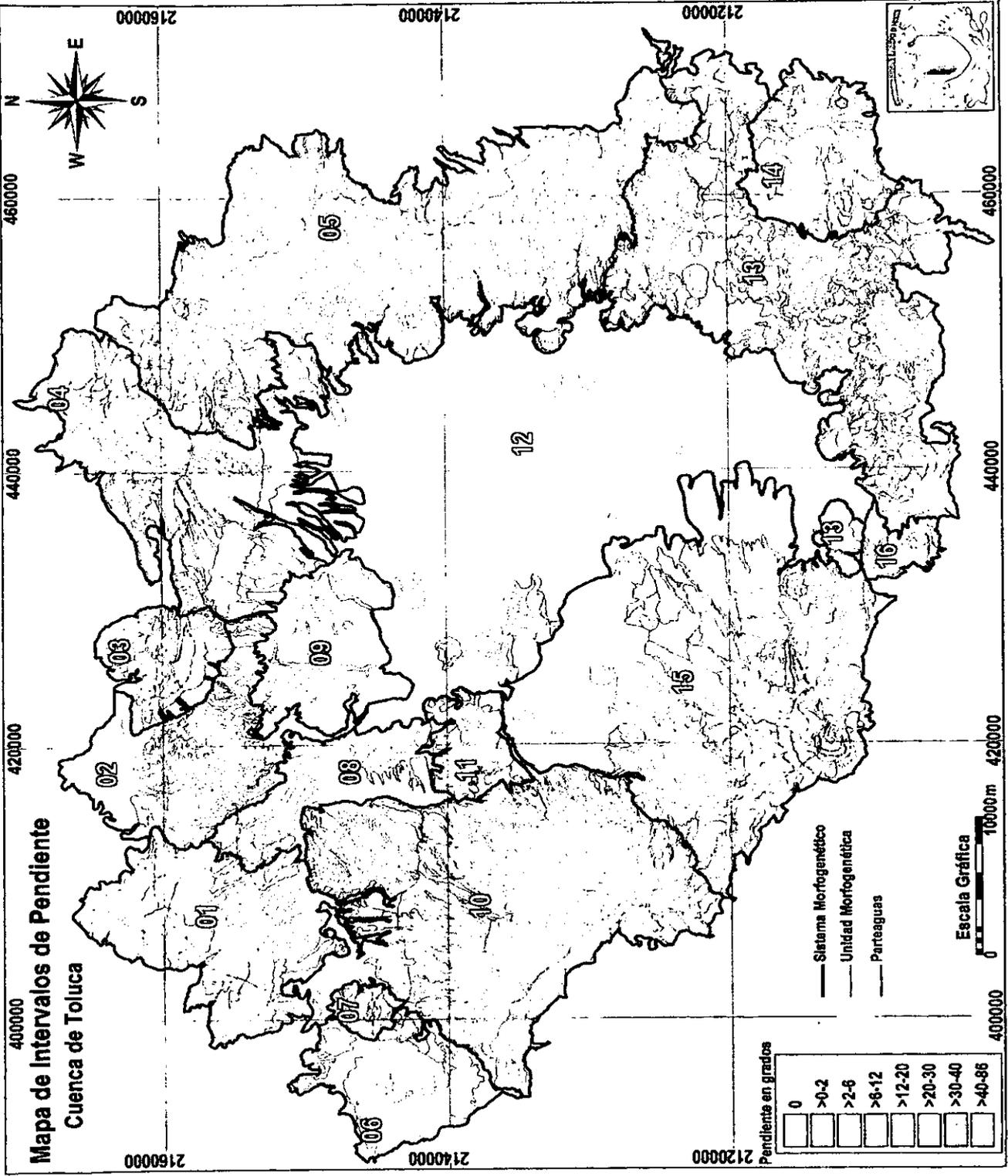


Figura 4.3 Mapa de Intervalos de Pendiente de la Cuenca de Toluca.

CAPÍTULO 5 GEOMORFOLOGÍA

Síntesis descriptiva de los Sistemas Morfogenéticos de la Cuenca de Toluca

En este capítulo se describen los dieciséis Sistemas Morfogenéticos (SM) (Tabla 5.1), constituidos por 1727 Unidades Morfogenéticas (UM) que conforman a la Cuenca de Toluca (Ver la Cartografía Morfogenética que se localiza en un sobre adherido en la parte interior trasera de este trabajo). Para ello se tomaron en cuenta las características cualitativas y cuantitativas del relieve, mencionadas en capítulos anteriores. Los datos de origen, litología y temporalidad, fueron obtenidos del nuevo mapa geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla (Ver Fig. 3.7) de Mooser *et al.* (1996), complementado por un trabajo de Toluca-Amealco de Sánchez-Rubio (1984) y con La columna geológica obtenida de la Monografía Geológico Minera del Estado de México (SECOFI, 1996), así como con la información geológica presentada en el capítulo 3. La clase geométrica del relieve fue obtenida mediante el procesamiento del modelo digital del terreno (MDT) por medio del sistema de información geográfica (SIG).

TABLA 5.1. VALORES DE SUPERFICIE Y PORCENTAJE DE SUPERFICIE PARA CADA SISTEMA MORFOGENÉTICO DE LA CUENCA DE TOLUCA.

SM (sistema morfogenético)	SUP.km ²	SUP.ha	SUP.%
1 Sierra Mazahua	170.1	17014.5	4.9
2 Río Lerma	138.0	13801.6	4.0
3 Sierra Ixtlahuaca	58.0	5798.7	1.7
4 Cerro el Rehilete	247.6	24761.3	7.1
5 Sierra de las Cruces	501.0	50103.1	14.4
6 San Agustín	89.1	8912.9	2.6
7 Sierra Colorada	14.5	1450.5	0.4
8 Ignacio Ramírez	81.7	8166.5	2.3
9 Antonio Alzate	95.7	9573.2	2.7
10 San Antonio	402.7	40266.4	11.6
11 Molcajete	40.1	4008.5	1.2
12 Planicie de Toluca	662.9	66286.2	19.0
13 Tenango-Xalatlaco	393.3	39330.8	11.3
14 Cerro Tlalli	95.9	9591.1	2.8
15 Nevado de Toluca	471.6	47161.4	13.5
16 Atlatlahuaca	20.2	2022.0	0.6
TOTAL	3482.5	348248.8	100.0

TABLA 5.2. CLASIFICACIÓN DE UNIDADES MORFOGENÉTICAS

Tipo	Origen	Litología y Temporalidad
Laderas de montaña		
(altura relativa <200 m)	Endógeno volcánico y Endógeno volcano-tectónico.	Flujos lávicos y depósitos piroclásticos compuestos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario.
LMs (Laderas de montaña superiores).		Abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas, pómez y depósitos fluviales de la Formación Tarango del Plio-Cuaternario.
LMm (Laderas de montaña medias).		Vulcanitas ácidas e intermedias en estratovolcanes menores con algunas lavas básicas del Plioceno.
LMi (Laderas de montaña inferiores).		
LM (Laderas de montaña no diferenciadas).		
Lomeríos		
(altura relativa >200 m)	Endógeno volcánico y Endógeno volcano-tectónico.	Flujos Lávicos y depósitos piroclásticos compuestos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario.
La (Lomeríos altos: 150-200 m).		Abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas, pómez, y depósitos fluviales de la Formación Tarango del Plio-Cuaternario.
Lm (Lomeríos medios: 100-150 m).		Tobas en depósitos de flancos del Pleistoceno.
Lb (Lomeríos bajos: 50-100 m).		Lahares de la Formación Tepozteco.
		Vulcanitas ácidas e intermedias en estratovolcanes menores con algunas lavas básicas del Plioceno.
		Vulcanitas ácidas del Mioceno.
	Endógeno tectónico (Lomeríos bajos).	Aluvial fluvio-lacustre de depósitos recientes y antiguos del Cuaternario.
Piedemontes		
PMs (Piedemontes superiores).	Exógeno acumulativo y Endógeno volcánico acumulativo.	Material aluvial del Cuaternario.
PMm (Piedemontes medios).		Flujos lávicos y depósitos piroclásticos de vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario.
PMi (Piedemontes inferiores).		Abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas, pómez y depósitos fluviales de la Formación Tarango del Plio-Cuaternario.
PM (Piedemontes no diferenciados).		Tobas en depósitos de flancos del Pleistoceno.
		Lahares de la Formación Tepozteco.
		Vulcanitas ácidas e intermedias en estratovolcanes menores con algunas lavas básicas del Plioceno.
		Vulcanitas ácidas del Mioceno.
Planicies aluviales		
PA (Planicie aluvial). PAI (Planicie aluvial inclinada). PAO (Planicie aluvial ondulada).	Exógeno acumulativo	Depósitos lacustres y aluviales jóvenes y antiguos formados por fragmentos de roca volcánica del tamaño de grava, arena, limo y arcilla del Cuaternario.

La descripción de los SM se hizo a partir de considerar un conjunto de UM que corresponden al mismo tipo general y específico del relieve y luego a las características geológicas generales del sistema, considerando la litología y temporalidad, asimismo a sus rasgos estructurales sobresalientes (fallas y fracturas).

Enseguida se refieren los conjuntos de UM (por SM) de laderas de montaña en orden jerárquico: superiores, medias, inferiores y en algunos casos se les nombró en forma genérica como Laderas de Montaña (no diferenciadas). Se destacan las características morfogenéticas, clase geométrica, asimismo otros aspectos como la forma de la cima para las Laderas Superiores y para los Lomeríos (superficie cumbral convexa, plana o cimas cóncavas y agudas), y forma del dorso para todas las UM, con excepción de las Planicies. Del mismo modo se describen los Lomeríos: altos, medios y bajos. Los Piedemontes: superiores, medios e inferiores o únicamente Piedemontes (no diferenciados) y por último las Planicies aluviales fueron divididas en: aluviales, aluviales inclinadas y aluviales onduladas (Tabla 5.2). Los criterios utilizados para la clasificación de cada una de las UM se detallan en el capítulo 4, por último para mencionar a las alturas absolutas dominantes se han empleado las siglas AAD.

5.1. Sistema Morfogenético Sierra Mazahua

El nombre de este sistema fue tomado del trabajo sobre el área de Ixtlahuaca de Ortiz-Pérez y Bocco (1989). Está localizado al NW de la Cuenca de Toluca; fue originado durante el Cuaternario y está relacionado en forma directa al conjunto de las Fallas Perales localizadas al NW del sistema. En general su litología se compone de conos cineríticos y domos sobre flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos (Mooser *et al.*, 1996).

Laderas de montaña

Laderas de montaña superiores. Estas laderas son de origen endógeno volcánico, formadas por flujos lávicos y depósitos piroclásticos constituidas por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario. En la porción Norte alcanzan AAD entre 3,200 y 3,400 m.s.n.m, con una pendiente dominante de 4 a 16°, sus superficies cumbrales son convexas y en general tienen dorsos de morfología ondulada.

Al NE del sistema, las laderas de montaña superiores están relacionadas con una

estructura disyuntiva regional (Falla Perales), son de origen endógeno volcánico y están constituidas por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario, con AAD que oscilan entre 2,600 a 3,000 m.s.n.m, su pendiente dominante varía de 8 a 32°. Sus dorsos forman parte de los escarpes de la Falla Perales y sus superficies cumbrales son onduladas.

En la porción SW del sistema, las laderas superiores son de origen endógeno volcánico compuestas por conos cineríticos cuya constitución es de flujos lávicos cubiertas por depósitos piroclásticos de vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario. Tienen una AAD de entre 2800 a 3400 m.s.n.m, con una pendiente dominante de 4 a 16°. Sus dorsos son ondulados y la superficie cumbral tiene una concavidad ligera.

Laderas de montaña medias. En la porción Norte de este SM se localizan este tipo de laderas, son de origen endógeno volcánico constituidas por flujos lávicos y depósitos piroclásticos sobre vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario. Alcanzan AAD entre 2,600 a 3,200 m.s.n.m, con una pendiente dominante de 4 a 6°. Sus dorsos son ondulados.

Al NW de la Falla Perales, esta clase de laderas son de origen endógeno volcánico aunque están relacionadas con la estructura disyuntiva Falla Perales, están constituidas por flujos lávicos y depósitos piroclásticos sobre vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario. Sus AAD son entre 2,600 y 3,000 m.s.n.m, su pendiente varía de 16 a 32°. Tiene dorsos ondulados, angostos y anchos. Sus superficies cumbrales son alargadas y angostas con pendientes que van de 8 a 16°.

Laderas de montaña inferiores. Estas se localizan al Norte del sistema y son de origen endógeno volcánico constituidas por flujos lávicos cubiertas por depósitos piroclásticos sobre vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario, con AAD que oscilan entre 2,000 a 3,200 m.s.n.m, con una pendiente dominante de 4 a 16° y dorsos rectilíneos y ondulados.

Al NE de la Sierra se localizan las laderas de origen endógeno volcánico relacionadas a la estructura disyuntiva Falla Perales, compuestas por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario. Su AAD varía de 2600 a

2800 m.s.n.m, y una pendiente dominante de 8 a 16°. La morfología del dorso es rectilínea.

Al SW del Sistema Sierra Mazahua las laderas inferiores son de origen endógeno volcánico compuestas por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos constituidos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario, cuya AAD es de 2800 a 3000 m.s.n.m, y una pendiente de 4 a 16°. El dorso es rectilíneo y ondulado.

Laderas de montaña (no diferenciadas). Al SW de la Falla Perales se distingue un grupo de domos riolíticos de origen endógeno volcánico originados por lavas ácidas del Cuaternario, alcanzando una AAD de 3,200 a 3,400 m.s.n.m, con una pendiente dominante de 8 a 16°, tienen dorsos rectilíneos y ondulados, y superficies cumbrales convexas.

Lomeríos

Lomeríos bajos. Fueron los únicos que se encontraron en este Sistema, se localizan al SE de la Sierra Mazahua y son de origen endógeno volcánico formados por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos sobre vulcanitas básicas e intermedias, del tipo fenobasalto del Cuaternario, con una AAD de 2,400 a 2,600 m.s.n.m, y una pendiente de 0 a 4°, tienen dorsos rectilíneos y ondulados y una superficie cumbral convexa y ondulada cuya pendiente es de 0 a 2°.

En el límite Sur del Sistema Mazahua los lomeríos bajos son aislados de origen endógeno volcánico, su estructura cónica cinerítica está constituida por flujos lávicos cubiertas por depósitos piroclásticos de vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario, sus AAD son de 2,600 a 2,800 m.s.n.m, con pendientes que varían de 0 a 8°, tienen dorsos rectilíneos y superficies cumbrales convexas.

Piedemontes

Piedemontes superiores. Al Norte de la Sierra Mazahua, este tipo de piedemontes es complejo, por un lado es de origen endógeno volcánico acumulativo y en menor proporción exógeno acumulativo aluvial, compuesto por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos constituidos de vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto, del Cuaternario. Con una AAD de 2,600 a 3,000 m.s.n.m, una pendiente dominante de 2 a 8°, de dorso rectilíneo y ondulado.

Al SW del sistema, los piedemontes superiores son de origen endógeno volcánico acumulativo y en menor proporción exógeno acumulativo aluvial, están compuestos por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos constituidos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario, asociados a conos cineríticos. Tienen AAD de 2,800 a 3,000 m.s.n.m, y una pendiente de 4 a 8°, sus dorsos son rectilíneos y ondulados.

Los piedemontes superiores ubicados al SE del sistema se encuentran relacionados a las estructuras disyuntivas regionales (Falla Perales), son de origen endógeno volcánico acumulativo y en menor proporción exógeno acumulativo aluvial, compuestos por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos, constituidos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario. Tienen una AAD de 2,450 a 2,600 m.s.n.m, y pendientes dominantes de 4 a 8°, sus dorsos son rectilíneos y ondulados. Al extremo NW de esta sección están constituidos por tobas y depósitos de flancos del Terciario (Mooser *et al.*, 1996). Tienen una AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes dominantes de 0 a 2°, sus dorsos son rectilíneos y ondulados.

Piedemontes medios. Los piedemontes en general son de origen endógeno volcánico acumulativo y en menor proporción exógeno acumulativo aluvial, compuesto por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos constituidos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario. Su AAD varía de 2,600 a 3,000 m.s.n.m, y tienen una pendiente dominante de 4 a 16°. Están localizados al centro y al SW del sistema. La morfología de los dorsos es rectilínea y ondulada.

Piedemontes inferiores. Se dividen en dos tipos:

a). Los que se localizan al SW y centro del sistema son de origen endógeno volcánico acumulativo y en menor proporción exógeno acumulativo aluvial, están compuestos por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos constituidos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario. Tienen una AAD de 2,600 a 2,800 m.s.n.m, y pendientes de 2 a 8°, sus dorsos son ondulados, convexos y en algunos casos son ligeramente cóncavos. Las superficies cumbrales que se ubican sobre estos piedemontes son de forma convexa y ondulada con pendientes dominantes de 4 a 8°.

b). El segundo tipo es de origen endógeno acumulativo tectónico, asociado a una estructura disyuntiva regional (Falla Perales), y en menor proporción exógeno acumulativo aluvial, constituidos por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos compuestos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario, con una AAD de 2,450 a 2,600 m.s.n.m, y pendientes dominantes de 0 a 2°, tienen dorsos rectilíneos y ondulados.

Piedemontes (no diferenciados). Se encuentran distribuidos a lo largo de todo el sistema. Son de origen endógeno volcánico acumulativo y en menor proporción exógeno acumulativo aluvial, constituidos por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos compuestos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario. Tienen una AAD que varía de 2,450 a 3,400 m.s.n.m, y una pendiente dominante que oscila entre 0 a 32°. La morfología de los dorsos es en general plana y ondulada.

Planicies

Planicies aluviales. Se localizan al Sur del Sistema Sierra Mazahua; son de origen exógeno acumulativo asociado a depósitos lacustres, aluvión compuesto por fragmentos de roca volcánica del tamaño de grava, arena, limo y arcilla del Cuaternario. Tienen una AAD de 1,450 a 2,600 m.s.n.m, y una pendiente dominante de 0 a 2°, con morfología plana.

5.2. Sistema Morfogenético Río Lerma

Este sistema toma su nombre del rasgo natural más importante, que es el curso del Río Lerma. Se localiza al NW de la Cuenca de Toluca, caracterizado por una megaestructura producto del hundimiento de la fosa de Ixtlahuaca, que funciona como salto del agua entre las cuencas Lerma e Ixtlahuaca (Ortiz-Pérez y Bocco, 1989). Esta zona tuvo varios periodos de evolución, quedando una secuencia acumulativa-erosiva, lo que dio origen al relieve en lomeríos (*op. cit.*), de origen endógeno tectónico cubriendo casi todo el sistema.

Laderas de montaña

Laderas de montaña superiores. Se localizan al Oeste del sistema, son de origen endógeno volcánico formado por conos cineríticos del Cuaternario, compuestos por

flujos lávicos cubiertos por flujos piroclásticos. Tienen AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 8 a 16°, sus superficies cumbrales son convexas y dorsos rectilíneos.

Laderas de montaña inferiores. Son de origen endógeno volcánico compuestas por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario, sobre depósitos aluviales antiguos del Cuaternario. Sus AAD son de 2,600 a 2,800 m.s.n.m, y pendientes de 8 a 16°. Tienen dorsos rectilíneos ligeramente ondulados.

Lomeríos

Lomeríos altos. Se encuentran en el extremo Oeste, son de origen endógeno volcánico de estructura cónica cinerítica compuestos por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos constituidos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario. Tienen AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 4 a 16°, sus dorsos son rectilíneos y superficies cumbrales convexas.

Lomeríos bajos. Ocupan casi en su totalidad el sistema y se encuentran rodeados por planicies aluviales, hay dos tipos de origen: endógeno volcánico y endógeno tectónico. Al SE los lomeríos son de origen endógeno volcánico y en menor proporción de origen exógeno acumulativo aluvial, están formados por abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas, pómez y depósitos fluviales pertenecientes a la Formación Tarango del Plio-Cuaternario, además de depósitos aluviales antiguos del Cuaternario. Tienen AAD de 2,450 a 2,800 m.s.n.m, y pendientes de 0 a 8°, sus dorsos son rectilíneos ligeramente ondulados y superficies cumbrales alargadas y angostas.

En el extremo Oeste hay lomeríos de origen endógeno volcánico compuesto por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario. Tienen AAD de 2,600 a 2,800 m.s.n.m, y pendientes de 6 a 12°, sus dorsos son rectilíneos y superficies cumbrales convexas.

Los lomeríos bajos de origen endógeno tectónico abarcan grandes extensiones, están compuestos por depósitos aluviales antiguos constituidos por aluvión de fragmentos de roca volcánica del tamaño de grava, arena, limo y arcilla. Tienen AAD de 2,450 a 2,600 m.s.n.m, y pendientes de 4 a 16°, sus dorsos son ondulados con superficies cumbrales alargadas, angostas y onduladas.

Piedemontes

Piedemontes (no diferenciados). Se localizan en la periferia de la sección Norte

abarcando grandes extensiones, son de origen exógeno acumulativo compuestos por depósitos lacustres, aluvión de fragmentos de roca volcánica del tamaño de grava, arena, limo y arcilla del Cuaternario. Sus AAD son de 2450 a 2600 m.s.n.m, y pendientes muy suaves de 0 a 2°, tienen superficies cumbresales completamente planas.

Planicies

Planicies aluviales y Planicies aluviales inclinadas. Ambas abarcan casi todo el sistema en los flancos de las ondulaciones del río. Son de origen exógeno acumulativo compuestos por depósitos lacustres, aluvión de fragmentos de roca volcánica del tamaño de grava, arena, limo y arcilla del Cuaternario. Las aluviales son más antiguas que las aluviales inclinadas, con AAD de 2,450 a 2,600 m.s.n.m, y pendientes de 2 a 6°. Las inclinadas son depósitos más jóvenes y tienen AAD de 2,450 a 2,600 m.s.n.m, y pendientes de 0 a 6°.

5.3. Sistema Morfogenético Sierra Ixtlahuaca

La Sierra fue denominada así por Mooser *et al.* (1996). Se trata de un estratovolcán pequeño del Plioceno de constitución andesítica y dacítica en la que yacen domos ácidos; este estratovolcán forma parte de las Sierras Menores (op. cit.); por otro lado se identifica un corte entre la porción Norte y Sur con dirección E-W al parecer se trata de una caldera localizada en el centro (op. cit.) que provocó un desfase de colapso hacia el Sur.

Laderas de montaña

Laderas de montaña superiores. Al Norte del sistema se encuentran laderas de origen endógeno volcánico relacionadas a conos cineríticos, compuestos por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario, constituidos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario sobre la Formación Tarango. Tienen AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 16 a 32°, sus dorsos son rectilíneos y sus superficies cumbresales son convexas.

Las laderas del Norte y centro Sur del sistema son de origen endógeno volcánico-tectónico, compuestas por estructuras dómicas riolíticas del Cuaternario sobre vulcanitas ácidas e intermedias y relacionadas a la presencia de caldera y algunas lavas ácidas del Plioceno. Sus AAD en la sección Norte son de 2800 a 3000 m.s.n.m, y

sus pendientes son de 16 a 32°, tienen dorsos rectilíneos y superficies convexas. En la sección centro Sur existe una pequeña alineación de domos ácidos del Plioceno con dirección NE-SW. Tienen AAD de 2800 a 3000 m.s.n.m, y pendientes de 16 a 32° con cima aguda y dorso rectilíneo.

Laderas de montaña medias. En la sección Norte estas laderas son de origen endógeno volcánico y están relacionadas a abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas, pómez y depósitos fluviales del Plio-Cuaternario pertenecientes a la Formación Tarango. También están relacionadas a vulcanitas ácidas e intermedias del Plioceno. Tienen AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 16 a 32°. Sus dorsos son ligeramente cóncavos y ondulados. En la sección centro Sur se relacionan a estructuras dómicas riolíticas y a algunas lavas básicas del Plioceno. Tienen AAD de 2,600 a 2,800 m.s.n.m, y pendientes de 16 a 32°, sus dorsos son muy ondulados.

Laderas de montaña inferiores. Las laderas que se localizan al centro Sur del sistema están relacionadas a un desfase de colapso por la presencia de calderas, sus dorsos son rectilíneos ligeramente cóncavos y ondulados, tienen origen endógeno volcánico y están compuestas por abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas, pómez y depósitos fluviales de la Formación Tarango del Plio-Cuaternario. Tienen AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 8 a 16°, son de dorsos alargados y rectilíneos.

Al Norte las laderas inferiores de origen endógeno volcánico están compuestas en su mayoría por abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas, pómez y depósitos fluviales de la Formación Tarango del Plio-Cuaternario, y en menor cantidad al NE la litología se compone de vulcanitas ácidas e intermedias con algunas lavas básicas. Tienen AAD de 2,600 a 2,800 m.s.n.m, y pendientes de 4 a 16°, sus dorsos son ondulados ligeramente cóncavos.

En el centro, las laderas son de origen endógeno volcánico compuestas por vulcanitas ácidas e intermedias del Plioceno. Sus AAD son de 2600 a 2800 m.s.n.m, y sus pendientes de 8 a 16°, tienen dorsos ondulados ligeramente cóncavos.

Lomeríos

Lomeríos bajos. Se distribuyen principalmente al NW y extremos Este y Oeste sobre

piedemontes.

En el NW los lomeríos de origen endógeno volcánico pertenecen a domos riolíticos del Cuaternario que yacen sobre depósitos de vulcanitas ácidas e intermedias y algunas lavas básicas del Plio-Cuaternario. Tienen AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 30 a 40°, sus dorsos son rectilíneos y sus superficies cumbrales convexas.

Los lomeríos que se encuentran al Este y Oeste son de origen endógeno volcánico compuestos por abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas, pómez y depósitos fluviales de la Formación Tarango del Plio-Cuaternario. Sus AAD son de 2600 a 2800 m.s.n.m, con pendientes de 2 a 12°, sus dorsos son angostos y rectilíneos, tienen superficies cumbrales planas y alargadas.

Piedemontes

Piedemontes superiores. Se distinguen dos clases de piedemonte, la mayor parte de este tipo se encuentra al Sur. El primero atraviesa de E a W la parte central del sistema. Es de origen endógeno volcánico acumulativo relacionado al desfase por colapso y en menor proporción exógeno acumulativo aluvial, se ubica en la porción inferior de la sección Norte y se compone por abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas, pómez y depósitos fluviales de la Formación Tarango del Plio-Cuaternario, además de vulcanitas básicas e intermedias y algunas lavas básicas del Plioceno. Tienen AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 2 a 12° con dorsos rectilíneos y alargados.

El otro piedemonte es de mayor extensión y rodea la sección Sur de la estructura volcánica, en su extremo W y E es de origen endógeno volcánico acumulativo y en menor proporción exógeno acumulativo aluvial, compuesto por abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas, pómez y depósitos fluviales de la Formación Tarango del Plio-Cuaternario. Tienen AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 2 a 12°, sus dorsos son rectilíneos. Se aprecian pequeños escarpes relacionados a la presencia de calderas con pendientes de 8 a 32°, con dorsos rectilíneos y alargados.

Piedemontes medios. Rodean la sección Sur del sistema, son de origen endógeno volcánico acumulativo y en menor proporción material exógeno acumulativo aluvial,

compuestos por abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas, pómez y depósitos fluviales de la Formación Tarango del Plio-Cuaternario. Sus AAD son de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 2 a 12°, sus dorsos son amplios alargados, rectilíneos y ondulados.

Piedemontes inferiores. En este tipo de piedemonte, se aprecia uno de ellos al Oeste del sistema relacionado a un desfase por colapso, por presencia de calderas, se ubica en la porción inferior de la sección Norte. Los demás piedemontes se distribuyen alrededor de la sección Sur del sistema. Todos son de origen endógeno volcánico acumulativo con menor proporción de material exógeno acumulativo aluvial, compuestos por abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas, pómez y depósitos fluviales de la Formación Tarango del Plio-Cuaternario. Tienen sus AAD de 2450 a 2800 m.s.n.m, las pendientes son de 6 a 12°, y para el que esta relacionado a la presencia de calderas es de 0 a 6°, los dorsos en ambos casos son rectilíneos ligeramente ondulados.

Piedemontes (no diferenciados). Se encuentran distribuidos en todo el sistema, localizados alrededor de la estructura volcánica, sus dimensiones son variadas. Su origen es endógeno volcánico acumulativo y en menor proporción exógeno acumulativo aluvial, compuestos por abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas, pómez y depósitos fluviales de la Formación Tarango del Plio-Cuaternario. Sus AAD son de 2450 a 2800 m.s.n.m, y tienen pendientes desde 2 hasta 16°, los dorsos para estos piedemontes son rectilíneos ligeramente ondulados.

Planicies

Planicies aluviales inclinadas. Se encontraron al E y S del sistema, sus dimensiones son pequeñas y se ubican entre piedemontes. Su origen es exógeno acumulativo compuesto por depósitos lacustres, aluvión constituido por fragmentos de roca volcánica del tamaño de grava, arena, limo y arcilla. Tienen AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 2 a 6°.

5.4.- Sistema Morfogenético Cerro el Rehilete

El nombre del sistema se deriva de la denominación dada por Mooser *et al.* (1996), por ser esta la unidad más sobresaliente. Se localiza al NE de la cuenca de

Toluca. Fue originado a finales del Terciario y principios del Cuaternario por la Formación Tarango. Está caracterizado por fallas de tipo normal y fracturas con dirección Norte y E-NE que atraviesan dicha formación y coinciden con la dirección general del drenaje aunque debido a la presencia de domos recientes estas rupturas no son tan evidentes (Mooser *et al.*, 1996).

Laderas de montaña

Laderas de montaña superiores. Están distribuidas al Norte del sistema. Son de origen endógeno volcánico compuestas por domos riolíticos en mayor número, conos cineríticos y calderas, la mayor parte de este material no muestra estratificación y se encuentra sobre la Formación Tarango (Mooser *et al.*, 1996). La litología de dicha formación se compone de abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas y pómez. Su AAD varía entre 3000 a 4000 m.s.n.m, tienen una pendiente que oscila entre 6 a 20° y superficies cumbrales convexas, dorsos rectilíneos y ondulados.

Laderas de montaña medias. Se encuentran distribuidas al Norte del sistema; son de origen endógeno volcánico y están asociadas a domos riolíticos de forma predominante además de conos cineríticos y calderas, asentadas en mayor proporción en material no estratificado de la Formación Tarango (Mooser *et al.*, 1996) cuya litología se constituye por abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas y pómez. Su AAD es de 3200 a 3600 m.s.n.m, y sus pendientes dominantes varían de 6 a 32°. Los dorsos son amplios, rectilíneos y ondulados, y en algunos casos tienen morfología angosta.

Laderas de montaña inferiores. Se localizan al Norte del sistema; tienen un origen endógeno volcánico y están asociados en gran número a domos riolíticos además de conos cineríticos y calderas cuyo basamento es de material no estratificado que yacen sobre la Formación Tarango (Mooser *et al.*, 1996) cuya litología se constituye de abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas y pómez del Plio-Cuaternario. Su AAD va desde 3000 a 3600 m.s.n.m, y tienen pendientes dominantes que varían desde 6 a 32°. Tienen dorsos rectilíneos y ondulados.

Lomeríos

Lomeríos altos. Se encuentran al NE del sistema. Su origen es endógeno volcánico compuesto por domos riolíticos asentados sobre la Formación Tarango del Plio-

Cuaternario, constituidos por abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas y pómez (Mooser *et al.*, 1996). Tienen una AAD de 3200 a 3400 m.s.n.m, y una pendiente de 12 a 32° con una superficie cumbral convexa y dorso rectilíneo y ondulado.

Lomeríos medios. Hay dos tipos de lomeríos, ambos son de origen endógeno volcánico. Los que se localizan al Norte están constituidos por domos riolíticos del Cuaternario, sobre la Formación Tarango. Al NW del sistema los lomeríos pertenecen a esta formación del Plio-Cuaternario, formado por abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas y pómez. Los primeros tienen una AAD de 2400 a 2600 m.s.n.m, y los segundos de 2600 a 2800 m.s.n.m. tienen en general una pendiente de 2 a 12° y cubren grandes extensiones, poseen superficies cumbrales onduladas y sus dorsos son rectilíneos, ondulados y angostos.

Lomeríos bajos. Existen dos tipos: los primeros se encuentran en la porción Norte del sistema y los segundos se localizan al Sur del sistema donde hay una mayor cantidad de lomeríos bajos. Ambos tienen un origen endógeno volcánico. Los primeros están constituidos por conos cineríticos del Cuaternario sobre la formación Tarango y los segundos pertenecen a la formación Tarango del Plio-Cuaternario constituidos por abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas y pómez del Cuaternario. Los lomeríos del Norte tienen una AAD de 2600 a 3000 m.s.n.m. y una pendiente dominante de 6 a 20°. Tienen cimas ligeramente cóncavas y dorsos rectilíneos. Los lomeríos bajos del Sur tienen AAD de 2450 a 2800 m.s.n.m, y pendiente dominante que varía de 0 a 6°, con superficies cumbrales amplias, onduladas y dorsos angostos apenas visibles en algunos casos, éstos limitan con planicies aluviales y piedemontes.

Piedemontes

Piedemontes superiores. Se localizan de manera principal al centro del sistema, son de origen endógeno volcánico acumulativo y en menor proporción existe material exógeno acumulativo aluvial; forman parte de la Formación Tarango constituida por abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas y pómez con AAD de 2600 a 3000 m.s.n.m, y pendientes dominantes de 2 a 32°; este tipo de piedemonte tiene mayor número de superficies cumbrales con morfología angosta y aplanada cuya

dimensión se extiende desde el Norte al Sur y se encuentran sobre los dorsos con forma ondulada.

Piedemontes medios. Se localizan al Sur del sistema. Son de origen endógeno volcánico acumulativo y en menor proporción material exógeno acumulativo aluvial, son parte de la Formación Tarango constituida por abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas y pómez con AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes dominantes oscilando entre 2 y 20°. Tienen dorsos rectilíneos y ligeramente ondulados.

Piedemontes inferiores. Se encuentra en el extremo Sur del sistema. Son de origen endógeno volcánico acumulativo con menor proporción de material exógeno acumulativo aluvial, son parte de la Formación Tarango constituido por abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas y pómez. Tienen AAD de 2450 a 2600 m.s.n.m, y pendientes dominantes entre 0 a 12°. Sus dorsos son rectilíneos y ligeramente ondulados; tienen extensiones pequeñas al SW y al Este poseen extensiones mayores.

Piedemontes (no diferenciados). Se encuentran distribuidos en general en la porción Norte del sistema y son de origen endógeno volcánico acumulativo y en menor proporción exógeno acumulativo aluvial; tienen relación con los domos riolíticos que yacen sobre la Formación Tarango de Plio-Cuaternario. Tienen una AAD de 3000 a 3600 m.s.n.m, y pendiente dominante de 6 a 32°. Sus dimensiones son variadas con dorsos rectilíneos y ondulados.

Planicies

Planicies Aluviales. Son de origen exógeno acumulativo constituidas por aluvión compuesto por fragmentos de roca volcánica del tamaño de grava, arena, limo y arcilla. Son intermontanas y tienen extensiones variadas con AAD de 3200 a 3600 m.s.n.m, y una pendiente dominante de 0 a 6°.

Planicies Aluviales inclinadas. Se encuentran al extremo SW del sistema y son de origen exógeno acumulativo. Se constituyen de depósitos lacustres, aluvión compuesto por fragmentos de roca volcánica del tamaño de grava, arena, limo y arcilla. Se encuentran intercaladas con lomeríos bajos, alcanzando los piedemontes medios. Tienen AAD de 2450 a 2800 m.s.n.m, y pendientes dominantes de 0 a 12°.

5.5.- Sistema Morfogenético Sierra de las Cruces

Toma su nombre de la Sierra del mismo nombre. Dentro del área de estudio este Sistema comprende a la porción Este de La Cuenca de Toluca en la cual se encuentran tres formaciones: Chimalpa al Norte, Bobashi al centro y Salazar al Sur, compuestas todas por andesitas y dacitas del Cuaternario. Dichas formaciones dan origen a estructuras tales como domos riolíticos, volcanes de conos cineríticos y calderas, (las cuales no se identifican con claridad y por lo cual no se enfatizan en la descripción de las UM), que yacen sobre la formación Tarango del Plio-Cuaternario (Mooser *et al.*, 1996).

Laderas de montaña

Laderas de montaña superiores. En su mayoría son resultado de las formaciones Chimalpa, Bobashi y Salazar de edad cuaternaria, son de origen endógeno volcánico, evidenciadas por estructuras volcánicas tales como domos y conos cineríticos produciendo conjuntos homogéneos a lo largo de todo el sistema. Otro tipo de laderas superiores están ubicadas al Oeste del sistema, éstas están constituidas por domos riolíticos y conos cineríticos sobre tobas en depósitos de flancos, formadas principalmente por la caída de cenizas en la intensa actividad volcánica del Cuaternario (Mooser *et al.*, 1996).

El primer tipo de laderas superiores pertenecientes a la edad cuaternaria son de origen endógeno volcánico y comparten las características litológicas. Por otro lado la mayoría yacen sobre abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas y pómez de la Formación Tarango del Plio-Cuaternario. La AAD en las laderas superiores del Norte varía entre 3200 a 3800 m.s.n.m, lo cual es una de las características más importantes entre ellas, ya que las laderas centrales y las de Sur son de menor altura. Tienen una pendiente que oscila entre 8 a 32°. La mayoría de estas laderas tienen dorsos rectilíneos y ondulados con superficies cumbrales amplias y onduladas.

Las laderas superiores centrales tienen características morfológicas y litológicas semejantes, aunque en estas el número de conos cineríticos y domos disminuye considerablemente en comparación con la porción Norte. Tienen una AAD de 3200 a 3400 m.s.n.m, y pendientes oscilando entre 16 a 32°. Sus dorsos son ondulados y

rectilíneos, y sus superficies cumbrales son angostas, alargadas, con cimas más agudas que en el resto del sistema.

Por otra parte al Centro Oeste del sistema se encuentra el Cerro Tlazala cuyas laderas superiores son de origen endógeno volcánico, y están compuestas por un domo riolítico del Cuaternario y por un cono cinerítico, éste último constituido por flujos lávicos cubierto por depósitos piroclásticos del Plio-Cuaternario. Estas laderas tienen una AAD de 2800 a 3200 m.s.n.m, y una pendiente dominante de 16 a 32° con dorsos rectilíneos y superficies cumbrales ligeramente convexas cuyas pendientes son de 2 a 6°.

Las laderas superiores del Sur del sistema son de origen endógeno volcánico y tienen una mayor proporción de domos riolíticos del Cuaternario, que yacen sobre depósitos de la formación Tarango compuestos por abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas, pómez. Una de las características más relevantes de estas laderas es que están relacionadas al volcán Salazar, considerado del Holoceno porque preserva sus características primarias en la superficie (Sánchez-Rubio, 1984). La AAD es de 2800 a 3800 m.s.n.m; estos últimos se encuentran al extremo SE del sistema. Tienen dorsos rectilíneos y ondulados con superficies cumbrales ligeramente amplias y onduladas.

Laderas de montaña medias. En la porción Norte del sistema, esta clase de laderas tienen un origen endógeno volcánico constituido en su mayoría por domos riolíticos del Cuaternario compuestos por dacitas y andesitas, Tienen una AAD de 3200 a 3600 m.s.n.m, con dorsos rectilíneos y ondulados cuyas pendientes dominantes son de 8 a 32°.

En la mayor parte del centro del sistema, debido a la falta de evidencia de ruptura en las pendiente, no se obtuvieron unidades clasificadas como laderas de montaña medias. Las laderas de montaña medias del Sur del sistema se localizan en el Este, son de origen endógeno volcánico-tectónico relacionadas a la presencia de la caldera Doble Manantiales. La AAD oscila entre 3200 a 3800 m.s.n.m, tienen dorsos rectilíneos y ondulados y están asociados al volcán Salazar.

Laderas de montaña inferiores. En la sección Norte, estas laderas son de origen endógeno volcánico relacionadas con domos riolíticos y conos cineríticos del

Cuaternario, compuestos por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos, con AAD de 3200 a 3400 m.s.n.m, y pendientes entre 6 a 32° con dorsos rectilíneos y ondulados.

Las laderas de montaña inferiores del centro son de origen endógeno volcánico relacionadas a domos riolíticos y conos cineríticos del Cuaternario. Su AAD varía de 3000 a 3200 m.s.n.m, con pendientes de 6 a 32° con dorsos recilíneos y ondulados.

Por otro lado las laderas inferiores del Cerro Tlazala están relacionadas a la presencia de un domo riolítico y un cono cinerítico compuesto por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario. Tienen una AAD de 2600 a 3000 m.s.n.m, con pendientes de 6 a 32°, sus dorsos son rectilíneos y ondulados.

Las laderas inferiores del Sur del sistema son de origen endógeno volcánico relacionado de manera principal por domos riolíticos del Cuaternario, con AAD de 2800 a 3200 m.s.n.m, y pendientes dominantes de 6 a 32°. Los dorsos de estas laderas son rectilíneos y ondulados.

Laderas de montaña (no diferenciadas). Se encuentran distribuidas a lo largo de todo el sistema, de origen endógeno volcánico y están relacionadas con domos riolíticos y conos cineríticos constituidos por flujos lávicos y depósitos piroclásticos así como también a los abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas y pómez, sobre las cuales se encuentran las laderas, teniendo este material mayor extensión que en otras laderas. Su AAD varía desde 2600 a 3200 m.s.n.m, su pendiente oscila entre 6 a 32°, tiene dorsos rectilíneos y superficies cumbrales agudas ligeramente convexas y onduladas.

Lomeríos

Lomeríos altos. En la porción Norte los lomeríos altos, medios y bajos son de origen endógeno volcánico constituidos por domos riolíticos ubicados en las superficies cumbrales de las laderas superiores. La AAD es de 3200 hasta 3600 m.s.n.m, con pendiente dominante de 6 a 32°, tienen cimas convexas y dorsos rectilíneos.

Los lomeríos altos en la sección central del sistema son de origen endógeno volcánico relacionados a domos riolíticos, ubicados entre las laderas de montaña, así como en las superficies cumbrales de las laderas o relacionadas a flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos cuyas superficies cumbrales son alargadas y

onduladas, sus dorsos son rectilíneos y ondulados. Su AAD varía de 3000 a 3400 m.s.n.m, con pendiente dominante que oscila de 6 a 32°. Las superficies cumbrales de estos lomeríos altos son convexas. Sus dorsos son rectilíneos.

Lomeríos medios. En la porción central, los lomeríos medios son de origen endógeno volcánico y están relacionadas en su mayoría a domos riolíticos y conos cineríticos constituidos por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario. Se encuentran distribuidos entre las laderas de montaña principalmente aunque también en la superficie cumbral de las mismas. Tienen AAD de 2800 a 3200 m.s.n.m, y una pendiente dominante de 8 a 32°. Las superficies cumbrales de estos lomeríos medios son ligeramente convexas y tienen dorsos rectilíneos.

En el Cerro Tlazala los lomeríos de esta clase tienen origen endógeno volcánico debido a la presencia de un cono cinerítico construido por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario. Tienen una AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, y una pendiente dominante de 6 a 20°. Tienen una superficie cumbral convexa y ondulada con dorsos rectilíneos.

Los lomeríos medios en la sección Sur, nombrados Molcajete II por Sánchez-Rubio (1984) son de origen endógeno volcánico formados por conos cineríticos, estos lomeríos corresponden a un flujo lávico del Cuaternario cubierto por flujos piroclásticos derivados de vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario. Destacan en la zona debido a su edad reciente y a su extensión. Su AAD es de 2600 a 2800 m.s.n.m, y una pendiente dominante de 6 a 32° con una superficie cumbral amplia y plana, y su dorso es rectilíneo y ondulado.

Otros lomeríos medios de la sección Sur son intermontanos, distribuidos al interior de dicha zona. Son de origen endógeno volcánico, construidos por domos riolíticos del Cuaternario del volcán Salazar y yacen sobre la Formación Tarango del Plio-Cuaternario conformada por abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas y pómez. Tienen una AAD de 2600 a 3200 m.s.n.m, y una pendiente dominante de 6 hasta 32°, tienen dorsos ondulados y una superficie cumbral convexa.

Lomeríos bajos. En la sección central del sistema Sierra de las Cruces, los lomeríos bajos pertenecen en su mayoría a domos riolíticos del Cuaternario, son de origen endógeno volcánico compuestos por domos riolíticos localizados en las zonas

intermontanas. Están ubicadas en su mayoría al Sur de la sección centro. Tienen AAD de 3000 a 3400 m.s.n.m, y una pendiente dominante de 2 a 16°. Su superficie cumbral es ondulada y convexa con dorsos ondulados.

En la misma sección los lomeríos bajos del Cerro Tlazala se localizan en su margen SW; son de origen endógeno volcánico y se relacionan con las tobas en depósitos de flanco formadas por caída de ceniza durante la intensa actividad en el Cuaternario (Mooser *et al*; 1996). Tienen AAD de 2450 a 2800 m.s.n.m, y una pendiente de 2 a 12° con superficies cumbrales convexas con morfología de cimas agudas así como dorsos rectilíneos.

Al Sur, los lomeríos bajos se encuentran distribuidos a lo largo de la zona; algunos son intermontanos y otros sobre las superficies cumbrales de las laderas de montaña; son de origen endógeno volcánico asociado a domos riolíticos y conos cineríticos constituidos por depósitos piroclásticos. Su AAD es de 2800 a 3400 m.s.n.m, y una pendiente dominante de 2 a 32°. Tienen una superficie cumbral convexa con dorso ondulado y en otros casos poseen cimas cóncavas y dorsos rectilíneos.

Piedemontes

Piedemontes superiores. Se localizan en la porción Norte esta clase de piedemontes, son de origen endógeno volcánico acumulativo y en menor proporción existe material exógeno acumulativo aluvial. Se encuentran distribuidos de forma heterogénea. El material que los constituye está asociado a domos riolíticos del Cuaternario. Su AAD es de 3000 a 3600 m.s.n.m, con pendientes dominantes oscilando entre 2 y 32°. Tienen dorsos ondulados y rectilíneos.

Los piedemontes superiores en la sección Sur son de origen endógeno volcánico acumulativo y en menor proporción exógeno acumulativo aluvial. Estos piedemontes conforman la Formación Tarango, constituidos por abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas y pómez del Plio-Cuaternario. Tienen una AAD de 2800 a 3000 m.s.n.m, con pendientes dominantes de 2 a 20°, sus dorsos son rectilíneos y ondulados.

Piedemontes medios. En la zona Sur los piedemontes de este tipo son de origen endógeno volcánico acumulativo y en menor proporción exógeno acumulativo aluvial, perteneciente a la Formación Tarango del Plio-Cuaternario, constituidos por abanicos

volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas y pómez. Tienen una AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, y una pendiente de 2 a 12° con dorsos rectilíneos y ondulados.

Piedemontes inferiores. En la porción Norte los piedemontes inferiores obedecen a un origen endógeno volcánico acumulativo y en menor cantidad material exógeno acumulativo aluvial; están distribuidos de forma heterogénea y están asociados a domos riolíticos del Cuaternario. Tienen AAD de 3200 a 3400 m.s.n.m, y pendientes dominantes de 2 a 30° con dorsos rectilíneos y ondulados.

Los piedemontes inferiores al Sur del sistema Sierra de las Cruces son de origen endógeno volcánico acumulativo y en menor proporción material exógeno acumulativo aluvial, asociados a domos riolíticos del Cuaternario y a la Formación Tarango compuesto por abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas y pómez del Plio-Cuaternario. Tienen AAD entre 2600 a 3000 m.s.n.m, y sus pendientes oscilan entre 2 hasta 20°. Los dorsos son rectilíneos y ondulados.

Piedemontes (no diferenciados). Estos se encuentran distribuidos en gran número a lo largo del sistema en forma heterogénea y aislada, son de origen endógeno volcánico acumulativo con menor cantidad de material exógeno acumulativo aluvial, asociados a domos riolíticos, conos cineríticos del Cuaternario, pertenecen a la Formación Tarango en los límites inferiores del sistema, están constituidos por abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas y pómez del Plio-Cuaternario. La AAD varía entre 2600 a 3400 m.s.n.m, sus pendientes oscilan entre 6 a 32°. Sus dorsos son rectilíneos y ondulados.

En el volcán Tlazala los piedemontes son de origen endógeno volcánico acumulativo y en menor proporción exógeno acumulativo aluvial, están asociados al domo riolítico y al cono cinerítico y se componen de tobas en depósitos de flancos, constituidos por caída de cenizas durante la intensa actividad volcánica del Cuaternario. Tienen AAD de 2450 a 2800 m.s.n.m, y pendientes dominantes de 2 a 12°, con dorsos rectilíneos y ondulados.

Planicies

Planicies aluviales. Se encuentran de manera específica en las superficies cumbrales de las laderas de montaña y lomeríos de cualquier rango. Son de origen exógeno acumulativo, constituidos por depósitos aluviales, compuestos por fragmentos de roca

volcánica del tamaño de grava, arena, limo y arcilla del Cuaternario. Se encuentran a AAD desde 2600 a 3600 m.s.n.m, y tienen extensiones variadas desde pequeñas hasta las que poseen mayor área como la que está ubicada al SW del sistema cerca de la localidad Ocoyoacac. Las pendientes dominantes varían de 0 a 2°.

Planicies aluviales onduladas. Son intermontanas y se encuentran localizadas a lo largo del sistema, por lo regular al pie de lomeríos y laderas de montaña son de menores dimensiones que las aluviales, son de origen exógeno acumulativo constituidas por depósitos aluviales compuestos por fragmentos de rocas volcánicas del tamaño de grava, arena, limo y arcilla. Estos depósitos aluviales han cubierto pequeños montículos de material volcánico por lo que da una apariencia ondulada a la planicie. Tienen AAD de 2600 a 3200 m.s.n.m, con pendientes dominantes de 2 a 6°.

5.6.- Sistema Morfogenético San Agustín

Este sistema toma su nombre de un trabajo sobre Toluca-Amealco por Sánchez Rubio (1984). Es una estructura volcánica compuesta por un cono cinerítico y flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario.

Laderas de montaña

Laderas de montaña superiores e inferiores. Se encuentran al centro son de origen endógeno volcánico y están formadas por un cono cinerítico sobre flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario. La ladera superior tiene AAD de 3000 a 3200 m.s.n.m, y pendientes de 16 a 32°, sus dorsos son rectos y superficies cumbrales ligeramente cóncavas. Las AAD para las laderas inferiores es de 2800 a 3000 m.s.n.m, y pendientes de 8 a 16°, con dorsos rectilíneos.

Lomeríos

Lomeríos bajos. Se encuentran en las partes altas de la estructura volcánica y al Sur y SE, son de origen endógeno volcánico. Los que se encuentran en las partes altas se componen de conos cineríticos sobre flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario. Sus AAD son de 2600 a 3000 m.s.n.m, y pendientes desde 2 a 32°, sus dorsos son rectilíneos y superficies cumbrales convexas.

Los lomeríos del Sur y SE que se encuentran al pie de la estructura volcánica son de origen endógeno volcánico, compuestas por flujos lávicos cubiertos por depósitos

piroclásticos; constituidos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario. Tienen AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, con pendientes muy suaves de 0 a 2°, tienen dorsos muy angostos y superficies cumbrales extensas y onduladas.

Piedemontes

Piedemontes superiores, medios e inferiores. Se localizan rodeando a los conos cineríticos, son de origen endógeno acumulativo y en menor proporción tienen material exógeno acumulativo aluvial, están asociados a flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos de vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario. Las AAD para las superiores son de 2800 a 3000 m.s.n.m, y pendientes de 4 a 8°, sus dorsos son rectilíneos ligeramente ondulados

Los piedemontes medios tienen AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 4 a 8° con dorsos rectilíneos y ondulados.

Los piedemontes inferiores son los más extensos y en los cuales hay superficies cumbrales de diferentes dimensiones. Las AAD son de 2600 a 2800, con pendientes de 2 a 12°, sus dorsos son rectilíneos, ondulados y en algunos casos cóncavos.

Piedemontes (no diferenciados). Son de origen endógeno volcánico acumulativo y en menor proporción exógeno acumulativo aluvial, se encuentran distribuidos al Norte y SE del sistema, entre los lomeríos bajos, se asocian a flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos compuestos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario. Sus AAD son de 2450 a 3000 m.s.n.m, y pendientes de 2 a 8° con dorsos rectilíneos.

Planicies

Planicies aluviales. Se localizan al pie de la estructura volcánica, son de origen exógeno acumulativo compuestos por depósitos lacustres, aluvión constituido por fragmentos de roca volcánica del tamaño de grava, arena, limo y arcilla del Cuaternario. Tienen AAD de 2450 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 0 a 2°.

5.7.- Sistema Morfogenético Sierra Colorada

Nombre dado por Mooser *et al.* (1996), es estructura de probable edad terciaria compuesto por tobas depositadas en sus flancos Norte y parte Este. El centro de la Sierra es de vulcanitas ácidas e intermedias y algunas lavas básicas emanadas por los

conos y domos que forman la cima. Por último el piedemonte se compone de material aluvial del Cuaternario.

Laderas de montaña

Laderas de montaña superiores. Se concentran al centro del sistema, se encontraron dos orígenes generales relacionados a domos y a conos volcánicos de origen endógeno volcánico.

Los primeros están constituidos por domos riolíticos compuestos por vulcanitas ácidas e intermedias y algunas lavas básicas del Plio-Cuaternario. Tiene AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, con pendientes de 8 a 32° y dorsos rectilíneos con superficies cumbresales convexas y cimas agudas. Las otras laderas están relacionadas a conos volcánicos compuestos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario. Sus AAD son de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 16 a 32°.

Laderas de montaña inferiores. Se encuentran al centro del sistema, están compuestas por domos riolíticos constituidos por vulcanitas ácidas e intermedias y algunas lavas básicas del Plioceno. Tienen AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 8 a 16°, sus dorsos son rectilíneos ligeramente cóncavos.

Lomeríos

Lomeríos bajos. Se localizan al NE del sistema, son de origen endógeno volcánico formados por estructuras cónicas compuestas por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario. Tienen AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 8 a 16°, sus dorsos son rectilíneos y sus superficies cumbresales convexas.

Piedemontes

Piedemontes superiores. Se encuentran rodeando la porción Sur del sistema, son de origen endógeno volcánico acumulativo y en menor proporción material exógeno acumulativo aluvial, compuestos por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos, constituidos por vulcanitas ácidas e intermedias del Plioceno. Tienen AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 4 a 8°, sus dorsos son ondulados.

Piedemontes inferiores. Al igual que el anterior rodean una pequeña parte de la porción Sur, son de origen endógeno volcánico acumulativo y en menor proporción exógeno acumulativo aluvial, compuestos por flujos piroclásticos en depósitos del Cuaternario. Sus AAD son de 2600 a 2800 m.s.n.m, y sus pendientes son de 8 a 32°, con dorsos

rectilíneos y ondulados.

Piedemontes (no diferenciados). Se localizan en la porción Norte y centro del sistema, sus dimensiones son variadas. Estos piedemontes son de origen endógeno volcánico acumulativo y en menor proporción exógeno acumulativo aluvial. En la sección Norte son compuestos por flujos piroclásticos en depósitos de flancos de probable edad terciaria, sus AAD son de 2600 a 2800 m.s.n.m, con pendientes de 2 a 4° y dorsos ondulados.

En la porción centro están compuestos por vulcanitas ácidas e intermedias y algunas lavas básicas del Plioceno, sus AAD son de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 8 a 32° con dorsos ondulados.

5.8.- Sistema Morfogenético Ignacio Ramírez

El nombre de este sistema fue tomado de la presa del mismo nombre. Está compuesto en su totalidad por lomeríos. Los altos y medios que son pocos se localizan al NW, y los bajos que son la mayoría al centro y Sur del sistema, a estos últimos se les relaciona a fallas del tipo normal ubicadas entre las estructuras volcánicas Mazahua y San Antonio (García Palomo *et al.*, 2000, Figura 3.10). Una de estas fallas que recorre desde la cima de la estructura volcánica San Antonio hasta el piedemonte del mismo, sirve de límite con el Sistema Ignacio Ramírez, el cual tiene tres tipos de litología pertenecientes a tres orígenes generales: endógeno volcánico localizado al Norte, endógeno volcánico tectónico al Oeste y endógeno tectónico al Este. A estos lomeríos se les consideró como un solo sistema porque forman parte de una zona relacionada a movimientos tectónicos ya sea en mayor o menor grado, lo que da como resultado un relieve de lomeríos muy parecidos entre sí.

Lomeríos

Lomeríos altos. Los lomeríos altos que se localizan al NW, al parecer son los menos afectados por movimientos tectónicos (vistos en la fotointerpretación), su origen principal es endógeno volcánico formado por domos riolíticos del Cuaternario, sobre flujos y depósitos piroclásticos constituidos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto de la misma temporalidad. Tienen AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 6 a 12°, sus dorsos son planos ondulados y superficies cumbrales

convexas.

Lomeríos medios. Al igual que los lomeríos altos, se presentan al NW, son de origen endógeno volcánico, están relacionados a estructuras dómicas sobre flujos lávicos y depósitos piroclásticos del Cuaternario, constituidos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto. Sus AAD son de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 6 a 12°, tienen dorsos angostos, rectilíneos y superficies cumbrales amplias y onduladas.

Lomeríos bajos. La mayor parte del sistema está representada por lomeríos bajos. Para su descripción se divide en dos secciones: al Norte de la presa Ignacio Ramírez y al Sur de la presa mencionada.

En la sección Norte los lomeríos bajos son de origen endógeno volcánico, tienen diversas dimensiones y están compuestos por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario, constituidos por vulcanitas básicas intermedias del tipo fenobasalto. Estos tienen AAD de 2450 a 2600 m.s.n.m, y pendientes de 2 a 8°, tienen dorsos angostos, ondulados y superficies cumbrales amplias y onduladas.

En la sección Sur se distinguen dos tipos de lomeríos bajos separados por una planicie aluvial inclinada. Al Este de esta sección, los lomeríos son de origen endógeno tectónico compuestos por depósitos lacustres, aluvión constituido por fragmentos de roca volcánica del tamaño de grava, arena, limo y arcilla del Cuaternario. Sus AAD son de 2450 a 2800, sus pendientes son muy suaves de 0 a 6°, tienen dorsos muy angostos, rectilíneos con superficies cumbrales amplias y onduladas.

Al Oeste de esta sección los lomeríos son de origen volcano-tectónico compuestos por abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas, pómez y depósitos fluviales pertenecientes a la Formación Tarango del Plio-Cuaternario. Tienen AAD de 2450 a 2800 m.s.n.m., y pendientes de 0 a 6°, sus dorsos son muy tenues con superficies cumbrales amplias y ligeramente onduladas. La altura relativa de los lomeríos de la sección Sur es de 40 m.

5.9.- Sistema Morfogenético Antonio Alzate

Al igual que el sistema anterior, este sistema toma su nombre de la presa del mismo nombre, y de igual manera están relacionados, aunque en menor grado, a

movimientos tectónicos provocados por fallas de tipo normal (García Palomo *et al.*, 2000, Figura 10 del capítulo 3). La mayor parte del relieve es de lomeríos bajos.

Lomeríos

Lomeríos bajos. Existen de dos orígenes, uno de ellos, el más amplio es endógeno tectónico formado por depósitos aluviales y lacustres del Cuaternario, y el otro es de origen endógeno volcánico manifestado por un cono volcánico de la misma temporalidad, este último está constituido por flujos lávicos cubierto por depósitos piroclásticos de vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario. Tiene una AAD de 2600 a 2800 y pendientes de 2 a 6°, sus dorsos son suaves, rectilíneos y su superficie cumbrales es plana y pequeña.

Los demás lomeríos, los cuales forman la mayor parte del sistema, son de origen endógeno tectónico, están compuestos por depósitos lacustres, aluvión constituido por fragmentos de roca volcánica del tamaño de grava, arena, limo y arcilla del Cuaternario. Tienen AAD de 2450 a 2800 m.s.n.m, y pendientes suaves de 0 a 6°, sus superficies cumbrales son amplias. Los depósitos aluviales son jóvenes y antiguos, estos últimos se localizan al NW del sistema.

Piedemontes

Piedemontes (no diferenciados). Se encontraron dos tipos de piedemonte, uno rodeando el cono volcánico y el otro al NW al pie de lomeríos. El primero es de origen endógeno volcánico acumulativo con menor cantidad de material exógeno acumulativo aluvial, compuestos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario. Tienen AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 2 a 6° con dorsos rectilíneos.

El piedemonte que se localiza al NW es en su totalidad de origen exógeno acumulativo compuesto por depósitos aluviales jóvenes de depósitos lacustres, aluvión de fragmentos de roca volcánica del tamaño de grava, arena, limo y arcilla del Cuaternario. Sus AAD son de 2450 a 2600 m.s.n.m, y pendientes de 2 a 12°, con dorso cóncavo.

Planicies

Planicies aluviales inclinadas. Se encontraron depósitos aluviales inclinados, son de origen exógeno acumulativo y se localizan al NW, están constituidos por depósitos

lacustres, aluviales jóvenes y antiguos, formados por fragmentos de roca volcánica del tamaño de grava, arena, limo y arcilla del Cuaternario. Sus AAD son de 2450 a 2600 m.s.n.m, y pendientes de 0 a 6°, estas planicies se localizaron al interior del sistema, entre los lomeríos.

5.10.- Sistema Morfogenético San Antonio

Nombre tomado por García-Palomo *et al.* (2000) (Ver Fig. 3.9). Este sistema se localiza al Oeste de la Cuenca de Toluca, es una estructura volcánica del Cuaternario sobre la Formación Tarango, afectada por el tectonismo, tiene fallas y fracturas ordenadas radialmente mismas que controlan estructuralmente al drenaje. En esta estructura volcánica se identifica una gran falla de tipo normal, al Este, que recorre desde la cima hasta el piedemonte, además divide a las laderas de montaña en dos. Al Oeste se relacionan a conos cineríticos (Cerro Oyamel), y al Este a domos riolíticos (Cerro San Antonio). Por último esta falla sirve como límite entre este sistema y el Ignacio Ramírez.

Laderas de montaña

Laderas de montaña superiores. Este tipo de laderas se localizan principalmente al centro y Sur del sistema, ambas son de origen endógeno volcánico. Las primeras son formadas por conos cineríticos de flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario, sobre vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario. Tienen AAD de 3000 a 3200 m.s.n.m, y pendientes de 6 a 30°, sus superficies cumbrales son ligeramente convexas con dorsos rectilíneos. Las laderas superiores del Sur aparentemente son una misma unidad morfogenética pero tienen dos tipos de emisión. Las laderas superiores del SE están relacionadas a domos riolíticos, son formadas por flujos lávicos de composición porfírica sobre depósitos piroclásticos del Cuaternario (Sánchez-Rubio, 1984). Tienen AAD de 3400 a 3600 m.s.n.m, y pendientes variadas de 6 a 40°, sus superficies cumbrales son onduladas y alargadas con dorsos rectilíneos. Al SW las laderas son también de origen endógeno volcánico como se mencionó anteriormente, pero están compuestas por flujos lávicos cubiertas por depósitos piroclásticos constituidas por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario emitidas por el cono cinerítico El Oyamel. Tienen

AAD de 3400 a 3600 m.s.n.m, y pendientes de 6 a 40°, sus superficies cumbrales son onduladas y tienen dorsos rectilíneos. Existe una porción de este tipo de laderas en el extremo Oeste del sistema, sobre el piedemonte superior, son de origen endógeno volcánico relacionados a conos cineríticos compuestos por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos constituidos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto Cuaternario. Tienen AAD de 3000 a 3200 m.s.n.m, y pendientes de 20 a 30°; sus cimas son ligeramente agudas con dorsos rectilíneos.

Laderas de montaña medias. Este tipo de laderas se localiza principalmente al SE y SW, son de origen endógeno volcánico, las primeras se componen de flujos lávicos de composición porfirítica sobre depósitos piroclásticos del Cuaternario (Sánchez-Rubio, 1984). Tienen AAD de 3200 a 3600 m.s.n.m, y pendientes de 6 a 40°, sus dorsos son rectilíneos y van de suaves a abruptos. Las laderas del SW están compuestas por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos constituidos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario, emitidas por el cono cinerítico el Oyamel. Sus AAD van de 3200 a 3600 m.s.n.m, y sus pendientes de 6 a 40° con dorsos rectilíneos que van de suaves a abruptos.

Laderas de montaña inferiores. Al igual que las superiores se localizan al centro y Sur del sistema y ambas son de origen endógeno volcánico. Las laderas correspondientes al centro forman parte de los conos cineríticos y están compuestas por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario, sobre vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto de la misma temporalidad. Sus AAD son de 2800 a 3000 m.s.n.m, y pendientes de 6 a 30°, sus dorsos son rectilíneos.

En la sección Sur las laderas inferiores al igual que las superiores son aparentemente una misma unidad morfogénica, pero son originadas por diferentes tipos de emisión. En la parte SE las laderas son de origen endógeno volcánico y están relacionadas a domos riolíticos formados por flujos lávicos de composición porfirítica sobre depósitos piroclásticos del Cuaternario (Sánchez-Rubio, 1984), estas laderas tienen AAD de 300 a 3200 m.s.n.m, y pendientes que van de suaves a abruptas, de 2 a 30°, tienen dorsos rectilíneos. Las laderas superiores del SW también son de origen endógeno volcánico y están compuestas por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos conformados por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del

Cuaternario, emitidas por el cono cinerítico El Oyamel, sus AAD son de 3000 a 3400 m.s.n.m, y las pendientes son de 2 a 20°, sus dorsos son rectilíneos ligeramente ondulados. Una característica importante en esta sección Sur es que hay mayor presencia de laderas de montaña. En el extremo Oeste, sobre los piedemonte inferior, las laderas inferiores de origen endógeno volcánico pertenecientes a conos cineríticos compuestos por flujos lávicos sobre depósitos piroclásticos del Cuaternario, constituidos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto de la misma temporalidad. Las AAD son de 2800 a 3200 m.s.n.m, y pendientes dominantes de 12 a 30° con dorsos rectilíneos.

Laderas de montaña (no diferenciadas). Éstas se distribuyen al Este del piso de las laderas inferiores y sobre las superficies cumbrales de las laderas superiores. Son de origen endógeno volcánico y al parecer en su mayoría forman parte de domos riolíticos y algunos conos cineríticos. Los originados por domos riolíticos se encuentran en las partes mencionadas, estos son formados por flujos lávicos de composición porfirítica sobre depósitos piroclásticos del Cuaternario (Sánchez-Rubio, 1984), tienen AAD de 3000 a 3600 m.s.n.m, y pendientes de 20 a 40° con superficies cumbrales convexas y dorsos rectilíneos. Las laderas originadas por la presencia de conos cineríticos como El Oyamel, se componen de flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos constituidos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario. Tienen AAD de 3400 a 4000 m.s.n.m, y pendientes de 20 a 40°, sus superficies cumbrales son ligeramente convexas y agudas, estas últimas son las cimas más altas del volcán, sus dorsos son rectilíneos.

Piedemontes

En este sistema los piedemontes son muy claros por la gran extensión que ocupan los flujos lávicos permitiendo distinguir dos pisos de piedemontes: superior e inferior.

Piedemontes superiores. Este piedemonte se localiza en forma alargada circundando a las laderas inferiores de todo el sistema, siendo más estrecha al Este de la estructura volcánica San Antonio y más amplia al Oeste. Es de origen endógeno volcánico acumulativo con una minoría de material exógeno acumulativo aluvial. El piedemonte está constituido por abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas,

tobas, pómez, depósitos fluviales de la Formación Tarango del Plio-Cuaternario (Aguayo et al., 1989, en Sánchez Díaz, 1989). Tienen AAD de 2800 a 3200 m.s.n.m, y pendientes dominantes de 2 a 20°, con gran cantidad de superficies cumbrales sobre sus dorsos rectilíneos. En el extremo Oeste de este piso, los piedemontes superiores son locales y están relacionados a flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos pertenecientes a conos cineríticos del Cuaternario, constituidos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario. Tienen AAD de 2800 a 3000 m.s.n.m, y pendientes de 12 a 30°.

Piedemontes inferiores. Este piso cubre el extremo Norte del sistema, es el más amplio y rodea al volcán San Antonio. Es de origen endógeno volcánico acumulativo con menor presencia de material exógeno acumulativo aluvial, está formado por abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas, pómez y depósitos fluviales de la Formación Tarango del Plio-Cuaternario. Sus AAD son de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 2 a 12°, este piso tiene mayor cantidad de superficies cumbrales formados por los flujos lávicos muy prominentes en los dorsos de este piedemonte. Sus pendientes son de 2 a 6°.

Sobre el piedemonte superior al extremo Oeste, el piedemonte inferior es local y forma parte de conos cineríticos por lo que su origen es endógeno volcánico acumulativo con menor cantidad de material exógeno acumulativo aluvial, está constituido por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario, formados por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto. Sus AAD son de 2800 a 3000 m.s.n.m, con pendientes de 2 a 20°. Tienen dorsos ondulados y rectilíneos.

Planicies

Planicies aluviales. En general son escasas, sin embargo, se encuentran distribuidas en todo el sistema, principalmente al Sur sobre las superficies cumbrales de las laderas superiores, sus dimensiones son pequeñas, son de origen exógeno acumulativo compuestas por depósitos lacustres, aluvión constituido por fragmentos de roca volcánica del tamaño de grava, arena, limo y arcilla del Cuaternario. Tienen AAD de 3400 a 3600 m.s.n.m, y pendientes de 0 a 2°.

Planicies aluviales inclinadas. Son las más abundantes y se localizan en forma radial

alrededor del sistema entre los piedemontes, alcanzando incluso a las laderas inferiores y medias, su morfología es alargada y angosta. Son de origen exógeno acumulativo compuestos por depósitos lacustres, aluvión, constituido por fragmentos de roca volcánica del tamaño de grava, arena, limo y arcilla del Cuaternario. Tienen AAD de 2450 a 3400 m.s.n.m, y pendientes de 0 a 30°.

Planicies aluviales onduladas. Se localiza un área pequeña en el extremo NW colinda con una parte del piedemonte inferior, es de origen exógeno acumulativo compuesta por depósitos lacustres, aluvión, compuestos por fragmentos de roca volcánica del tamaño de grava, arena, limo y arcilla del Cuaternario. Tienen AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 0 a 2°.

5.11.- Sistema Morfogenético Molcajete

Su nombre es tomado de Sánchez-Rubio (1984). Este sistema forma parte de un pequeño campo de lava con conos cineríticos, en algunas áreas de este sistema hay depósitos de material aluvial y material volcánico. La mayor parte de este sistema es del Cuaternario.

Laderas de montaña

Laderas de montaña (no diferenciadas). Se localiza una ladera al SE del sistema, es de origen endógeno volcánico, dicha ladera forma parte de un cono cinerítico compuesto por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario, constituido por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto. Tienen AAD de 2800 a 3000 m.s.n.m, y pendientes de 20 a 40°, con dorso rectilíneo y superficie cumbral ligeramente cóncava.

Lomeríos

Lomeríos (no diferenciados). Se distribuye en todo el sistema un campo de lavas emanado por pequeños conos cineríticos de origen endógeno volcánico, compuestos por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario, constituidos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto. Sus AAD son de 2200 a 2800 m.s.n.m, y sus pendientes son muy variadas, al W y SE son de 6 a 30° y al NE de 2 a 12°. Tienen dorsos rectilíneos, ondulados y superficies cumbrales ligeramente onduladas y extensas.

En el extremo SW se localiza un lomerío de origen endógeno volcánico formado por abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas, pómez y depósitos fluviales pertenecientes a la Formación Tarango del Plio-Cuaternario. Tienen AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 2 a 6°, sus dorsos son muy suaves y sus superficies cumbrales son planas.

Piedemontes

Piedemontes (no diferenciados). Se localizan en la periferia del sistema al pie de lomeríos y de laderas de montaña. Son de origen endógeno volcánico acumulativo y en menor proporción exógeno acumulativo aluvial, compuestos a excepción del extremo SW y del extremo Sur, por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario, constituidos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto de la misma temporalidad. Tienen AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 2 a 6° al NE, sus dorsos son suaves y rectilíneos. Al SE las AAD son de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes más inclinadas de 2 a 20° con dorsos ligeramente ondulados.

En el extremo SW, el piedemonte también es de origen endógeno volcánico acumulativo con minoría de material exógeno acumulativo aluvial, compuesto por abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas, pómez y depósitos fluviales pertenecientes a la Formación Tarango del Plio-Cuaternario. En el extremo Sur el piedemonte es en su totalidad de origen exógeno acumulativo compuesto por depósitos lacustres, aluvión de fragmentos de roca volcánica del tamaño de grava, arena, limo y arcilla del Cuaternario. Tiene AAD de 2600 a 27800n m.s.n.m, y pendientes muy suaves de 0 a 2°.

Planicies

Planicies aluviales. Se localizan principalmente al Oeste del sistema al pie de la estructura volcánica, son de origen exógeno acumulativo compuestos por depósitos aluviales constituidos por fragmentos de roca volcánica del tamaño de grava, arena, limo y arcilla del Cuaternario. Tienen AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 0 a 2°.

Planicies aluviales inclinadas. Se encuentran en el interior del sistema entre los lomeríos, son de dimensiones pequeñas, son de origen exógeno acumulativo constituido por depósitos aluviales compuestos por fragmentos de roca volcánica del

tamaño de grava, arena, limo y arcilla del Cuaternario. Sus AAD son de 2600 a 2800 y pendientes de 0 a 2°.

5.12.- Sistema Morfogenético Planicie de Toluca

Su nombre es debido a la gran planicie que ocupa la parte central de la Cuenca de Toluca aunque en su interior existan algunas estructuras volcánicas, que en relación a la planicie éstas abarcan una menor extensión. Los depósitos que conforman la planicie son aluviales, lacustres y piroclásticos del Cuaternario, son depósitos jóvenes, (Metcalfé *et al.*, 1991). Al interior de la planicie se encuentra una estructura volcánica (Volcanes Calixtlahuaca), así como depósitos de tobas en sus flancos de probable edad terciaria (Mooser *et al.*, 1996). Figura 5.2.

Laderas de montaña

Se localizan concentradas en la estructura volcánica Calixtlahuaca al Norte, centro y Este del mismo. Son de origen endógeno volcano-tectónico.

Laderas de montaña superiores. Se componen de domos riolíticos asociados a calderas, estos domos son constituidos por vulcanitas principalmente ácidas del Mioceno. Tienen AAD de 2600 a 3000 m.s.n.m, y pendientes de 16 a 32°, sus dorsos son rectilíneos y cimas agudas.

Laderas de montaña inferiores. Están relacionadas a domos riolíticos asociados a calderas, se componen de vulcanitas principalmente ácidas del Mioceno. Sus AAD son de 2600 a 3000 m.s.n.m, y sus pendientes son de 8 a 32°, tienen dorsos rectilíneos.

Lomeríos

Se encontraron solamente lomeríos bajos de dos tipos en el sistema Planicie de Toluca, los que se relacionan a los Volcanes Calixtlahuaca y las que se distribuyen en dicha planicie.

Lomeríos bajos. Se describen primero los que están relacionados a la estructura volcánica Calixtlahuaca. Los lomeríos que se localizan al Norte y Este, dentro de la estructura volcánica, y los que se encuentran al Sur, fuera de dicha estructura, son de origen endógeno volcano-tectónico asociados a calderas, compuestos por domos riolíticos y vulcanitas principalmente ácidas del Mioceno. Tienen AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 6 a 32°, sus dorsos son rectilíneos y superficies cumbrales

ligeramente agudas. Por último los lomeríos del Norte y Este están rodeados por tobas en depósitos de flancos.

Al Oeste de los Volcanes Calixtlahuaca, los lomeríos bajos son de origen endógeno volcánico, formados por conos cineríticos compuestos por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos constituidos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario. Sus AAD son de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 6 a 20°, tienen dorsos rectilíneos y superficies cumbrales onduladas.

Gran parte de los lomeríos bajos se distribuyen en la planicie lacustre aluvial son de alturas muy bajas no alcanzando en algunos casos los 50 m de altura relativa, pero se les consideró así porque son elevaciones muy claras en el relieve de la planicie, son de origen endógeno volcánico. En su mayoría son formados por conos cineríticos compuestos por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario, constituidos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto. Tienen AAD de 2450 a 2800 m.s.n.m, y pendientes muy suaves de 2 a 12°, sus dorsos son angostos, rectilíneos, con superficies cumbrales planas y extensas, y en algunos casos son convexas.

Otro tipo de lomeríos bajos se localizan al NE de la planicie, su origen es endógeno acumulativo compuesto por abanicos volcánicos, lahares, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas, pómez y depósitos fluviales de la Formación Tarango del Plio-Cuaternario. Tienen AAD de 2450 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 4 a 8° con dorsos rectilíneos y superficies cumbrales convexas.

Piedemontes

Piedemontes superiores. Este tipo de piedemontes se localiza dentro de los volcanes Calixtlahuaca y rodean a las laderas de montaña. Son de origen endógeno volcánico acumulativo y en menor proporción exógeno acumulativo aluvial, compuestos por tobas en depósitos de flancos probablemente del Plioceno y vulcanitas principalmente ácidas del Mioceno. Tienen AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes desde 4 a 32°, sus dorsos son ligeramente cóncavos y ondulados.

Piedemontes inferiores y piedemontes (no diferenciados). Estos tipos de piedemontes se encuentran en la estructura volcánica Calixtlahuaca, rodean las laderas de montaña, por otro lado los piedemontes también se distribuyen en la planicie lacustre aluvial de

Toluca. En la estructura volcánica su origen es mixto endógeno volcánico acumulativo y en su gran mayoría exógeno acumulativo, compuestos por depósitos lacustres, aluvión constituido por fragmentos de roca volcánica del tamaño de grava, arena, limo y arcilla del Cuaternario. Los inferiores tienen AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes desde 0 a 12° son de dorsos rectilíneos, y los piedemontes (no diferenciados) tienen AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 8 a 16° con dorsos rectilíneos y cóncavos.

Los piedemontes que se distribuyen en la planicie de Toluca se concentran principalmente al Norte y NW, rodean a los lomeríos bajos de los volcanes Calixtlahuaca. Son de origen endógeno volcánico acumulativo y exógeno acumulativo compuestas por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario, y depósitos lacustres, aluvión constituido por fragmentos de roca volcánica del tamaño de grava, arena, limo y arcilla del Cuaternario. Sus AAD son de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 2 a 8°, con dorsos rectilíneos.

Planicies

Planicie aluvial. Es un área extensa que abarca casi todo el centro de la Cuenca de Toluca, es de origen exógeno acumulativo y está compuesta principalmente por depósitos lacustres, y en menor proporción aluvión constituido por fragmentos de roca volcánica del tamaño de grava, arena, limo y arcilla del Cuaternario. Sánchez-Rubio (1984), menciona que casi en su totalidad la planicie de Toluca, está compuesta por depósitos lacustres, por lo que el la llama "planicie lacustre aluvial de Toluca" (Figuras 5.3, 5.4 y 5.5).

5.13.- Sistema Morfogenético Tenango-Xalatlaco

El nombre de este sistema se debe a los nombres de las localidades más sobresalientes Tenango y Xalatlaco (INEGI, 1998). Se localiza al SE de la Cuenca de Toluca; en general está compuesto por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario derivados de vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto. En este sistema se encuentran domos riolíticos y una gran cantidad de conos cineríticos que dan origen a lomeríos y laderas de montaña. El sistema se ha dividido para su estudio en dos partes: Norte y Sur.

La primera se extiende desde el extremo Norte hasta la localidad de Coatepec. La porción Sur comprende el área dispuesta entre la localidad mencionada hasta el extremo Sur del sistema (Fig. 3.7).

Laderas de montaña

Laderas de montaña superiores. Son de origen endógeno volcánico. En la porción Norte pertenecen en su mayoría a conos cineríticos constituidos por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario, compuestos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario. Tienen AAD de 2800 a 3000 m.s.n.m, en el NW y en el NE 3400 a 3800 m.s.n.m. Tienen una pendiente dominante de 12 a 40° y poseen cimas en cráter, es decir cóncavas, y tienen dorsos rectilíneos.

En la misma porción se encuentra una ladera de montaña constituida por un domo riolítico sobre tobas en depósitos de flancos de posible edad terciaria (Mooser *et al.*, 1996). Tienen una AAD de 2800 a 3200 m.s.n.m, y una pendiente de 12 a 40° con superficie cumbral ligeramente aguda y dorsos rectilíneos y ondulados.

En la sección Sur hay mayor cantidad de laderas de montaña cuyo origen es endógeno volcánico, formado por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos pertenecientes a un gran número de conos cineríticos compuestos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario; las laderas de montaña del centro de esta porción ocupan grandes extensiones debido a que los flujos lávicos abarcaron grandes áreas de terreno. Su AAD es de 2600 a 3000 m.s.n.m, su pendiente dominante oscila entre 6 y 32°; hay una gran cantidad de superficies cumbrales, estas son planas, alargadas y angostas y llegan a formar parte de los dorsos.

En el extremo SE las laderas de montaña superiores son de origen endógeno volcánico, constituidas por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos provenientes de conos cineríticos compuestos de vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario. Las laderas de esta pequeña porción se distribuyen en forma homogénea alrededor del edificio volcánico que les dio origen. Sus AAD son de 2800 a 3000 m.s.n.m, y pendientes de 6 a 30°. Tienen una superficie cumbral plana y dorsos ondulados.

Las laderas de montaña superiores del SW son de origen endógeno volcánico, constituidas por flujos lávicos formados por depósitos piroclásticos provenientes de

conos cineríticos compuestos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario. Los flujos lávicos en esta porción circundan la estructura volcánica dando origen a estas laderas, cuya extensión es más reducida en comparación con la porción central de la sección Sur. Tienen AAD de 2800 a 3400 m.s.n.m, y pendientes de 6 a 32°, y sus superficies cumbrales son ligeramente convexas con dorsos ondulados.

Laderas de montaña medias. En la porción Norte, las laderas de montaña se encuentran dispersas en menor cantidad, formando parte de los conos cineríticos. Su origen es endógeno volcánico compuestos por flujos lávicos, cubiertos por depósitos piroclásticos provenientes de conos cineríticos, conformados por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto. Tienen AAD de 3200 a 3400 m.s.n.m, y las laderas medias del Este de la misma sección alcanzan AAD de 3000 a 3600 m.s.n.m. Sus pendientes dominantes oscilan entre 6 y 32°.

Las laderas montañosas medias de la sección Sur en el extremo Este, son de origen endógeno volcánico formado por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario, de conos cineríticos, con litología de vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto de la misma temporalidad. Su AAD es de 2800 a 3000 m.s.n.m, y pendientes de 2 a 12°. Estas laderas guardan cierta homogeneidad alrededor de la estructura volcánica. Los dorsos son rectilíneos y ondulados.

Laderas de montaña inferiores. Las laderas de montaña inferiores en la porción Norte son de origen endógeno volcánico y se diferencian en dos tipos: los pertenecientes a conos cineríticos y los otros a domos riolíticos; las primeras se componen de flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario, con litología de vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario; las que se ubican al Oeste tienen AAD de 3200 a 3600 m.s.n.m, y en el Este de 2600 a 3000 m.s.n.m. Ambas tienen dorsos rectilíneos y son angostas, con pendientes de 6 a 32°.

Las que pertenecen a domos riolíticos se encuentran sobre tobas en depósitos de flancos de probable edad terciaria (Mooser *et al.*, 1996) con AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, y una pendiente de 2 a 12°, con dorsos rectilíneos.

En la sección Sur las laderas inferiores cubren grandes extensiones del terreno, no obstante han sido identificadas en menor cantidad; son de origen endógeno

volcánico compuestas por flujos piroclásticos cubiertas por depósitos piroclásticos del Cuaternario con litología de vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto de la misma temporalidad. Con AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendiente de 2 a 20°, tienen dorsos angostos y ondulados.

Las laderas del Oeste y del extremo SE tienen el mismo origen y litología que las anteriores. Su AAD es de 2600 a 3000 m.s.n.m, y una pendiente de 6 a 32° con dorsos rectilíneos y ondulados.

Laderas de montaña (no diferenciadas). En la sección Norte del sistema las laderas montañosas son de origen endógeno volcánico relacionadas a conos cineríticos. Tienen AAD de 3000 a 3600 m.s.n.m, y pendientes de 20 a 32°. Sus cimas son en cráter y otras agudas con dorsos rectilíneos.

En la sección Sur y extremo Este, las laderas son de origen endógeno volcánico asociadas a derrames lávicos cubiertos con depósitos piroclásticos. Sus AAD van desde 2600 a 3000 m.s.n.m, y las pendientes son entre 6 a 32°. Sus superficies cumbrales son amplias y onduladas de dorso rectilíneo y ondulado.

Lomeríos

Lomeríos altos. En la sección Norte, este tipo de lomeríos se encuentran dispersos; son de origen endógeno volcánico asociados a flujos lávicos, cubiertos por depósitos piroclásticos de conos cineríticos, constituidos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario. Tienen una AAD de 2600 a 3000 m.s.n.m, y una pendiente de 6 a 32°, con superficies cumbrales ligeramente convexas y dorsos rectilíneos y ondulados.

Lomeríos medios. En la porción Norte del sistema, los lomeríos medios son de origen endógeno volcánico y se encuentran al Este, están asociados a flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos de conos cineríticos constituidos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario. Tienen una AAD de 3000 a 3600 m.s.n.m, y una pendiente de 12 a 32°, sus superficies cumbrales son en su mayoría en cráter, es decir son cóncavas, y los dorsos son rectilíneos.

Los lomeríos medios en el extremo SE, son de origen endógeno volcánico asociados a flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos de conos cineríticos conformados por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario.

Tienen una AAD de 2600 a 3000 m.s.n.m, y una pendiente que oscila entre 2 a 20°, sus superficies cumbrales son amplias y planas.

En el extremo SW este tipo de lomeríos son de origen endógeno volcánico y están formados por derrames lávicos idénticos en litología y origen a los anteriores. Estos están relacionados a su vez con los lomeríos medios localizados al Norte del sistema Atlatlahuaca. Sus AAD son de 2600 a 3000 m.s.n.m, con pendientes que oscilan entre 6 a 20° y superficies cumbrales planas y onduladas, y dorsos rectilíneos y ondulados (Figura 5.5).

Lomeríos bajos. En la porción Norte estos lomeríos están dispersos, son de origen endógeno volcánico y están asociados a flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos asociados a conos cineríticos compuestos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario. Tienen AAD de 2600 a 3400 m.s.n.m, y pendientes dominantes de 20 a 40°, sus cimas son cóncavas a manera de cráteres aunque algunos tienen superficies cumbrales amplias y onduladas así como dorsos rectilíneos.

Los lomeríos bajos de la sección Sur son de origen endógeno volcánico asociados a flujos lávicos cubiertos por flujos piroclásticos provenientes de conos cineríticos. Existe en esta porción mayor cantidad de estos lomeríos dispuestos de forma dispersa. Sus AAD son de 2600 a 3000 m.s.n.m, y pendientes de 6 a 30°; tienen cimas en cráter así como superficies cumbrales angostas, alargadas y onduladas, sus dorsos son rectilíneos y ondulados.

Piedemontes

Piedemontes superiores. Se localizan distribuidos al Este de la sección Norte, son de origen endógeno volcánico acumulativo y en menor proporción exógeno acumulativo aluvial, están constituidos por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario, compuestos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario. Sus AAD oscilan entre 3000 y 3400 m.s.n.m, y una pendiente de 2 a 12°, tienen dorsos rectilíneos y ondulados.

En la porción Sur se identificaron los piedemontes superiores al Oeste, son de origen endógeno volcánico acumulativo y en menor cantidad hay material exógeno acumulativo aluvial, compuestos por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos

del Cuaternario, cuya litología es de vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto de la misma temporalidad. Tiene AAD de 2450 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 6 a 12°, los dorsos son rectilíneos y ligeramente ondulados.

Piedemontes medios. Solo se encontraron en la sección Norte y están distribuidos al Este, son de origen endógeno acumulativo formados por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario; constituidos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto de la misma temporalidad. Su AAD es de 2800 a 3000 m.s.n.m, y una pendiente de 2 a 12°, tienen dorsos rectilíneos y ondulados.

Piedemontes inferiores. Se localizan al Este de la sección Norte y al SW del sistema. Los primeros son de origen endógeno volcánico acumulativo compuestos por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario, constituidos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto de la misma temporalidad. Tienen AAD de 2600 a 3000 m.s.n.m, y una pendiente que oscila entre 2 y 12°, son amplias con dorsos rectilíneos y ondulados.

Este tipo de piedemontes se encuentran distribuidos al SW y son menos que en la sección anterior, son de origen endógeno volcánico acumulativo y en menor proporción material exógeno acumulativo aluvial, formado por flujos lávicos y depósitos piroclásticos, constituidos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario, las AAD son de 2450 a 2800 m.s.n.m, y pendiente de 2 a 6°. Tienen dorsos rectilíneos ligeramente ondulados.

Piedemontes (no diferenciados). Estos se encuentran distribuidos a lo largo y ancho de todo el sistema, tienen dimensiones diversas, algunos son pequeños alargados y anchos, todos son de dorsos rectilíneos y ondulados. La gran mayoría son de origen endógeno volcánico acumulativo, compuestos por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos constituidos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario. Tienen AAD que van desde 2450 a 3400 m.s.n.m, y pendientes que oscilan entre 0 y 30°. Hay un grupo de piedemontes al centro de la sección Norte que son de origen endógeno volcánico acumulativo, relacionados a domos riolíticos, son tobas en depósitos de flancos de probable edad terciaria (Mooser et al., 1996). Tienen AAD de 2600 a 3000 m.s.n.m, y pendientes de 6 a 20°. Todos los piedemontes del sistema tienen dorsos rectilíneos y ondulados en diversas dimensiones.

Planicies

Planicies aluviales. Se encuentran distribuidas a lo largo y ancho de todo el sistema. En el Norte este tipo de planicies se encuentran en menor cantidad y por lo regular se ubican al pie de lomeríos y laderas de montaña, en la sección Sur hay mayor cantidad de planicies aluviales y son intermontanas. En ambas secciones las planicies aluviales son de origen exógeno acumulativo del Cuaternario, compuestos por depósitos aluviales de fragmentos de roca volcánica del tamaño de grava, de arena, limo y arcilla. Tienen AAD de 2600 a 3000 m.s.n.m, y pendientes de 2 a 6°.

Planicies aluviales onduladas. En la sección Norte este tipo de planicies se encuentran principalmente al Oeste cubriendo grandes dimensiones, y en la sección Sur están distribuidas a lo largo y ancho de todo el sistema aunque sus dimensiones son menores, son de origen exógeno acumulativo del Cuaternario compuestas por depósitos de fragmentos de roca volcánica del tamaño de grava, arena, limo y arcilla. Tienen AAD de 2450 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 0 a 2°.

5.14.- Sistema Morfogenético Cerro Tlalli

Su nombre es tomado de Mooser *et al.* (1996). Se relaciona a la Sierra de las Cruces y de igual manera se cree que sus inicios fueron en el Plioceno Superior y que alcanzó su máximo desarrollo en el Pleistoceno; por otro lado se trata de una estructura volcánica (Volcán Tlalli, del Cuaternario).

Laderas de montaña

Laderas de montaña superiores. Las que se localizan en las partes altas del volcán siendo el conjunto principal, y al SW del sistema son de origen endógeno volcánico relacionadas a estructuras dómicas de flujos lávicos de dacitas y andesitas del Cuaternario, cubiertos por depósitos piroclásticos como pómez y cenizas. Tienen AAD de 3400 a 4000 m.s.n.m, y pendientes de 8 a 32°, sus dorsos son anchos, rectilíneos con superficies cumbrales planas, onduladas.

Al NE y SW del sistema, las laderas son formadas por conos cineríticos de origen endógeno volcánico constituidos por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos. Sus AAD al NE y SE son de 3800 a 4000 m.s.n.m, en las primeras las pendientes son de 12 a 30°, y al SE las pendientes son más fuertes de 30 hasta 86°, en ambos casos

las superficies cumbrales son convexas y tienen dorsos rectilíneos. Al SW las AAD son de 3200 a 3400 m.s.n.m, y sus pendientes son de 20 a 40° con dorsos rectilíneos.

Laderas de montaña medias. Las laderas que rodean al volcán que son de mayor extensión y las que se encuentran al SW del sistema, tienen la misma litología y temporalidad que las anteriores. Su AAD es de 3200 a 3600 m.s.n.m, y sus pendientes son de 8 a 32°, ya sean con dorsos anchos o angostos.

Al NE y SW del sistema, las laderas medias son formadas por conos cineríticos de origen endógeno volcánico constituidos por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos. Sus AAD son de 3200 a 3600 m.s.n.m, y sus pendientes de 8 a 32° con dorsos rectilíneos.

Laderas de montaña inferiores. Para el caso de las laderas que se encuentran alrededor del volcán que son de mayor extensión y en el extremo SW, son parte de domos riolíticos del Cuaternario. Tienen AAD de 3200 a 3600 m.s.n.m, y pendientes de 12 a 30° con dorsos rectilíneos y angostos.

Al Este y SW del sistema son de origen endógeno volcánico formados por conos cineríticos compuestos por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario. Tienen AAD de 3200 a 3600 m.s.n.m, y pendientes de 20 a 40° con dorsos rectilíneos y muy ondulados al SE.

Lomeríos

Lomeríos altos. Se localizan principalmente al SW, son de origen endógeno volcánico, los formados por domos riolíticos del Cuaternario tienen AAD de 2800 a 3000 m.s.n.m, y pendientes de 20 a 40° sus dorsos son rectilíneos y tienen superficies cumbrales convexas. Los que son formados por conos cineríticos son constituidos por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario. Tienen AAD de 3000 a 3200 m.s.n.m, y pendientes de 30 a 40°. Tienen superficies cumbrales ligeramente convexas, sus dorsos son rectilíneos.

Lomeríos medios. Se encuentran al NE y SW, formados por domos riolíticos y conos cineríticos. Los de la porción NE son formados por domos riolíticos de origen endógeno volcánico del Cuaternario, constituido por dacitas y andesitas; sus AAD son de 3400 a 3800 m.s.n.m, y sus pendientes son de 12 a 32°, sus superficies cumbrales son convexas con dorsos rectilíneos. Al SW los lomeríos medios son formados por conos

cineríticos de origen endógeno volcánico producto de flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario. Tienen AAD de 2800 a 3000 m.s.n.m, y pendientes de 12 a 30° con dorsos rectilíneos y superficies cumbrales convexas.

Lomeríos bajos. Se localizan principalmente al SW aunque también en menor proporción al NE. Son de origen endógeno volcánico formados por conos cineríticos. Los primeros están constituidos por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario. Al SW tienen AAD de 2800 a 3000 m.s.n.m, y pendientes de 12 a 30°, sus superficies cumbrales son ligeramente cóncavas. Las del NE tienen AAD de 3800 a 4000 m.s.n.m, con pendientes de 6 a 20°, sus superficies cumbrales son ligeramente cóncavas y los dorsos en ambos casos son rectilíneos.

Piedemontes

Los más extensos se encuentran en la periferia Oeste del sistema donde se identifican dos pisos: superiores e inferiores; sin embargo hay mayor cantidad de ellos localizados entre laderas de montaña y lomeríos pero son de dimensiones pequeñas.

Piedemontes superiores. Son angostos y rodean al Sistema Tlalli, son de origen endógeno volcánico acumulativo con menor cantidad de material exógeno acumulativo aluvial, compuestos por flujos lávicos de andesitas y dacitas del Cuaternario. Cubiertos por depósitos de piroclásticos como pómez y cenizas. Tienen AAD de 3000 y 3200 m.s.n.m, y pendientes de 12 a 30° con dorsos rectilíneos y ondulados.

Piedemontes inferiores. Se encuentran alrededor de la estructura volcánica. Son de origen endógeno volcánico acumulativo y en menor proporción exógeno acumulativo aluvial, formados por tres clases de litología que se describen a continuación de la sección superior a la inferior. La porción superior se compone de flujos lávicos de dacitas y andesitas del Cuaternario cubiertas por flujos piroclásticos. La porción central forma parte de abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas, pómez y depósitos fluviales de la Formación Tarango del Plio-Cuaternario. La porción inferior se compone de flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario, constituidos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto de la misma temporalidad. Los piedemontes inferiores tienen AAD de 2800 a 3200 m.s.n.m, y pendientes de 0 a 12°, sus dorsos son rectilíneos y ligeramente ondulados.

Piedemontes (no diferenciados). Se distribuyen en mayor cantidad en todo el sistema,

son de origen endógeno volcánico acumulativo y en menor proporción material exógeno acumulativo aluvial. Los que se encuentran en la cima del volcán Tlalli están compuestos por flujos lávicos de dacitas y andesitas del Cuaternario, tienen AAD de 3400 a 3800 m.s.n.m, y pendientes de 2 a 30° con dorsos rectilíneos y cóncavos. Por último los piedemontes que se localizan entre lomeríos y las laderas de montaña también se relacionan con conos cineríticos compuestos por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario y tienen AAD de 2800 a 3600 m.s.n.m, y pendientes de 6 a 20° con dorsos rectilíneos y ondulados.

Planicies

Se encontraron dos tipos aluviales y aluviales onduladas con dimensiones pequeñas, ambas son de origen exógeno acumulativo compuestas por depósitos lacustres, aluvión constituido por fragmentos de roca volcánica del tamaño de grava, arena, limo y arcilla.

Planicies aluviales. Se encuentran distribuidas en mayor cantidad en todo el sistema. En la periferia tienen AAD de 2450 a 2600 m.s.n.m, y pendientes de 0 a 2°, y las intermontanas son de 3400 a 3600 m.s.n.m, con pendientes de 0 a 2°.

Planicies aluviales onduladas. Se encuentran principalmente al Este, son intermontanas y tienen AAD de 3200 a 3600 m.s.n.m, con pendientes de 0 a 2°.

5.15.-Sistema Morfogenético Nevado de Toluca

Se localiza al SW de la Cuenca de Toluca, está formado por la estructura estratovolcánica Nevado de Toluca o Xinantécatl que yace sobre la formación Tarango y sobre la intersección de un sistema de varias fracturas, un rasgo peculiar es que no presenta un cono en su cima (Bloomfield, 1974). Figura 5.3.

Laderas de montaña

Las laderas de montaña se localizan al Sur del sistema, y para su descripción se dividen en SE, centro y SW.

Laderas de montaña superiores. Las laderas de la sección SE son de origen endógeno volcánico, formadas por la presencia de domos riolíticos del Cuaternario compuestos por dacitas y andesitas que yacen sobre tobas en depósitos de flancos, de probable edad terciaria. Tienen AAD de 3000 a 3200 m.s.n.m, y pendientes de 12 a 32°, sus

superficies cumbrales son convexas y los dorsos son rectilíneos y ondulados. Éstas laderas de montaña pertenecen al Cerro Putla (Figura 5.4).

En la sección centro las laderas superiores son las más representativas de toda la cuenca, pues en cuanto a la altura y pendiente forman parte de la cima del volcán Nevado de Toluca, uno de los volcanes más importantes en la República Mexicana. Son de origen endógeno volcánico del Cuaternario, constituidos por flujos lávicos de andesitas y dacitas, cubiertas por depósitos de flujos de lahares y sobre éstas, pómez (Sánchez-Rubio, 1984). Tienen AAD de 4000 a 4680 m.s.n.m, y sus pendientes oscilan entre 30 y 86°, sus dorsos son completamente rectilíneos, y las superficies cumbrales son agudas formando la boca del cráter.

En la sección SW tienen dos tipos de laderas. Las primeras son cercanas a la sección centro son de origen endógeno volcánico formados por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario, tienen una AAD de 3600 a 4000 m.s.n.m, y una pendiente de 6 a 20°, sus superficies cumbrales son planas, onduladas y en otros casos ligeramente convexas.

Las laderas superiores ubicadas en el extremo SW son de origen endógeno volcánico relacionadas a un conjunto de domos riolíticos del Cuaternario, tienen AAD de 3200 a 3800 m.s.n.m, y pendientes de 12 a 30°, sus superficies cumbrales son alargadas y otras tienen forma semicircular, ambas son ligeramente convexas y sus dorsos son rectilíneos.

Laderas de montaña medias. En la sección centro, este tipo de laderas se localizan en menor cantidad formando parte de la cima del volcán. Son de origen endógeno volcánico, compuestas por flujos lávicos de andesitas y dacitas cubiertas por depósitos de lahares y estas a su vez por pómez del Cuaternario (Sánchez-Rubio, 1984). Sus AAD van de 3600 a 4200 m.s.n.m, y sus pendientes oscilan entre 30 y 40°, tienen dorsos rectilíneos ligeramente ondulados.

En la sección SW las laderas de montaña medias son de origen endógeno volcánico están relacionadas a domos riolíticos del Cuaternario, tienen AAD de 3400 a 3600 m.s.n.m, y pendientes de 20 a 40°, sus dorsos son rectilíneos y ondulados.

Laderas de montaña inferiores. Este tipo de laderas en la sección SE forman parte del Cerro Putla (Figura 5.4.), son de origen endógeno volcánico, forman parte de los

domos riolíticos del Cuaternario, que yacen sobre depósitos de flancos de probable edad terciaria, tienen AAD de 3000 a 3400 m.s.n.m, y pendientes de 20 a 40°, sus dorsos son rectilíneos y ondulados.

En la sección centro las laderas inferiores son de origen endógeno volcánico y forman parte del cono volcánico, están compuestas por flujos lávicos de andesitas y dacitas cubiertas por depósitos de lahares y éstas por pómez del Cuaternario (Sánchez-Rubio, *op. cit.*). Tienen AAD de 3600 a 4000 m.s.n.m, y pendientes de 6 a 20°, sus dorsos son amplios, rectilíneos y ligeramente ondulados.

En la sección SW, las laderas inferiores cercanas al cono volcánico son de origen endógeno volcánico compuestas por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario. Tienen AAD de 3400 a 3800 m.s.n.m, y pendientes de 12 a 30°, sus dorsos son rectilíneos ligeramente ondulados.

Las laderas inferiores en el extremo SW están relacionadas a un conjunto de domos riolíticos del Cuaternario que yacen sobre material de tobas en depósitos de flancos probablemente del Terciario.

Laderas de montaña (no diferenciadas). Existen dos tipos de laderas en el extremo SE, ambas son de origen endógeno volcánico, forman parte de un cono cinerítico del Cuaternario, cubierto por flujos piroclásticos cuya AAD es de 3000 a 3200 m.s.n.m, y pendientes de 20 a 40°, tienen superficie cumbral ligeramente convexa y dorsos rectilíneos. Las laderas de montaña cercanas al cono volcánico son formadas por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario; tienen AAD de 3400 a 4000 m.s.n.m, y pendientes de 6 a 40°, sus cimas son agudas y tienen dorsos rectilíneos, al parecer están asociados a algún deslizamiento.

Lomeríos

Los lomeríos se encuentran distribuidos a lo largo y ancho de todo el sistema, y para una mejor descripción se divide en la sección Norte y sección Sur. La primera se extiende desde la localidad Capultitlán hasta la localidad de Calimaya, y la sección Sur desde la localidad Calimaya hasta el extremo Sur del sistema (Ver Fig. 3.7 y Fig. 5.1).

Lomeríos altos. Existen dos tipos de lomeríos altos en la sección Norte. Los primeros se localizan al Este, son de origen endógeno volcánico asociados a un cono cinerítico compuestos por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario.

Tienen AAD de 2600 a 3000 m.s.n.m, y pendientes de 6 a 40° son de dorsos rectilíneos y ligeramente ondulados con superficies cumbrales planas y pendientes de 0 a 6°, aunque en algunos casos tienen cimas en cráter.

Al centro de la sección Norte se localiza un montículo de origen endógeno volcánico al que Mooser *et al.* (1996) clasifica como cono volcánico compuesto por flujos lávicos y cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario. Su AAD es de 3000 a 3400 m.s.n.m, y una pendiente de 6 a 30°, tiene superficie cumbral plana con pendiente de 2 a 6°, dorsos rectilíneos y ondulados.

En la sección Sur los lomeríos altos son en realidad escasos y se localizan principalmente al Este. Son de origen endógeno volcánico formados por domos riolíticos del Cuaternario cubiertos por depósitos piroclásticos y yacen sobre abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas y pómez de la Formación Tarango. Tienen AAD de 3200 a 3400 m.s.n.m, y pendientes de 20 a 30°, sus superficies cumbrales son planas o ligeramente convexas con dorsos rectilíneos y muy ondulados.

Lomeríos bajos. Se encontraron dos tipos de lomeríos altos. Al extremo NW los lomeríos son de origen endógeno volcánico compuestos por conos cineríticos constituidos por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario. Tienen una AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, y una pendiente de 6 a 30°, sus superficies cumbrales son en cráter o cóncavas con dorsos rectilíneos. Otro tipo de lomeríos altos se ubican principalmente en la sección NW, son de origen endógeno volcánico asociados a abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas y pómez de la Formación Tarango del Plio-Cuaternario. Tiene AAD de 3000 a 3200 m.s.n.m y pendientes de 12 a 30°. Sus superficies cumbrales son ligeramente convexas con dorsos rectilíneos y ondulados.

Piedemontes

Los piedemontes del sistema del Nevado de Toluca se caracterizan por ser amplios y alargados. Al igual que en los lomeríos para describirlos mejor, los piedemontes se dividen en sección Norte y Sur del sistema tomando las mismas localidades de referencia.

Piedemontes superiores. Los piedemontes en la sección Norte son de origen endógeno

volcánico acumulativo y en menor proporción material exógeno acumulativo aluvial, pertenecientes a abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas, pómez y depósitos fluviales pertenecientes a la Formación Tarango del Plio-Cuaternario. Tienen AAD de 3000 a 3400 m.s.n.m, y pendientes que oscilan entre 2 a 20°, sus dorsos son rectilíneos, ondulados y generalmente son alargados.

En la sección Sur los piedemontes son de origen endógeno volcánico acumulativo con menor cantidad de material exógeno acumulativo aluvial, y se relacionan a los flujos lávicos de andesitas y dacitas cubiertos por depósitos de lahares y sobre estos depósitos de pómez del Cuaternario (Sánchez-Rubio, 1984). Sus AAD varían de 3000 a 4000 m.s.n.m, y tienen pendientes de 2 a 30°. Sus dimensiones son variadas hay alargadas y angostas, y otras son amplias y largas, los dorsos son rectilíneos y ondulados.

Piedemontes medios. Se encuentran en menor proporción en todo el sistema.

En la sección Norte los piedemontes están distribuidos al Este. Son de origen volcánico acumulativo y en menor proporción exógeno acumulativo aluvial, formados por abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, pómez y depósitos fluviales pertenecientes a la Formación Tarango del Plio-Cuaternario. Sus AAD son de 3000 a 3400 m.s.n.m, y sus pendientes son de 2 a 20° con dorsos rectilíneos, ondulados y amplios.

En la sección Sur los piedemontes medios se encuentran distribuidos al Este y Oeste. Los primeros son de origen endógeno volcánico acumulativo con menor cantidad de material exógeno acumulativo aluvial, forman parte de los abanicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas, pómez y depósitos fluviales del Plio-Cuaternario pertenecientes a la formación Tarango. Tienen AAD de 2800 a 3200 m.s.n.m, pendientes de 2 a 12° con dorsos rectilíneos y ondulados, sus dimensiones son variadas grandes y pequeñas.

Al lado Oeste de la sección Sur los piedemontes medios son escasos, y son de origen endógeno volcánico acumulativo y en menor proporción exógeno acumulativo aluvial, pertenecen a los flujos lávicos de andesitas y dacitas cubiertas por depósitos de lahares y estas a su vez por pómez del Cuaternario (Sánchez-Rubio, *op. cit.*).

Piedemontes inferiores. Los piedemontes en la sección Norte son los más

representativos de todo el sistema Nevado de Toluca por sus grandes extensiones alargadas y bien identificadas. Son de origen endógeno volcánico acumulativo y exógeno acumulativo aluvial, formados por abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, ignimbritas, tobas, pómez, y depósitos fluviales de la Formación Tarango del Plio-Cuaternario. Tienen AAD de 2600 a 3400 m.s.n.m, y pendientes muy suaves de 0 a 6° con dorsos rectilíneos y ondulados.

En la sección Sur los piedemontes son de dimensiones más pequeñas a excepción de la zona SE en los alrededores de la localidad de Calimaya donde los piedemontes inferiores son parecidos a los del Norte y tienen AAD de 2450 a 2800 m.s.n.m, con pendientes de 2 a 12° y dorsos rectilíneos ondulados. Los piedemontes al SW y zona centro son pequeños como se mencionó anteriormente, son del mismo origen, litología y temporalidad; tienen AAD de 3000 a 3400 m.s.n.m, y pendientes de mayor intervalo desde 2 a 30° con dorsos rectilíneos ondulados.

Piedemontes (no diferenciados). Estos se encuentran especialmente distribuidos al SE del sistema, en general son de dimensiones pequeñas rodean a las laderas de montaña y a los lomeríos. Son de origen endógeno volcánico acumulativo con menor proporción de material exógeno acumulativo aluvial, están formados por abanicos volcánicos, lahares, flujos piroclásticos, pómez y depósitos fluviales de la Formación Tarango del Plio-Cuaternario. Tienen AAD de 3000 a 3400 m.s.n.m, y pendientes de 2 a 20°, sus dorsos son ondulados y rectilíneos (Figura 5.4).

Planicies

Planicies aluviales. Se localizan principalmente al Norte y Sur del sistema, aunque estas últimas abarcan menor extensión que las primeras. En todos los casos son de origen exógeno acumulativo formados por depósitos lacustres, aluvión compuesto por fragmentos de roca volcánica del tamaño de grava, arena, limo y arcilla del Cuaternario. Al Norte las AAD son de 2450 a 2600 m.s.n.m, y pendientes de 0 a 2°. Al Sur las AAD son de 2 a 6°.

Planicies aluviales inclinadas. Se encuentran en los barrancos distribuidas en la parte centro y Sur del sistema, aparecen principalmente entre piedemontes y laderas de montaña. Son de origen exógeno acumulativo constituidas por depósitos lacustres y aluvión compuesto por fragmentos de roca volcánica del tamaño de grava, arena, limo

y arcilla del Cuaternario. Tienen AAD de 2800 a 3800 m.s.n.m, y pendientes de 0 a 30°.

5.16.-Sistema Morfogenético Atlatlahuaca

Su nombre es tomado de Mooser *et al.* (1996). Este sistema se localiza al Sur del Basalto Tenango, es un área volcánica afectada por el intemperismo del Mioceno, compuesta por andesitas. Por otro lado es una zona afectada por movimientos tectónicos al Norte de ésta; el relieve se manifiesta por la presencia de lomeríos altos, medios y piedemontes (Mooser, *op. cit.*).

Lomeríos

Lomeríos altos y medios. La mayor parte del sistema está ocupada por lomeríos altos, que se ubican al centro y Sur, y los lomeríos medios se localizan al Norte. Son de origen endógeno volcano-tectónico compuestas por vulcanitas principalmente ácidas del Mioceno. Tienen AAD de 2600 a 2800 m.s.n.m, y pendientes de 12 a 30° en el lado Este, y en la porción Oeste las AAD son de 2800 a 3000 m.s.n.m, con pendientes de 6 a 20°. Los dorsos en ambos casos son ondulados con superficies cumbres amplias y ligeramente onduladas.

Piedemontes

Piedemontes (no diferenciados). Se localizan al interior entre los lomeríos, son de origen endógeno volcánico acumulativo y en menor proporción exógeno acumulativo aluvial, compuestos por vulcanitas ácidas del Mioceno. Sus AAD son de 2600 a 3000 m.s.n.m, y pendientes de 2 a 6° con dorsos angostos y rectilíneos.

A continuación se muestran las figuras correspondientes al capítulo cinco.



Fig. 5.1. Zona de lomeríos y piedemontes al SW de Zacango en Calimaya. Al fondo a la izquierda se observan las laderas de montaña del Nevado de Toluca (Trabajo de campo, 26 de febrero del 2000).



Fig. 5.2. Zona de extracción de material mostrando depósitos volcánicos estratificados al Sur de la Planicie de Toluca, cerca de Calimaya (Trabajo de campo, 3 de febrero del 2000).



Fig. 5.3. Vista de la estructura volcánica Nevado de Toluca, mostrando laderas de montaña y piedemontes, y vista de la planicie lacustre aluvial. Sur de la Cuenca de Toluca cerca de Almoloya del Río (Trabajo de campo, 3 de febrero del 2000).



Fig. 5.4. Vista Este del Cerro Putla, mostrando laderas de montaña superior e inferior con sus respectivos piedemontes, y vista de la planicie aluvial. SE del Sistema Nevado de Toluca (Trabajo de campo, 3 de febrero del 2000).



Fig. 5.5. Vista de lomerío medio con superficie cumbral plana, y además un aspecto de la planicie aluvial al SW de Tenango de Arista (Trabajo de campo, 3 de febrero del 2000).

CONCLUSIONES

La Cuenca de Toluca presenta una marcada heterogeneidad en el origen, tipos, geología, y geometría del relieve, esto como resultado de una sucesión de eventos volcánicos y actividades tectónicas estrechamente ligadas a la evolución estructural del CVM, durante el Terciario y el Cuaternario. Esta diversidad de relieve se manifiesta en las 1727 unidades morfogénicas (UM) delimitadas en toda la cuenca.

Considerando la heterogeneidad mencionada, así como la amplia extensión del área de estudio que ha sido cartografiada en este trabajo (3482.5 km²), y la gran cantidad de información de geometría del relieve integrada, se optó por agrupar jerárquicamente a las UM en dieciséis sistemas morfogénicos (SM), en los que se tomaron en cuenta distintos tipos de relieve, con elementos litológicos diferenciados, cuya temporalidad es semejante y guardan una estrecha relación entre sí, además de que están incluidos dentro de los SM, unidades de mayor jerarquía de relieve con influencia morfoestructural dominante.

El aporte principal de este trabajo es que, con él, se han generado nuevos conocimientos geomorfológicos morfogénicos, expresados de manera cartográfica con escala media (a partir de fotografías aéreas a escala 1:75,000), sobre una amplia extensión del territorio mexicano, en el cual habita una cantidad importante de población. La fragmentación espacial de dicho territorio y su descripción geomorfológica se realizó a partir del marco de referencia principal, dado por los sistemas morfogénicos (SM). En este trabajo se incluyeron aspectos básicos de la geografía: a) extensión, la Cuenca de Toluca abarca una extensión de 3482.5 km², b) causa-efecto, el origen de la cuenca está muy vinculado al tectonismo que presentó el CVM, lo que dio como resultado una morfología de elevaciones y depresiones, c) correlaciones, éstas se dieron en la litología, edad y en la estructura.

La descripción sintética, de las características morfogénicas, de los conjuntos de UM que conforman a los dieciséis SM de la cartografía morfogénica de la Cuenca de Toluca, fueron con base en los cuatro aspectos fundamentales considerados dentro del sistema para el levantamiento y mapeo geomorfológico del ITC: a) Origen general y específico. Este estudio permitió separar y clasificar cinco tipos de origen, endógeno volcánico, endógeno volcano-tectónico, endógeno volcánico acumulativo, endógeno

tectónico y exógeno acumulativo. b) Tipo de relieve. Este estudio permitió caracterizar y delimitar a los diferentes tipos de Laderas de montaña, Lomeríos, Piedemontes y Planicies, con sus respectivas cimas, superficies cumbreles y dorsos; c) Litología y temporalidad. La integración de la información geológica antecedente en este estudio permitió entender que las áreas montañosas se componen principalmente de materiales volcánicos del Terciario y Cuaternario, y la gran planicie de la cuenca está formada por depósitos aluviales y lacustres del Cuaternario, y d) Clase geométrica del relieve. Esto permitió integrar datos cuantitativos de pendiente y de altura absoluta dominante (AAD) en la síntesis descriptiva de cada SM.

A continuación se mencionan los Sistemas Morfogenéticos más representativos por su origen específico, tales como exógeno acumulativo, endógeno volcánico asociado a una serie de estructuras volcánicas y endógeno volcánico formado por una sola estructura poligenética. Además de que estos SM sobresalen por su extensión dentro de la Cuenca de Toluca.

Sistema Morfogenético Planicie de Toluca (662.9 km²). En este sistema las escasas laderas de montaña forman parte de la estructura volcánica "Volcanes Calixtlahuaca", son de origen endógeno volcano-tectónico compuestas por domos riolíticos asociados a calderas, su litología se constituye principalmente de vulcanitas ácidas del Mioceno. Los lomeríos son bajos con tres orígenes: a) endógeno volcano-tectónico, relacionado con la presencia de calderas, compuestos por domos riolíticos y vulcanitas principalmente ácidas del Mioceno, b) endógeno volcánico, son formados por conos cineríticos distribuidos en la planicie, son constituidos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario, y c) endógeno acumulativo, localizado al extremo NE de la planicie, se constituyen de material volcánico perteneciente a la Formación Tarango del Plio-Cuaternario. Los piedemontes que se distribuyen en la planicie son de origen endógeno volcánico acumulativo y exógeno acumulativo, se constituyen de tobas en depósitos de flancos del Plioceno y vulcanitas principalmente ácidas del Mioceno. En otros lugares el material es de vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario y algunos son de depósitos lacustres y aluvión del Cuaternario. La gran planicie es de depósitos lacustres, aluviales y piroclásticos del Cuaternario.

Sistema morfogenético Sierra de las Cruces (501.0 km²). Las laderas de montaña son en su mayoría resultado de las Formaciones Chimalpa, Bobashi y Salazar, son de origen endógeno volcánico compuestas por domos ácidos y por conos cineríticos, en su mayoría constituidos por andesitas y dacitas del Cuaternario, que sobreyacen a la Formación Tarango del Plio-Cuaternario. Los lomeríos son de origen endógeno volcánico relacionados con conos cineríticos compuestos por flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos constituidos por vulcanitas básicas e intermedias del tipo fenobasalto del Cuaternario y a domos riolíticos de la misma temporalidad. Los piedemontes son de origen endógeno volcánico acumulativo y en menor proporción exógeno acumulativo aluvial, están asociados con domos riolíticos del Cuaternario y algunos se componen de material perteneciente a la Formación Tarango del Plio-Cuaternario. Algunas planicies son intermontanas y otras se localizan al pie de lomeríos y laderas de montaña, son principalmente de dos tipos, aluviales y aluviales onduladas, ambas son de origen exógeno acumulativo compuestas por depósitos aluviales.

Sistema Morfogenético Nevado de Toluca (471.6 km²) Las laderas de montaña son de origen endógeno volcánico, compuestas por domos riolíticos del Cuaternario y las más representativas son las que forman parte de la cima, se constituyen de flujos lávicos de andesitas y dacitas cubiertas por depósitos de flujos de lahares de la misma temporalidad. Los lomeríos son de origen endógeno volcánico y se distribuyen en todo el sistema, se relacionan con conos cineríticos, con conos volcánicos y con domos, se constituyen de flujos lávicos cubiertos por depósitos piroclásticos del Cuaternario que yacen sobre material de la formación Tarango del Plio-Cuaternario. Los piedemontes generalmente son amplios y muy alargados, cubren la periferia de la estructura volcánica, aunque en las partes altas son más pequeños y son intermontanos; son de origen endógeno volcánico acumulativo y en menor proporción exógeno acumulativo aluvial. Las planicies son aluviales y aluviales inclinadas, de origen exógeno acumulativo, ambas compuestas por depósitos lacustres y aluvión distribuidas en todo el sistema, las inclinadas se encuentran principalmente en barrancos.

Este estudio ha permitido concluir que para construir un mapa morfogenético a escala 1:100,000 es fundamental el utilizar e integrar información cartográfica y bibliográfica existente, para poder delimitar con mayor certeza a las unidades y a los sistemas morfogenéticos, con el fin de tener una explicación fundamentada de su origen y tipo de relieve.

Este estudio contribuye al conocimiento de la distribución espacial de las características morfogenéticas del relieve de la Cuenca de Toluca, y además proporciona bases para posibles investigaciones, relacionadas con el uso y manejo de los recursos naturales, planeación ambiental y la evaluación de la zonificación de riesgos naturales, etc. Otra utilidad que tiene este estudio es que puede servir para trabajos posteriores de mayor detalle, en los cuales se analicen procesos gravitacionales, desarrollo de barrancos, erosión de suelo, paleogeomorfología y procesos actuales en la Cuenca de Toluca.

Los resultados obtenidos con este estudio permiten sugerir que para estudiar el relieve por medio de SM, hay que auxiliarse de cartografía morfoestructural, esto permitiría tener una mayor exactitud en la delimitación de las unidades morfogenéticas mayores (SM).

Se propone la realización de una cartografía a nivel local, a mayor detalle, en la cual se haga una representación espacial de la génesis y edad de cada unidad morfogenética del relieve, sería conveniente apoyarse en fotografías aéreas a mayor escala, en caso de que estén disponibles o existan.

Finalmente cabe destacar algunos aspectos de importancia que fueron aplicados para la elaboración de este trabajo, como son la delimitación de los cuatro tipos morfogenéticos del relieve en base a las características que presentaban las fotografías aéreas en la fotointerpretación, las características tridimensionales del relieve en los modelos estereoscópicos, los diferentes tonos de gris y texturas, el cambio de uso de suelo, y diferencias altitudinales; lo que permitió identificar diversos rasgos estructurales, y rasgos del relieve. Otro aspecto que se destaca, es que las salidas a campo permitieron corroborar los límites de las unidades morfogenéticas en las que no había completa certeza en su trazado. Por último quiero señalar que los mapas geológicos de Mooser *et al.* (1996) y el trabajo sobre Toluca-Amealco de Sánchez-

BIBLIOGRAFÍA

- Aceves Quesada, F. J. (1996). Geología y Geomorfología del Volcán Nevado de Toluca. Tesis de Maestría en Ciencias (Geología), Facultad de Ciencias, División de estudios de Posgrado. UNAM, México. 116pp.
- Aguayo Camargo, J. E., Marín Córdova, S. y Sánchez Díaz (1989). Evolución geológica de la Cuenca de México. Memoria del Simposio sobre Tópicos Geológicos de la Cuenca del Valle de México, Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos. México, D.F. 25-41 pp.
- Alaniz Álvarez, S. A., Nieto Samaniego, A. F. y Ferrari, L. (1998). Evaluación de factores que controlan la distribución de los grandes estratovolcanes en la Faja Volcánica Trans-mexicana. Primera Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra. Libro de resúmenes. Sociedad Mexicana de Geomorfología. Facultad de Ciencias; UNAM. México 1-184 pp.
- Arzate, J. A., Mareschal M., Livelybrooks, D. (1995). Electrical image of the subducting Cocos platform magnetotelluric observations, Geological Society of America, Annual Meeting, New Orleans. Vol. 23, N° 8, 673-768 pp.
- Bloomfield K. (1973). The age and significance of the Tenengo Basalt, Central Mexico, The International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's interior of the International Union of Geodesy and Geophysics, Napoly Italy, Bulletin Volcanologique. Vol. 37, 586-595 pp.
- Bloomfield K. (1974a). Reconocimiento geológico en el Nevado de Toluca, México. Instituto de Geología, UNAM, México. Serie Divulgación. N° 2, 38-42 pp.
- Bloomfield K. (1974 b). Late Pleistocene eruptive history of Nevado de Toluca, Central Mexico, Geological Society of America. Bulletin Volcanologique, Vol. 85, 901-906 pp.
- Bloomfield K. (1975). A Late-Quaternary monogenetic volcano field in Central Mexico. Geologische Rundschau, Stuttgart. N° 64. 476-597 pp.
- Bloomfield K., Sánchez Rubio, G., y Wilson, L. (1977a). Plinian eruptions of Nevado de Toluca Volcano, Mexico. Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau Band. Stuttgart. N° 66, 120-146 pp.
- Bloomfield K. y Valastro, S. Jr. (1977 b). Late Quaternary Tephrochronology of Nevado de Toluca Volcano, Central Mexico. Geology and Mineral Resources, N° 46, 1-15 pp.
- Cantagrel J. M., Robin. C., and Vicent, P. (1981). Les grandes etapas d' evolution d' un volcan andésitique composite: Exemple du Nevado de Toluca (Méxique). Bulletin Volcanologique N° 44, 177-188 pp.
- Córdova, C. (1988). Cartografía geomorfológica en escala pequeña del Occidente de la República Mexicana. Tesis de Licenciatura en Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, Colegio de Geografía, UNAM, México. 7-21 pp.

- Cserna Zoltan de., De la Fuente Duch, M., Palacios-Nieto, M., Triay, L., Mitre Salazar, L.M., Mota Palomino, R. (1988). Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México. Boletín 104 del Instituto de Geología, UNAM, México. Geological Society of America. Bulletin 93, 371-378 pp.
- Demant, A. (1976). Contribución a la definición de las diferentes fases volcánicas y tectónicas del eje Neovolcánico Mexicano; UNAM, Instituto de Geología, México. Congreso Latinoamericano de Geología, 3, Acapulco, Resúmenes, 41 pp.
- Demant, A. (1978a). Algunos caracteres petrográficos de las rocas del Eje Neovolcánico Mexicano: Sociedad Geológica Mexicana. Convención Nacional, 4, México D.F; Resúmenes 17 pp.
- Demant, A. (1978b). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. Revista del Instituto de Geología, UNAM, México. N° 2: 172-187 pp.
- Demant, A. (1981). L'axe neo-volcanique transmexicain in-étude volcanologique et pétrographique-signification géodynamique. Ph. D. Thesis, Université de d'Aix-Marseille, Aix-Marseille, 259 pp.
- Demek, J., Embleton, C. (1978). Guide to Medium-Scale Geomorphological Mapping. International Geographical Union Commission on Geomorphological Survey and Mapping. E. Schweizerbat'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller) Stuttgart. 348 p.p.
- Derrau, M. (1983). Geomorfología, Ed. Ariel Geografía, Barcelona, 517 p.p.
- Ferrari, L., Pasquarè, G., y Tibaldi, A. (1989). Volcanic and Tectonic evolution of los Azufres caldera and surrounding area, Annales Geophysical, Special Issue on EGS, 14th Assembly, Barcelona. 57 pp.
- Ferrari, L. (1998). ¿Qué sabemos sobre la faja volcánica trans-mexicana?. Avance en el conocimiento durante la última década. Primera Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra. Libro de resúmenes. Sociedad Mexicana de Geomorfología, Facultad de Ciencias UNAM, México. 184 pp.
- García Palomo, A., Macías, J. L., Arce, J. L., Espíndola, J. M. (1996). Marco Geológico Estructural de la Región del Nevado de Toluca, Estado de México. Actas INAGEQ 2, 115-120 pp.
- García Palomo, A. (1998). Evolución Estructural en las inmediaciones del Volcán Nevado de Toluca, Estado de México. Unpublished Master Thesis, UACP y P del CCH, UNAM, México 146 pp.
- García, Palomo, A., Macías, J. L., Garduño, V. H. (2000). Miocene to Recent Structural Evolution of the Nevado de Toluca Volcano, Central Mexico. Tectonophysics, Elsevier. N°318, 281-302 pp.
- Heine, K. (1976). Blockgletsher und blocksungen-Generation an Nevado de Toluca. Mexico. Die Erde, 330-352 pp.
- Heine, K. (1994). Present and past geocryogenic Processes in Mexico. Permafrost and Periglacial Process, Institut für Geographie, Universität Regensburg, Germany, Vol. 5. 1-12 pp.

- ICATEC (1985). Estudio Geohidrológico preliminar del Valle de Toluca, Estado de México. Memoria descriptiva. ICATEC S.A. de C.V. México.
- INEGI (1983). X Censo General de Población y Vivienda 1980. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. Vol. 1 y 2. Tomo XV. INEGI-SPP, México.
- INEGI (1987). Síntesis Geográfica, Nomenclator y Anexo Cartográfico del Estado de México. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. INEGI-SPP México. 223 pp.
- Johnson, C. A. and Harrison C. G. A; (1990). Neotectonics in Central Mexico. Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol. 64, N°. 2-4, 187-210 pp.
- López Hernández Aída (1991). Geología de los Azufres. Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía, Vol. 7 No. 3, 265-275 pp.
- Lugo Hubp, J; Ortiz, P, M. A; Palacio Prieto, G; Bocco.V. (1985). Las zonas más activas en el Cinturón Volcánico Mexicano (entre Michoacán y Tlaxcala). Revista Geofísica Internacional, UNAM, México. Volumen especial sobre el cinturón volcánico mexicano. Parte 1. 24, 83-96 pp.
- Lugo Hubp, J. (1990). El relieve de la República Mexicana, Revista del Instituto de Geología, UNAM, México. Vol. 9, N° 1, 82-111 pp.
- Lugo Hubp, J. (1991). Elementos de Geomorfología Aplicada. Métodos Cartográficos. Instituto de Geografía, UNAM. México. 109 pp.
- Macías, J. L., García, A., Arce, J. L., Sieve, C., Espíndola, J. M., Komorowski, J. C., and Scott, K. (1997). Late pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlán volcanoes, Central Mexico. BYU Geology studies, N° 42, 493-528 pp.
- Martín del Pozzo, A. L. (1980). Volcanología de la Sierra Chichinautzin. Tesis de Maestría en Ciencias. Facultad de Ciencias, UNAM. México.
- Metcalf, S. E., Street Perrott, F. A., Perrot, R. A. and Harkness D. D. (1991). Palaeolimnology of the Upper Lerma Basin, Central México: a record of Climatic change and Anthropogenic, disturbance since 11600 years B.P. Journal of Paleolimnology. N° 5, 197-218 pp.
- Mooser, F. and Maldonado Koerdell, M. (1961). Pene-contemporaneous tectonics along the Mexican Pacific coast. Geofísica Internacional. N° 1, 1-20 pp.
- Mooser, F. (1972). The Mexican Volcanic Belt, structure and tectonics. Revista Geofísica Internacional, UNAM, México. N° 12, 55-70 pp.
- Mooser, F. (1975). La Cuenca del Valle de México. Memorias de las obras del drenaje profundo del Distrito Federal. D.D.F, N° 1, 8-38 pp.

- Mooser, F., Montiel A. y Zuñiga A. (1992). Nuevo mapa geológico del sur poniente del Valle de México. Simposio, experiencias geotécnicas en la zona poniente del Valle de México, 5-17 pp.
- Mooser, F., Montiel A. y Zúñiga A. (1996). Nuevo Atlas Geológico de las Cuencas de Toluca, México y Puebla. Estratigrafía, Tectónica Regional y Aspectos Geotérmicos (1937-1996). Comisión Federal de Electricidad. 1ª. Ed. 1996, México D.F.
- Newton, A. J. and Metcalfe, S. E. (1999). Tephrochronology of the Toluca Basin, Central Mexico, Quaternary Science Reviews N° 18, 1039-1059 pp.
- Ortiz, Pérez, M., Bocco, G., Moya, J. C., y Zamorano, J. J. (1985). Una interpretación de los depósitos recientes en el bloque de Ixtlahuaca, Estado de México. En el X Congreso Nacional de Geografía, Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística, México. 29-46 pp.
- Ortiz Pérez, M. y Bocco Verdinelli, G. (1989). Análisis Morfotectónico de las depresiones de Ixtlahuaca y Toluca, México. Revista Geofísica Internacional, UNAM, México. Vol. 28. Núm. 3, 507-530 pp.
- Palacio, P, J. L. y Luna González, L. (1993). Sistemas de Información Geográfica Introducción al manejo del ILWIS (Integrated Land and water Management Information System). Versión 1.3. Instituto de Geografía, UNAM, 65 pp.
- Palacio, Prieto, J. L. (1996). Apuntes sobre Percepción Remota y Videografía. Escrito para la materia de Laboratorio de Cartografía 2. Geografía. F.F. y L, UNAM. México 20 pp.
- Pasquaré, G., Ferrari L., V. Perazzoli, M. T.; and F. Turchetti (1987). Morphological and Structural analysis of the central sector of the Transmexican Volcanic Belt. Revista Geofísica Internacional, UNAM, México. Special. Vol. 26, N° 2, 177-193 pp.
- Pedraza Gilzans, J. (1996). Geomorfología. Principios, Métodos y Aplicaciones. Editorial Rueda; Madrid 414 pp.
- Reyes, G. P. (1992). Determinantes locacionales de la industria manufacturera en el Estado de México. Proyecto de tesis para obtener el grado de Maestro en Planeación Urbana y Regional, Facultad de Arquitectura y Arte, UAEM, Mimeo.
- Robinson H. A., Morrison, L. J., Muehrcke, C. P., Kimerling, J. A. y Guphill, C. S. (1995). Elements of Cartography. Sexta Edición. Editada por John Wiley y Sons, Inc. USA. 674 pp.
- Sánchez Rubio, G. (1977). Los dendogramas y su uso en la petrografía, UNAM, Revista del Instituto de Geología, Vol. 1, 174-176 pp.
- Sánchez, Rubio, G. (1978). Notas sobre la Vulcanología Cenozoica de la Región entre Temascaltepec y la Marquesa, Estado de México. Libro Guía de la Excursión a Tierra Caliente, Estados de Guerrero y México, IV Congreso Geológica Nacional. Sociedad Geológica Mexicana. 26-32 pp.
- Sánchez, Rubio, G. (1984) Cenozoic Volcanism in the Toluca-Amealco región central México, M. Phil. Thesis University of London Imp. Coll. of Sci. and Technology, 275 pp.

- Schlaepfer, C. (1968). Resumen de la Geología de la Hoja, México D.F. y los Estados de México y Morelos. Carta Geológica Hoja México 14Q-h (5) Escala 1:10,000, Instituto de Geología, UNAM.
- SECOFI (1996), Monografía geológico minera del Estado de México. Secretaría de Comercio y Fomento Industrial, Coordinación General de Minería.
- Serrano Barquín, R. (1993). Una propuesta de evaluación de recurso suelo con fines de planeación territorial; el caso de la región del Valle de Toluca. Tesis de Maestría, UAEM Facultad de Arquitectura y Arte. 210 pp.
- Spiridonov, A. (1981). Principios de la Metodología de las Investigaciones de Campo en el mapeo geomorfológico. Trad. del ruso por Isabel Alvarez. Tomo 1; la Habana, Cuba, 225 pp.
- Suter M., Aguirre, G., Siebe G., Quintero O. and Komorowski J.(1991). Volcanism and active faulting in the Central Part of the Trans-Mexican Volcanic Belt In: Walawender, M. J. and Hanan, B. B. (Eds): Geological Excursions in Southern California and México. Geological Society of America Guidebook, Annual Meeting. Dept. Geol. Sci. San Diego State Univ. 224-243 pp.
- Tricart, J. y Killian, J. (1982). La Eco-Geografía y la Ordenación del Medio Natural, Editorial Anagrama, Barcelona. 288 pp.
- Vázquez Sánchez, E. y Jaimes Palomera, L.R. (1989). Geología de la Cuenca de México. Revista Geofísica Internacional, Instituto de Geofísica, UNAM. (México), Vol. 28, Núm. 2. 133-190 pp.
- 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 D.F. 155 pp.
- Venegas, S. S; J. J. Herrera and R. Maciel (1985). Algunas características de la Faja Volcánica Mexicana y de sus recursos geotérmicos; Geofísica Internacional. Vol. Especial sobre el Cinturón Volcánico Mexicano. 24, Núm. 1: 47-81 pp.
- Verma, S. P. (1987). Mexican Volcanic Belt: Present state of Knowledge and unsolved problems. Geofísica Internacional, UNAM, México. Special volume on Mexican Volcanic Belt, Vol. 26, Núm. 3b: 309-340 pp.
- Verstappen H. Th y Van Zuidam, R. A. (1991). The system of Geomorphologic Survey, A basis for the evaluation of natural resources and hazards, ITC Publication Number 10, Enschede The Netherlands, Ed. Elsevier, 437pp.
- Weilbel, R. y Heller, M. (1991). Digital Terrain Modeling in Maguire, D. J; M. F. Goodchild y D. W. Rhind (eds), Geographical Information Systems: Principles and Applications. Vol. 1, Longman, U. K; 269-279 pp.
- Yamamoto, J. y R. Mota, (1988). La secuencia de temblores del Valle de Toluca, México. Agosto de 1980. Revista Geofísica Internacional, UNAM, México. N° 27 (2): 279-298 pp.

MATERIAL CARTOGRÁFICO

INEGI (1975). Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. Cartas Geológicas. Milpa Alta E14A49 y Nevado de Toluca E14A47. Escala 1:50,000.

INEGI (1980). Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. Cartas geológicas. Ixtlahuaca de Rayón E14A27, San Miguel Zinacantepec E14A37 y Toluca de Lerdo E14A38. Escala 1:50,000.

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 (1986). Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. Carta Topográfica. Nevado de Toluca E14A47. Escala 1:50,000.

INEGI (1995). Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. Espaciograma de la Ciudad de México E14-2. Escala 1:250,000.

INEGI (1998). Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. Cartas Topográficas. Ixtlahuaca de Rayón E14A27, Milpa Alta E14A49, Tenango de Arista E14A48 y Villa del Carbón E14A28. Escala 1:50,000.

INEGI (1999). Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. Cartas Topográficas. San Miguel Zinacantepec E14A37, Toluca de Lerdo E14A38 y Villa de Allende E14A36. Escala 1:50,000.

INEGI (1999). Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. Modelos digitales del Terreno. San Miguel Zinacantepec E14A37, Toluca de Lerdo E14A38, Tenango de Arista E14A48, Milpa Alta E14A49 y Villa del Carbón E14A28



FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFIA