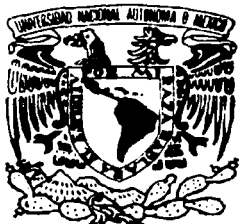


01026
12



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO**

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS



**PROCESOS EXÓGENOS EN LA DELEGACIÓN LA
MAGDALENA CONTRERAS, CIUDAD DE MÉXICO.**

**T E S I S
QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
LICENCIADO EN GEOGRAFÍA
P R E S E N T A
MIGUEL E. CASTILLO RODRÍGUEZ**

ASESOR: DR. JOSÉ LUGO HUBP



**FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFÍA**

CIUDAD UNIVERSITARIA, MÉXICO D.F.

2003

A



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Deo juvante, Deo gratias.

*Ex toto corde meo, a mis padres y
hermana Manlio Castillo, Rosabel
Rodríguez y Vania.*

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la
UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el
contenido de mi trabajo recepcional.
NOMBRE: Miguel Emmanuel
Castillo Rodríguez
FECHA: 7/03/2003
FIRMA: [Firma]

A mi familia y amigos.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Agradecimientos

A mi asesor Dr. José Lugo Hubp, por haberme aceptado como aprendiz, por sus valiosas enseñanzas teóricas y prácticas y darme la oportunidad de conocer una parte de la ciencia que es maravillosa.

Al Dr. José Juan Zamorano O., por sus constantes críticas constructivas, observaciones y ayuda durante el proceso de la elaboración de la presente tesis.

A mis sinodales Dr. Lorenzo Vázquez Sélem, Dr. Arturo Garia Romero y Dra. Irasema Alcántara Ayala, por sus comentarios, observaciones.

Al Instituto de Geografía y todas las personas que tuvieron que ver de alguna manera con el desarrollo de la presente investigación, así como a PROBETEL.

A mis amigos y colegas los geógrafos físicos, quienes de alguna forma contribuyeron en la elaboración de este trabajo. Raúl Gutiérrez (el Potro, quien me introdujo a los SIGS), Raúl González (el Niño, quien me ayudo en la fotointerpretación y el mapeo, ¡gracias flaco!), Agustín, Oscar y Guadalupe (el trio fantástico, ¡gracias por todo el apoyo!) a Miguel Santos (Michael) y Osvaldo (el Archi), a Gabriel Parada (el Gabe) y Milagros Campos (Mili).

Introducción	1
Capítulo I Medio físico	
1.1 Localización y límites	3
1.2 Características del medio físico	4
1.2.1 Climas	7
1.2.2 Suelos	12
1.2.3 Vegetación	16
Capítulo II Geología	
II.1 Estudios previos sobre la geología de la cuenca de México	19
II.2 Marco estratigráfico general del sur de la cuenca de México	20
II.2.1 Formaciones estratigráficas en el territorio de la Magdalena Contreras	28
II.3 Rasgos estructurales de la cuenca de México	39
II.3.1 Rasgos estructurales en el territorio de La Magdalena Contreras	43
Capítulo III Morfometría	
III.1 Mapa altimétrico	45
III.2 Mapa de pendientes	52
III.3 Densidad de la disección del relieve	56
III.4 Profundidad de la disección	60
III.5 Energía del relieve	63
Capítulo IV Geomorfología	
IV.1 Mapa geomorfológico de La Magdalena Contreras, Distrito Federal	67
IV.2 Mapa morfodinámico de La Magdalena Contreras, Distrito Federal	88
IV.3 El crecimiento urbano en el territorio de La Magdalena Contreras: aplicaciones de la geomorfología	96
Conclusiones	101
Bibliografía	103

D

*Todo se muda y transforma; lo que
permanece invariable es el movimiento y
la transformación.*

Antonio Caso

CF

Introducción

La cuenca de México, donde se localiza la zona metropolitana de la Ciudad de México, es un lugar de interés común para las diversas ramas del conocimiento. En términos geomorfológicos el relieve volcánico de la cuenca es importante para los estudios puros; desde el punto de vista ambiental, en la cuenca de México existen reservas naturales que deben ser manejadas de manera racional y desde la perspectiva humano-social esta zona presenta una serie de dificultades por el crecimiento urbano asociado a factores histórico-sociales.

El territorio de La Magdalena Contreras se localiza en la porción suroccidental de la cuenca de México y contiene una de las reservas ecológicas del Distrito Federal, sin embargo, por la inercia del crecimiento de la ciudad se ve afectada de diversas maneras, una de ellas se manifiesta a través del crecimiento descomunal de los asentamientos humanos. En los últimos años han ocurrido algunos procesos de remoción en masa y existen indicios de erosión en laderas y barrancos. Sin embargo, no se han realizado estudios sobre los distintos tipos de procesos dinámicos, de acuerdo con su origen, así como tampoco se han delimitado aquellas áreas donde se presentan con mayor frecuencia los procesos exógenos.

A lo anterior se suma un pobre conocimiento sobre las características físicas del relieve, por lo tanto, la presente investigación tiene como objetivo primordial, conocer las características geomorfológicas y morfodinámicas del territorio de Contreras, y elaborar un mapeo detallado de los rasgos del relieve así como de las áreas morfodinámicas. Con dicho conocimiento se puede realizar un análisis integrado del territorio con la inclusión, explicación y relación del relieve con las demás características físicas.

El objetivo principal del presente estudio es conocer el relieve del territorio de La Magdalena Contreras y los procesos exógenos que se presentan en éste. La investigación se divide en cuatro capítulos; en el capítulo I se describen y relacionan algunos elementos del medio físico (clima, suelo y vegetación) con las características del relieve; en el capítulo II, se recopilan y analizan los estudios sobre geología del área de estudio y para la cuenca de México. En el capítulo III, se elaboran los mapas morfométricos, con el fin de conocer el relieve de manera cuantitativa, asimismo también se conocen por medio de este tipo de análisis la intensidad de los procesos endógenos y exógenos sobre el territorio. En el capítulo IV se hace el análisis geomorfológico del territorio para

posteriormente elaborar un mapa morfodinámico en donde queden delimitadas y cartografiadas las áreas y formas del relieve dinámicas.

I Medio físico

I.1 Localización y límites

El área de estudio corresponde a la delegación de La Magdalena Contreras, la cual se localiza en la porción suroccidental del Distrito Federal. Sus coordenadas extremas son $19^{\circ}12'$, $19^{\circ}20' N$ y $99^{\circ}12'$, $99^{\circ}19' W$; de acuerdo con los límites de 1998, colinda al norte y oeste con la delegación Álvaro Obregón, al este con Tlalpan; al sur limita con el Estado de México (figura 1.1). El antiguo pueblo de La Magdalena Contreras se localiza en la porción nororiental del área de estudio, hoy en día forma parte del área urbana, la cual se extiende sobre toda la porción norte del territorio (figura 1.2).

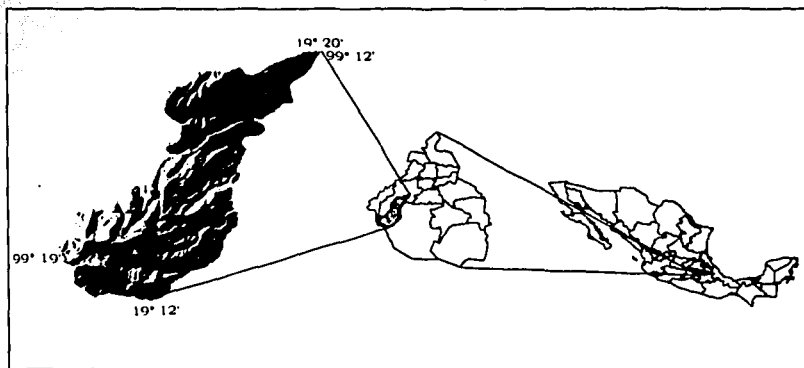
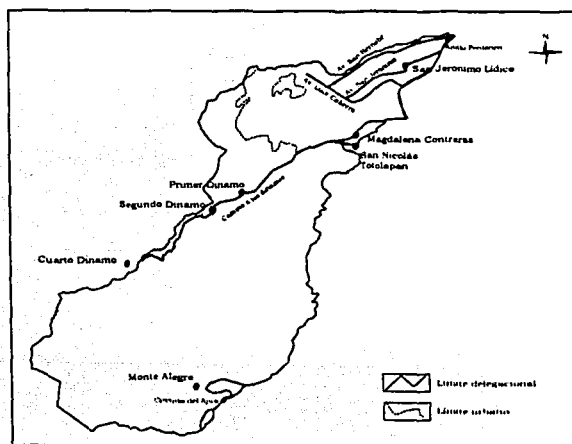


Figura 1.1 Localización de la delegación de La Magdalena Contreras.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 1.2 Localidades y caminos principales del territorio de La Magdalena Contreras.

1.2 Características del medio físico

El territorio de La Magdalena Contreras pertenece a la provincia fisiográfica del Sistema Volcánico Transversal, dentro de la subprovincia de Lagos y Volcanes de Anáhuac (INEGI, 1998). Se localiza en el extremo suroeste de la Cuenca de México sobre la Sierra de Las Cruces (figura 1.3).



Figura 1.3 Localización del territorio de Contreras con respecto a los distintos sistemas montañosos de la cuenca de México en la porción centro-sur. En esta figura pueden observarse las características accidentadas del relieve montañoso.

Por el relieve montañoso (figura 1.4) se reconoce la importancia de los elementos del medio físico, el cual presenta cambios sustanciales de vegetación y suelos en distancias cortas, asimismo, la geología y el relieve controlan la red hidrográfica, la cual presenta en la vertiente oriental una orientación dominante de oeste a este (figura 1.5). Relieve, exposición de las laderas a la radiación solar y litología son factores que en algunos casos condicionan el clima, el suelo y la vegetación.

TEBIS CON
FALLA DE ORIGEN

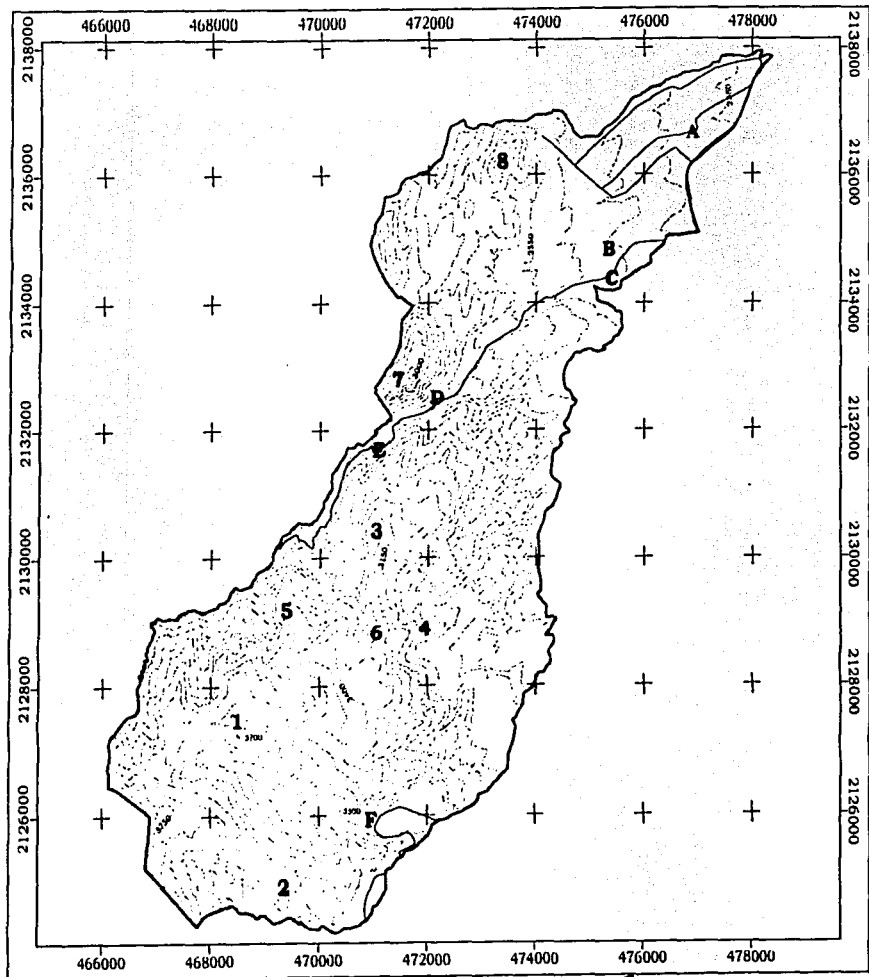
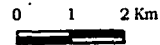


Figura 1.4 Elevaciones principales del territorio de La Magdalena Contreras.

1. Cerro Nezehuiloya
2. Cerro Panza
3. Cerro Sasacapa
4. Cerro Las Canoas
5. Cerro Tarumba
6. Cerro El Aguajito
7. Cerro Meyuca
8. Cerro El Judio

- A= San Jerónimo Lidice
 B= Magdalena Contreras
 C= San Nicolás Totolapan
 D= Primer dinamo
 E= Segundo dinamo
 F= Monte Alegre

- Caminos
 --- Curva de nivel
 ⬭ Limite delegacional



TESIS CON
 BALTA DE...

5

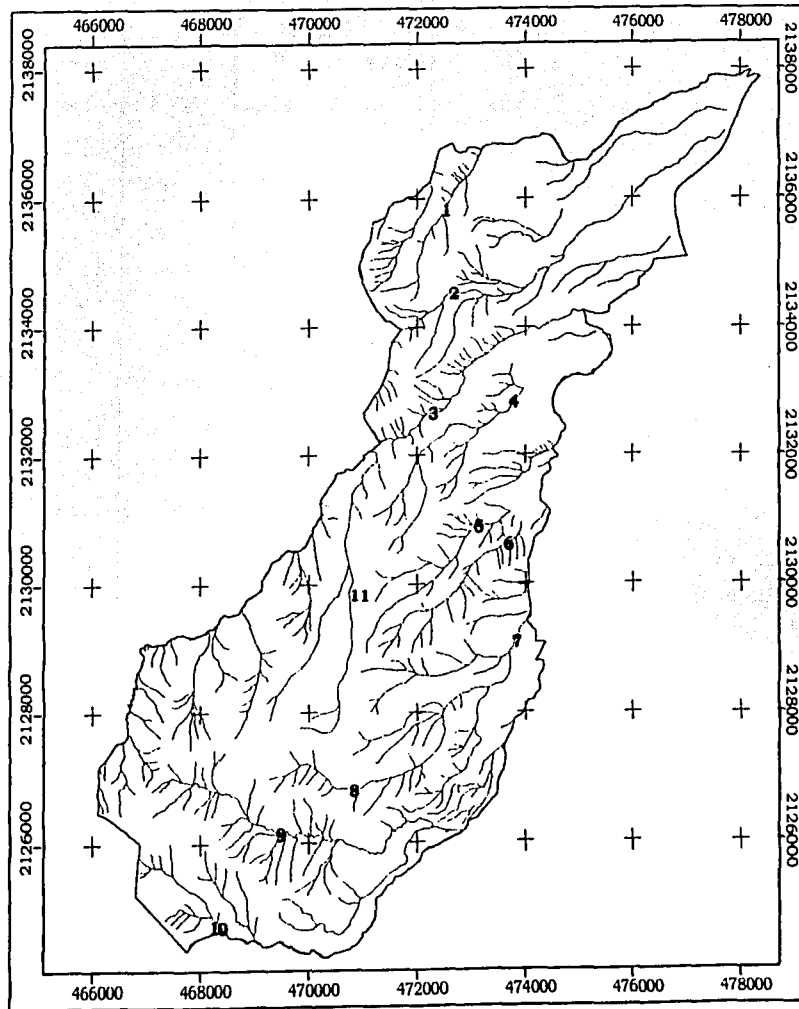


Figura 1.4 Corrientes fluviales principales.

— Corrientes fluviales

1. Oxaixtla
2. Atlalco
3. Magdalena
4. Xocotitla
5. El Puente Volado
6. Chichicaspa
7. Chicuantitla
8. El Agua Escondida
9. Las Regaderas
10. Vivorillas
11. Schuaya

0 1 2 Km

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

1.2.1 Climas

Para comprender las condiciones climáticas en el territorio es necesario entender de manera general las variaciones de temperatura que operan en la cuenca de México. De acuerdo con Jáuregui (1987), el clima de la ciudad de México está influenciado por los sistemas atmosféricos tropicales y extratropicales, esto se refleja en un periodo de poca precipitación, con bajas temperaturas y relativamente seco (en los meses que corresponden al invierno) que contrasta con otro periodo de altas precipitaciones y altas temperaturas (meses del verano).

En el caso del periodo de influencia extratropical, los vientos se asocian a la presencia de las masas polares provenientes del norte del globo terráqueo, este tipo de vientos causan el descenso de la temperatura que no producen suficientes lluvias y sí causan otro tipo de fenómenos como es el caso de la inversión térmica en la cuenca de México. En la etapa tropical, los vientos alisios llegan con fuerte humedad y generalmente se asocian a la temporada de ciclones y vaguadas, tanto en la costa del Atlántico como del Pacífico. Afectan gran parte del territorio nacional con fuertes precipitaciones.

El clima en La Magdalena Contreras, está controlado por la ubicación continental y el relieve montañoso, mismo que favorece las condiciones siguientes:

1. La concentración de humedad en las laderas montañosas y los valles; en el primer caso depende de la morfología cóncava, convexa o recta, lo cual favorece según el tipo, la concentración de humedad y la orientación que tienen las laderas con respecto a la exposición de la radiación solar. Los valles son lugares que retienen y concentran mayor humedad, y dependen de la anchura y profundidad así como de la capacidad de la cuenca para captar agua.
2. En el relieve montañoso la temperatura desciende conforme aumenta la altitud, en teoría, el gradiente vertical de temperatura es de 0.6 a 1 grado centígrado cada 100 m, esto depende de la humedad del aire.

Las características climáticas del territorio de Contreras se analizaron con datos de la temperatura media anual y de precipitación total anual de las estaciones Desviación del Pedregal (2400 msnm) y Monte Alegre (3200 msnm) (Figura 1.6).

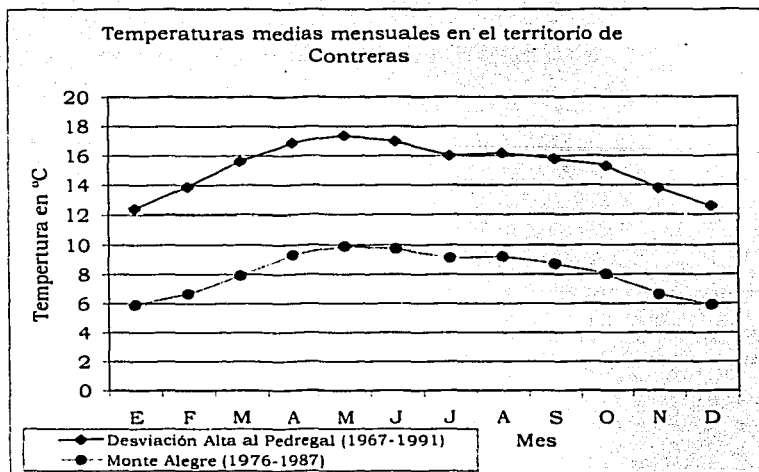


Figura 1.6 Se representan las temperaturas medias anuales en las estaciones Desviación Alta al Pedregal y Monte Alegre, las fechas que aparecen en las estaciones meteorológicas corresponden a los años en que fueron tomados los datos. Fuente: INEGI (1988).

En la gráfica se observa que el clima tiene una marcada variación estacional, los meses más fríos en el territorio son de noviembre a febrero, la temperatura se incrementa notoriamente en los meses de abril, mayo y junio. En la estación Monte Alegre el clima es más frío, no obstante, tiene el mismo comportamiento estacional.

Los niveles de precipitación se representan en la figura 1.7.

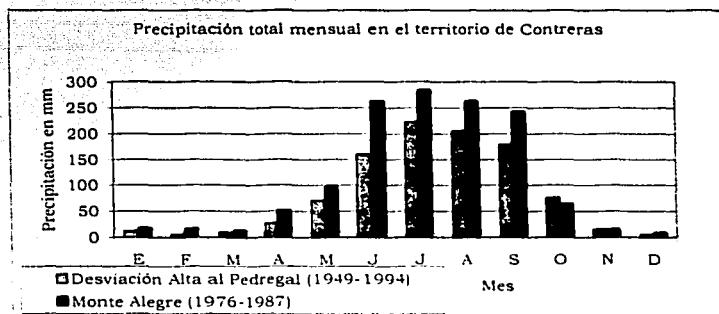


Figura 1.7 Precipitación mensual en el territorio de Contreras, las fechas de las estaciones meteorológicas Desviación Alta al Pedregal y Monte Alegre, corresponden al año en que fueron tomados los datos. Fuente: INEGI. (1998).

Se puede observar que los niveles más altos de precipitación ocurren en los meses de junio a septiembre. Los meses más secos son de noviembre a marzo. La mayor precipitación se concentra en el área de la estación Monte Alegre, favorecida por la altitud del relieve montañoso.

Para tener una idea clara de los niveles de precipitación y temperatura se elaboró el mapa de isoyetas (líneas que unen puntos de igual precipitación) e isotermas (igual temperatura) (figura 1.8). Finalmente, con los mismos datos se elaboró el mapa de climas con base en el sistema de Köppen, modificado por García, donde se reconocen tres tipos (figura 1.9).

1. C (w2)(w). Tipo templado subhúmedo con lluvias en verano, precipitación invernal menor al 5%. Se localiza en la superficie de piedemonte y en las laderas bajas, en un piso altitudinal de < 2450 a 2800 m.
2. C(e)(w2)(w). Tipo semifrío subhúmedo con lluvias en verano y precipitación invernal menor al 5%. Se presenta a lo largo de las laderas de montaña entre los pisos de 2800 a 3600 m.
3. C(e)(m)(w). Tipo semifrío húmedo con lluvias en verano y precipitación invernal menor al 5%; se presenta en las zonas más altas del relieve montañoso a una altitud promedio de > 3600 m.

El clima está determinado en parte, por las condiciones locales del relieve. En el territorio de Contreras los climas fríos y húmedos se encuentran en el extremo sur, donde la altitud es mayor a los 2800 m y predominan las laderas de montaña; clima y relieve tienen una relación directa con los procesos exógenos debido a que los lugares con altos niveles de precipitación propician, por lo general, que los procesos erosivos fluviales actúen de manera más efectiva sobre el relieve.

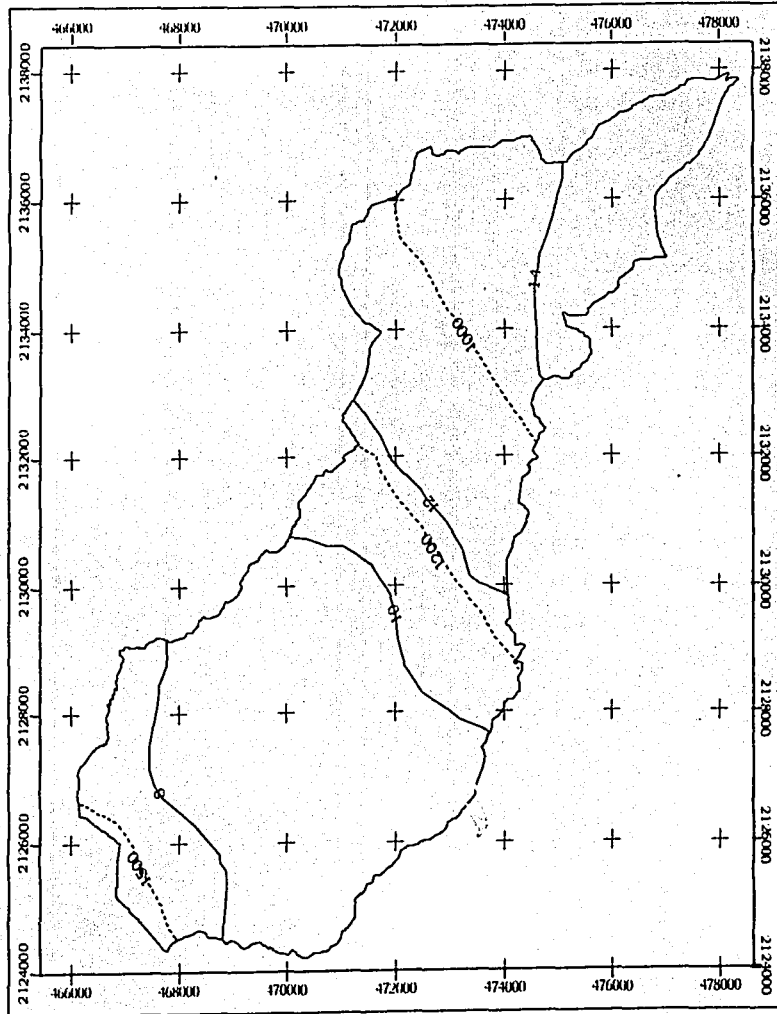


Figura 1.8 Isotermas e isoyetas del territorio de la Magdalena Contreras



Isotermas en °C



Isoyetas en mm



Fuente: INEGI, 1998. Cuaderno estadístico delegacional: La Magdalena Contreras.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

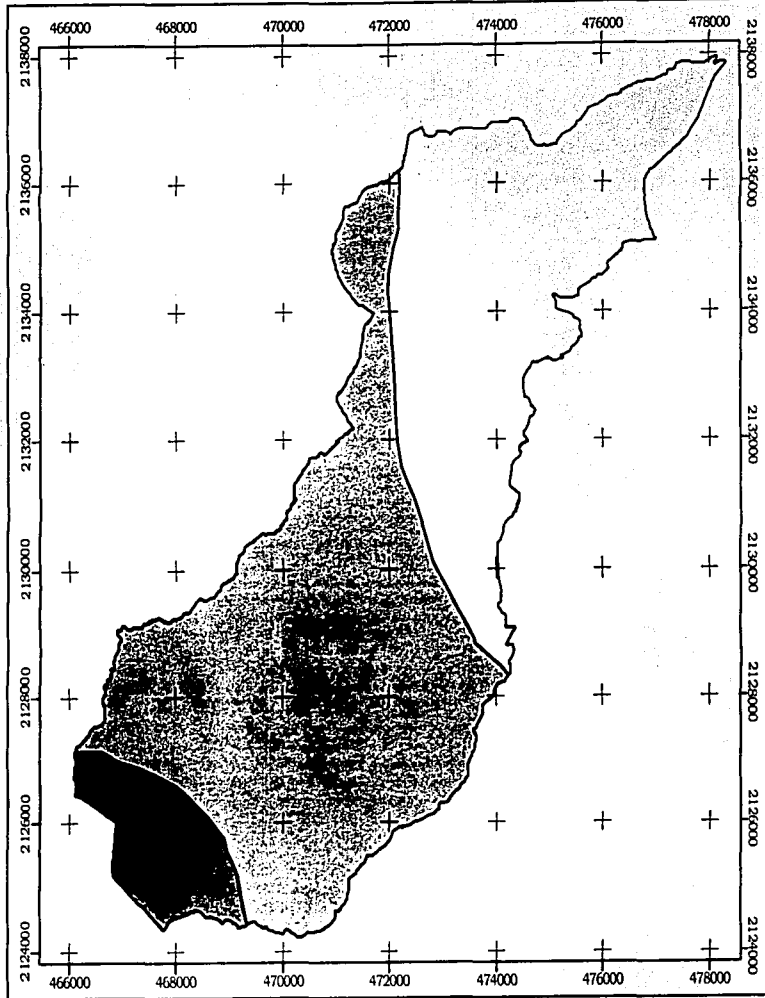




Figura 1.9 Climas

 C (w2)(w)

Templado subhúmedo con lluvias en verano

 C (e)(w2)(w)

Semifrio subhúmedo con lluvias en verano

 C (e)(m)(w)

Semifrio húmedo con lluvias en verano

 0 1 2 Km

Fuente: INEGI, 1998. Cuaderno estadístico delegacional: La Magdalena Contreras.

TESIS CON
P.A.

1.2.2 Suelos

En el área de estudio se encuentran tres tipos de suelos: los andosoles, abarcan una extensión de 46 km² de la superficie delegacional; los phaeozem con 18 km², y los litosoles con un área de 1 km² (figura 1.10), la presencia y amplia distribución de los suelos indica la estrecha relación que tienen éstos con la litología de la zona.

La presencia de estos suelos se asocia a los factores siguientes:

1. El material geológico o parental.
2. El grado de alteración física y química de las rocas.
3. La pendiente del terreno y los procesos erosivos.

Andosoles. Son suelos que se desarrollan sobre cenizas y otros materiales volcánicos recientes, generalmente son ricos en vidrios volcánicos (Porta *et al*, 1994). En el área de estudio se reconocen dos tipos de horizontes, el húmico, el cual presenta una capa oscura o negra sobre el suelo rojizo o amarillento, rica en humus¹; el otro tipo es el mólico, el cual tiene una capa superior rica en materia orgánica y en nutrientes. Los andosoles se localizan sobre toda la superficie montañosa, donde la litología es de lavas andesíticas y dacíticas (figura 1.10); también se presentan en basaltos, que corresponden generalmente a rocas más recientes.

Phaeozems. Son suelos con superficie oscura, tienen una consistencia suave y son ricos en materia orgánica y nutrientes, su característica distintiva es que no presentan una capa rica en calcáreos (INEGI, 1990). En el área de estudio el phaeozem háplico presenta las mismas características de los phaeozems, con alto contenido de humus. Se encuentran a lo largo del piedemonte y en los llanos de origen volcánico; el material geológico en ambos casos es de depósitos piroclásticos como pómez y ceniza.

Litosoles. Se encuentran generalmente en relieves montañosos y una característica es la presencia de un horizonte muy delgado con una profundidad de menos de 10 cm, o la ausencia del mismo. El sustrato puede ser rocoso o tratarse de tepetate o caliche duro.

¹ El término humus proviene del latín y significa tierra. En la edafología se utiliza dicho término para indicar las sustancias orgánicas que resultan de procesos de humificación (descomposición, degradación y síntesis)(Porta *et al*, 1994).

En el área de estudio se localizan en las superficies escarpadas, donde las características del relieve (sobre todo la pendiente) no han permitido el desarrollo de suelos, así como en las superficies volcánicas muy recientes como las coladas de lava del volcán Xitle.

En el mapa de la figura 1.10 se representan algunas características físicas de los suelos, como las fases y texturas, entre las primeras se distinguen las siguientes:

Fase litica. Corresponde a una capa de roca dura y continua la cual puede presentar clastos de roca abundantes que impiden la penetración de las raíces.

Fase dúrica. Es cuando se presenta una capa de tepetate cementado y endurecido con contenido de sílice. Se conoce como tepetate² a una capa de suelo compacta y que no se rompe con facilidad. De acuerdo con Oleschko *et al.*, (2000) los tepetates se encuentran estratificados con depósitos volcánicos y sedimentarios, generalmente son masivos y se encuentran cementados por diferentes sustancias que incluyen arcillas y sílice y una característica distintiva es su dureza.

Fase gravosa. Es cuando se presentan fragmentos de roca del orden de >2 cm, pueden encontrarse en la superficie, en profundidad o mezclada con suelo.

La textura del suelo está dada por el diámetro de las partículas como puede ser observado en la tabla (1.1) siguiente:

Tabla 1.1 Clasificación de los distintos fragmentos y granos con base en su diámetro; adaptada de Porta *et al.*, (1994).

Elementos gruesos	diámetro aparente > 2 mm
Bloques	25 a 60 cm y más
Cantos	6 a 25 cm
Grava gruesa	2 a 6 cm
Grava media	0.6 a 2 cm
Gravilla	0.2 a 0.6 cm
Tierra fina	diámetro aparente < 2 mm
Arena	2 a 0.2 mm
Limo	20 a 2 micras
Arcilla	< 20 micras

² La palabra tepetate proviene del náhuatl y significa duro (Oleschko *et al.*, 2000)

En el mapa de suelos las clases texturales corresponden a los números 1 para las arenas, 2 limos y 3 arcillas.

El conocimiento de las propiedades físicas de suelo es de importancia debido a que su formación se encuentra ligada a la acción de los procesos de intemperismo sobre las rocas, asimismo, el estado de desarrollo y compactación del suelo son factores que se relacionan con los procesos de erosión fluvial sobre la superficie.

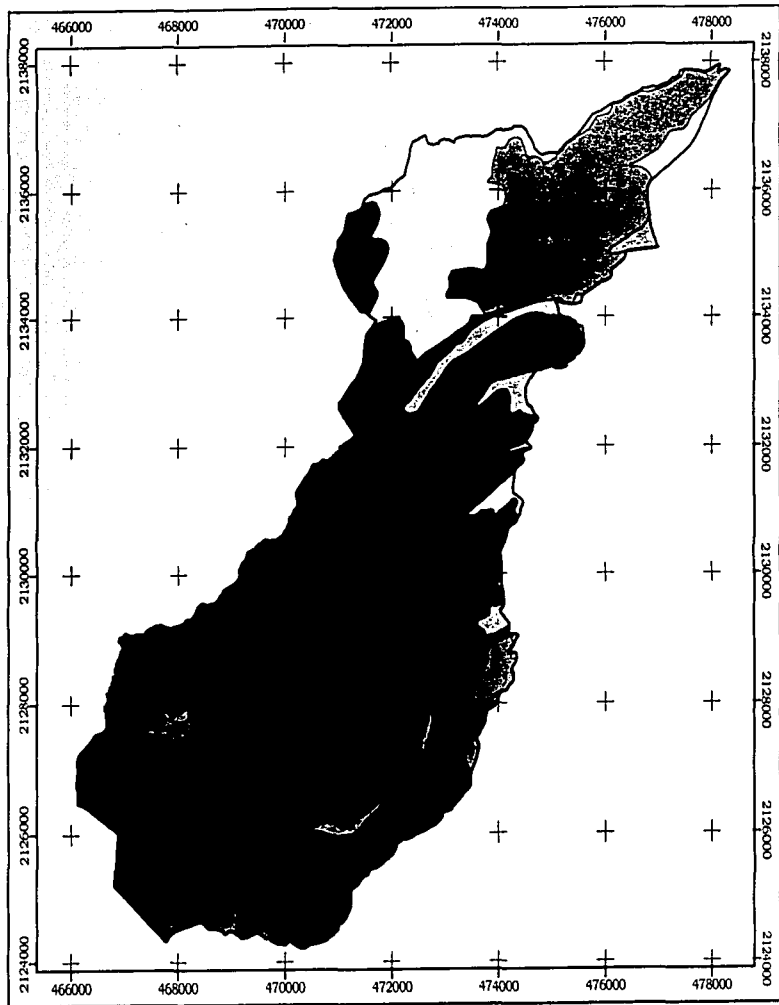
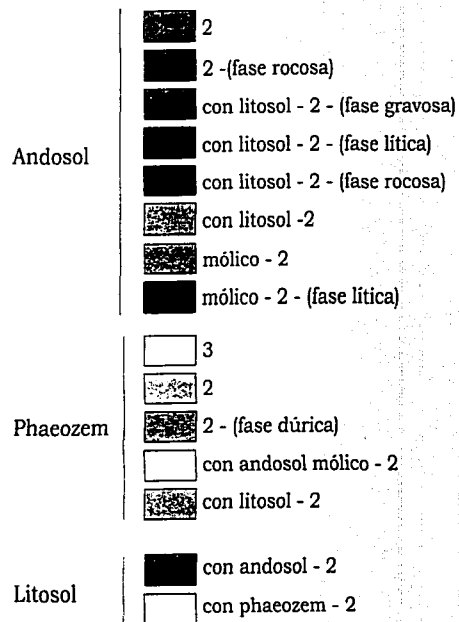


Figura 1.10 Mapa de suelos.



Clases texturales

- 1= Arenas
2= Limos
3= Arcillas



Fuente: INEGI, 1977. Edafología 1:50,000, hojas Ciudad de México y Milpa Alta.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

1.2.3 Vegetación

La localización de las distintas especies vegetales se relaciona con ciertas características del medio físico: latitud, altitud, tipo de sustrato geológico, el pH del suelo y el tipo de clima. En la delegación de la Magdalena Contreras, el relieve montañoso y el material volcánico han favorecido la presencia de pináceas en suelos con un grosor mayor a los 50 cm.

También se presentan algunos matorrales, asociados a la altitud, al clima y sustrato geológico. Se localizan en la porción oriental, donde las lavas del volcán Xitle favorecen el desarrollo de este tipo de vegetación, debido en parte, a que no se ha formado un suelo en el que las pináceas puedan establecer su comunidad vegetal.

En el mapa de vegetación y uso del suelo (figura 1.11) se representan las principales comunidades vegetales del área de estudio, son las siguientes:

1. Bosque de oyamel (*Abies religiosa*). Se localiza en una altitud mayor a los 2700 m, en el área montañosa con pendientes de moderadas a fuertes; necesitan de un suelo desarrollado y clima templado, con precipitación de 900 a 1500 mm. En el territorio de Contreras ocupan un área de más de 20 km².
2. Bosque de latifoliadas y coníferas. Son propios de medios mesófilos. Las condiciones para que se den estos bosques son similares a los bosques de oyamel, sin embargo, se presentan a una altitud menor a los 2900 m. En el área de estudio ocupan una extensión de más de 15 km².
3. Matorrales. El origen de los matorrales está asociado a la deforestación de antiguos bosques de encinos, aunado a la actividad antrópica sobre el medio. Se presentan principalmente en las laderas bajas de la superficie montañosa y también sobre las coladas de lava más jóvenes (del Holoceno); los matorrales ocupan una extensión de 1 km², y no son numerosos en el territorio de Contreras, se localizan en la porción oriental y suroriental del área de estudio.
4. Bosque artificial. Se trata de comunidades vegetales inducidas, generalmente son bosques con árboles de eucalipto que se han sembrado con el fin de reforestar, ocupan una extensión de aproximadamente 500 m² y se localizan en las áreas de influencia urbana o donde el suelo ha sido utilizado para la agricultura.

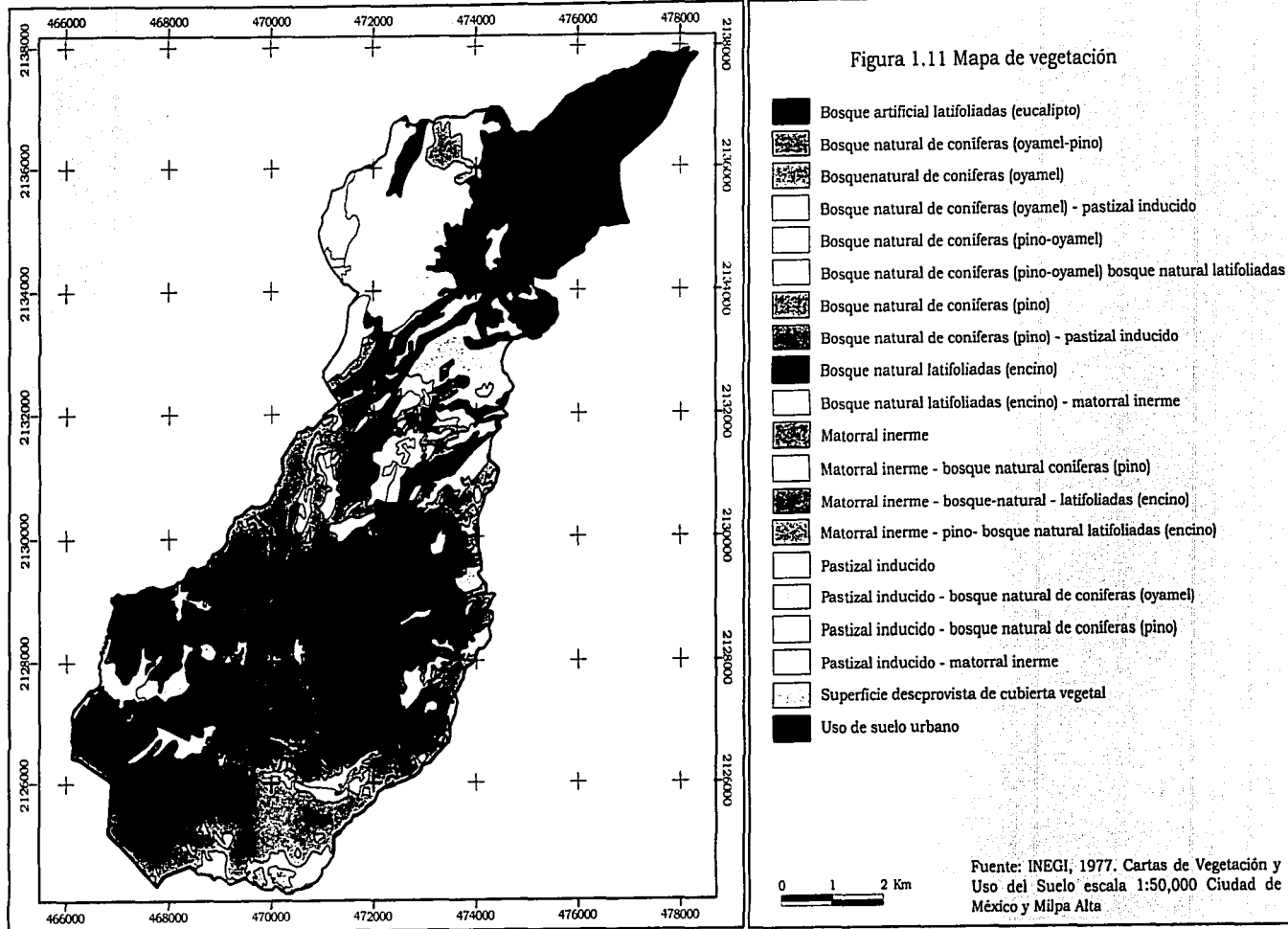
5. Pastizales. Los pastizales en esta porción del sur de la cuenca de México, son del tipo de pastizales inducidos, ya sea para fines de agricultura, ganadería o simplemente son consecuencia de la deforestación de áreas verdes. Se encuentran en las planicies y relieves poco accidentados, ocupan una extensión de aproximadamente 12 km².

La distribución de la vegetación en el territorio de Contreras, tiene una relación directa con la litología y el relieve. En la superficie montañosa, se encuentran los bosques de coníferas, oyamel y latifoliadas donde el material volcánico es por lo general, antiguo (pliocénico) y existe una capa de suelo. Los matorrales se encuentran sobre flujos de lava recientes donde el desarrollo del suelo es escaso o nulo. Los pastizales se encuentran en las planicies donde predomina el material aluvial. La pendiente y exposición de las laderas a la radiación solar son factores determinantes en el asentamiento de las comunidades vegetales, donde la pendiente es abrupta, la cubierta vegetal es escasa o nula; las laderas que miran al norte reciben menos radiación solar, por lo tanto, concentran mayor humedad y la vegetación sobre estas se densifica el caso contrario aplica a las laderas que miran hacia el sur, por lo que éstas son susceptibles a una mayor erosión fluvial.

La cubierta vegetal junto con el relieve juega un papel importante en relación a los procesos de erosión fluvial y gravitacionales, donde no existe cubierta vegetal y la pendiente es abrupta, los procesos se intensifican y actúan de manera más efectiva sobre la superficie, donde la cubierta vegetal es densa, los procesos actúan pero en menor intensidad, por lo tanto, la presencia de vegetación puede ser considerada como factor de mitigación de los procesos erosivos fluviales y gravitacionales.

18

Figura 1.11 Mapa de vegetación



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

II Geología

II.1 Estudios previos sobre la geología de la Cuenca de México

Los estudios sobre la geología de la cuenca de México tienen antecedentes desde el siglo XVI con las exploraciones "geológicas" de Diego de Ordaz (Enciso, 1992), sin embargo, éstos empiezan a tener una mayor continuidad a partir del siglo XIX con las observaciones realizadas por Humboldt, Duport, Del Castillo y Ordóñez, autor que en 1895 publica un artículo con información detallada de las rocas volcánicas del suroeste de la cuenca de México. En los años cuarenta, Bryan (1948) proporciona información acerca de los suelos y formaciones geológicas del Cuaternario de la cuenca de México y en los cincuenta Arellano (1951) publica un trabajo geológico con datos sobre las rocas del sur de la cuenca, así como de la estratigrafía.

En 1956 se llevó a cabo en México el XX Congreso Geológico Internacional, lo que dio lugar a la publicación de varios boletines sobre la geología de la cuenca de México y otras regiones de la república, lo que incluye excursiones geológicas. Entre los autores se encuentran Fries (1956), Mooser (1956), Blázquez (1956) entre otros. En los años siguientes se publica una mayor cantidad de estudios: Mooser (1975) y Schlaepfer (1968), autora que publica el *"Resumen de la Geología de la hoja México, Distrito Federal y Estados de México y Morelos"*, con un texto sobre la geología de la cuenca de México y se propone un cambio de edades para distintas formaciones geológicas reconocidas hasta esa época.

En 1975 Bloomfield publica un artículo sobre el volcanismo monogenético del Cuaternario tardío en la porción central de México, y a finales de los años ochentas, De Cserna *et al.* (1988) publican la *"Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México"*, en el cual se proponen cambios en las edades de las distintas formaciones geológicas, se realizan perfiles gravimétricos, se identifican las principales fallas tectónicas que afectan a la cuenca de México y se relacionan éstas, con la tectónica regional. Un año después, en 1989 Vázquez y Jaimes publican *"La geología de la cuenca de México"*, documento en el que aparecen modificadas parcialmente algunas formaciones geológicas, se estudian las principales fallas y esfuerzos tectónicos y presentan mapas con la geología y tectónica de la cuenca, éste trabajo es uno de los más completos que se ha hecho para la cuenca.

En los noventa aparecen nuevas publicaciones como la de Mooser y colaboradores, resultado de un mapeo geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla escala 1:100,000. En los últimos veinte años se ha incrementado el número de publicaciones sobre la cuenca de México y se ha enriquecido la estratigrafía. Generalmente, se trata de estudios que abarcan sólo pequeñas áreas de la cuenca y son investigaciones especializadas, entre éstas se encuentran los estudios de Mora *et al.*, (1991); Delgado y Martín del Pozzo (1993); Delgado *et al.*, (1998); Osete *et al.*, (2000), por mencionar algunos.

II.2 Marco estratigráfico general del sur de la cuenca de México

Los trabajos sobre la estratigrafía de la cuenca de México, han sido objeto de controversia entre los geólogos debido en parte, a la confusión que existe en cuanto a la terminología empleada para las distintas unidades (Enciso, 1992), así como a la falta de clasificación de dichas unidades dentro de un sistema formal de acuerdo con las normas que establece la Guía de Nomenclatura Estratigráfica Internacional. Delgado *et al.*(1998), consideran que hasta ahora no se han elaborado ni mapas estratigráficos ni geológicos de la cuenca *strictu sensu*, si no solamente mapas litológicos que llegan a nivel de identificación. Un intento por caracterizar y ordenar a las distintas formaciones geológicas fue propuesto por Enciso (1992); autor que se apoya en el código estratigráfico de los Estados Unidos.

En la presente investigación se presenta el marco general sobre la estratigrafía de la cuenca de México, con el fin de conocer la evolución geológica e identificar las estructuras mayores del relieve, dicho análisis se hizo con base en la información proporcionada por diversos autores, asimismo, para fines prácticos se optó por agrupar a las distintas formaciones del Terciario y Cuaternario en grupos más generales, debido a que existen numerosos nombres para una misma formación; también se trató que el marco estratigráfico proporcione una idea clara de las distintas secuencias estratigráficas en la porción centro-sur de la cuenca de México.

En el relieve de la cuenca de México sólo se reconocen rocas volcánicas y derivadas de éstas, de edad del Oligoceno al Holoceno. En el subsuelo se presenta una secuencia del Cuaternario al Cretácico, lo que se ha establecido por medio de pozos de exploración del orden de 2000 m de profundidad.

Cretácico

Las rocas más antiguas conocidas del subsuelo de la cuenca de México son de este periodo y se agrupan en cuatro formaciones principales, todas sedimentarias de origen marino, se ignora que tipo de rocas siguen a profundidad.

Formación Xochicalco. Nombra así Fries (1956) a las rocas que se inñeren más antiguas que se piensa forman parte del sustrato profundo de la cuenca de México. Consiste en una secuencia de calizas, calcilitas y cacilimolitas con un grosor de 500 m (Vázquez y Jaimes, 1989). Tienen su origen en una cuenca marina profunda (*ibidem*); la edad de esta formación es del Aptiano, es decir, de entre 121 a 112 millones de años. Aflora al NW del pueblo de Alpuyeca en el estado de Morelos (Fries, 1956), y sobreyace a la Formación Acuitlapan, la cual consta de capas delgadas de caliza y arcilla resultado de una intensa erosión. La Formación Xochicalco subyace a su vez a la Formación Morelos.

Formación Morelos. Fries (1956), dio este nombre a los estratos gruesos o capas masivas de calizas y dolomías que constituyen bloques montañosos. El grosor es de 400 a más de 800 m. El origen de la Formación Morelos se halla asociada al levantamiento y plegamiento de una plataforma marina (Vázquez y Jaimes, 1989) y su edad es del Albiano Medio al Cenomaniano Temprano, es decir, entre 100 y 95 millones de años. Aflora en el estado de Morelos y parte de Guerrero; se ha reconocido en el subsuelo de la cuenca de México por los pozos Mixhuca 1 y Tulyehualco (Enciso, 1992). La Formación Morelos sobreyace a la Xochicalco y a su vez se encuentra debajo de la Formación Cuautla.

Formación Cuautla. Fries (1956) nombra así a las calizas y calcarenitas de estratificación gruesa que afloran en forma de montañas a una altitud promedio de 1500 m, con un grosor de 200 a 750 m. Su origen se atribuye a aguas someras del Cenomaniano Tardío y Turoniano Tardío (93 a 89 millones de años). Aflora al sur de la Sierra de Tepoztlán y al norte de Zumpango, Estado de México (Vázquez y Jaimes, 1989). Se ha reconocido en el subsuelo de la cuenca de México, por los pozos Mixhuca y Tulyehualco (Enciso, 1992). La formación Cuautla está cubierta concordantemente por la Formación Mexcala y de manera discordante por rocas del Terciario.

Formación Mexcala. Fries (1956) dio este nombre a la secuencia de flysch³, constituida por sedimentos clásticos arcillosos, limo-arenosos y conglomeráticos. Esta formación

³ El flysch es la secuencia de capas sedimentarias marinas, las cuales tienen una repetición rítmica y están constituidas de conglomerados o areniscas, limos y margas y en algunos casos de calizas (Lugo, 1989).

consiste en capas plegadas con un grosor de 200 a 750 m. El origen se asocia a un ambiente de aguas someras, producto del posible levantamiento y erosión de un arco magmático del Terciario (Vázquez y Jaimes, 1989). Es de edad del Coniaciano al Campaniano, más de 83.5 millones de años. Aflora en las cercanías del río Mexcala y al sur de la Sierra Chichinautzin, sobreyace a las formaciones Cuautla y Morelos y se encuentra cubierta por las rocas del Grupo Balsas y las rocas del Terciario y Cuaternario. Se reconoció en el pozo Mixhuca 1 a una profundidad de 1720 y 1850 m.

Terciario

Este periodo está representado por rocas de ambiente continental, sedimentarias y volcánicas.

Grupo Balsas. Fries (1956) nombró así a los depósitos clásticos continentales que constituyen conglomerados de rocas calizas con una matriz de limolita arcillosa y cementadas por calcita y óxido de hierro, interdigitados y cubiertos por capas deleznable de arcilla, limo y arena. Es una formación tipo molasa continental, producto de la erosión de las montañas de rocas sedimentarias cretácicas. El grosor es de aproximadamente 500 m. La edad se considera Eoceno Tardío y Oligoceno Temprano (33.7 millones de años). Aflora al sur de la ciudad de Cuernavaca y al este de Alpuyecá, al suroeste del pueblo de Amacuzac y al este de Taxco. En el subsuelo de la cuenca de México, se ha reconocido en el pozo Texcoco 1 a una profundidad de 2065 m (Schlaepfer, 1968). Cubre a las formaciones anteriores y subyace a las rocas volcánicas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano.

Rocas volcánicas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano. Con este nombre designan Vázquez y Jaimes (1989) a las rocas compuestas de andesita, riolita, depósitos piroclásticos, tobas líticas y tobas que se originaron a consecuencia de la actividad del Arco Mágmatco del Terciario Medio; dentro de este grupo queda incluida la "Riolita Tilzapotla" definida por Fries (1956). Se explica como resultado del volcanismo asociado a la subducción de la placa Farallón en el Pacífico. Las rocas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano se asocian a estructuras erosionadas y fracturadas; se forman extensos depósitos de material volcánico con un espesor observado de 250 metros, aunque el mayor alcanza 1750 m. La edad en millones de años es de 28 a 20. Estas rocas afloran al sur de la sierra de Xochitepec y en los cerros Pulpito del Diablo y Picacno (Vázquez y Jaimes, 1989), en el extremo sur de la cuenca de México; se hallan en la población de Tilzapotla y en las cercanías de la ciudad de Taxco. De acuerdo con Vázquez y Jaimes (*op.*

cit.), son discordantes con las unidades del Cretácico, así como con el Grupo Balsas (ambas subyacen a éstas), también se encuentran cubiertas en algunos casos por depósitos plioceno-cuaternarios.

Rocas extrusivas del Mioceno Medio y Tardío. De acuerdo con Vázquez y Jaimes (1989), este grupo consiste en rocas ígneas con una secuencia de tobas, brechas volcánicas y lavas, donde la composición es principalmente de andesitas y dacitas. Queda incluido en éste grupo la Formación Tepoztlán, nombrada por Fries (1956) para designar al conjunto de rocas volcánicas que constituyen a la Sierra de Tepoztlán. Afloran en pequeñas áreas y se encuentran cubiertas por materiales volcánicos más recientes; a excepción de las rocas que constituyen la Sierra de Tepoztlán, orientada al NW y muestran un intenso grado de fractura. Se considera que edad es de 11 a 14 millones de años. Vázquez y Jaimes (1989) señalan que rocas de este grupo afloran en los cerros El Elefante, El Judío, Los Remedios, El Peñón de Los Baños y en la base de la Sierra de Guadalupe, asimismo, han sido reconocidas en los pozos Texcoco-1, Mixhuca y Copilco a una profundidad mayor a 850 m. Cubren con discordancia a las rocas del Mioceno Temprano, así como al Grupo Balsas y formaciones del Cretácico.

Depósitos volcánicos del Plioceno Temprano. Así denominan Vázquez y Jaimes (1989) a las rocas que por su edad y posición estratigráfica pueden reunirse en un grupo. Consiste en rocas andesíticas a dacíticas, secuencia de tobas y flujos piroclásticos. Se reconocen en los flancos de grandes estructuras como las sierras de Las Cruces, Zempoala y Río Frío, también en algunas elevaciones de las sierras de Guadalupe y Tepoztlán; el grosor se considera del orden de los 650 m. De acuerdo con Vázquez y Jaimes (*op. cit.*), el origen de estas rocas se asocia a un segundo periodo del arco volcánico del Terciario y se les ha asignado una edad de 5.3 millones de años. Afloran en la cuenca de México y han sido identificados en los pozos Roma 1 y Copilco 1, a una profundidad de 315 a 658 m y 1150 m respectivamente (*ibidem*). Los depósitos volcánicos del Plioceno Temprano cubren a las rocas volcánicas del Oligoceno y están a su vez cubiertas por rocas volcánicas del Plioceno Tardío y del Cuaternario.

Cuaternario

En este periodo se encuentran las rocas volcánicas que afloran y forman las estructuras de la cuenca de México así como los depósitos sedimentarios provenientes de la erosión de éstas.

Formación Las Cruces. Con este nombre denominó Schlaepfer (1968) a las rocas volcánicas que constituyen a las sierras de Las Cruces y Monte Alto. La Formación Las Cruces está constituida de depósitos piroclásticos, tobas, pómez y lavas de composición andesítica a dacítica. Se encuentra asociada a grandes estructuras volcánicas que siguen una dirección de noroeste a sureste, donde se reconocen tres estratovolcanes bien alineados. El grosor de esta formación es variable, el máximo es de 990 m. La explicación sobre el origen de la Formación Las Cruces es la asociación de ésta con el arco volcánico Tarasco de fracturamientos con una dirección NW-SE (Mooser *et al.*, 1996). La edad originalmente se consideraba del Plioceno, sin embargo, investigaciones recientes le asignan una edad entre el Plioceno Tardío hasta el Pleistoceno Temprano, de 3.6 a 0.01 millones de años. Constituye gran parte de la sierra e incluye la sierra de Monte alto, en el extremo occidental de la cuenca de México. La Formación Las Cruces cubre con discordancia a las rocas extrusivas del Mioceno Medio y Plioceno Temprano y a su vez, se encuentra cubierta parcialmente por los depósitos de la Formación Tarango, Chichinautzin y los depósitos aluviales y lacustres del Cuaternario.

Formación Iztaccihuatl. Con éste nombre Schlaepfer (1968) designa a las rocas que constituyen al volcán Iztaccihuatl. La litología es principalmente de derrames de lava de andesita basáltica, así como de intercalaciones de depósitos piroclásticos, como tobas y algunas cenizas, incluye a la estructura volcánica del Iztaccihuatl, orientada al NW y presenta una sucesión de extensos abanicos al pie de la sierra y abarca volcanes, domos volcánicos, y extensos depósitos piroclásticos; se considera que la Formación Iztaccihuatl, tiene un grosor máximo de 2500 m (Vázquez y Jaimes, 1989). El origen de la Formación Iztaccihuatl se asocia al volcanismo poligenético común en el Sistema Volcánico Transversal (SVT); la edad de ésta formación es de 0.6 a 0.08 millones de años, del Pleistoceno. Cubre a las formaciones Llano Grande y Tláloc, las cuales se asocian a un volcanismo disímil del que formó al Iztaccihuatl, y a su vez, ésta formación se encuentra cubierta con discordancia por las formaciones Popocatepetl y Chichinautzin.

Formación Popocatepetl. Carrasco (1985; en Vázquez y Jaimes, 1989) nombró así al material geológico que constituye al estratovolcán Popocatepetl. La litología de la Formación Popocatepetl es variable, consta de derrames de lava de composición básica a ácida, frecuentemente andesitas y dacitas y extensos depósitos piroclásticos. Esta formación está representada por el edificio del Popocatepetl, el cual muestra una alineación aparente con el volcán Iztaccihuatl y en conjunto siguen un rumbo NW-SE; el grosor es del orden de los 3500 m. El Popocatepetl es hasta ahora, el volcán poligenético más joven del SVT, del Pleistoceno Tardío al Holoceno. La Formación Popocatepetl se

localiza en el extremo sureste de la cuenca de México, cubre con discordancia a la Formación Iztaccíhuatl y a formaciones más antiguas, incluso rocas cretácicas y se encuentra cubierto por la Formación Chichinautzin y por depósitos aluviales del Cuaternario.

Formación Tarango. De acuerdo con Schlaepfer (1968) el término fue utilizado por primera vez por Bryan, (1948) para los depósitos volcánicos fluviales de las montañas del occidente de la cuenca de México. Posteriormente Mooser extendió el término para los depósitos de la Sierra Nevada. Debido a la confusión que ocasiona dicha formación, Vázquez y Jaimes (1988) proponen la desaparición del término Formación Tarango, debido a que no tiene límites definidos y se ha correlacionado erróneamente con otras formaciones que presentan características similares. Proponen para los depósitos volcánicos de la Sierra de Las Cruces, reconocidos como pertenecientes a la Formación Tarango, sean asignados a la Formación Las Cruces debido a que tienen su origen en la actividad volcánica de la sierra, asimismo puede aplicarse el criterio de estos autores para las formaciones Iztaccíhuatl y Popocatépetl.

En la actualidad, Mooser *et al.* (1996) nombran como Formación Tarango, a todos los depósitos volcánicos que se encuentran formando extensos abanicos en las laderas inferiores de la Sierra de Las Cruces, Sierra del Zinacantépetl o Nevado de Toluca, Sierra Nevada y Sierra de la Malinche. Las rocas consisten en flujos piroclásticos, capaz de pómez, depósitos fluviales y paleosuelos (Mooser *et al.*, *op. cit.*). Los depósitos de la Formación Tarango cubren a las rocas del Plioceno y en algunas partes a rocas volcánicas del Cuaternario. En la presente investigación es adoptado el criterio actual de Mooser *et al.* (1996), con respecto al término de Formación Tarango, debido a que no existe hasta la fecha, trabajo alguno que defina y relacione estos depósitos con su centro de origen. La edad de la Formación Tarango es coetánea a las formaciones Las Cruces, Iztaccíhuatl, Nevado de Toluca y Popocatépetl e incluso posterior a la formación de éstas, debido a que quedan incluidos depósitos fluviales provenientes de los grandes sistemas montañosos, por lo que la edad puede ser de 1 a 0.1 millones de años. La Formación Tarango aflora a manera de extensos abanicos al pie de los volcanes Iztaccíhuatl, Popocatépetl, Nevado de Toluca, y en los flancos de la Sierra de Las Cruces cubre parcialmente las formaciones mencionadas anteriormente, y se encuentra cubierta por la Formación Chichinautzin y por depósitos aluviales y lacustres del Cuaternario.

Formación Chichinautzin. Originalmente fue llamada Grupo Chichinautzin por Fries (1956), y posteriormente fue designada Formación (Vázquez y Jaimes, 1989). Consiste en

lavas de composición andesítico-basáltico y basáltico. La estructura es de numerosos conos de tefra y extensas coladas de lava con morfología de bloques y cordadas; tiene un espesor máximo de 1800 m. El origen de la Formación Chichinautzin se explica por el volcanismo reciente del SVT. Mooser y colaboradores (1996) consideran que los elementos de la Formación Chichinautzin, constituyen un arco volcánico con una orientación de E-W, que se extiende desde las cercanías del Nevado de Toluca, hasta el volcán Popocatepetl. La edad asignada es del Pleistoceno tardío al Holoceno. Se localiza a lo largo del extremo sur de la cuenca de México, cubre a las formaciones geológicas más antiguas de la cuenca de México y se encuentra parcialmente cubierta por depósitos aluviales y lacustres del Cuaternario.

Depósitos aluviales. Con este nombre designan Vázquez y Jaimes (1989) a los depósitos aluviales que se encuentran en la cuenca de México; son sedimentos de grava hasta arenas, limos y arcillas, rellenan valles o grandes depresiones, en algunos casos forman amplias llanuras. El espesor máximo reconocido para los depósitos aluviales es de 500 m (*ibidem*). El origen de los depósitos aluviales se explica a partir del represamiento de antiguas cuencas que se rellenaron con material aluvial y en algunos casos lacustres (Mooser *et al.*, 1996). Las grandes cantidades de material aluvial depositados en la cuenca, tienen relación con el cierre de la cuenca en el Cuaternario.

Depósitos lacustres. Con éste nombre Vázquez y Jaimes (1989) proponen agrupar a "...los sedimentos clásticos y productos piroclásticos relacionados con la actividad volcánica del estratovolcán Popocatepetl y de la Sierra Chichinautzin, los cuales se depositaron en un ambiente lacustre." De acuerdo con estos autores, forman una gran altiplanicie lacustre que tienen una altitud promedio de 2240 m, los espesores de los depósitos lacustres varían entre 30 y 300 m, los mayores se presentan en la parte central de la cuenca y disminuyen sucesivamente hacia las márgenes de las planicies. Los depósitos lacustres se encuentran asociados a la formación de la cuenca endorreica de México.

En la tabla 2.1 se muestra la estratigrafía de la cuenca, de acuerdo con Schlaepfer (1968), Vázquez y Jaimes (1989) y la tabla adaptada con base en los trabajos de Vázquez y Jaimes (*op.cit.*), Cserna *et al.*, (1988) y Mooser *et al.*, (1996). El cambio principal en la estratigrafía es en las formaciones Las Cruces e Iztaccíhuatl consideradas durante muchos años de edad pliocénica, sin embargo, estudios recientes han asignado edades más tempranas.

Era- teima	Sistema	Serie	Piso	Ma	Schlaepfer (1968)	Vázquez y Jaimes (1989)	Presente investigación Adaptada a Vázquez y Jaimes (1989), Carrillo y cols. (1988), Enciso-Du la Hoya (1992), Molina y cols. (1976)	
CENOZOICO	Cuaternario	Holoceno		0.1	Formación Chichauhuán	Formación Chichauhuán	Formación Chichauhuán	
		Pleistoceno	Calabrianiano	2.5	Riolita Poocatepec Formación Tarango	Rocas volcánicas	Rocas volcánicas	
			Piacenziano		Formación Las Cruces	Rocas volcánicas	Rocas volcánicas	
		Neogeno	Plioceno	Zancleaniano	7.0	Formación Ausco Formación Tepoztlán Formación Tracahuatl F. Tlatoac	Rocas volcánicas Depósitos volcánicos	Rocas volcánicas maficas Depósitos volcánicos
				Mioceno	Messiniano Tortoniano Sarravaliense Langhiano Burdigaliano Aguilariano Chattiano	Rocas volcánicas Formación Tepoztlán Rocas volcánicas	Rocas volcánicas Formación Tepoztlán Rocas volcánicas	
		Paleógeno	Oligoceno		26	Formación Balsas	Formación Balsas	Formación Balsas
				38		Grupo Balsas	Grupo Balsas	
				54		Granito Calatepec	Granito Calatepec	
	Eoceno							
	MESOZOICO	Cretácico	Paleoceno		65		Formación Mexcala	Formación Mexcala
							Formación Cuatla	Formación Cuatla
							F. Morelos	F. Morelos

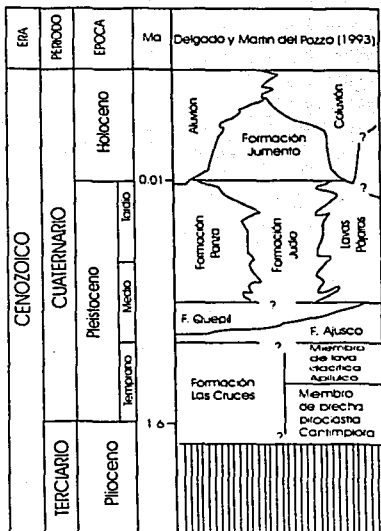
Tabla 2.1 La tabla estratigráfica de Schlaepfer (1968) y de Vázquez y Jaimes (1989), muestran los cambios en cuanto a las edades relativas de las distintas formaciones, así como la identificación de más unidades. La última tabla se elaboró con base en la compilación de información de diversos autores, sin embargo, el cambio sustancial en ésta, es para la edad de la Formación de Las Cruces.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

II.2.1 Formaciones estratigráficas en el territorio de La Magdalena Contreras

A partir de la información sobre la litología y las estructuras mayores en la cuenca de México, es necesario un análisis más detallado de la información geológica sobre el área en la que se encuentra ubicado el territorio de La Magdalena Contreras (extremo sur de la Sierra de Las Cruces). Los trabajos que describen las distintas unidades de la Sierra de Las Cruces se deben a Delgado y Martín del Pozzo (1993), quienes diferenciaron y fecharon distintas rocas en la zona de unión de las sierras de Las Cruces, Chichinautzin y el volcán del Ajusco. Describen otras unidades del Grupo Chichinautzin, como la Formación Panza, misma que se compone de dos miembros del Pleistoceno, el Miembro de Lapilli Volcancitos y el Miembro de Lava Andesítica Zorrillo, relacionados con la actividad volcánica del volcán Panza (tabla 2.2).

Mooser *et al.* (1996) distinguen diversas unidades litológicas, sin embargo, no asignan edades a las mismas y no queda claro la evolución de las distintas unidades que proponen. Romero (2001) distingue y propone edades a las secuencias litológicas del extremo sur de la Sierra de Las Cruces; se centra principalmente en el Complejo Volcánico San Miguel (CVSM) que incluye todos los materiales asociados a este estratovolcán, mismo que cubre en gran parte el territorio de La Magdalena Contreras; además, propone que la Formación de Las Cruces suba de rango a Grupo Las Cruces y que se siga manteniendo el nivel de Grupo para Chichinautzin.



**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

Tabla 2.2 Tabla estratigráfica del área entre la unión de la Sierra de Las Cruces, Chichinautzin y Ajusco. La edad de la Sierra de las Cruces puede ser considerada del Cuaternario, asimismo, se puede observar cómo se utiliza en este caso Grupo Chichinautzin y se distinguen las distintas formaciones del mismo. Fuente: Delgado *et al.*, (1993).

El área de estudio pertenece a la Formación de las Cruces, también abarca parcialmente una unidad del Grupo Chichinautzin y se encuentran depósitos aluviales del Cuaternario, las distintas formaciones geológicas se describen de manera general a continuación.

De acuerdo con Mooser *et al.* (1996), para Sierra de Las Cruces se reconocen 6 complejos con sus respectivas unidades las cuales se representan en la tabla 2.3.

SIERRA DE LAS CRUCES (QC)					
Perote	Chimcipa	Bobare	Salazar	San Miguel Contreras	San Jerónimo
5 4 3 2 1	5 4 3 2 1	5 4 3 2 1		5 4 3 2 1	5 4 3 2 1
Remate Mocimto	Viccion Mora Mo MA	Dono Bucari B		Viccion Aureo	Calder de replecion Temporaria
Remate Arriaga A	Caldera del Tingo T	Caldera Cerro Cerro C1		Caldera de San Miguel Aureo	Caldera Temporaria Z
Cerro de S. B. B. B.	Caldera Norte Norte N1	Caldera de San Francisco S		Dono Jocote J	Viccion T1
Cerro Molcaca M	Caldera Norte N2			Viccion de Cerro C	Caldera Cerro de San J
Caldera Cerro C1	Caldera Mora M		Caldera Jocote Jocote J1	Caldera de Cerro C	
Viccion de San Francisco S1	Caldera Cerro C2		Caldera de San Jocote J2	Caldera de Cerro C	
			Caldera de San Jocote J3	Caldera de Cerro C	
			Caldera de San Jocote J4	Caldera de Cerro C	
			Caldera de San Jocote J5	Caldera de Cerro C	
			Caldera de San Jocote J6	Caldera de Cerro C	
			Caldera de San Jocote J7	Caldera de Cerro C	
			Caldera de San Jocote J8	Caldera de Cerro C	
			Caldera de San Jocote J9	Caldera de Cerro C	
			Caldera de San Jocote J10	Caldera de Cerro C	

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Tabla 2.3 Se muestran los distintos complejos de la Sierra de Las Cruces con sus correspondientes unidades, a los elementos más antiguos se les asigna los números menores y se encuentran en las porciones inferiores hasta llegar a los elementos más jóvenes (números con mayor valor en la porción superior de la tabla). Tomado de Mooser *et al.*, (1996).

En el mapa 2.1 se representan parte de los elementos de la Sierra de Las Cruces, los cuales aparecen con la clave (Qc); el territorio de la Magdalena Contreras se encuentra dentro del complejo San Miguel-Contreras, y en éste sólo aparecen las unidades siguientes:

1. **Caldera doble de Contreras.** Es la unidad más antigua en ésta porción de la Sierra de Las Cruces, en el mapa aparece con la clave (C), se localiza en el sector central del área de estudio, tiene una extensión de 13 km², el 19.9% de la superficie de la delegación. Por los rasgos que aparecen en el mapa de Mooser *et al.* (1996), se infiere que se trata de dos calderas, cubiertas por las formaciones Tarango, Chichinautzin y las demás unidades del complejo San Miguel Contreras (mapa 2.1). Ambos edificios muestran sus remanentes en el flanco oriental de la Sierra de las Cruces, por lo tanto, se infiere que son las rocas más antiguas en esta porción de la sierra.

2. **Caldera Santa Rosa, Cerro del Judío.** Aflora parcialmente en la parte noreste del área de estudio, (QcSRJ) en el mapa; cubre una extensión de menos de 1 km² (1.2% de la superficie delegacional). De acuerdo con el mapa de Mooser *et al.*, (1996) se trata de un antiguo edificio volcánico en el que se distingue el cráter, ésta unidad subyace a los depósitos de la Caldera de Hueyatla (ver tabla 2.2), así como a los depósitos de la Formación Tarango del cono La Herradura.
3. **Caldera Ocotál.** Esta unidad se halla expuesta en el noroeste del territorio de La Magdalena Contreras, se representa con la clave (QcO). Abarca un área de 1 km² (1.5% del territorio estudiado), corresponde a los depósitos de la formación de la caldera Ocotál, la cual todavía conserva el antiguo edificio (al occidente, fuera del área de estudio), se encuentra cubierta parcialmente por los depósitos del domo Ocotál y por los depósitos del volcán la Herradura. La caldera Ocotál cubre a las unidades de la Caldera de Santa Rosa-Cerro del Judío y a la caldera doble de Contreras.
4. **Volcán Tres Cruces.** Esta unidad corresponde a los domos y depósitos que componen este volcán. Se representan en el mapa, con la clave (QcTc); dentro del territorio de la Contreras abarca un área de 26 km² (39%). Cubre a las calderas del Ocotál y la doble de Contreras, así como parte de la caldera doble Manantiales, a su vez, sobreyacen a esta unidad las rocas volcánicas del volcán Ajusco y las rocas del Cuaternario Superior (Grupo Chichinautzín).

Dentro del complejo San Miguel-Contreras, se localiza en la porción noreste de la delegación, el cono de La Herradura. Ocupa sólo 2 km² (3.3%) de la superficie de Contreras; se trata de un cono volcánico con sus respectivas coladas de lava que se encuentran sobrepuestas a la unidad Santa Rosa - Cerro del Judío; cabe mencionar que éste volcán en el mapa de Mooser *et al.* (1996), no aparece dentro de ninguna de las unidades del complejo San Miguel-Contreras. Sin embargo, por su altura y emplazamiento sobre el relieve es representado en el mapa con la clave (Qcv).

Formación Tarango. En la superficie de La Contreras aparecen parte de los depósitos de la llamada Formación Tarango (representada por la letra T en el mapa). Tienen su expresión a manera de extensos abanicos al pie de las llamadas "Sierras Mayores" (Mooser *et al.*, 1996). Dentro de la Formación Tarango, se distinguen dos tipos de secuencias acumulativas, éstas son:

1. Depósitos de pómez. Aparecen representados en el mapa como Tp, abarcan un área de 2 km². Esta unidad se observó en campo, presenta fragmentos variables del orden 3 cm hasta menos de 1 mm, también se advirtió que el depósito pumítico descansa sobre una capa de toba fina y arcillosa (figura 2.1).

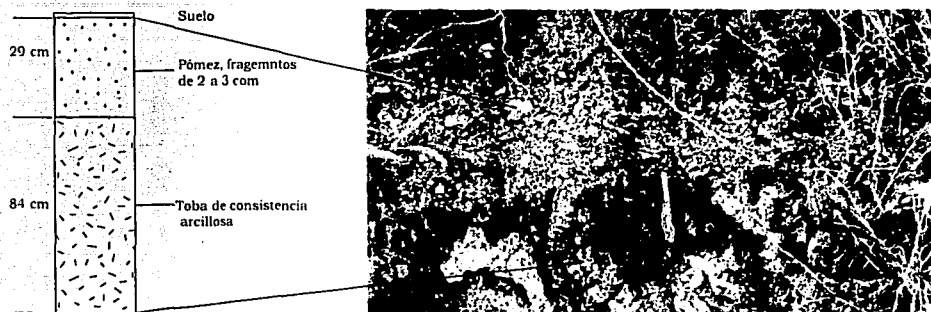


Figura 2.1. Depósitos de la Formación Tarango localizado al norte del pueblo de San Nicolás Totolapim, una secuencia de pómez descansa sobre un depósito de toba fina con una matriz arcillosa. Los fragmentos de la pómez varían de 2 a 3 cm y se encuentran distribuidos uniformemente.

2. Depósitos de la Formación Tarango. Debido a que estos últimos no están diferenciados con base en el origen del material, son representados en el mapa, de manera general como Formación Tarango (T). Tienen una extensión de 10 km² (15.4% de la superficie de la delegación). En el trabajo de campo se reconoció un depósito de lahar que corresponde a la Formación Tarango (figura 2.2).

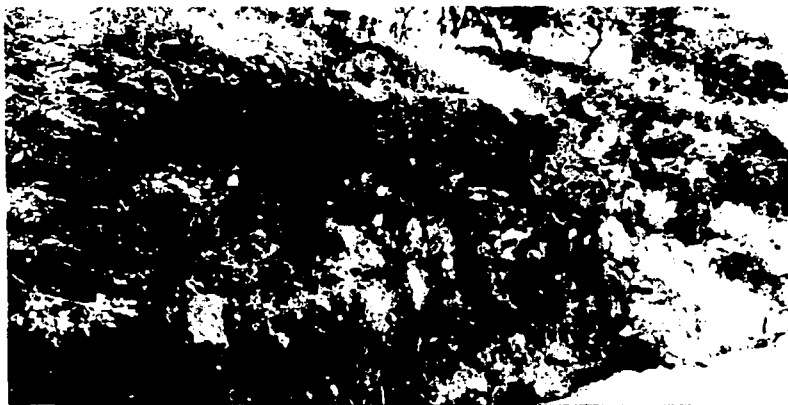


Figura 2.2 Depósito de lahar perteneciente a la Formación Tarango localizado en el curso bajo del río Magdalena en el pueblo de Magdalena Contreras. El material consta de clastos mal clasificados y se encuentran adheridos a un material fino.

Tobas en depósitos de flancos. De acuerdo con Mooser *et. al.* (1996), son depósitos volcánicos asociados a la formación de domos y se encuentran depositados sobre las laderas de éstos. Esta unidad sólo aparece en el área que circunda al domo del Cerro del Judío y a los pequeños domos contiguos a éste, se localizan al norte del área de estudio y los depósitos cubren sólo 4 km²; su observación en campo sólo pudo ser corroborada parcialmente, debido a que la urbanización ha cubierto dichas áreas, por la posición que muestran sobre un mapa topográfico, se entiende que se encuentran sobre los depósitos de la Formación Tarango.

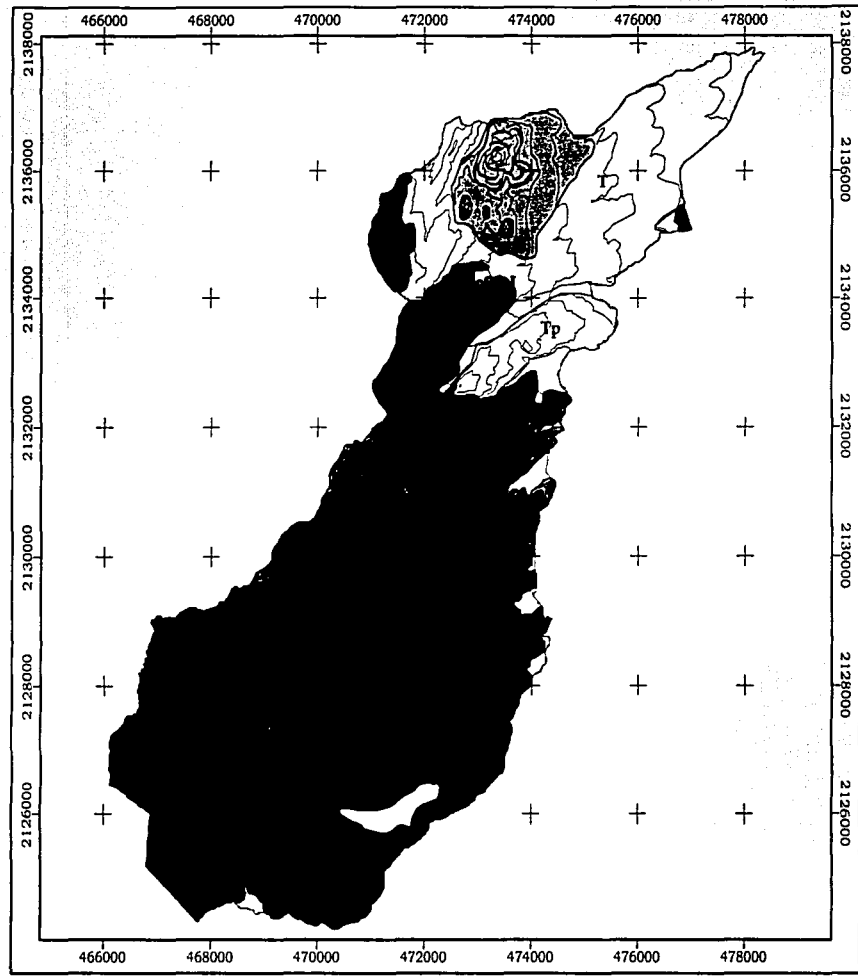
Grupo Chichinautzin. Se presenta en el extremo sur del área de estudio (figura 2.3). Se trata de un derrame de lava de conos de escoria, y en el extremo suroriental se encuentran derrames de lava provenientes del volcán Panza. La porción oriental del área de estudio está cubierta por los extensos derrames del volcán Xitle, con 4 km² del territorio de Contreras. Yacen sobre las unidades anteriores y se encuentran cubiertos por aluvión del Holoceno.

Depósitos aluviales. Se deben al represamiento de antiguas cuencas que fueron rellenando valles. Se encuentran al oriente del área de estudio y cubren un área de 2 km² del territorio. Los principales depósitos se localizan en el valle del río Magdalena, en el valle de Monte Alegre, la edad de estos es del Holoceno.

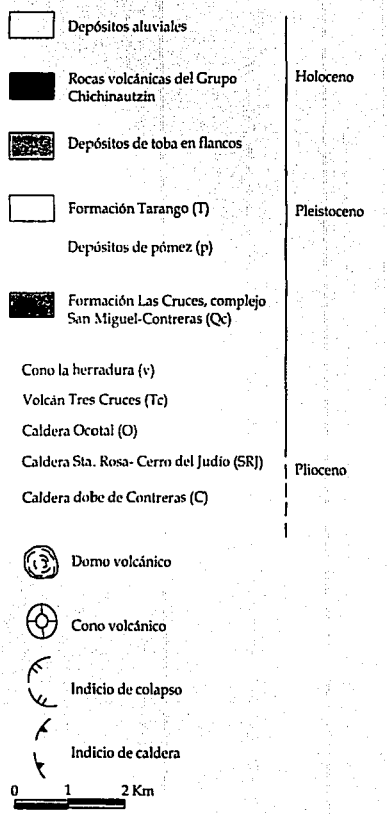


Figura 2.3 Colada de lava perteneciente al Grupo Chichinautzin, localizada en el Valle del Tezontle, cercana al volcán Panza.

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



Mapa 2.1 Geología de La Magdalena Contreras de acuerdo con Mooser *et al.*, 1996.



33

De acuerdo con Romero (2001) las rocas que afloran al sur de la Sierra de Las Cruces pertenecen al Complejo Volcánico San Miguel (CVSM), el cual queda dentro del Grupo de Las Cruces. Consiste en 8 formaciones con sus distintos miembros, los cuales quedan representados en la tabla 2.4.

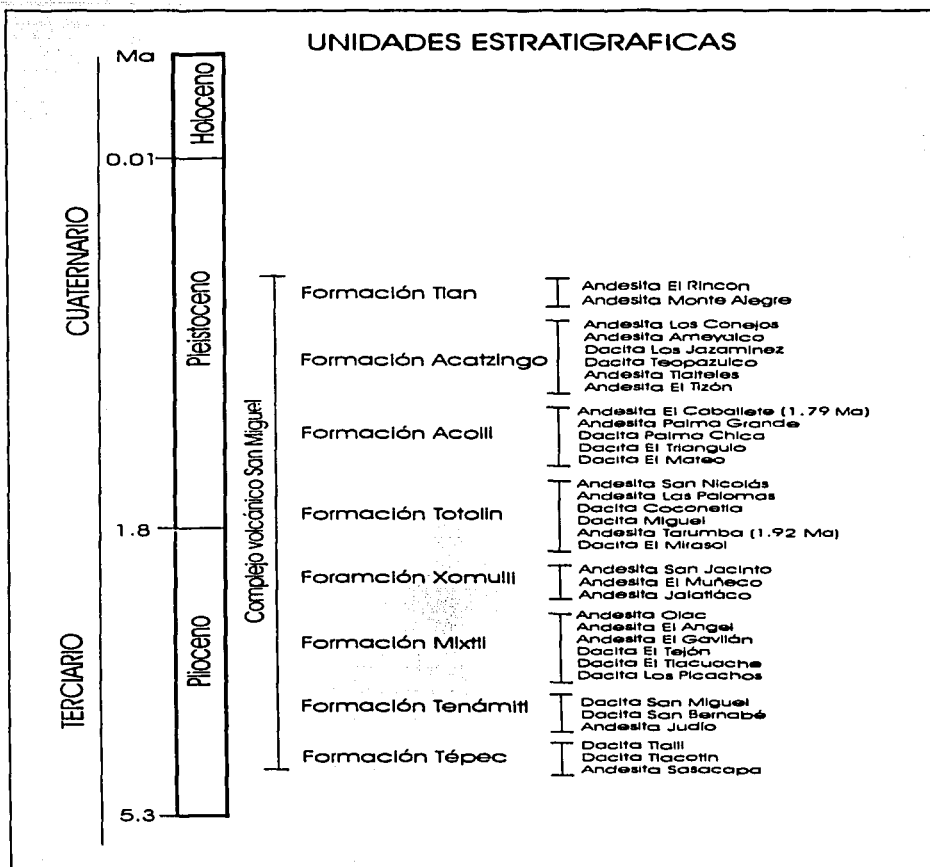


Tabla 2.4 Tabla sintetizada de Romero (2001) en donde aparecen las distintas formaciones con sus respectivos miembros del Complejo Volcánico San Miguel, asimismo, se establecen edades para las formaciones.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

En el mapa 2.2 se muestran las unidades geológicas para el territorio de Contreras. Las unidades estratigráficas son las siguientes:

Formación Tépec. Esta unidad se representa con la clave (Ttp), constituida de lavas de andesita y dacita, las cuales provienen de distintos domos orientados al NE. Limita al NE con los productos volcánicos del Xitle, al SE con el volcán Ajusco y al N con los domos de San Miguel y San Bernabé. La edad se considera de 3 Ma aproximadamente, y de acuerdo con Romero (2001) es el primer emplazamiento que formó al CVSM.

Dentro de esta formación se encuentran la andesita Sasacapa (Tsa), en la porción centro oriental del área, sobre el cerro que lleva su nombre. Abarca un área de 11 km², le sobreyace el flujo de lava andesítica El Rincón; presenta en algunas partes depósitos piroclásticos con un espesor promedio de 1.5 m, estos a su vez se encuentran cubiertos por una capa de suelo.

La dacita Tlacotin (Ttc) se localiza en la porción suroccidental del área de estudio, cubre un área de 13 km² de la superficie del territorio, en algunas partes se encuentra cubierta por depósitos de bloques y cenizas con un grosor de 6.5 m, le sobreyace una capa de suelo y puede ser que le subyazca la andesita Sasacapa. La andesita Talli (Ttla) se encuentra en la porción sur del territorio de Contreras, abarca una extensión de 7 km² y se encuentra cubierta en algunas partes por depósito de bloques y cenizas con un grosor de 5 m, subyace a los domos El Triángulo y El Tlacuache.

Formación Tenámitl. Esta unidad queda representada con la clave (Ttn), se localiza en la porción norte del área de estudio, limita al NE con las lavas del Xitle, al SE con la Formación Tépec, y al norte con depósitos de la Formación Tarango, de acuerdo con Romero (2001), se asocia al emplazamiento de domos de composición intermedia que presentan un arreglo con dirección NE-SW, y tienen sus respectivos depósitos de bloques y cenizas, de una edad aproximada de 3 Ma.

Dentro de la Formación Tenámitl, se encuentran para el área de estudio, la andesita Judío (Tjd), la cual se localiza al norte del área y abarca un área de 8 km²; incluye al domo El Judío y por ende se infiere que también a los pequeños edificios que lo bordean al sur. Esta unidad se encuentra cubierta al oriente por las lavas del Xitle y al oeste por la andesita San Bernabé.

La andesita San Bernabé (Tsb) se localiza en el extremo noroeste del área de estudio, ocupa una extensión de 11 km² de la superficie de Contreras y de acuerdo con Romero (2001) tiene su origen en el domo San Bernabé, el cual se encuentra afectado por procesos glaciales reconocidos en circos. Esta unidad cubre a la andesita Judío y se encuentra cubierta por la dacita San Miguel.

Formación Mixtli. Esta formación aparece con la clave (Tmx), se localiza al SE en el volcán Ajusco, limita (sin presentar contacto) al suroccidente con las lavas del Grupo Chichinautzin y está compuesta por domos de lava de composición andesítica y dacítica, orientados de NW a SW y presentan depósitos de bloques y cenizas. En el área de estudio sólo se halla la dacita Tlacuache (Ttl), la cual se localiza en el extremo suroeste, abarca una extensión de <1 km², y corresponde al material que compone a dicho domo el cual subyace a la dacita El Tejón y a su vez al domo El Triángulo.

Formación Totolin. La Formación Totolin aparece representada con la clave (Ttn), se localiza en la porción oriental y occidental del área de estudio, limita al norte con la Formación Tenámitl, al oriente esta en contacto con las lavas del Xitle, al sur y oeste limita con la Formación Tépec. Está constituida por domos de composición andesítica y dacítica de orientación NE-SW; de acuerdo con Romero (2001) se encuentran emplazados sobre la falla de Contreras la cual se orienta de este a oeste. La edad de esta formación es menor a 1.9 Ma.

Dentro de la Formación Totolin se encuentra la dacita Tarumba (Tta), en la porción centro-occidente del área de estudio, ocupa una extensión de 1 km² y se ha datado con una edad de 1.9 Ma. La dacita Tarumba sobreyace a la andesita Tlacotin.

También afloran las andesitas Las Palomas (Tpa) y San Nicolás (Tsn), las cuales se localizan en el extremo centro-oriental del territorio y abarcan un área de 1 km² y 2 km² respectivamente, ambas corresponden a flujos de lava y sobreyacen a los flujos de bloques y cenizas de la andesita Sasacapa (Romero, 2001). No se tienen edades para dichas unidades, sin embargo, se considera que son más jóvenes que la dacita Tarumba.

Formación Acolli. La Formación Acolli está representada con la clave (Qac) y se localiza en el extremo suroeste del territorio de Contreras, limita al NE con los depósitos de la Formación Tarango, al SE con la Formación Tépec y al S y SW con derrames de la a del Grupo Chichinautzin; está compuesta por un conjunto de domos con orientación N-S, la

composición es de andesitas, dacitas, bloques y cenizas. La edad que se calcula es menor a 1.7 Ma.

En el área de estudio se encuentra la dacita El Triángulo (Qtr), en el SW del territorio y ocupa un área de 1 km², presenta un estado de alteración considerable y sobreyace a los domos Tlalli; de acuerdo con Romero (2001), en la porción central de este domo se presenta un circo erosivo formado por la acción glacial.

Formación Tlan. La Formación Tlan (QTI) está formada por los flujos de lava andesítica Monte Alegre (Qma) y El Rincón (Qrn), los cuales abarcan una extensión de 3 km² y <1 km², respectivamente. Sobreyace a la Formación Tépec y limita en la porción oriental con los flujos de lava del Xitle. La edad de esta formación se considera de menos de 0.5 Ma.

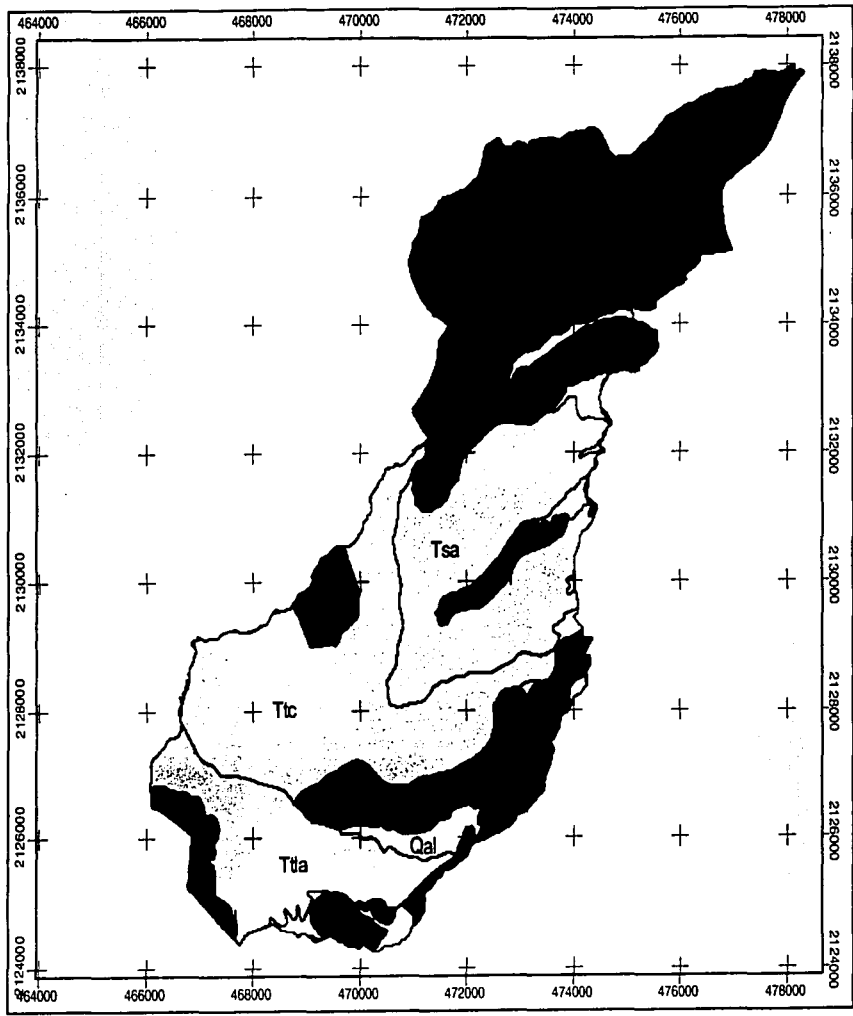
La andesita Monte Alegre se localiza en la porción sureste del territorio de Contreras, sobreyace a los flujos de lava de la dacita Tlacotin, asimismo, limita al sur con las lavas del Grupo Chichinautzin, de acuerdo con Romero (*op. cit.*), en la cima de estos flujos existen rasgos de erosión glacial.

La andesita El Rincón se localiza sobre la Formación Tépec, sobreyace a esta unidad, se trata de un flujo de lava en bloques, y de acuerdo con Romero (*op. cit.*) cubrió lo que pudo haber sido un antiguo valle glacial.

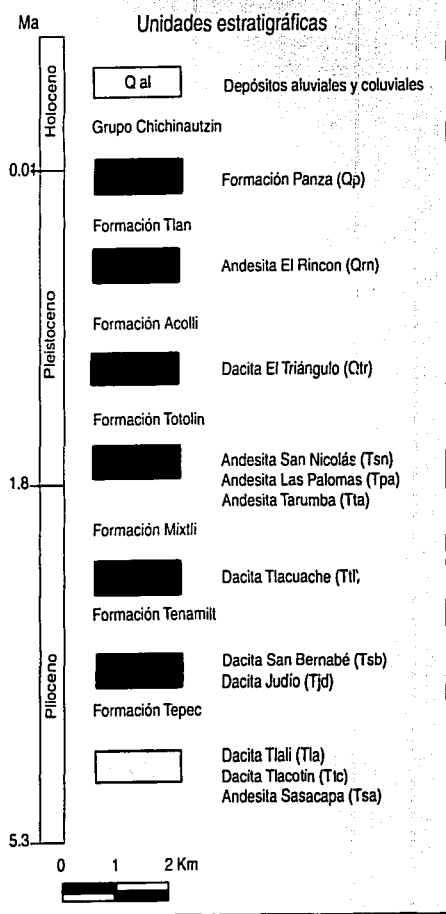
Grupo Chichinautzin. Los elementos del Grupo Chichinautzin (Qch) afloran en la porción oriental y sur del área de estudio, abarcan una extensión de 4 km². Afloran dos formaciones, una es la Andesita Basáltica Tezontle, en el valle del mismo nombre, y de acuerdo con Delgado y Martín del Pozzo (1993), se asocia a la Formación Panza; asimismo, el volcanismo se relaciona con el Graben del Tezontle (Romero, 2001).

Las lavas que afloran en la porción oriental del área de estudio, corresponden a la Formación Xitle, la cual consta de derrames de lava de composición basáltica principalmente. En el extremo suroriental también afloran lavas del Grupo Chichinautzin, sin embargo, no se asocian con alguna formación en particular. Las rocas más jóvenes del Grupo Chichinautzin que afloran en el área de estudio, son del Holoceno.

38



Mapa 2.2 Geología de La Magdalena Contreras de acuerdo con Romero (2001).



TEJIS CON FALLA DE ORIGEN

II.3 Rasgos estructurales de la cuenca de México

El área de estudio se encuentra dentro de la provincia fisiográfica del Sistema Volcánico Transversal (SVT) el cual, de acuerdo con Lugo (1984) "consiste en una serie de planicies escalonadas, desmembradas por volcanes aislados, pequeños grupos de volcanes y grandes cadenas montañosas volcánicas", la orientación que muestra es este-oeste, desde el estado de Veracruz hasta el estado de Nayarit (figura 2.4) (Demant y Robin, 1975).

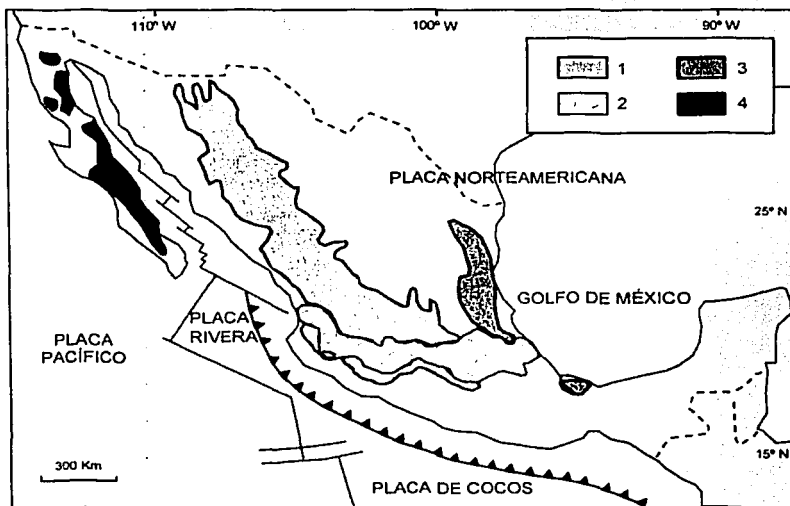


Figura 2.4 Se representan las distintas provincias volcánicas de México, 1. Sierra Madre Occidental; 2. Sistema Volcánico Transversal; 3. Provincia alcalina oriental; 4. Provincia de Baja California. La interacción de las placas de Cocos, Rivera y Norteamericana, han dado lugar a la formación del SVT. Tomado y modificado de Ruiz *et al.*, (2000).

El SVT está compuesto principalmente por rocas volcánicas ácidas, intermedias y básicas, depósitos piroclásticos, aluviales y lacustres. La litología está relacionada con una intensa actividad volcánica. El origen del SVT está ligado a la tectónica de las placas Rivera y Cocos en el Océano Pacífico y surge como respuesta al desarrollo de la trinchera Mesoamericana en el Mioceno Temprano y Medio (Ferrari, *et al.*, 1994). El SVT se divide estructuralmente en tres sectores, que de acuerdo con Ferrari *et al.* (*op. cit.*) son:

1. El sector occidental, donde los rifts Tepic-Zacoalco, Colima y Chapala forman una unión o junta tripe (*triple junction*) con orientación NW-SE, N-S, E-W respectivamente, el fallamiento tuvo lugar en el Mioceno.

2. El sector central, que se localiza entre Guadalajara y la Ciudad de México, se caracteriza por orientaciones de esfuerzos tectónicos principalmente de E-W y ENE que tuvieron desarrollo durante el Mioceno y el Cuaternario.
3. El sector oriental, desde la cuenca de México hasta el Golfo de México, presenta fallas con dirección NW y NNW, así como numerosos lineamientos volcánicos.

Para comprender *grosso modo* las estructuras que se encuentran en la cuenca de México, es necesario establecer y reconocer la relación entre dichas estructuras y la tectónica a escala continental y local. Con base en la propuesta de Mooser *et al.* (1996) para explicar la tectónica de la cuenca de México, se reconocen cuatro arcos que han dado lugar a una configuración *sui generis*, son los siguientes:

Arco volcánico del Oligoceno. Lo constituyen las fosas Mixhuca y Texcoco y se prolonga hasta el sur del estado de Morelos; muestra una orientación W-E, probablemente a esto se deba la formación de grandes volúmenes de rocas al norte de la cuenca. Mooser *et al.* (1996) reconocen cuatro fosas asociadas a la formación del arco: Ajacuba, Pachuca, Zempoala y Barrientos.

Arco volcánico Tarasco. Se considera que comienza en las inmediaciones del volcán Tancitaro (Mooser, 1975), sigue los lineamientos del lago de Cuitzeo con una orientación E-W, los cuales fueron reconocidos por Johnson y Harrison (1990) como parte de las fallas de tensión entre la placa Norteamericana y el bloque de Guerrero, y continúa su trayectoria por Acambay hasta el volcán La Malinche en el estado de Puebla. Una característica importante del Arco volcánico Tarasco es que a partir de Acambay, en vez de seguir la trayectoria W-E, se curva con una dirección NW-SE.

La explicación que se puede dar sobre los esfuerzos tectónicos que provienen del Arco Tarasco y la Fosa de Acambay hacia la Sierra de las Cruces y Sierra Nevada, es de posibles fallas transcurrentes de dirección NNW, las cuales probablemente forman fosas tectónicas en donde el magma ha ascendido. De esta forma se entiende el emplazamiento actual de éstas sierras. Mooser *et al.* (1996) consideran que se trata de fracturamientos en "Z" que no tienen expresión clara sobre las sierras Nevada y Las Cruces, sin embargo, la tendencia en orientación al SSE de las estructuras montañosas se puede encontrar más al sur, como es el caso de la Sierra de Xochitepec, donde aparece la dirección NW-SE de las fracturas (figura 2.5).

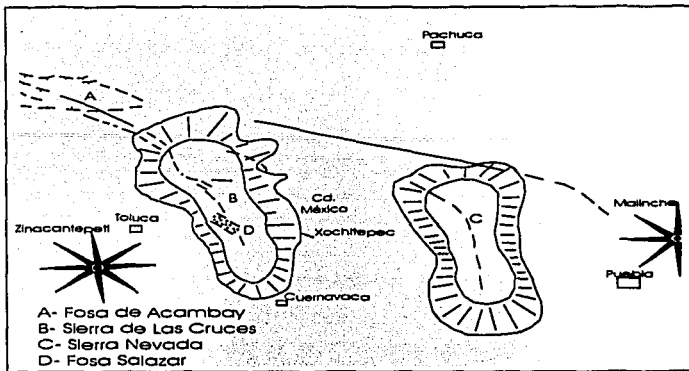


Figura 2.5 Aparecen los posibles lineamientos que afectan a las sierras de Las Cruces y Nevada. Se infiere que los lineamientos y orientación de las sierras al NW, están ligados a la tectónica de la Fosa de Acambay. Las líneas punteadas representan la continuidad de dichos lineamientos. Tomado de Mooser *et al.*, (1996).

De acuerdo con Mooser *et al.* (*op. cit.*): "Este fracturamiento rige buena parte del volcanismo desde el Plioceno Superior hasta el Cuaternario Medio"; si se toma en cuenta la relación entre fallamiento y presencia de volcanismo, los argumentos expuestos por estos autores se validan con las investigaciones realizadas por Álvarez *et al.* (1991) y Osete *et al.* (2000), quienes demuestran que el volcanismo de la Sierra de Las Cruces es más antiguo al norte y las rocas más recientes se presentan en el sur. La edad de los periodos eruptivos de la Sierra de Las Cruces tiene alrededor de 3.71 millones de años en el norte, y hasta 1.79 millones de años en el sur (Osete *et al.*, 2000). De lo anterior se entiende que la migración del volcanismo del NW al SE se asocia al sistema de fallas mencionado con anterioridad.

Al igual que en la Sierra de las Cruces, en la Sierra Nevada, las unidades más antiguas se hallan en el norte, así, la Formación Tlaloc es la más antigua, le sucede la Formación Iztaccihuatl y ésta a su vez es más antigua que la Formación Popocatepetl. Las edades van del Pleistoceno al Holoceno (Vázquez y Jaimes, 1989); la distribución y los datos sobre migración del volcanismo indican por lo tanto, dirección y tendencia de los esfuerzos tectónicos de norte a sur, al igual que en las Sierra de Las Cruces.

En el área de la cuenca de México se han reconocido fallas y esfuerzos tectónicos hacia el NE, que aparecen en el Cerro Tlaloc, en la Sierra de Guadalupe, en las sierras de Las Cruces, Nevada y en el volcán Rehilete (Mooser *et al.*, 1996), (figura 2.6). Este conjunto de fallas se considera que tienen su origen a fines del Plioceno y principios del Pleistoceno (Vázquez y Jaimes, 1989; Mooser *et al.*, 1996).

No existe una explicación clara acerca del origen de las fallas con orientación al NE, sin embargo, su presencia ha sido reconocida por varios autores, como lo muestran los estudios de De Cserna *et al.*, (1988), quienes realizaron perfiles gravimétricos que les permitieron inferir fallas en la Sierra de Las Cruces, las cuales atraviesan la cuenca de México; plantean que la orientación está relacionada con movimientos lateral izquierdo, posiblemente asociados a la tectónica regional en el Pacífico. Para Mooser *et al.* (1996), explicar el origen de estas fallas es complejo y sugieren que se trata de fenómenos de tensión y cizalla lateral izquierdo, lo cual tampoco esclarece de manera satisfactoria la presencia de éstas.

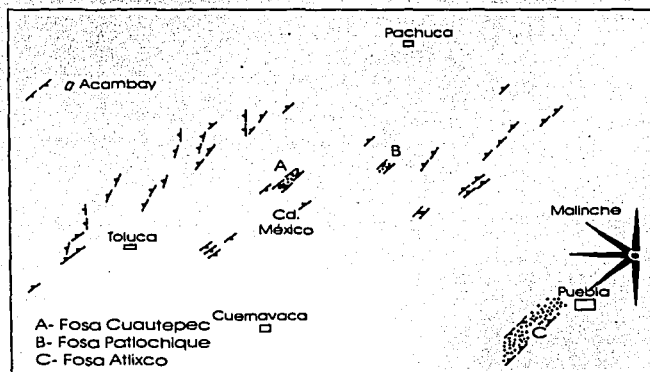


Figura 2.6 Fallas pleistocénicas con orientación NE-SW. Si bien han sido reconocidas, no se sabe a que sistema puedan estar asociadas. Para el área de la Sierra de Las Cruces, los desplazamientos tectónicos son a manera de bloques hundidos (fallamiento normal). Fuente: Mooser *et al.*, (1996).

Arco volcánico de Chichinautzin. Es el más reciente en la cuenca de México, tiene una orientación E-W y cubre toda la porción sur. Mooser y colaboradores (1996) han identificado dentro de este arco tres fosas (Fosa Cd. de México, Tlalli-Santa Catarina y Chichinautzin-Izta-Malinche), las cuales son cóncavas vistas desde el sur y se extienden aproximadamente desde el volcán Zinacantanpetl y Sierra de las Cruces hasta el volcán La Malinche en el estado de Puebla (figura 2.7). Las fallas de la Sierra Chichinautzin se han inferido a partir de lineamientos de los conos volcánicos, ejemplo de ello es la investigación de De Cserna *et al.* (1988), quienes identificaron una orientación $N55^{\circ}-75^{\circ}E$, datos que proporcionan información sobre los posibles esfuerzos tectónicos, asimismo, muestran un histograma donde se representa la orientación de los lineamientos de los distintos conos volcánicos (figura 2.8). El Arco volcánico Chichinautzin corresponde a la fase más reciente del volcanismo en el SVT, por lo tanto, muestra la tendencia y dinámica actual del SVT en la porción centro-oriental.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

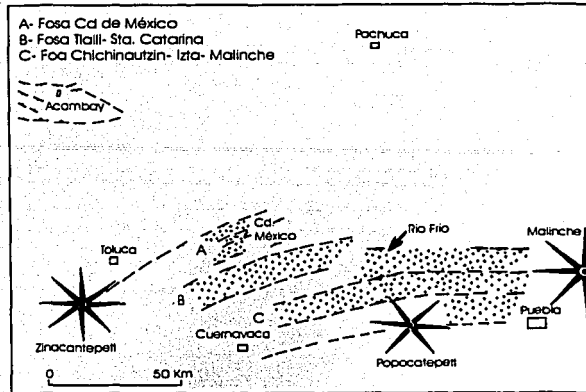
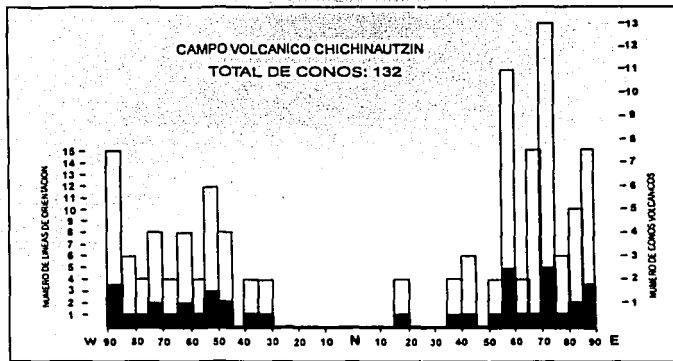


Figura 2.7 El Arco volcánico Chichinautzin. Las fallas y fosas tienen una orientación E-W. Indica la última fase de actividad volcánica del Pleistoceno al Holoceno. Fuente: Mooser *et al.*, (1996).



TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

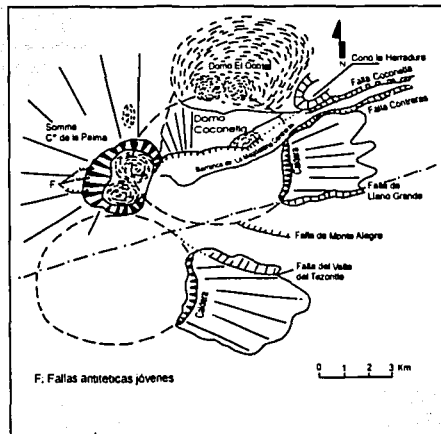
Figura 2.8 Histogramas de orientación de los distintos conos volcánicos en la Sierra Chichinautzin, predomina la E-W, lo que comprueba los esfuerzos tectónicos asociados al volcanismo. Fuente: De Cserna *et al.*, (1988).

II.3.1 Rasgos estructurales en el territorio de La Magdalena Contreras

Los rasgos estructurales del relieve de La Magdalena Contreras están asociados a la tectónica del Arco Tarasco. Las fallas que dieron lugar al emplazamiento de la sierra provienen del NW, de la Fosa de Acambay; siguen una trayectoria con orientación SSE. Estas fallas, sólo se pueden inferir por la orientación y migración del volcanismo de la Sierra de Las Cruces.

Cserna *et al.* (1992) nombraron "Enjambre de fallas Las Cruces" a todas que tienen expresión en la misma sierra; la más septentrional corresponde a la falla del Río Hondo y

la última corresponde a la de Contreras. Las fallas que se reconocen en superficie sobre el territorio de Contreras, son Llano grande, Contreras y Coconetla, identificadas por Mooser *et al.* (1992), de orientación NE-SW (figura 2.9).



TESIS CON FALLA DE ORIGEN

Figura 2.9 Las fallas del territorio de La Magdalena Contreras. La mayoría de ellas se disponen en dirección NE-SW. Se considera que están ligadas a desplazamientos verticales típicos de fallas normales. Tomado de Mooser *et al.*, (1992).

Una propuesta para la explicación de las fallas de Contreras y La Coconetla es de Mooser *et al.* (1992), por efecto de la gravedad consideran que la diferencia de peso en los edificios volcánicos causa los hundimientos escalonados, por lo que se interpreta que las fallas tienen su origen en éste tipo de movimientos verticales, aparentemente lo mismo aplica para las fallas de Llano Grande y de Monte Alegre. Los argumentos expuestos concuerdan parcialmente con los de De Cserna *et al.* (1998) quienes consideran que los movimientos tectónicos a lo largo de la Sierra de Las Cruces son de desplazamiento vertical en bloques, lo que da como resultado la aparición de algunas fosas como la de Tacubaya, de dirección W-E desde el Río Hondo al Río Magdalena en la Sierra de Las Cruces.

En la presente investigación, los conocimientos sobre la estratigrafía y litología proporcionaron información sobre el origen, tipo y edad de las rocas; la información sobre los rasgos tectónicos del relieve, permitió identificar las estructuras que se encuentran afectadas por los movimientos tectónicos y la relación de éstos con respecto a los movimientos regionales y locales. El conocimiento sobre la geología fue necesario para poder realizar el análisis geomorfológico debido a que la información estratigráfica y de litología, permite conocer en parte, la génesis y evolución del relieve.

III Morfometría

La morfometría consiste en la cuantificación de determinados elementos del relieve representados por líneas, superficies, volúmenes (Lugo, 1991). La información morfométrica es de gran utilidad para el análisis geomorfológico, debido a que ayuda a comprender la actividad de los procesos endógenos y exógenos sobre el relieve.

El análisis de los mapas morfométricos se expresa en una serie de mapas temáticos, entre los cuales se encuentran los siguientes:

- Mapa altimétrico
- Mapa de pendientes
- Mapa de densidad de la disección
- Mapa de profundidad de la disección
- Mapa de energía del relieve

Para la elaboración de los mapas altimétrico y de pendientes se optó por digitalizar las cartas topográficas 1:10,000 de la Tesorería del Distrito Federal (1985) para posteriormente generar un modelo digital del terreno (MDT) con una resolución espacial de 5 metros por pixel, con la finalidad de obtener un mapa raster detallado que proporcione información detallada de los distintos niveles de altura e inclinaciones del terreno.

III.1 Mapa altimétrico

El mapa altimétrico consiste en la representación gráfica de los distintos niveles de altitud del relieve. Se elabora a partir de los datos obtenidos de una carta topográfica en la que posteriormente se hace una clasificación de las alturas absolutas sobre el nivel del mar. La información que proporciona el mapa altimétrico o hipsométrico, sirve de fundamento para los estudios relacionados con procesos exógenos, morfogénesis y morfoestructuras (Lugo, 1988); en la presente investigación, la información altimétrica se utilizó para diferenciar las grandes unidades del relieve. El dilema en la elaboración de los mapas altimétricos, consiste en representar uniformemente las distintas altitudes del relieve, sin obviar rasgos del mismo que pueden ser importantes en el análisis geomorfológico.

En la presente investigación, los criterios que se siguieron para establecer los distintos rangos de alturas estuvieron basados en la elaboración de los histogramas de alturas a partir de la información proporcionada por el modelo digital del terreno, el cual fue interpolado a una resolución espacial de 5 metros por pixel, posteriormente se buscó la distribución normal de las alturas, con base en el análisis de los histogramas de frecuencia (García, 1993). El primer histograma se elaboró con el objeto de conocer la distribución de las alturas del territorio, fueron un total de 1508 pixeles, donde la altura mínima es 2323 m y la máxima 3830 (figura 3.1).

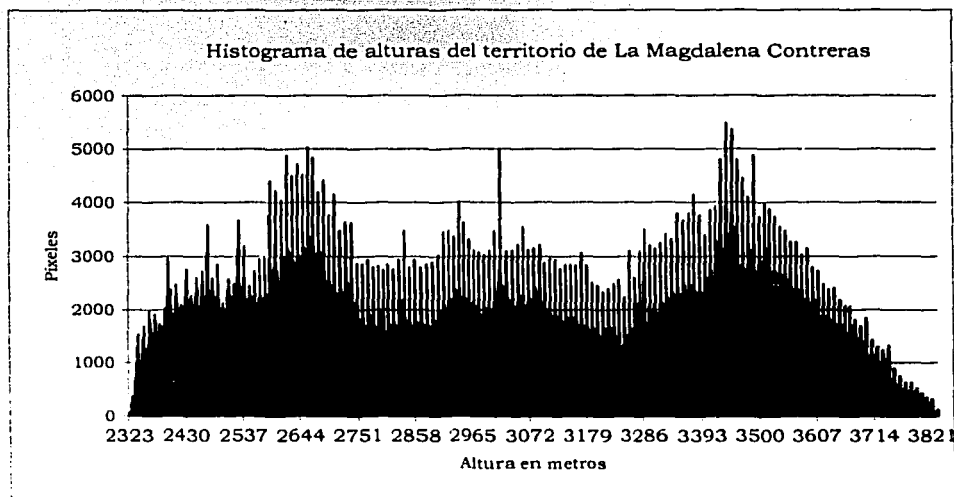


Figura 3.1 Histograma de la relación entre las alturas (eje de las "X") versus número de píxeles (eje "Y"). Obsérvese que la distribución de las alturas a lo largo del territorio no es homogénea, las principales alturas se encuentran entre los 2500 m a 2700 m y entre los 3390 m a 3500m, por lo tanto, es necesaria la fragmentación de los pisos altitudinales para poder identificar las principales unidades del relieve.

Para definir los distintos rangos de alturas, se optó por utilizar el método siguiente:

Con base en los datos del histograma proveniente del MDT, se obtuvieron la altura máxima y mínima. Para fines prácticos se eliminó el valor de 2323 y se consideró el de 2324, debido que no existía una cantidad de píxeles que representara un área significativa dentro del territorio estudiado. De esta manera se obtuvo el valor de amplitud del relieve que es de 1506 m.

Posteriormente se obtuvieron los histogramas con 5,7,9, y 12 rangos para conocer el comportamiento de las alturas con base en el método propuesto por Simonov (Zamorano, 1991, en García, 1993) donde se busca una distribución normal de los datos que al ser graficados tengan la forma de la “campana de Gauss”.

Los histogramas con rangos 5 y 7 (figuras 3.2 y 3.3) no mostraron una distribución normal, además de que la gráfica de 5 rangos simplificaba demasiado el mapa y eran omitidas algunas formas del relieve de importancia geomorfológica. Asimismo, los histogramas de 9 y 12 (figuras 3.4 y 3.5) fragmentaban demasiado el relieve, por lo que se pierde el objetivo del mapa altimétrico que es el de sintetizar los valores de las curvas de nivel del mapa topográfico.

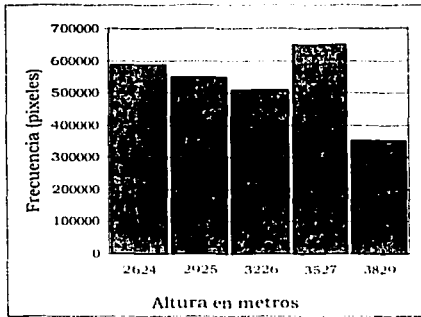


Figura 3.2 Histograma de 5 clases

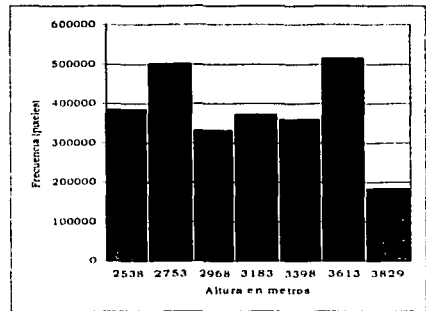


Figura 3.3 Histograma de 7 clases

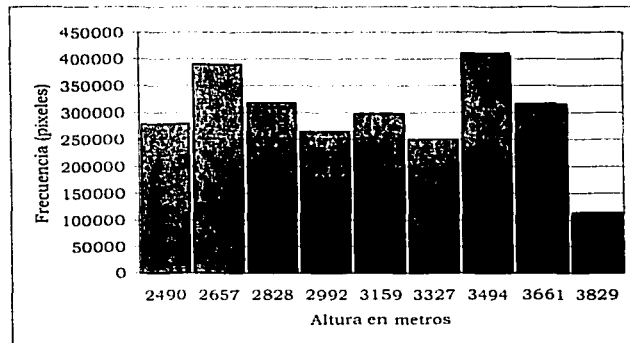


Figura 3.4 Histograma de 9 clases.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

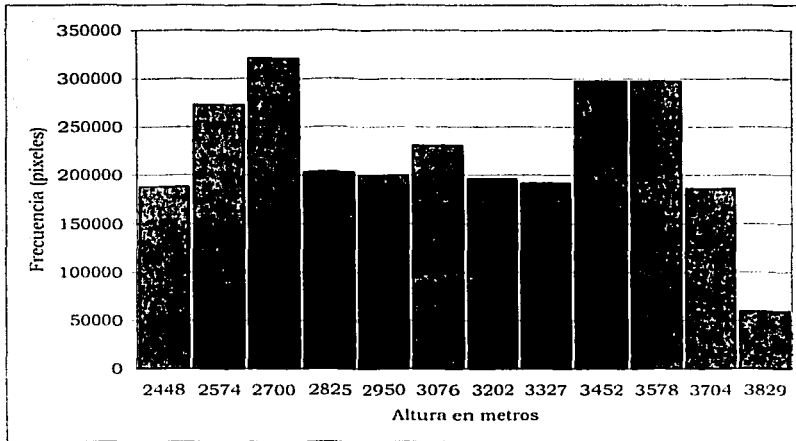


Figura 3.5 Histograma de 12 clases

Observados y analizados los histogramas, se optó por elaborar uno de 8 rangos, debido a que se consideró que con este número de intervalos no se sintetizaba demasiado la información, ni tampoco se fragmentaba en exceso, asimismo, se buscó que la división entre cada rango mostrara una distribución uniforme de las alturas (figura 3.6) y que a su vez representara las unidades del relieve como en el caso del piedemonte y las laderas montañosas.

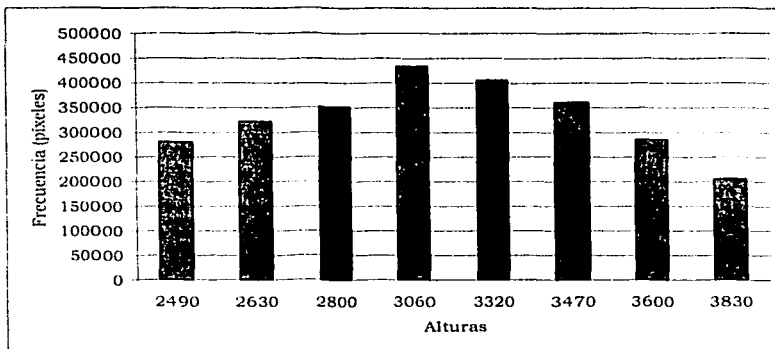


Figura 3.6 Histograma de 8 clases, se puede observar que en éste caso sí existe una distribución de los datos cercana a la normal.

Los rangos del mapa altimétrico quedaron representados de la manera siguiente:

<2450	Superficie de piedemonte
2450 - 2600	
2600 - 2800	
2800 - 3060	
3060 - 3320	Laderas de montaña
3320 - 3470	
3470 - 3600	
>3600	

Una vez obtenidos los intervalos de altitud se elaboró el mapa altimétrico (mapa 3.1). En éste se reconocen las formas principales del relieve siguientes:

Piedemonte. La altitud menor a 2490 y hasta 2800 m corresponde a un extenso piedemonte, el cual se subdividió en dos porciones.

1. El piedemonte inferior entre los 2324 a 2490 m, formado por depósitos volcánicos en forma de extensos abanicos de la Formación Tarango. Presenta pendiente suave del orden de 3° a 7° principalmente.
2. El piedemonte superior se extiende desde los 2450 a 2600 m, con pendiente del orden de 7° a 12°, y también está constituido por la Formación Tarango.

Cabe mencionar que en el mapa altimétrico hay formas del relieve que no quedan representadas, es el caso de las planicies aluviales, y se debe a que en parte no tienen dimensiones espaciales amplias, ni una distribución en un mismo piso altitudinal.

Laderas montañosas. Las laderas montañosas son de origen volcánico y tectónico, con pendiente de 24° a más de 55°.

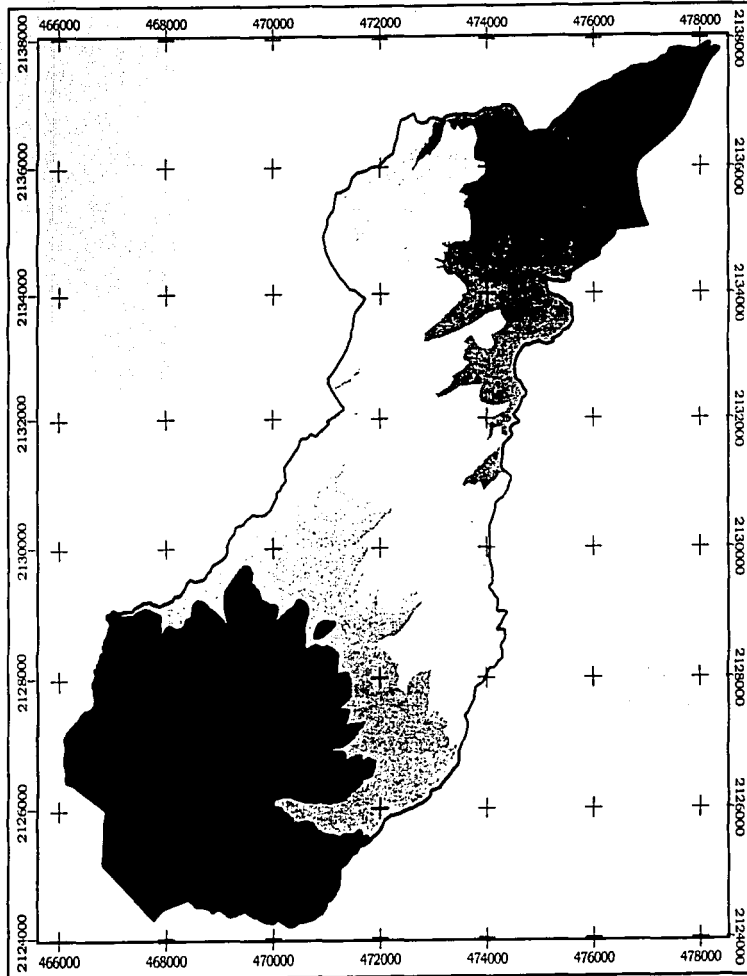
Las laderas montañosas pueden ser divididas con base en su morfología y altitud:

1. Laderas de montañas bajas, se encuentran a una altitud de 2360 a 2800 m. Se observan en el Cerro del Judío con sus volcanes contiguos, en los relictos de la

caldera de Santa Rosa-Cerro del Judío y las laderas inferiores de los volcanes de la caldera doble de Contreras.

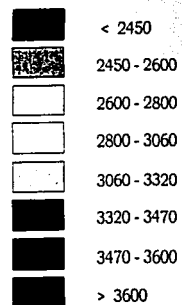
2. Laderas de montañas medias, se hallan entre 2800 a 3320 m, incluye los depósitos de la Caldera doble de Contreras y el volcán La Herradura.
3. Laderas de montañas altas, se presentan a una altitud de >3320 m, en el volcán Tres Cruces y el Grupo Chichinautzin.

La información que contiene el mapa altimétrico permitió hacer una diferenciación general del relieve que consiste en dos unidades: la superficie de piedemonte y las laderas de montaña.



Mapa 3.1 Altimetria

Altitud en metros sobre el nivel del mar.



Superficie de
piedemonte

Laderas de montaña

0 1 2 Km

III.2 Mapa de pendientes

El mapa de pendientes representa en grados o porcentajes las distintas inclinaciones del terreno. De acuerdo con Lugo (1991), éste es uno de los mapas más sencillos de elaborar, sin embargo, el problema consiste, al igual que en el altimétrico, en establecer los rangos de valores a representar, también es importante que se tenga en cuenta el objetivo del trabajo (*op. cit.*). En el presente estudio, la representación de los valores de las pendientes se hizo con base en el análisis de histogramas, en los cuales se buscó una distribución normal.

Los valores de pendiente se obtienen para una porción determinada del terreno, dividiendo la altura vertical entre dos puntos, entre la distancia horizontal correspondiente. El cociente corresponde a la tangente del ángulo de inclinación.

El mapa de pendientes se elaboró con base en el procedimiento siguiente:

1. Con el sistema de información geográfica (ILWIS) se obtuvo el mapa de pendientes por medio de los datos proporcionados por el MDT, se calculó el histograma de todas las pendientes del territorio de Contreras el cual aparece en la figura 3.7.

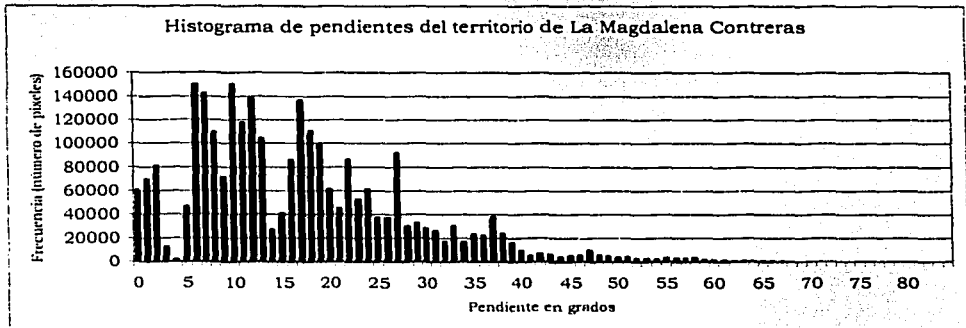


Figura 3.7 Histograma de pendientes en el territorio de La Magdalena Contreras. Se puede observar que los valores más frecuentes corresponden a las pendientes de 8° a 35°, y conforme el relieve es más abrupto, las pendientes de menor grado son menos.

2. En la presente investigación se consideró que para la elaboración del mapa de pendientes era necesario tener una clasificación que pudiese ser utilizada en el análisis de los procesos dinámicos del relieve. Van Zuidam (1985) propone una clasificación con base en numerosos estudios en distintos ambientes y en diversas partes del mundo, donde se describen los distintos procesos erosivos y de ladera relacionados directamente con la pendiente del terreno (figura 3.8).

Clase de pendientes	Procesos, características y condiciones del terreno
0 - 2°	Plano o casi plano. No se aprecia denudación
2 - 4°	Pendientes suaves. Remoción en masa de distintos tipos, solifluxión y flujo laminar y abarrancamiento bajo condiciones fluviales. Peligro de erosión
4 - 8°	Inclinado, casi similar a las condiciones de arriba. Peligro severo de erosión
8 - 16°	Empinado (moderado). Remoción en masa de todos tipos, flujo laminar y abarrancamientos, ocasionalmente se presentan deslizamientos. Peligro de erosión de suelo y deslizamientos.
16 - 35°	Empinado. Procesos denudacionales intensos de todos tipos (erosión aún con cubierta vegetal, reptación, deslizamientos). Peligro extremo de erosión del suelo.
35 - 55°	Muy empinado. Procesos denudacionales intensos, depósitos de talud.
mayor a 55°	Extremadamente empinado. Afloramiento de rocas, fuertes procesos denudacionales, especialmente "denudación de paredes", riesgo de caída de rocas.

Figura 3.8. Clasificación de las pendientes del terreno y procesos dinámicos a los cuales se encuentra sujeto el relieve. Adaptada de Van Zuidam (1985).

3. La clasificación que se utilizó en la presente investigación, se basa en van Zuidam (*op. cit.*), pero se fragmentó debido a que no quedaban representadas con claridad algunas formas del relieve, como las planicies, piedemonte y escarpes. El procedimiento que se siguió fue el análisis de los histogramas de frecuencias y la elaboración de varios mapas de prueba. De esta forma, se hizo con 7 rangos, los cuales se establecieron de la manera siguiente:

<3°
 3° - 7°
 7° - 12°
 12° - 24°
 24° - 35°
 35° - 55°
 >55°

4. El histograma de 7 rangos propuesto fue comparado con el de van Zuidam (1985) (figuras 3.9 y 3.10). Se puede observar que el histograma adaptado presenta una distribución más uniforme de los rangos de pendiente, mientras que la otra clasificación excluye las pendientes de 2° a 8°, importantes desde el punto de vista geomorfológico debido a planicies y piedemonte.

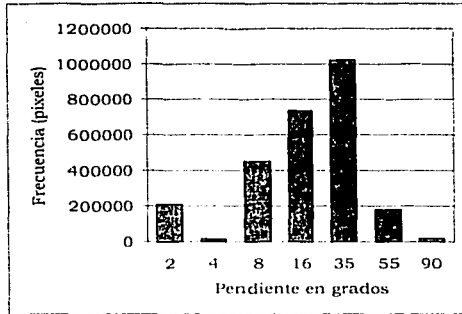


Figura 3.9 Se representan las pendientes del terreno del área de estudio con base en la clasificación de Van Zuidam (1985).

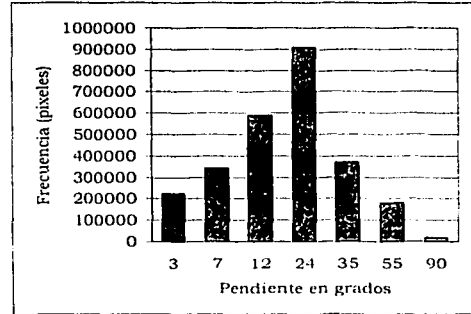


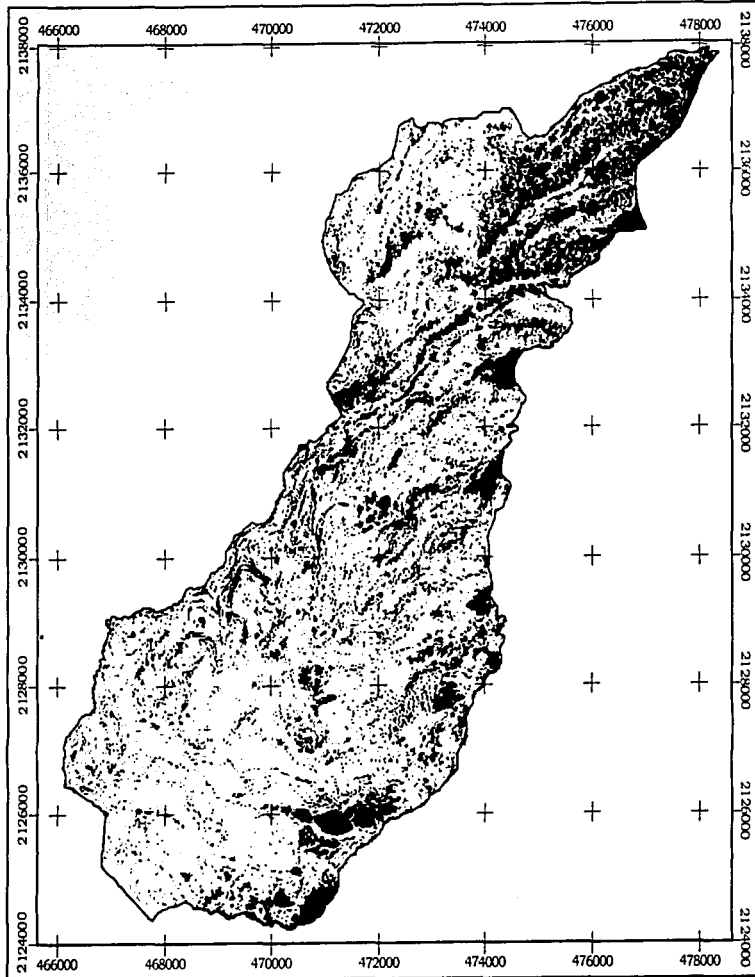
Figura 3.10 Pendientes del terreno en el territorio de Contreras, puede observarse que en esta clasificación, las pendientes se asemejan más a la distribución normal.

Una vez establecidos y corroborados los datos de los rangos, se elaboró el mapa de pendientes (mapa 3.2), mismo que facilita la delimitación de las formas del relieve (tabla 3.1).

Pendiente	Morfología	Superficie en km ²
<3°	Planicies, llanos volcánicos, superficies divisorias amplias pertenecientes al sistema montañoso	5.5
3° - 12°	Piedemonte y laderas montañosas	23.2
12° - 24°	Laderas montañosas	22.7
24° - 55°	Laderas montañosas empinadas, valles pertenecientes al sistema montañoso, circos de erosión y cañadas	13.7
> 55°	Escarpes	0.4

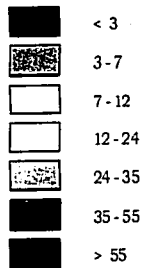
Tabla 3.1 Relación entre pendientes, morfología y la superficie que ocupan en el territorio de La Magdalena Contreras.

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN



Mapa 3.2 Pendientes del terreno

Pendiente en grados



Pendiente	Morfología	Superficie en km ²
< 3°	Planicies, Llanos volcanicos, superficies sistemas amplias pertenecientes al sistema montañoso	5.5
3° - 12°	Pedregales y laderas montañosas	23.7
12° - 24°	Laderas montañosas	22.7
24° - 55°	Laderas montañosas empinadas, valles pertenecientes al sistema montañoso, cirros de erosión y cañadas	13.7
> 55°	Escarpa	0.4

0 1 2 Km

El mapa de las pendientes del terreno permitió diferenciar ciertas formas del relieve con mayor precisión en comparación al mapa altimétrico, con base en la inclinación que presentan las formas. Asimismo, fue de utilidad para la identificación de áreas donde los procesos exógenos son activos como ocurre en los escarpes y las laderas empinadas, por lo tanto, la información contenida en este mapa, fue utilizada en el análisis morfodinámico.

III.3 Densidad de la disección del relieve

El mapa de la densidad de disección del relieve tiene como objetivo mostrar las áreas que se encuentran bajo la acción de los procesos erosivos fluviales (Lugo, 1991). Se elabora a partir de la medición de la longitud de los talwegs en una superficie determinada, de acuerdo con la fórmula

$$Dd = \frac{Lt(Km)}{A(Km^2)}$$

Donde:

Dd= densidad de disección

Lt = longitud de talwegs

A = área

De esta forma, en la presente investigación, el mapa fue elaborado de acuerdo con los pasos siguientes:

1. Se trazaron todos los cauces de las cartas topográficas 1:10,000 del territorio de La Magdalena Contreras y áreas contiguas.
2. Se marcó una malla de figuras geométricas para delimitar las áreas de muestreo, consistente en la cuadrícula de las coordenadas transversas de Mercator (UTM) de un kilómetro por lado.
3. Se midió la longitud de los talwegs y el valor fue anotado en la porción central del cuadro correspondiente. Una vez obtenidas todas las mediciones, se introdujeron en una hoja de cálculo, donde las coordenadas correspondientes fueron los datos del eje de las "x" y "y", mientras que el valor central (densidad) se introdujo como eje "z".

4. Una vez ordenados los datos en la hoja de cálculo, se hizo la interpolación y configuración con un programa de mapeo, con el método de Kriging, como uno de los mejores para el caso.
5. La última fase fue la sobreposición del mapa base de Contreras con el morfométrico.

El resultado de la interpolación y configuración es el mapa 3.3. Se diferenciaron tres niveles morfométricos principales con base en la distribución que presentan los valores de la densidad de la disección a lo largo del territorio.

1. Los valores más bajos de densidad de la disección son del orden de 0.5 a 1.5 km/km^2 , corresponden a la superficie del piedemonte inferior y a aquellas porciones donde aparecen las lavas. Entre los niveles bajos de densidad se incluyen también los valores 1.5 hasta 4 km/km^2 , mismos que corresponden a la superficie del piedemonte superior, formado por numerosos ríos de un orden mayor⁴, como el de la barranca El Rosal; el de la Barranca La Malinche, así como el Río Magdalena en la porción cercana al nivel de base local. Son extensos en longitud, nutridos por pequeñas corrientes de primer y segundo orden. En la superficie cumbre del cerro Nezehuiloya también aparecen valores de la disección del orden de menos de 4 km/km^2 , lo cual proporciona una idea de la edad relativa del relieve.
2. Los valores intermedios de densidad de la disección van desde los 4 a 5.5 km/km^2 , se presentan a lo largo del relieve montañoso de la Sierra de Las Cruces. Incluye el edificio volcánico del Cerro El Judío, el Cerro Sasacapa y el valle del Tezontle, donde queda también incluido el volcán Panza, si bien este último edificio pertenece a una de las unidades del relieve más jóvenes del territorio, es importante considerar que se encuentra cercano a las laderas de la Sierra de Las Cruces, lo cual da como resultado valores intermedios, aunado a que en el valle del Tezontle, donde se encuentra el volcán, drena el río Viborillas el cual tiene una longitud considerable y delimita a las estructuras volcánicas más antiguas de las más jóvenes.

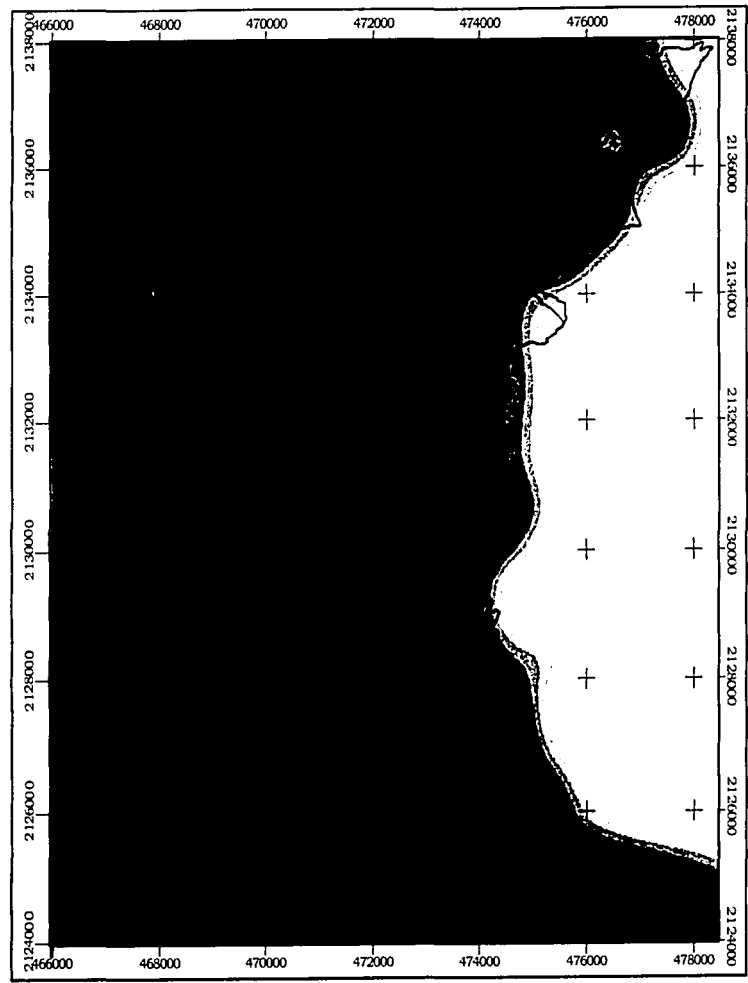
⁴ El orden de los ríos de acuerdo con el método de Strahler (1981), consiste en la enumeración de las corrientes de un río, empezando por las primeras que forman la red fluvial.

3. Los valores más altos van de los 5.5 a 8 km/km², mismos que corresponden a superficies con altos niveles de erosión fluvial y se asocian a la presencia de numerosas corrientes de primer y segundo orden y algunas de tercer orden, corresponden a las laderas del Cerro El Triángulo, donde se forman numerosas corrientes favorecidas por la geometría cóncava de las laderas de circos de erosión. También la Cañada Atzoma cuyas laderas concentran mayor humedad y numerosas corrientes erosivas. Igual ocurre con las laderas montañosas cercanas al valle de Monte Alegre.

El mapa de la densidad de la disección del relieve fue de utilidad para diferenciar aquellas áreas donde los procesos erosivos fluviales actúan de manera más efectiva sobre el relieve, también se observó con base en el mapa morfodinámico, que donde los valores de densidad de la disección son altos, es frecuente encontrar barrancos y surcos de erosión lo que da idea de la relación entre los valores altos de densidad y la erosión fluvial sobre el relieve.

59

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Mapa 3.3 Densidad de la disección del relieve.

Longitud de cauces fluviales km por km²



III.4 Profundidad de la disección

El mapa de profundidad de la disección muestra el corte vertical del relieve a consecuencia de la acción fluvial. De acuerdo con Lugo (1991), la profundidad de la disección da idea de la acción de los procesos erosivos en un tiempo determinado. Para el análisis del mapa se consideran los factores siguientes:

1. El tipo de sustrato geológico y la edad geológica del mismo.
2. La influencia de los procesos endógenos, como el volcanismo y movimientos tectónicos.
3. El clima y su influencia en el relieve.

El mapa de profundidad de la disección muestra la actividad de procesos exógenos en un tiempo determinado (Lugo, *op. cit.*), debe tenerse en consideración que éstos se hallan sujetos a una temporalidad y que no necesariamente tengan hoy en día la misma intensidad, por ello la utilización del mapa puede ser una herramienta útil para estudios paleoclimáticos, por su relación con las edades del relieve.

El mapa de profundidad de la disección se elabora midiendo la distancia vertical que existe entre el talweg y la divisoria (Lugo, 1991). Se hizo en las etapas siguientes:

1. Se utilizó la misma malla del mapa de densidad de la disección escala 1:10,000 con cuadros de 1 km².
2. Se procedió a medir la disección vertical del relieve:
 - a) Se tomaron como muestras representativas de profundidad de la disección, los cauces de mayor orden
 - b) La profundidad de disección es aquella que se debe a la acción erosiva, excluyendo laderas de origen volcánico que pueden confundirse con otras cortadas por la erosión.
 - c) Se midió la distancia vertical del talweg a la divisoria correspondiente.

3. Una vez que se obtuvieron los valores de profundidad de la disección para cada cuadro, se hizo una interpolación y se configuro con isolineas (mapa 3.4).

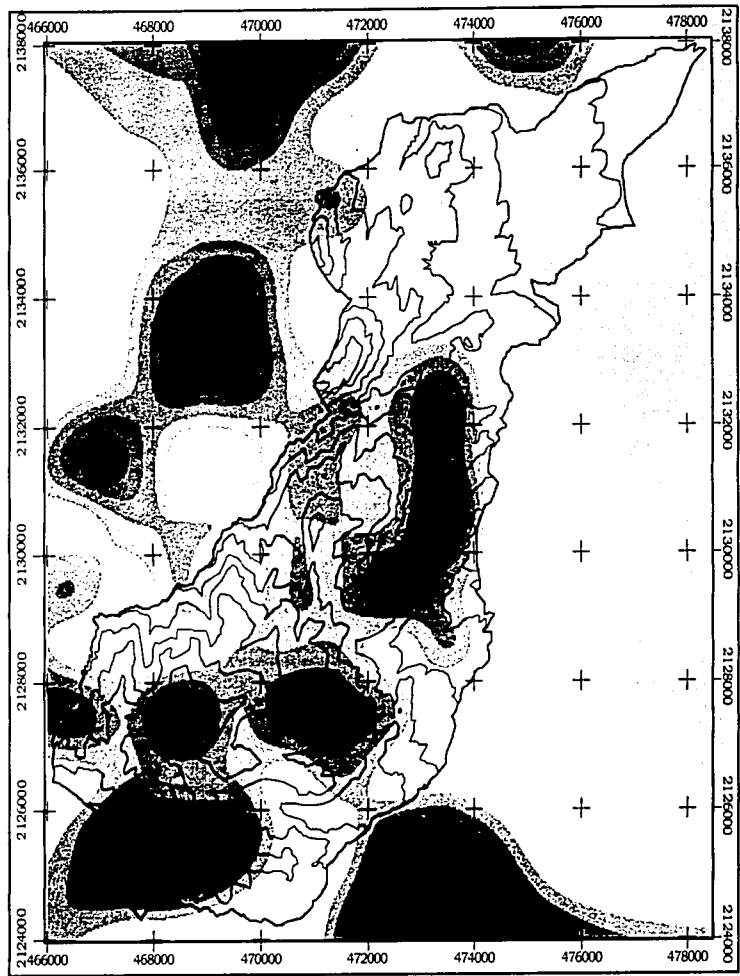
De lo anterior resultan las observaciones siguientes:

1. Los valores más bajos de profundidad de la disección fueron de menos de 15 m, en el piedemonte, constituido por depósitos volcánicos de la Formación Tarango, disecados las corrientes fluviales provenientes de las montañas; forman barrancos paralelos y su profundidad disminuye conforme se acercan a la planicie lacustre de la cuenca de México. La disección es muy activa debido a la litología fácil de erosionar, en comparación con el relieve montañoso. También aparecen valores bajos de profundidad de la disección en el contacto entre las Sierra de Las Cruces y el Grupo Chichinautzin, debido a que el sustrato geológico, junto con la edad reciente de las rocas, no ha favorecido la disección.
2. Los valores intermedios son del orden de 15 a 25 m y se distribuyen en las laderas de la sierra de Las Cruces, principalmente en los ríos Magdalena, Las Regaderas en el valle de Monte Alegre y el río Malancoachac.
3. Los valores más altos de profundidad son del orden de 25 m a 40 m, se localizan en el relieve montañoso, en los valles de los ríos Viborillas y Chichicaspa, así como en la cañada Atzoma. La disección se relaciona con las laderas cóncavas, ejemplo es el valle del Cerro Nezehuiloya. Los valles profundos cortan a las estructuras volcánicas del complejo San Miguel-Contreras, y se infiere que son rocas de mayor dureza, sin embargo, la fuerte disección se encuentra asociada y se ve favorecida por la inclinación del terreno y su altura relativa con respecto al nivel de base local, además del factor de la edad de las rocas.

La diferenciación de los valores de profundidad se hizo con base en la distribución que tienen éstos a lo largo del territorio. Con el mapa de profundidad de la disección se pudieron identificar las áreas donde existe una fuerte disección fluvial, sin embargo, la interpretación de este mapa resulta compleja en el relieve volcánico, debido a los contactos entre las estructuras, la distribución heterogénea de los materiales volcánicos, así como la edad y dureza de las rocas.

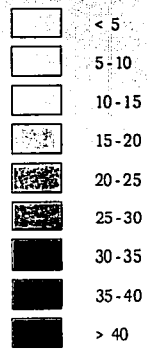
62

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Mapa 3.4 Profundidad de la disección

Corte máximo vertical por erosión (m).



III.5 Energía del relieve

El mapa de energía del relieve representa la relación de la actividad endógena con respecto a la exógena (Lugo, 1991). Se elabora a partir de la resta de los valores de altitud máxima y mínima para un área específica, y se expresa con la fórmula

$$E_r = H_{\max} - H_{\min}$$

Donde:

E_r = energía del relieve
 H_{\max} = altitud máxima
 H_{\min} = altitud mínima

Se elaboró en la secuencia siguiente:

1. Se aplicó la misma malla de muestreo que se utilizó en los mapas de densidad y profundidad de la disección.
2. Se obtuvo el valor correspondiente y se anotó en el centro de la figura geométrica.
3. Los datos fueron introducidos a una hoja de cálculo, se continuó con la interpolación y se terminó el mapa con la configuración de isolíneas.

En éste se reconocieron las áreas de mayor y menor energía, las cuales se explican a continuación:

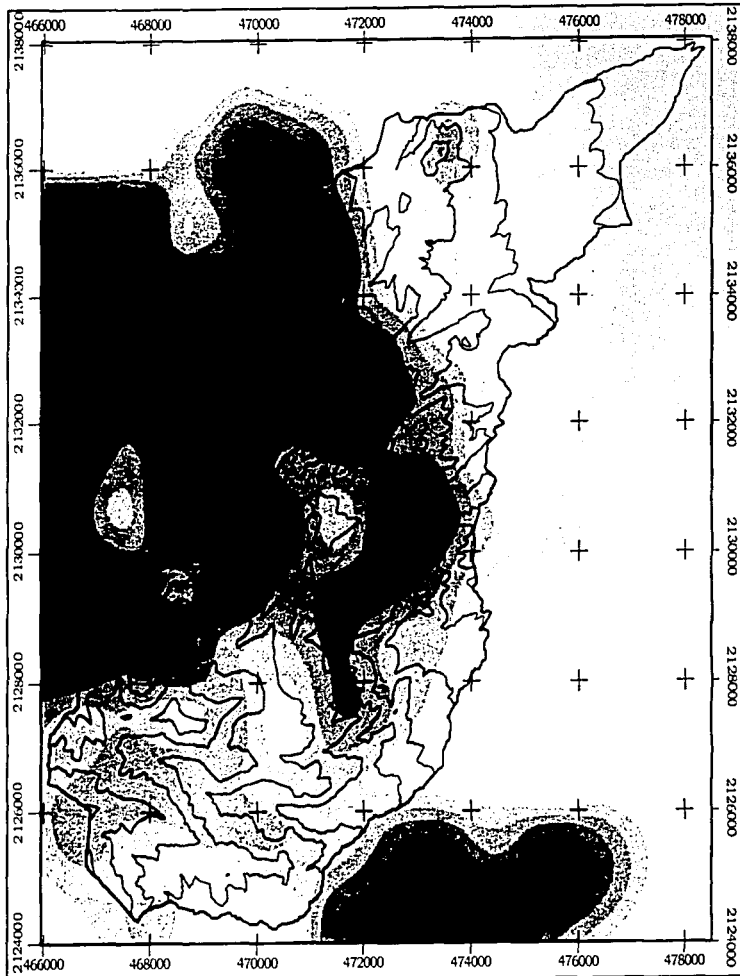
1. Los valores más bajos de energía del relieve son de 50 a 150 m de altura y se localizan en el piedemonte y en las coladas de lava del Grupo Chichinautzin. En ambos casos se asocian a una zona estabilidad en términos de actividad endógena y exógena.
2. Los valores intermedios son de 150 a 250 m y se asocian a edificios volcánicos, como los cerros El Judío, Nezehuiloya y las laderas de la caldera doble de Contreras y del volcán Tres Cruces. Valores de más de 250 m en superficies de aproximadamente 1 km², son considerables, son los más representativos para esta porción de la Sierra de Las Cruces.

3. Las superficies con mayor energía del relieve tienen valores de 250 a más de 450 m, los cuales se localizan en las laderas de la cañada Atzoma y de la Caldera doble de Contreras, así como en las laderas del volcán La Herradura. Se asocian a la conjugación de procesos exógenos y endógenos, lo que se reconoce también en valores elevados de profundidad y densidad de la disección. En el caso del cono La Herradura se deben al emplazamiento del volcán sobre laderas de antiguos edificios, así como a posibles movimientos tectónicos verticales (ver capítulo II).

Del mapa de energía del relieve, los valores altos fueron los que proporcionaron mayor información debido a que estos se asocian a formación de grandes volcanes (actividad endógena), y al contacto entre estructuras volcánicas.

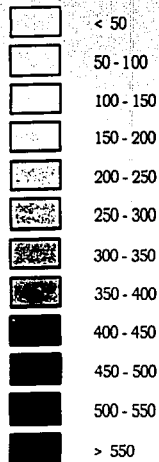
Los mapas morfométricos son útiles para tener un conocimiento general sobre el relieve de manera sistemática y con base en los parámetros cuantitativos. El mapa altimétrico permite diferenciar grandes unidades del relieve; el mapa de pendientes de terreno complementa la información del mapa altimétrico y proporciona información sobre formas resultantes de procesos exógenos, asimismo, forma indirecta pueden establecerse áreas donde dichos procesos actúan con mayor intensidad.

Los mapas de densidad y profundidad de la disección son útiles para el estudio de los procesos exógenos, debido a que ambos reflejan la influencia de la erosión fluvial sobre el relieve, no obstante, en el mapa de profundidad de la disección, es necesario tener conocimiento *a priori* sobre las condiciones geológicas para poder conocer la profundidad real por acción fluvial sin que intervengan otras condicionantes como son los contactos de estructuras. La utilidad del mapa de energía del relieve depende del tipo de estudio; para el caso del relieve volcánico dicho mapa permite diferenciar las elevaciones volcánicas más recientes y los contactos entre estructuras.



Mapa 3.5 Energía del relieve

Diferencias máximas de altitud en metros



0 1 2 Km

IV Geomorfología

La geomorfología es la ciencia que estudia el relieve terrestre considerando los rasgos cualitativos y cuantitativos, así como el origen, edad, evolución y dinámica (morfodinámica) (Lugo, 1986); de esta forma, la comprensión de los procesos formadores (endógenos) y aquellos encargados de modelar, nivelar y transformar el relieve (exógenos) están comprendidos en el estudio geomorfológico.

De acuerdo con Verstappen (1983), la geomorfología tiene cuatro enfoques principales:

1. Geomorfología estática, se encarga del estudio de las formas actuales del relieve.
2. Geomorfología dinámica o morfodinámica, se encarga principalmente del estudio de los procesos y los cambios a corto plazo de las formas del relieve.
3. Geomorfología genética o morfogénesis, estudia el desarrollo del relieve a través del tiempo, generalmente a largo plazo.
4. Geomorfología ambiental, estudia el relieve desde el punto de vista ecológico.

La elaboración de los mapas geomorfológicos debe permitir de acuerdo con Verstappen (*op. cit.*), la identificación y descripción precisa de las formas del relieve en conjunto, también debe indicarse la posición y arreglo de éstas, así como la génesis. En el mapeo y análisis geomorfológico es necesario incluir la edad del relieve para el conocimiento integral del mismo.

Si bien existe el mapeo puramente morfogenético, el cual tiene como objetivo explicar la evolución de las formas del relieve a través del tiempo, la distinción entre éste y el geomorfológico es en muchos de los casos difícil establecer, debido a que en ambos mapas se encuentra información sobre las edades y formas del relieve; el mapa geomorfológico contiene información sobre la geometría, edad, morfología, génesis, estructural y procesos superficiales; de lo que resulta una información integral.

Un mapeo geomorfológico mucho más detallado es del tipo analítico, y de acuerdo con los conceptos del ITC, debe contener información sobre la morfogénesis, morfoestructuras, litología, datos morfométricos y morfocronología. Si bien el mapeo geomorfológico sigue

ciertos lineamientos, no siempre es posible el apego a éstos, por las características del relieve y el objetivo de estudio.

IV.1 Mapa geomorfológico de La Magdalena Contreras, Distrito Federal.

El análisis geomorfológico en la presente investigación se enfocó en primer lugar, al desarrollo del relieve (mapa geomorfológico); se consideraron los aspectos genéticos, morfológicos, estructurales, cronológicos y de procesos superficiales del relieve, que de acuerdo con los aspectos de la geomorfología de Verstappen (*op. cit.*), se trata de un mapeo morfogenético. Posteriormente fueron estudiados los procesos exógenos con mayor detalle y se elaboró el mapa morfodinámico.

La metodología para la elaboración del mapa geomorfológico (figura 4.1) fue la siguiente:

1. Consulta de estudios sobre la geología de la cuenca de México.
2. Estudios del relieve volcánico.
3. Consulta de publicaciones y tesis profesionales sobre la geomorfología de la cuenca de México.
4. Selección de la escala de trabajo y elaboración de la cartografía base. Se utilizaron las cartas topográficas escala 1:10,000 de 1985 editadas por la Tesorería del Distrito Federal, Pedregal Chichicarpa, San Bernabé Ocoatepec, Ciudad Universitaria, Cuarto Dinamo, Cerro El Triángulo y Ajusco se digitalizaron e imprimieron a escala 1:20,000 (escala final). También se utilizaron las cartas topográficas del INEGI Ciudad de México y Milpa Alta escala, 1:50,000.
5. Interpretación geomorfológica de fotografías aéreas escala 1:20,000 del año 2000, escala 1:40,000 de 1988 y escala 1:75,000 de 1998.
6. Trabajo de campo. Al terminar la fotointerpretación se hizo un primer mapeo de las unidades geomorfológicas, éstas fueron verificadas *in situ*.
7. Cartografía. Una vez terminado el proceso de fotointerpretación se trasladó la información a la base topográfica. El análisis de algunas formas del relieve que no pueden ser identificadas directamente en las fotografías aéreas, se delimitaron

por medio de la interpretación de las cartas topográficas. Posteriormente fueron asignadas las edades geológica y geomorfológica de las distintas unidades.

8. Se elaboró la leyenda del mapa con base en un orden genético.

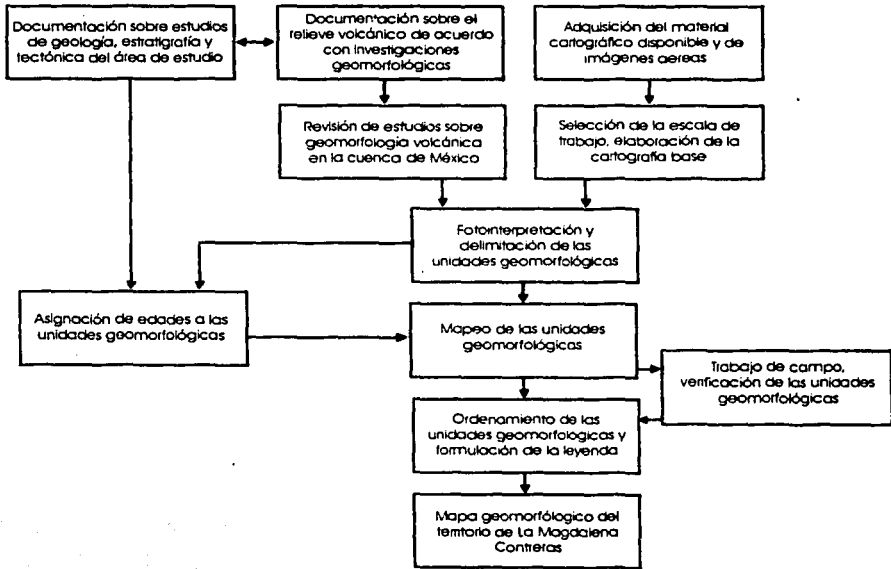


Figura 4.1 Diagrama de flujo que muestra la metodología utilizada para la elaboración de mapa geomorfológico.

A continuación se explica el mapa geomorfológico que se encuentra anexado al final de la presente investigación.

I RELIEVE ENDÓGENO

El relieve endógeno es aquel que se forma por la acción de los procesos internos de la Tierra (Lugo, 1991). El de tipo volcánico es el dominante en la zona en estudio, y se divide en acumulativo y modelado.

Volcánico acumulativo

En esta clasificación se incluyen a las formas debidas a la actividad volcánica, bien conservadas como domos, conos, laderas montañosas, coladas de lava, superficies piroclásticas. Representa un relieve joven.

1.1 Cono de escoria pleistocénico con cráter abierto.

Los conos de escoria se forman a partir de la expulsión de material basáltico y andesítico-basáltico, los cuales provienen de un centro de emisión en torno al cual se construye un cono (Scarth, 1994). Están constituidos de escoria y piroclastos, crecen rápidamente, incluso en semanas. Presentan erupciones explosivas y efusivas.

Los conos de escoria en algunos casos muestran una geometría casi perfecta, y también otras incorrectas, debido a las condiciones en las que se formaron. Incluye la geometría del edificio y el cráter (cerrados o abiertos). El origen de los conos con el cráter abierto, los explica Ollier (1972) por medio de los factores siguientes:

1. Apertura del cráter por la emisión de un flujo continuo de lava.
2. La explosión dirigida hacia uno de los flancos del edificio origina que el cráter se abra y surge una forma cóncava en herradura.
3. La influencia del viento en el momento de la formación del cono puede originar una mayor deposición de materiales sobre uno de los flancos, y que otro quede prácticamente abierto.

En el área de estudio sólo se encuentran dos conos de escoria con cráter abierto (figura 4.2) los cuales se localizan en el extremo sur en el "Graben del Tezontle" (Romero 2001), controlado por fallas de tipo por normal de orientación NW-SE. Sólo uno de los conos

(volcán Panza) se encuentra bien conservado, el otro edificio se encuentra sepultado por material volcánico más reciente y su forma ha sido alterada por acción antrópica.

El patrón de drenaje sobre los conos de escoria es de tipo radial, con numerosas corrientes fluviales que lo disecan. El volcán Panza tiene una altura promedio de 130 m; por sus características morfológicas se piensa que el cráter abierto se debió a la emisión de lava durante la construcción del mismo.



Figura 4.2 Se aprecia la morfología del cono de escoria (volcán Panza). A, las laderas del cráter; B corresponde a las laderas exteriores del cono. Cono típico del Grupo Chichinautzin.

1.1.1 Colada de lava (asociada al volcán Panza)

La colada de lava (figura 4.3), proviene aparentemente del cráter, presenta una dirección al NE y se encuentra parcialmente sepultada por material aluvial y bordea a conos de escoria más antiguos. Es de composición basáltica o andesítico-basáltico, con estructura tipo aa. Tiene una longitud aproximada de 3.8 km.



Figura 4.3 Contacto entre las lavas holocénicas del tipo aa, forman un malpais (A) y las laderas de un volcán de lava pliocénico (B).

1.2 Cono de escoria pleistocénico, parcialmente sepultado

Los conos de escoria parcialmente sepultados se localizan al igual que los de cráter abierto, en el graben del Tezontle, sin embargo, se encuentran sepultados por coladas de lava, material piroclástico y depósitos aluviales recientes (figura 4.4), por lo cual no pueden ser reconocidas completamente las estructuras; aparentemente no afloran coladas de lava asociadas a dichos edificios y se identifican sólo las cimas convexas. Se infiere que por la edad y litología se trata de volcanes monogenéticos.



Figura 4.4 Cono de escoria parcialmente sepultado (A) por material aluvial (B). Como puede observarse en la fotografía, se reconoce la estructura, sin embargo no es fácil identificar los productos asociados debido a la sobreposición de material más reciente.

1.3 Cono de escoria pleistocénico con cráter cerrado

Se localiza en el valle del Tezontle. Presenta un cráter cerrado, es asimétrico y se encuentra bordeado por coladas de lava, probablemente provenientes de la base del mismo.

1.4 Coladas de lava pleistocénicas

En el mapa aparecen con esta clave las coladas de lava de composición básica que afloran en el extremo sureste del área de estudio, presentan un flujo preferencial al NE, y se encuentran cubiertas por una capa de material piroclástico. La fuente de éstas no es

clara debido que no se reconoce el centro de emisión. Sin embargo, pueden establecerse las siguientes hipótesis:

1. Se asocian a uno de los últimos flujos de lava del volcán Ajusco, como lo sugiere Romero (2001), donde ocurre un cambio del volcanismo intermedio a básico.
2. Los flujos provienen de los volcanes de escoria del Graben del Tezontle y han sido cubiertos por material aluvial reciente.
3. Pertenecen a volcanes de escoria completamente sepultados cercanos al valle de Monte Alegre y se encuentran cubiertos por depósitos aluviales recientes.

Todo parece indicar que se trata de flujos de lava del volcán Ajusco, sin embargo, serían los últimos flujos que representan la transición del volcanismo ácido a uno intermedio o intermedio-básico.

1.5 Domo de lava pleistocénico

De acuerdo con Scarth (1994) los domos volcánicos se forman cuando una lava viscosa (la cual puede variar de intermedia a ácida) emerge, se acumula y solidifica en una masa bulbosa cercana al centro de emisión, este tipo de edificios volcánicos también han sido nombrados cúmulo-domos (Cotton, 1952; Ollier, 1969). Los domos volcánicos son relativamente fáciles de identificar. Scarth (*op. cit.*) menciona que generalmente se localizan en ambientes montañosos de relieve volcánico y también en los cráteres de los grandes estratovolcanes y calderas, en general son de forma convexa.

Los domos volcánicos en su formación enfrían rápidamente en las capas superiores, generan una corteza frágil que puede romperse a causa de la inyección constante de magma, lo que provoca un colapso que da como resultado un flujo de bloques y cenizas. Asimismo, al estar compuestos de rocas ácidas en su desarrollo pueden originar flujos piroclásticos.

En el área de estudio los domos volcánicos más recientes se localizan en el extremo suroriental (La Palma Grande y La Palma Chica), se les ha fechado del Pleistoceno y están asociados a la última fase eruptiva del Complejo Volcánico San Miguel. Las evidencias geomorfológicas indican que estos domos se formaron dentro del cráter de explosión, el cual ha sido identificado como relicto del estratovolcán San Miguel.

Al parecer, el primer domo fue el que se encuentra más al sur (dentro del cráter de explosión) y posteriormente surgió el que se encuentra al norte, el cual cubre parcialmente al primero, aunque puede tratarse de una coalescencia de domos, como suele ocurrir en este tipo de estructuras volcánicas (Ollier, 1969). Ambos edificios presentan una morfología convexa y asimetría en sus laderas, tienen una altura promedio de 190 m, no presentan flujo de lava alguno y la red fluvial es anular.

1.6 Volcán de lava pleistocénico con cráter abierto

Se clasificaron con éste nombre los edificios volcánicos constituidos principalmente de lava, de composición básica-intermedia a ácida, lo anterior se constata por la extensión que presentan sus depósitos.

El cráter abierto, se puede formar por las razones siguientes:

1. Explosión dirigida, en éste caso se destruye uno de los flancos del volcán lo que da como resultado una apertura del cráter de dimensiones de más de 100 m.
2. Apertura del cráter por erosión fluvial de las laderas del edificio.
3. Flujos continuos de lava, los cuales impiden la formación de un cráter.
4. Colapso por desestabilización del cono.

Para el caso de los volcanes de lava con cráter abierto en el territorio de Contreras se presentan aparentemente las cuatro modalidades mencionadas.

El volcán localizado en las coordenadas 19°14'30" y 99°15'38", presenta un cráter de forma semi-elipsoidal, con diámetro aproximado de 900 m, en éste caso sólo puede ser apreciada una parte del edificio, por lo tanto, pudo haber tenido una explosión dirigida que destruyó parte de la estructura, de esta forma sólo permanece una parte del edificio con su cráter.

En el caso del volcán localizado en las coordenadas 19°13'56" y 99°16'33", se presenta un volcán de lava con un cráter pequeño, de forma semicircular, tiene un diámetro

aproximado de 170 m. Se infiere que el cráter fue abierto por la disección fluvial, lo cual comprueba el valle alineado desde el cráter hasta la base del cono.

En las coordenadas 19°15'14" y 99°16'36" se encuentra un volcán de lava con cráter abierto, en el cual los flujos continuos impidieron el cierre. El volcán presenta varios flujos de lava que aparentemente rellenaron depresiones y valles; el mayor tiene una longitud de más de 3.8 km, emplazado en una depresión, entre otras estructuras volcánicas. Se infiere que se trata de rocas de composición intermedia, debido a que sus depósitos son característicos del volcanismo explosivo.

1.7 Volcán de lava pleistocénico con cima convexa

Los volcanes de lava con cima convexa se componen de materiales intermedios a ácidos; en su formación, la lava fluye de un centro de emisión y deposita sus coladas alrededor del edificio. Los volcanes de lava sin cráter pueden ser confundidos con los domos volcánicos, la diferencia radica en que los volcanes de lava presentan coladas exiguas, generalmente de menos de 2 km.

Ollier (1969) reconoce que en algunos volcanes basálticos no hay signos de cráter (a los cuales denomina "lava mounds" o en español equivale a "montículos de lava"), y considera que se pueden originar, en parte por erosión y por la emanación de lava cercana al cráter. El mismo principio puede ser aplicado a volcanes de rocas menos básicas, lo cual también se sustenta en que el edificio muestra una morfología similar a un cono con una cima convexa aguda. Se reconocen distintos flujos de lava y la red fluvial, no es completamente anular, como en el caso de los domos volcánicos. También es frecuente encontrar en estas estructuras un bloqueo del cráter debido a que las lavas viscosas solidifican cerca del centro de emisión.

1.8 Laderas de montaña asociadas a volcanes pleistocénicos, compuestas principalmente de lava y material piroclástico

Corresponden a los depósitos de los distintos volcanes de lava, sin importar la morfología particular de cada uno. Generalmente se trata de secuencias de coladas de lava y depósitos piroclásticos que han construido un relieve montañoso. Los materiales acumulados pueden estar asociados a un solo centro eruptivo o a los depósitos de uno o varios volcanes cercanos. Las laderas montañosas presentan depósitos piroclásticos, brechas volcánicas, pómez y depósitos de caída.

1.9 Rampas volcánicas (formadas por depósitos piroclásticos de volcanes pleistocénicos)

Se encuentran en el extremo occidental del valle del Tezontle. Son superficies compuestas principalmente por material piroclástico fino, de cenizas muy finas hasta fragmentos de pómez de menos de 1 mm. La formación de estas rampas volcánicas se asocia al depósito de los volcanes pleistocénicos del valle del Tezontle, y su expresión en el relieve es de abanicos ligeramente ondulados, la pendiente es del orden de 3° a 7°.

1.10 Llanos volcánicos

Los llanos volcánicos se forman entre las depresiones de las distintas coladas de lava o entre las estructuras volcánicas y los flujos de lava, los cuales son rellenados por material piroclástico. Son superficies planas con pendiente suave de menos de 5°.

Los llanos volcánicos del territorio de Contreras se localizan en la porción sureste, se asocian a los distintos flujos de lava pleistocénicos, y en conjunto ocupan una extensión de menos de 200 m² aproximadamente, debido a que su formación es coetánea a las coladas de lava, se consideran del Pleistoceno.

Símbolos asociados al relieve volcánico acumulativo

1.11 Frentes de lava

Con este símbolo se delimitaron los frentes de lava de coladas recientes (del Holoceno), no modificados por la erosión. Es posible reconocer los límites frontales y laterales de las coladas de lava. En el área de estudio se encuentran en la porción sur, en el Graben del Tezontle (figura 4.5).

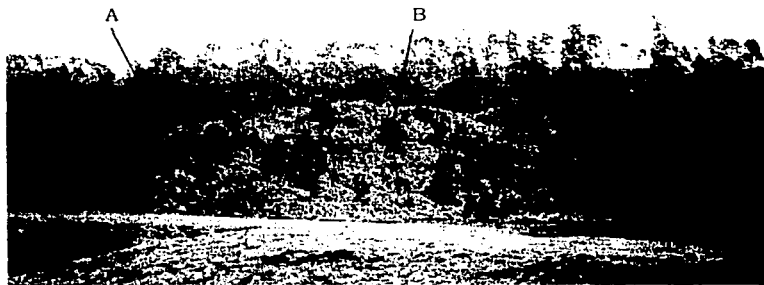


Figura 4.5 Frente de lava (A) y flanco (B) en una colada de lava pleistocénica, puede advertirse que los frentes forman escarpes y en muchos de los casos, el material frontal se desprende por intemperismo.

1.12 Levées

Los *levées* de lava, de acuerdo con Summerfield (1996) se forman cuando en un flujo de lava de poca viscosidad, se apilan en las porciones laterales fragmentos de lava, los cuales han empezado a solidificar con respecto al flujo que se mueve más rápidamente por el centro (el cual tiene mayor temperatura), se expresan en el relieve en crestas alargadas y paralelas a la dirección del flujo.

Los *levées* encontrados en el área de estudio se localizan en el extremo sureste, sobre las lavas holocénicas. En algunos casos, están interrumpidos o cortados por coladas de lava posteriores, tienen una longitud promedio de 635 m.

II RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

En esta categoría se incluye el relieve volcánico y tectónico, el cual ha sido transformado por los procesos exógenos. En términos generales el relieve ha sufrido cambios sustanciales y las formas primarias se encuentran erosionadas y modeladas.

A. Volcánico erosivo

Con este nombre se definen las estructuras volcánicas y productos asociados modelados por los procesos exógenos, en la mayoría de los casos son de edad pliocénica, sin embargo, también se incluyen algunas estructuras pleistocénicas.

2.1 Volcán de lava, pleistocénico, con cráter de explosión dirigida

Se localiza en la porción suroeste del área de estudio, es un volcán de lava que aparentemente tuvo una explosión dirigida hacia el flanco occidental, lo que se interpreta por el cráter con forma de herradura, con una anchura de 1.4 km y una profundidad estimada de 236 m. Si bien se trata de un edificio pleistocénico, los procesos exógenos han modelado la estructura de manera considerable, con numerosos circos de erosión.

Autores como Delgado y Martín del Pozzo (1993) y Romero (2001) mencionan la presencia de circos glaciares en esta porción de la Sierra de Las Cruces, incluso Romero (2001) menciona que se trata de domos erosionados por acción glacial, sin embargo, las evidencias geomorfológicas indican que si bien, pudo existir influencia glacial, la morfología del edificio se debe en gran parte a una explosión lateral y el modelado

posterior por procesos exógenos (erosión fluvial y procesos gravitacionales, principalmente), aun así, no se descarta la acción glacial durante el Pleistoceno.

El volcán conserva gran parte de su morfología y presenta una red fluvial radial que lo diseña; el cráter y las laderas exteriores se encuentran afectados por procesos erosivos fluviales. El edificio tiene forma de herradura en el cráter y las laderas donde se piensa que ocurrió la explosión presentan una geometría recta. Debido al tipo de erupción que forma estos cráteres, se piensa que pudo haber sido de tipo estromboliana.

2.2 Edificio volcánico pleistocénico no diferenciado

Corresponde a estructuras volcánicas en las cuales no se ha podido establecer una clasificación morfológica, debido a que se trata de edificios modelados por la erosión y no ha sido posible diferenciar un cráter, sin embargo, puede ser reconocido el edificio y sus productos.

En la mayoría de los casos puede ser que se trata de domos volcánicos o de volcanes de lava con cima convexa, sin embargo, no se tiene certeza de la clasificación en la cual pueden estar dichas estructuras volcánicas porque en algunos casos presentan extensos depósitos asociados. Por lo tanto, se optó solo por delimitar simplemente el edificio volcánico y sus productos.

2.3 Volcán de lava pliocénico con cráter abierto

Estos presentan las mismas características que los volcanes pleistocénicos (1.6), pero se diferencian por su edad. En los volcanes de lava pliocénicos, los procesos exógenos han ejercido un modelado más intenso y lo evidencian numerosas corrientes fluviales y valles que disecan sus laderas.

En el caso de estos volcanes, se descarta la posibilidad de que haya cráteres abiertos debido a la acción fluvial, se piensa que se deben principalmente a explosiones violentas que destruyen el cráter, o por flujos continuos de lava. Se encuentran a lo largo del territorio de Contreras y representan el volcanismo más antiguo de una parte de la Sierra de Las Cruces.

Estos volcanes pueden contribuir a explicar el origen de la sierra, pues es notorio como se sobreponen sus depósitos, lo que ha originado un relieve montañoso con altitud

considerable y pendientes abruptas en poca extensión, y ha sido disecado a causa de la erosión fluvial a lo largo del tiempo, lo que ha originado valles profundos.

2.4 Volcán de lava pliocénico de cima convexa

Estos volcanes tienen la misma génesis que los pleistocénicos de lava de cima convexa. Se trata de volcanes mucho más antiguos y los depósitos asociados alcanzaron, aparentemente, una distancia mayor. Los volcanes se encuentran modelados por la erosión y en algunos casos, afectados por movimientos tectónicos, lo que se evidencia por la asimetría de sus laderas, una recta y otra convexa.

Algunos volcanes se encuentran disecados por corrientes fluviales, o han desarrollado circos de erosión, sin embargo, a pesar del modelado se reconocen por la forma del edificio y por la red fluvial. Los volcanes de lava de cima convexa se localizan a lo largo del territorio de Contreras y constituyen la porción meridional de la Sierra de Las Cruces.

2.5 Edificio volcánico pliocénico no diferenciado

Se trata de estructuras modeladas por la erosión, en las cuales sólo es posible distinguir parte del edificio. Debido a la edad, la acción de los procesos exógenos ha sido intensa y ha erosionado lo suficiente para que en muchos casos se consideren como elevaciones resultado de la erosión diferencial, sin embargo, es posible reconocer las estructuras por medio de la red fluvial de tipo radial-anular.

Los edificios pliocénicos no diferenciados se presentan en dos distintas modalidades:

1. Edificios con morfología convexa de cima ligeramente plana. Se localiza en la porción norte del área de estudio. Por los depósitos aparentemente asociados, se infiere que se trata de un volcán de lava erosionado y nivelado, sin embargo, por la morfología puede tratarse de un domo volcánico.
2. Edificio volcánico de morfología y cima convexa. Se localiza en la porción centro-occidental del área de estudio, por la morfología puede tratarse de un domo volcánico; una característica de este edificio es la presencia de numerosos escarpes debidos a la erosión y a procesos gravitacionales.

2.6 Laderas de montaña asociadas a volcanes pliocénicos, compuestos de lava y piroclastos

Es un relieve constituido de lava y material piroclástico, y en la mayoría de los casos, tiene depósitos de volcanes más jóvenes. Estas laderas se reconocen de norte a sur en la vertiente oriental de la Sierra de Las Cruces, tienen pendientes de más de 25° y presentan altitud variable. Las laderas que se encuentran más al norte del área de estudio corresponden a un piedemonte de extensos depósitos piroclásticos, posiblemente en esta porción se encuentre la transición entre las laderas montañosas de la sierra y la superficie de piedemonte.

2.7 Domo volcánico pliocénico

Estas estructuras se localizan en la porción suroeste del área de estudio y se encontraron dos tipos de domos. El primero consiste en el edificio sin sus productos; en el segundo se delimitó el edificio y se reconocieron los productos asociados; ambos edificios se encuentran modelados por procesos exógenos, sin embargo, conservan su morfología, aunque al ser denudados, las superficies cumbrales presentan pendientes abruptas y cimas convexas alargadas.

2.7.1 Laderas de domo volcánico pliocénico

Están compuestas por depósitos volcánicos de lava y piroclastos, se encuentran disecadas por varias corrientes fluviales con valles amplios las cuales forman abanicos aluviales en su desembocadura.

2.8 Laderas de edificio volcánico pliocénico, parcialmente sepultado

Estas laderas se localizan en la porción centro-oriental del área de estudio, y se identificaron por evidencias geomorfológicas, a pesar de encontrarse materiales volcánicos más jóvenes sepultándolas. Hay una red fluvial radial; uno de los argumentos para poder identificar al edificio son la simetría de las laderas, otros son la geometría, pendiente, el modelado y dirección de los valles fluviales.

La explicación de la génesis de este tipo de relieve es que el edificio fue sepultado por un volcanismo posterior que rellena valles y depresiones de la estructura más antigua, posteriormente ocurre una acumulación mayor que sepulta parcialmente al edificio y sólo

es posible reconocer parcialmente por algunos rasgos. Puede ser que la lava y flujos piroclásticos se asocien a un volcán localizado al NW de las laderas sepultadas.

2.9 Laderas de edificio volcánico pliocénico (pertenecientes al complejo volcánico San Miguel)

Todo parece indicar que se trata de las laderas de una parte del volcán San Miguel, de acuerdo con varios autores, como Vázquez y Jaimes (1989), Mooser *et al.* (1992,1996), Romero (2001). Es un estratovolcán, y se considera que tuvo erupciones violentas, las cuales formaron el piedemonte de la Sierra de Las Cruces con extensos depósitos piroclásticos. Se le asigna una edad pliocénica a gran parte del volcanismo asociado al volcán San Miguel (Romero 2001); sin embargo, la última fase eruptiva pudo ocurrir durante el Pleistoceno (Mooser *et al.* 1996), evidenciado por los domos cuaternarios que se encuentran en el cráter.

Las laderas de dicho edificio fueron localizadas en la porción suroeste del área de estudio, al parecer se hallan sepultadas parcialmente por depósitos de volcanes de lava pliocénicos y pleistocénicos, sin embargo, puede tratarse de edificios ligados al volcanismo del San Miguel, por éste motivo Romero (2001) lo denomina complejo volcánico. Las laderas del edificio se encuentran modeladas por la erosión, predomina la acción fluvial y gravitacional. Las laderas sólo pueden ser reconocidas en las cercanías al cráter, debido a que la actividad volcánica ha borrado y sepultado en parte las laderas del antiguo San Miguel.

2.10 Laderas interiores de cráter de explosión pliocénico (asociadas al Complejo Volcánico San Miguel)

El volcán compuesto San Miguel tuvo aparentemente erupciones violentas y una fase eruptiva que culminó con la formación de una caldera en la cual se encuentran emplazados los domos pleistocénicos de la Palma Grande y la Palma Chica.

El término caldera es en muchos casos confuso, debido a que muchos autores lo definen por las dimensiones de una depresión volcánica, más que por su origen; Scarth (1994) considera que una caldera es una depresión volcánica larga de al menos 1 km de diámetro y frecuentemente mucho mayor, la cual se encuentra rodeada por paredes casi verticales las cuales miran hacia un piso central aplanado; y hace una distinción de

calderas con respecto al material que las compone y el tipo de erupción al que se encuentran asociadas.

De acuerdo con Ollier (1969) la caldera es una depresión volcánica causada por subsidencia; para Summerfield (1996) debe hacerse una distinción entre caldera de explosión, la cual se asocia al vaciado de la cámara magmática, y una caldera de subsidencia, la cual se origina por procesos no eruptivos de grandes volcanes escudo; cabe mencionar que una erupción violenta puede originar una ampliación del cráter, pero éste puede ser simplemente un cráter de explosión (Cotton, 1952). Otro término frecuentemente utilizado es el de caldera de erosión (Ollier, 1969; Karátson *et al.* 1999), sin embargo, éste se relaciona más con la dinámica exógena sobre los cráteres que con la formación original de los mismos.

En el caso de la llamada caldera del volcán San Miguel, el origen de la misma no ha sido explicado, se le denomina caldera sin una precisión genética, por lo tanto, se optó por utilizar el término de cráter de explosión, debido a que confirma el origen de esta depresión volcánica. Debe establecerse si se trata de una caldera de explosión o una caldera por colapso. De cualquier forma, en términos geomorfológicos, la llamada caldera del San Miguel corresponde a una forma endógena del relieve y en el sentido estricto de la palabra es un cráter, debido a que existen rocas y estructuras volcánicas en el interior, aunado a la posible afectación de edificios preexistentes por una explosión.

La geomorfología indica que el evento eruptivo afectó a la antigua estructura volcánica lo que se reconoce en los domos, en una de las laderas que miran hacia el interior del cráter, disecadas por corrientes fluviales.

Simbolos del relieve volcánico erosivo

2.11 Cráter de explosión

Se refiere al cráter del volcán San Miguel, que si bien se encuentra modelado por la erosión, y los rasgos primarios pueden haber sido borrados, o cubiertos por depósitos de volcanes posteriores, se puede reconocer la estructura original por la morfología de las laderas.

Simbolos complementarios del relieve volcánico y volcánico erosivo

2.12 Laderas interiores de cráter

Son laderas con diversa morfología, algunas con pendiente de más de 20°, con escarpes una geometría recta y cóncava. La red fluvial se encuentra bien desarrollada y es del tipo centripeto, esto varía según el tipo de volcán y la intensidad con la que se desarrolla la erosión fluvial.

Si bien las laderas interiores de cráter también corresponden al relieve endógeno, se optó por incluirlo dentro del volcánico modelado. Incluso en los conos de escoria pleistocénicos, son notorios los procesos erosivos en el cráter.

A. Tectónico

El relieve tectónico se incluye en el endógeno modelado, debido a que la mayoría de los escarpes de falla localizados pertenecen a estructuras pliocénicas, modificadas la erosión.

2.13 Escarpe de falla

De acuerdo con Lugo (1989), el escarpe de falla es el plano de un flanco elevado de una falla normal que tiene expresión en el relieve, con la apariencia de una ladera empinada o vertical. Durante el proceso de fotointerpretación se reconocieron fallas de tipo normal; las fallas con expresión clara en el relieve se encuentran en la porción central del área de estudio (en el valle de La Magdalena y zonas cercanas) y en el extremo sur, en el Graben del Tezontle.

Los escarpes de falla en el valle de Contreras tienen un arreglo preferencial NE-SW y se expresan en el relieve con laderas asimétricas. El lado afectado por la falla corresponde a la ladera empinada de más de 35° de inclinación, la opuesta es de menor pendiente. Las fallas localizadas del extremo oriental del valle forman una depresión tipo fosa o graben.

A un lado del cauce del río Sehuaya se localiza otro escarpe de falla, por su expresión en el relieve se infiere que afectó a las coladas de lava de los volcanes cercanos, y a un volcán de lava pliocénico; tiene una dirección aproximada N-S.

El Graben del Tezontle se localiza en el extremo sur del área de estudio, sólo se cartografió la falla norte. Si bien la falla sur se encuentra fuera del área de estudio es fácil delimitarla por la geometría de la ladera recta correspondiente. En el caso de la falla norte

se trata probablemente de un desplazamiento del tipo normal, muestra un arreglo de E-W y forma junto con la falla sur un valle tectónico, delimitado en el extremo occidental por un volcán y en el oriental se localiza el volcán del Ajusco.

III RELIEVE EXÓGENO

El relieve exógeno se debe a los procesos de acumulación y erosión, y originan formas acumulativas y erosivas.

A. Erosivo fluvial

En el relieve erosivo fluvial se incluyen las formas asociadas a los procesos relacionados con la escorrenría que se realiza por la disección vertical.

3.1 Cauces

El cauce corresponde a la porción más deprimida del valle ocupada por el agua de escurrimiento, que origina la erosión vertical. En la zona estudiada están condicionados por la estructura y contactos geológicos (3.2 Cauces de contacto). En los conos volcánicos se presenta una red radial y en las laderas influye la inclinación y orientación.

3.3 Valles fluviales

El valle fluvial de acuerdo con Lugo (1989), es aquel que se ha originado por la acción de las aguas de escurrimiento.

El análisis del mapa permite hacer las observaciones siguientes:

1. Cuando no se ha formado un valle en los ríos de contacto litológico es por lo general, porque se trata de un relieve muy reciente, como las coladas pleistocénicas y las corrientes fluviales aprovechan los contactos entre lava y las grietas de las rocas.
2. Las corrientes pueden formar valles o sólo el cauce. En el área de estudio son de una longitud considerablemente menor que los de contacto, aunque en algunos casos hay algunos valles profundos con perfil en V.

Los valles en el área de estudio son del tipo montañoso y desaparecen en las zonas de baja energía del relieve, en las planicies y en la superficie de piedemonte, donde la corriente fluvial deja de erosionar y produce acumulación.

3.4 Circo de erosión activo

De acuerdo con Lugo (1989), los circos de erosión se encuentran en el relieve montañoso. Es una forma cóncava, a manera de anfiteatro con laderas empinadas. El origen de estos se debe a la erosión de las corrientes fluviales y procesos gravitacionales que dejan una cicatriz, la cual se convierte posteriormente en un circo de erosión. Su formación depende de numerosos factores climáticos, litología y estructuras geológicas, el grado de intemperismo, la cubierta de suelo, vegetación etc.

Su formación también se debe, en parte, a la exposición de las laderas, la radiación solar y a la humedad. La mayoría de los circos del área de estudio están orientados al N. Los activos presentan numerosos corrientes e hilillos de escorrentía, las cuales confluyen en un canal o corriente principal, también es notorio que la falta de vegetación favorece su desarrollo.

3.5 Circo de erosión inactivo

Los circos inactivos no presentan rasgos de actividad reciente. Generalmente se reconoce la forma de anfiteatro con vegetación y hay ausencia de cauces fluviales menores. La inactividad de los circos puede deberse a que ya llegó a un estado de equilibrio, o bien, como sucede en el área de estudio, la actividad antrópica ha frenado el desarrollo de éstos por la construcción de terrazas para el cultivo (figura 4.6).



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 4.6 Se puede observar el circo de erosión inactivo (A). En este caso la actividad antrópica reduce el riesgo de erosión, sin embargo, los procesos continúan en menor escala (a nivel de suelo).

B. Acumulativo fluvial

El relieve acumulativo fluvial tiene expresión en la zona estudiada, en depósitos de desembocadura fluvial y de desborde de los ríos.

3.6 Abanicos aluviales holocénicos

El abanico aluvial o cono de eyecciones se forma donde la corriente fluvial tiene un cambio de pendiente brusco lo que ocasiona que el río deposite sus sedimentos, lo que origina un cono o abanico (Derrau, 1983; Lugo, 1989). Generalmente tienen una pendiente suave, del orden de menos de 10° . Son zonas activas, sobre todo durante ocurrencia de lluvias torrenciales.

Los abanicos aluviales se localizan al sur del área de estudio, en el valle del Tezontle. Se sobreponen a las planicies aluviales, y varios abanicos son coalescentes. En algunos casos los abanicos se deben a corrientes exiguas con alta capacidad de transportar sedimentos.

También se presentan en los cráteres abiertos de los volcanes de escoria, debido al material sin consolidación, fácil de remover por corrientes fluviales (figura 4.7), de la misma manera ocurre con los abanicos cercanos a coladas de lava recientes, donde se remueve fácilmente la cubierta de piroclastos.



Figura 4.7 Abanico aluvial (A) localizado en la apertura del cráter de un cono de escoria (volcán Panza). El material se ha acumulado, en parte por el acarreo del material superficial de las laderas del volcán.

3.7 Planicies aluviales holocénicas

Las planicies aluviales se forman por los depósitos de las corrientes fluviales. Se localizan en la porción oriental del área de estudio. Se explica su origen por el bloqueo del drenaje debido a los flujos de lava holocénicos, principalmente provenientes del volcán Xitle (ver capítulo II).

C. Gravitacional-erosivo

El relieve exógeno gravitacional es aquel que se origina por la caída, deslizamiento y flujo de material sobre una ladera.

3.8 Escarpes

De acuerdo con Lugo (1989), los escarpes son laderas abruptas o a desplome. Se pueden originar por procesos gravitacionales, como son la caída de rocas o deslizamientos; también pueden ser de origen litológico o tectónico y con frecuencia son modificados por la erosión.

Los escapes erosivos representan un problema en una zona de tectónica activa, por lo que, donde no se reconocieron escarpes de falla, se clasificaron como erosivos, aunque sean resultado del modelado de los primeros. Se encuentran sobre estructuras volcánicas e incluso en las laderas interiores de los cráteres, donde los procesos exógenos son más activos. Tienen una pendiente mayor a 45° y se encuentran descubiertos de vegetación. Las rocas muestran numerosas fracturas y se presenta frecuentemente la caída de rocas.

D. Gravitacional acumulativo

El relieve gravitacional acumulativo corresponde a los depósitos que generan estos procesos, como abanicos, mantos, conos de derrubios y otros.

3.9 Abanicos coluviales-aluviales holocénicos

Estas formas del relieve se localizan en el contacto de la planicie fluvial y las laderas de montaña en el valle de Monte Alegre, su origen es complejo, incluye caída de rocas, son depósitos coluviales que forman un incipiente piedemonte. También se encuentra aluvión que forma abanicos coalescentes en el piedemonte en desarrollo.

Debido al material superficial y a los tipos de procesos observados, se les denomina abanicos coluvial-aluviales, de génesis compleja (gravitacional y fluvial).

IV RELIEVE ANTRÓPICO

El relieve antrópico es aquel originado por la actividad humana. En Contreras se reconoce en la porción noreste, donde ha habido un intenso proceso de urbanización, lo que incluye modificación a los cauces fluviales. La escala de la cartografía, no permite identificar los cambios directos al relieve y sólo se observan los sustanciales, como las canteras y modificaciones a los cauces.

4.1 Mina a cielo abierto

Una actividad antrópica sustancial es la extracción de material rocoso. Una cantera se localiza en la porción sur, en un cono volcánico del cual se extrae escoria (tezontle). El cono se encuentra destruido, sin forma original.

4.2 Cauces fluviales modificados

Se localizan en la porción noreste del área de estudio, han sido canalizados o rellenos, sin embargo, el relieve permite identificarlos y en algunos casos delimitarlos.

De la información contenida en el mapa geomorfológico se puede decir que el relieve del territorio de Contreras se debe al volcanismo de la cuenca de México. Consecuentemente, la acción erosiva fluvial se encuentra condicionada a las estructuras, el tipo y disposición de los materiales.

Los procesos volcánicos han originado laderas montañosas escarpadas y de altitud considerable, con numerosos edificios de morfología diversa, asimismo, el tipo de relieve volcánico se relaciona con erupciones de magmas intermedios a intermedios-ácidos que han dado lugar a la formación de volcanes de lava y domos con numerosas coladas de lava y depósitos piroclásticos; el volcanismo intermedio-básico se encuentra en el extremo sur, corresponde al Grupo Chichinautzin y los volcanes que lo constituyen son por lo general, los conos de escoria.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

En el mapa geomorfológico se observa que los edificios volcánicos más antiguos (pliocénicos) se localizan en la porción norte y meridional del área de estudio y los más recientes (pleistocénicos) se localizan en el extremo sur, lo que hace suponer que el relieve ha tenido una evolución de norte a sur.

IV.2 Mapa morfodinámico de La Magdalena Contreras, Distrito Federal.

La geomorfología dinámica de acuerdo con Coque (1977) tiene como objeto de estudio todos los fenómenos exteriores de la corteza terrestre (procesos exógenos) y que influye en el relieve; los procesos encargados de la nivelación de la superficie terrestre son el intemperismo, la erosión y la acumulación (Lugo 1991).

Los procesos exógenos no actúan por separado sino que conjuntamente lo hacen con los endógenos (Lugo, *op. cit.*). El mapa morfodinámico abarca el estudio de procesos actuales y formas resultantes. Se recomienda aplicar una escala mayor a 1:50,000.

El estudio de los procesos geomorfológicos puede ser cualitativo y cuantitativo, del presente y del pasado (Verstappen, 1983), y se orienta de acuerdo con los objetivos de la investigación; el análisis cualitativo se aplica al conocimiento general de la dinámica del relieve, mientras que en el cuantitativo se encarga de la medición de intensidades, velocidad y ritmo de los procesos exógenos.

En la presente investigación el mapa morfodinámico se elaboró a escala 1:20,000. El análisis fue cualitativo y la metodología para el mapeo de los procesos exógenos (figura 4.8) fue la siguiente:

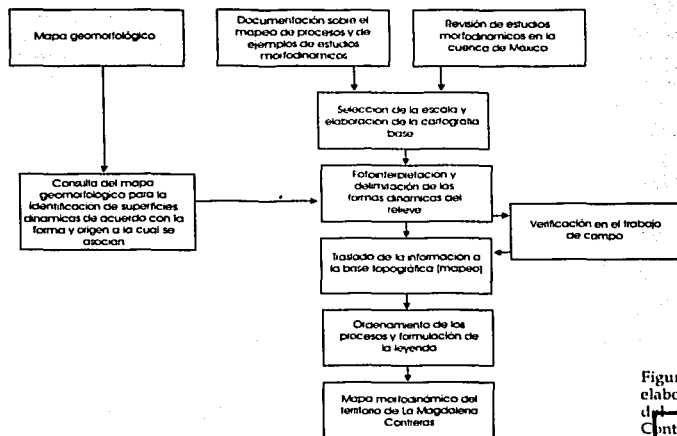


Figura 4.8 Proceso metodológico para la elaboración del mapa morfodinámico del territorio de La Magdalena Contreras.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

1. Elaboración de la cartografía base. Fue la misma que se usó para el mapa geomorfológico, escala 1:20,000 al igual que las fotografías aéreas.
2. Consulta de textos sobre mapeo morfodinámico. Se consultó información sobre la metodología correspondiente; se revisaron trabajos sobre procesos de ladera (Verstappen, 1992; Van Westen, 1994; Dikau *et al.*, 1996), sobre procesos geomorfológicos en México en artículos (Lugo, J., Zamorano, J., y Gallegos, G., 1993; Lugo *et al.*, 1999) y tesis profesionales (García, 1993 y Salas, 1995).
3. Interpretación de fotografía aéreas. Se delimitaron las formas erosivas como valles, surcos de erosión, barrancos, cicatrices de desprendimiento o escarpes; las laderas con procesos exógenos activos. También se consultó la información contenida en los mapas de pendientes del terreno, densidad de la disección y profundidad de la disección, con el fin de identificar áreas de dinámica exógena.
4. Trabajo de campo. Consistió en la observación puntual de las superficies donde se presentan con mayor intensidad los procesos erosivos fluviales y gravitacionales.
5. Elaboración de la cartografía. Se trasladó la información proveniente de la interpretación de las fotografías aéreas a la carta topográfica 1:20,000.
6. Formulación de la leyenda del mapa morfodinámico. Se elaboró con base en la clasificación y ordenamiento de los distintos procesos y quedó organizada de la manera siguiente:

Procesos fluviales

I Erosivos

- 1.1 Circo de erosión activo.
- 1.2 Circo de erosión inactivo
- 1.3 Cabecera de valle
- 1.4 Surco de erosión
- 1.5 Barranco
- 1.6 Cauce
- 1.7 Valle fluvial
- 1.8 Valle fluvial con erosión lateral
- 1.9 Límite superior de ladera erosiva
- 1.10 Superficie de erosión laminar

II Acumulativos

- 2.1 Planicie aluvial
- 2.2 Terraza
- 2.3 Abanico aluvial
- 2.4 Mantos proluviales

Procesos gravitacionales

I Erosivos

- 3.1 Limite superior de ladera con procesos gravitacionales activos
- 3.2 Ladera tectónica con procesos gravitacionales activos
- 3.3 Escarpe
- 3.4 Cicatriz de desprendimiento
- 3.5 Corredor de detritos

IV Acumulativos

- 4.1 Depósitos coluviales
- 4.2 Abanicos de origen gravitacional-aluvial

Procesos de meteorización

- 5.1 Superficies de alteración: formación de suelo
- 5.2 Superficies de infiltración

Procesos antrópicos

- 6.1 Superficie urbana
- 6.2 Rios con modificaciones en el cauce
- 6.3 Mina a cielo abierto

Con base en el mapa morfodinámico que se encuentra anexado al final del presente estudio, se hacen las observaciones siguientes:

Procesos de meteorización. La meteorización o intemperismo, es la desintegración y descomposición de los materiales de la superficie terrestre a consecuencia de la acción física, química y bioquímica (Easterbrook, 1993). Son procesos que ocurren *in situ* y se identifican en algunos casos por el estado físico en el que se encuentra el material superficial. También pueden ser identificadas áreas de intemperismo si se conoce el clima y las características litológicas.

En la zona estudiada los agentes de meteorización que se observan a simple vista son la destrucción de las rocas por el agua y la fragmentación por raíces de árboles. Debido a las condiciones climáticas, también existen procesos en menor escala por acción del hielo en las partes más altas y frías del territorio.

En el territorio de Contreras se delimitaron las zonas de alteración donde existe la formación de suelo y las superficies de infiltración; las primeras se localizan en superficies de poca inclinación del relieve montañoso y en las planicies de relleno volcánico, donde la pendiente es suave (menor a los 5°), hay poca cubierta vegetal y el clima es de tipo semifrío, por lo tanto, la acción física y química favorece la formación de suelo. Dichas superficies no están afectadas por procesos erosivos, debido a que las condiciones físicas en las que se encuentran, sólo son activas la alteración y fragmentación de la litología en superficie.

Las superficies de infiltración se producen en las lavas jóvenes del extremo sur del área estudiada, donde las numerosas fracturas en la lava y favorecen dicho proceso. Donde se encuentra escoria, la infiltración se facilita por la porosidad de las rocas; son superficies en las cuales hay una recarga de los mantos acuíferos.

Procesos fluviales. En el área de estudio, la mayor dinámica de los procesos fluviales ocurre en el relieve montañoso, favorecidos por el clima de tipo semifrío-subhúmedo a frío-húmedo con precipitación anual mayor a 1200 mm; la pendiente del terreno mayor a 15°, la litología y grado de intemperismo, el suelo y la morfología.

Los ríos que erosionan de manera intensa al relieve se encuentran a lo largo de la superficie montañoso, en donde la pendiente del terreno es mayor a los 15° y el material piroclástico es fácil de remover, se trata de corrientes fluviales de primero y segundo orden, estas corrientes constantemente erosionan y arrastran sedimentos, originan valles profundos y exigüos en las laderas montañosas y su actividad está en función de la precipitación.

En la porción sur del área estudiada, algunas laderas de los valles presentan erosión lateral, ésta se debe a que el material del cual están compuestas es fácil de remover aunado a la escasez de cobertura vegetal, los desprendimientos y la erosión fluvial sobre éstas son los procesos que predominantes, lo que causa el modelado del valle y su ensanchamiento.

La intensidad de los procesos fluviales varía de acuerdo con las condiciones del material superficial. Donde existe una capa de material poco consolidado (del orden de decenas de centímetros de grosor), la pendiente es mayor a los 15°, hay una falta de cobertura vegetal y la geometría de la ladera favorece el rápido y concentrado escurrimiento como es el caso de las laderas rectas y cóncavas respectivamente, se forman los surcos de erosión, las

corrientes fluviales de éstos remueven con facilidad el material superficial y son de los procesos erosivos más veloces.

La erosión por surcos en las laderas, depende de la temporada del año. En el periodo más seco sólo se encuentran los canales con depósitos de arrastre; en la temporada de lluvia se activan y remueven el material. En el área de estudio los surcos se encuentran con mayor frecuencia en las laderas del extremo sur del área de estudio, esto se debe en parte a que la cantidad de precipitación (de más de 1200 mm) favorece la erosión fluvial y si ésta se intensifica, puede continuar con formación de cárcavas y barrancos.

Cuando la acción erosiva de las corrientes fluviales se intensifica, se forman barrancos, los cuales erosionan a las laderas de manera vertical, las paredes de éstos son abruptas y se presenta un modelado sobre éstas tanto por acción fluvial como por procesos gravitacionales como son los desprendimientos. El proceso erosivo de los barrancos es veloz y se acentúa donde la cubierta vegetal es escasa o nula. Los barrancos en la zona estudiada son depresiones lineales de paredes abruptas, de 500 m de longitud máxima. Se forman donde la pendiente es mayor a los 25°, existe poca densidad de cubierta vegetal y la litología es fácil de erosionar como los depósitos piroclásticos.

Los barrancos desembocan en valles fluviales, asimismo, su desarrollo puede conducir a que se transformen en valles, con una corriente permanente y mayor estabilidad de sus laderas. Tienen un régimen de actividad estacional el cual está en función de los niveles de precipitación, junto con los surcos de erosión y las corrientes de primero y segundo orden, son los principales agentes de erosión y arrastre de sedimentos.

Otra manifestación de los procesos fluviales es a través de la erosión laminar, se presenta en relieve montañoso, donde la pendiente es mayor a los 5° y existe un suelo o depósito de material volcánico erosionable y con poca consolidación, dichos depósitos son erosionados por pequeñas corrientes o hilillos fluviales y transportan el material hacia las porciones inferiores de la ladera. En la zona estudiada, las condiciones climáticas subhúmedas y húmedas favorecen este tipo de proceso. Si la erosión se intensifica puede desarrollar surcos y barrancos.

Al ser escorrentía el proceso predominante en las laderas montañosas, el desarrollo de circos de erosión se presenta en especial en el extremo sur, donde las condiciones físicas como la precipitación anual de más de 1200 mm, la escasa cubierta vegetal a partir de los 3500 m de altitud, la erodabilidad del material piroclástico que constituye a las laderas y

la inclinación del terreno de más de 20° favorecen su dinámica. Los circos de erosión son superficies en las cuales se concentran pequeñas corrientes fluviales con alta capacidad erosiva, debido a esto las paredes del circo se amplifican laderas arriba, lo que origina erosión remontante.

En las laderas bajas del relieve montañoso los circos inactivos son formas características de condiciones de precipitación anual menor a 1200 mm y litología poco resistente, puede haber o no cobertura vegetal. En algunos casos los circos han sido afectados en su dinámica por la acción antrópica (construcción de terrazas para el cultivo) lo que impide la escorrentía. Las evidencias geomorfológicas y morfodinámicas hacen pensar que se trata de formas del relieve estables, sin embargo, pueden reactivarse en caso de un evento extraordinario de precipitación.

Resultado de la erosión fluvial sobre las laderas son las cabeceras de los valles fluviales, se diferencian de los circos por tener una menor dimensión y profundidad, en el área de estudio muestran una separación aparente con respecto al barranco o valle al que se asocian. La separación se presenta cuando la erosión de la cabecera hacia las porciones superiores de una ladera disminuye o llega a un estado de equilibrio aparente y sólo continúa la erosión vertical.

En las cabeceras, al igual que en los circos, hay concentración de corrientes fluviales y erosión remontante. En el área de estudio se localizan en las laderas del extremo sur que miran al norte, donde la erodabilidad de los materiales (piroclásticos principalmente), la pendiente del terreno mayor a los 20°, la precipitación anual mayor a los 1200 mm y la falta de cobertura vegetal en la superficie cercana a la divisoria, han favorecido el desarrollo de dichas formas.

El proceso de acumulación de sedimentos en la desembocadura de las corrientes fluviales es activa y ocurre cuando se presentan lluvias torrenciales. Los sedimentos son descargados en los abanicos aluviales y mantos proluviales, son activos en el extremo sur del área de estudio en los valles de Tezontle y Monte Alegre, la fuerte descarga de sedimentos se debe a que en estas porciones el clima es más húmedo y la precipitación anual sobrepasa los 1200 mm. Resultado de esto es una acumulación mayor de sedimentos por parte de los ríos y la formación de terrazas y planicies aluviales.

Procesos gravitacionales. Implican el desprendimiento de material intemperizado del sustrato original, ocurren de manera planar, es decir, generalmente no siguen una

dirección fija (Lugo, 1989). Estos procesos se encuentran condicionados a factores como son la pendiente del terreno, el grado de intemperismo de las rocas y las características físicas del sustrato, y para el caso de los deslizamientos, la humedad y contenido de agua en el suelo.

En el área de estudio los procesos gravitacionales se favorecen por la pendiente del terreno, la cual es mayor a los 24°, la falta de una densa cubierta vegetal y el intemperismo que presenta el sustrato geológico. Las formas del relieve derivadas de los procesos gravitacionales reconocidas son los escarpes, cicatrices de desprendimiento y corredores de detritos. En las laderas donde se presentan la caída de rocas y los vuelcos, las rocas de los escarpes se encuentran altamente meteorizadas y muestran numerosas fracturas, también se sabe que el proceso es activo por los depósitos en la base de la ladera.

Donde se presentan los deslizamientos, influye la pendiente y la litología, el tipo de deslizamiento que se presenta es traslacional. La evidencia de deslizamientos en el área de estudio está se constata por las cicatrices de desprendimientos que se observan en algunas laderas de la superficie montañosa.

En los escarpes tectónicos el proceso gravitacional que predomina es la caída de rocas favorecido por fracturas y un intenso intemperismo, además de la pendiente del terreno de más de 55°, la geometría recta de la ladera y la ausencia de cobertura vegetal. La evidencia de la caída de rocas son numerosos escarpes erosivos.

En algunos casos se presentan los vuelcos, éstos ocurren donde las rocas se encuentran altamente intemperizadas y controladas por fracturas, por lo que se da el colapso de grandes rocas en bloque. Este proceso se observa en la ladera sur del valle de Monte Alegre, en las laderas de un volcán pliocénico.

En la superficie montañosa se forman corredores de detritos, son franjas de sedimentos finos mezclados con agua y ocurren en las pendientes abruptas de más de 35°. La presencia de los corredores de detritos indica que la superficie en la cual se desarrollan tiene una capa de material poco consolidado producto del intemperismo y que los procesos de erosión fluvial son intensos.

La acumulación que sigue a la erosión se reconoce en mantos y abanicos coluviales en la base de las laderas de fuerte inclinación e intenso grado de intemperismo de las rocas (figura 4.9).

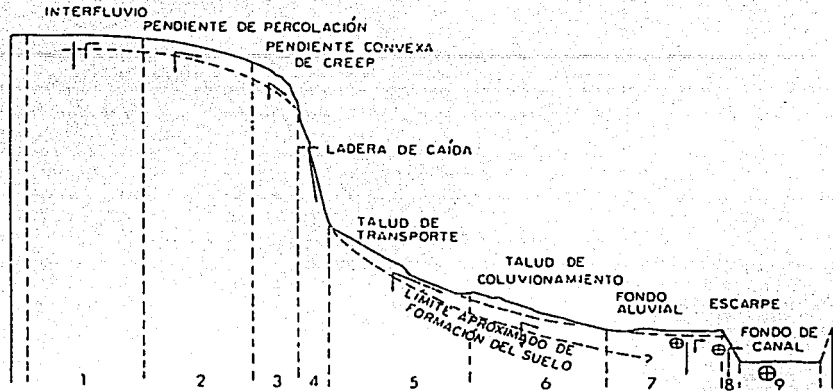


Figura 4.9 Esquema Idealizado de las distintas partes de las ladera, como puede observarse en la figura existe una zona de procesos activos (2,3,4 y 5) y una zona de acumulación del material acarreado (6 y 7), en la porción interior se encuentra el valle fluvial. Tomado de Pedraza, 1996.

En el área de estudio la acumulación coluvial es común en la ladera noroccidental del valle de Contreras, la cual está nutrida por numerosos escarpes con pendiente mayor a los 55° y la cubierta vegetal es nula donde el terreno tiene 70° o más (figura 4.10).

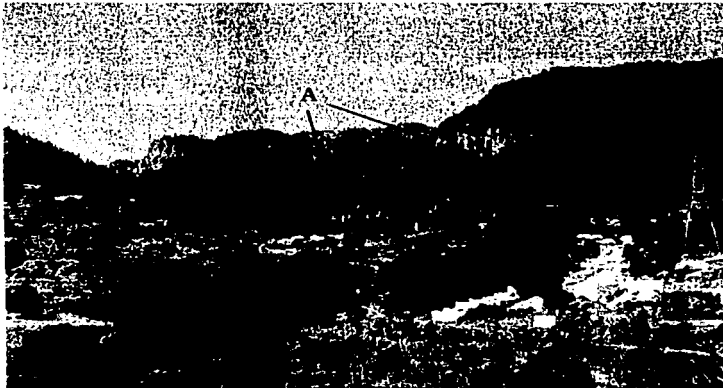


Figura 4.10 Ladera con procesos de caída de rocas y formación de depósitos coluviales. Los escarpes (A) presentan rocas fracturadas en las cuales existen constantes deprendimientos, los depósitos (B) se encuentran en la base del escarpe; es notorio que en esta ladera los escarpes tienen dos distintos niveles altitudinales que bien podrían asociarse a movimientos tectónicos activos o a factores litológicos.

En el valle de Monte Alegre predomina la caída de rocas en las laderas, lo que da lugar a la formación de conos detriticos, sin embargo, también se presenta la acumulación de material aluvial sobre los conos (figura 4.11)



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 4.11 Se observa la ladera activa con proceso de caída de rocas (A) representado por el escarpe, en la base de la ladera se encuentran los depósitos coluviales y junto con depósitos aluviales (B), los cuales están en contacto con la planicie aluvial (C).

El mapa morfodinámico tiene aplicación en el conocimiento y posible solución de diversos problemas de índole social, como será discutido adelante, de cualquier forma, este tipo de mapa debe estar en constante actualización para tener un control de los cambios y evolución del relieve por acción de los procesos exógenos, asimismo, es necesario tener información a mayor detalle que se represente en escalas cartográficas 1:10,000, 1:5000 y mayores.

IV.3 El crecimiento urbano en el territorio de La Magdalena Contreras: aplicaciones de la geomorfología.

Los asentamientos humanos tienen una relación directa con la geomorfología. Verstappen (1983) lo ejemplifica con casos de diversas partes del mundo. Para el caso concreto de México se ha dado énfasis en los últimos años al estudio de los procesos geomorfológicos en relación con el asentamiento de la población (Lugo, 1999; Zamorano y González, 1999).

El crecimiento de la Ciudad de México tuvo una etapa explosiva a partir del periodo de 1940, cuando la situación mundial, debido a la Segunda Guerra mundial y la crisis en los países que participaron en ésta, originaron que gran parte de las industrias se fueran a

los países subdesarrollados, y se creó así la industrialización conocida como "sustitución de importaciones" (Aguilar, 1999); este hecho se reflejó en un crecimiento casi exponencial de la población en los distintos núcleos urbanos de naciones subdesarrolladas.

En México los centros urbanos que presentaron un crecimiento desmesurado de la población fueron las ciudades de México, Guadalajara y Monterrey (González, 1990). Para el periodo correspondiente de 1950 a 1960 existió un crecimiento demográfico tal que se usa el término Zona Metropolitana de la Ciudad de México (*op. cit.*). La Magdalena Contreras, para el año de 1950 tenía una población de 21,955 habitantes (INEGI, 1998). En este periodo, la delegación sufrió cambios, como la venta de terrenos ejidales con el fin de darles un uso habitacional (DDF, 1981).

El exorbitante crecimiento urbano de 1970 a la fecha, fue una de las causas por las cuales hubo una fuerte expansión de la mancha urbana hacia la periferia. De acuerdo con Lugo *et al.* (1999), en 1970 avanza principalmente al suroeste de la cuenca de México, sobre laderas y barrancos; González (1990), señala que aun con la presencia de los sistemas montañosos de Las Cruces y el Ajusco, los asentamientos no han dejado de disminuir. En la delegación de la Magdalena Contreras, existían en 1970, 75,429 habitantes y para el año de 1995 la cifra se eleva a 211,898 (INEGI, 1998), existe un crecimiento casi exponencial (figura 4.12).

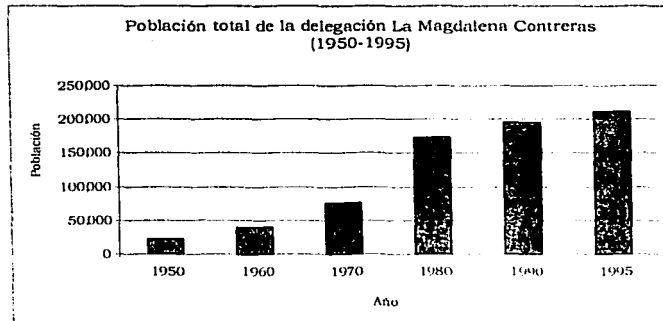


Figura 4.12 El crecimiento poblacional en la delegación La Magdalena Contreras, puede observarse cómo aumenta drásticamente éste desde los años setentas hasta la década de los noventas. Fuente INEGI, 1998.

El crecimiento desmesurado en La Magdalena Contreras originó una demanda en cuanto a espacios para la vivienda, se crearon conjuntos habitacionales, como la Unidad

Independencia, y se fraccionaron antiguos terrenos ejidales para satisfacer dichas demandas (DDF, 1991).

La evolución del crecimiento urbano en la delegación puede ser dividido en tres fases, la primera corresponde al crecimiento urbano del antiguo pueblo de La Magdalena Contreras, el cual se asienta sobre la planicie aluvial del río Magdalena. La principal modificación antrópica fue el entubamiento del río, alterando su acción erosivo-acumulativa.

La segunda fase corresponde a los asentamientos sobre las laderas bajas y piedemonte de la Sierra de Las Cruces y del cerro del Judío, donde se encuentran las colonias San Bernabé y San Jerónimo Lidice, el crecimiento fue planeado y se trata de colonias donde vive una parte del sector de la población de altos ingresos. Las modificaciones del relieve fueron sobre los antiguos cauces, los cuales fueron convertidos en avenidas como Luis Cabrera.

La tercera fase corresponde al crecimiento urbano al occidente, el cual ha sido sobre las laderas de mayor inclinación de la sierra de Las Cruces y del cerro del Judío, los barrancos y los valles. El crecimiento poblacional es irregular, la población es de bajos ingresos y las construcciones son de baja calidad además de que se encuentran en superficies físicamente inestable como son las laderas (figura 4.13) valles y barrancos (4.14).



Figura 4.13 Se observa cómo los asentamientos humanos crecen sobre la superficie divisoria hacia las laderas de mayor inclinación.

Los mecanismos de urbanización han ocasionado un impacto ecológico, además que los últimos diez años se han presentado procesos físicos que afectaron a la población de

bajos ingresos que habita en asentamientos irregulares. Asimismo, algunos que ya se han consolidado se encuentran en áreas de procesos exógenos activos.



Figura 4.14 Ladera de barranco activa, en esta parte la urbanización y el crecimiento de la población ha generado una demanda de espacio, el panteón se ha extendido más allá de la superficie divisoria, lo que ha generado inestabilidad en la ladera. Por lo que ha sido necesaria la construcción de la barda para detener el proceso de remoción de material.

La aplicación del mapa morfodinámico es de utilidad, ya que delimita las áreas donde predominan los distintos procesos exógenos como los fluviales y gravitacionales, asimismo, la información que contiene es valiosa para investigaciones *a posteriori* sobre la evolución geomorfológica del relieve.

Con base en el mapa morfodinámico y otros como el geomorfológico y morfométricos, pueden generarse mapas de susceptibilidad a procesos como inundaciones, deslizamientos, erosión de suelo etc., información que puede complementarse en muchos de los casos con variables sociales para construir mapas de peligros, amenazas y de riesgos.

Para el caso concreto de la delegación de La Magdalena Contreras es necesario elaborar una cartografía morfodinámica a una escala mayor a 1:10,000, donde se pueda obtener información detallada sobre los procesos erosivos fluviales y gravitacionales, esto debido a que la delegación es una de las reservas ecológicas de la ciudad de México, aproximadamente solo el 22% de la superficie de la delegación está urbanizada, por ello se hace patente la necesidad de estudios integrales que tomen en cuenta las características del medio físico para un manejo racional del uso del suelo.

Hoy en día los sistemas de información geográfica facilitan el análisis del relieve y los espacios humanos, sin embargo, es necesario que la información manejada tenga altos niveles de confiabilidad; en México faltan estudios sobre las distintas condiciones del

medio natural, por ello es necesario tener la información actualizada y detallada para la planeación de los asentamientos humanos.

Conclusiones

En el territorio de la Magdalena Contreras, los factores del medio físico como el clima, suelo y vegetación se encuentran condicionados en gran medida al relieve montañoso y su origen geológico. El clima húmedo se favorece donde el relieve tiene mayor altitud; los suelos son el resultado del intemperismo de sustrato geológico, que por su origen volcánico favorece el desarrollo de andosoles. Los distintos tipos de especies vegetales se encuentran asociados al clima y las condiciones locales de humedad y a las propiedades físicas del suelo.

La delegación de La Magdalena Contreras posee una de las reservas ecológicas principales del Distrito Federal, por lo que se necesita hacer un ordenamiento de las unidades ecológicas con base en el estudio del relieve y su relación directa con los factores de clima, suelos y vegetación. La delimitación de unidades geomorfológicas puede ser la base para dicho ordenamiento, ya que éstas son homogéneas y tienen relación con los factores físicos mencionados.

El relieve montañoso en el área de estudio es el resultado de una intensa actividad volcánica del Neógeno-Cuaternario, que culmina en el Holoceno con los extensos derrames de lava del volcán Xitle. La dirección NW-SE y el emplazamiento de la Sierra de Las Cruces está asociada a la actividad tectónica del occidente de la República Mexicana.

La utilización de la morfometría a través de los métodos cartográficos permitió diferenciar *a priori*, las distintas unidades del relieve (mapas altimétrico y pendientes del terreno) y aquellas áreas que se encuentran bajo la influencia de procesos erosivos fluviales y gravitacionales (mapas de densidad de la disección, profundidad de la disección y pendientes del terreno). La utilidad de la morfometría a través de los métodos cartográficos radica en la identificación y delimitación de áreas para complementar o auxiliar los análisis geomorfológico y morfodinámico.

Con base en el análisis geomorfológico pudieron ser delimitadas e identificadas las estructuras volcánicas que no son evidentes por medio de una observación directa en el relieve, asimismo, los volcanes son más antiguos hacia el norte (relieve endógeno modelado) y los más jóvenes aparecen al sur (relieve endógeno acumulativo). La información contenida en el mapa geomorfológico permite un conocimiento sistemático, lógico e integral del relieve, de esta forma, la geomorfología aporta información valiosa a otras ramas del conocimiento científico.

La mayoría de los procesos erosivos fluviales y gravitacionales se encuentran condicionados a las estructuras, la geometría de las laderas y la erodabilidad e intemperismo de los materiales, la intensidad de estos se ven favorecidos por la pendiente del terreno, el tipo de clima y los niveles de precipitación.

Los procesos erosivos fluviales se presentan con mayor intensidad en el extremo sur del área de estudio donde los factores climáticos favorecen su desarrollo; los procesos gravitacionales erosivos se distribuyen a lo largo de la superficie montañosa donde las pendientes del terreno son abruptas y el material superficial se encuentra poco consolidado.

La actividad antrópica que se encuentra en contacto directo con los procesos geomorfológicos, son los asentamientos humanos, los cuales se localizan sobre barrancos, lechos de ríos y laderas inestables, lo que les confiere una alta amenaza a consecuencia de los procesos exógenos sobre el relieve, por lo tanto, la información contenida en el mapa morfodinámico puede utilizarse para la planeación de asentamientos humanos en superficies estables en término de procesos exógenos.

Bibliografía

- Aguilar, G. A., 1999. Mexico City's growth and regional dispersion. En G. Aguilar e I. Escamilla (Eds.) *Problems of megacities: Social inequalities, environmental risk and urban governance*. Institute of Geography, UNAM. Mexico, pp. 557-575.
- Arellano, A., 1951. *Estratigrafía de la Cuenca de México*. Congreso Científico Mexicano, Mem. V.3, p. 172-186. UNAM, México.
- Arellano, A., 2001. *Delimitación de unidades ambientales por medio de una regionalización geomorfológica del mesobloque "El Encantado", Oaxaca*. Tesis de Licenciatura, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM.
- Belousov, V., 1974. *Geología estructural*. Editorial Mir, Moscú.
- Bloom, A., 1991. *Geomorphology: A systematic analysis of late Cenozoic landforms*. Prentice Hall, United States of America.
- Bocco, G., Mendoza, M., y Velásquez, A., 2001. Remote sensing and GIS-based regional geomorphological mapping – a tool for land use planning in developing countries. *Geomorphology*, num. 39, p. 211-219. Elsevier, Amsterdam.
- Brunsdon, D., 1993. Mass movement; the research frontier and beyond: a geomorphological approach. *Geomorphology*, 7, 85-128. Elsevier, Amsterdam.
- Bryan, K., 1948. Los suelos complejos y fósiles de la altiplanicie de México en relación a los cambios climáticos. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Tomo XIII, p. 1-20. México.
- Cooke, R.U., and Doornkamp, J.C., 1990. *Geomorphology in environmental management: A new introduction*. Oxford University Press, Oxford.
- Coque, R., 1977. *Geomorfología*. Alianza Editorial, Madrid.
- Crozier, M., 1999. The frequency and magnitude of geomorphic processes and landform behavior. *Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd.* 115: 35-50. Berlin Stuttgart.
- Cotton, C., 1952. *Geomorphology. An introduction to the study of landforms*. Whitcombe and Tombs, New Zealand.
- DDF, 1981. *Atlas de la Ciudad de México*. Departamento del Distrito Federal, México, El Colegio de México. México.
- De Cserna, Z., De la Fuente, M., Palacios, M., Triay, L., Mitre, L., y Mota, R., 1988. *Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la cuenca de México*. Boletín 104 del Instituto de Geología, UNAM. México.
- Decker, R. Y Decker, B., 1993. *Montañas de Fuego: La naturaleza de los volcanes*. McGraw-Hill, Serie de divulgación científica. Madrid.
- Delgado, H. and Martín del Pozzo A.L., 1993. Pliocene to Holocene volcanic geology at the junction of Las Cruces, Chichinautzin and Ajusco ranges, southwest of Mexico City. *Geofísica Internacional*, v 32, no. 3, p. 211-522.

- Delgado, H., Molinero, R., Cervantes, P., Nieto, J., Lozano, R., Macías, H., Mendoza, C. y Silva, G., 1998. Geology of Xitle volcano in southern México City- A 2000-year-old monogenetic volcano in an urban area. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, no. 2, p. 115-131.
- Demant, A. y Robin, C., 1975. Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico. *Revista del Instituto de Geología*. Núm. 75, Vol. 1. UNAM, México.
- Demant A., 1982. Interpretación geodinámica del vulcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. *Revista Instituto de Geología*, UNAM, Vol. 5, no. 2, p: 217-22.
- Derrau, M., 1983. *Geomorfología*. Ariel, Barcelona.
- Dikau, R., Brunnsden, D., et al., 1996. *Landslide recognition: Identification, movement and causes*. John Wiley & Sons, England.
- Doornkamp & King, 1971. *Numerical analysis in geomorphology: an introduction*. Edward Arnold, Great Britain.
- Easterbrook, D., 1993. *Surface processes and landforms*. Maxwell Mc. Millan, New York.
- Enciso, S., 1992. Propuesta de nomenclatura estratigráfica para la Cuenca de México. *Revista Instituto de Geología*, UNAM, v. 10, no. 15, p.26-36.
- García, R., 1993. *Análisis geomorfológico de la distribución de los riesgos naturales en la delegación Cuajimalpa de Morelos, D.F.* Tesis de Licenciatura. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM. México.
- González, S., 1990. *El Distrito Federal: algunos problemas y su planeación*. Instituto de Investigaciones Económicas. UNAM; México.
- Goudie, A. et al. (1990): *Geomorphological Techniques*. Unwin & Hyman, London.
- Hall, G., 1983. Pedology and geomorphology. En Wilding, et al (Eds.) *Pedogenesis and soil taxonomy*. Elsevier, Amsterdam, pp. 119-140.
- Hollis, D. (editor), 1980. *Guía estratigráfica internacional*. Por la subcomisión Internacional de Clasificación Estratigráfica de la Comisión Estratigráfica de la UICG. Editorial Reverté, España.
- Holmes, A., 1965. *Principles of Physical Geology*. Thomas, Great Britain.
- Huang, W., 1968. *Petrology*. UTHEA, México.
- INEGI, 1990. Guías para la interpretación cartográfica: Edafología. INEGI, México.
- INEGI, 1990. Guías para la interpretación cartográfica: Vegetación y uso del suelo. INEGI, México.
- INEGI, 1998. *Cuaderno estadístico delegacional: La Magdalena Contreras, Distrito Federal*. INEGI, Gobierno del Distrito Federal, México.

- Jáuregui, E., 1987. *El clima de la ciudad de México*. En *Atlas de la ciudad de México*. Gustavo Garza (compilador). Departamento del Distrito Federal, El Colegio de México. México.
- Johnson, C. and Harrison C., 1990. Neotectonics in central Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 64, p. 187-210.
- Karátson, D., Thouret, J., and Moriya, I., 1999. Erosion Calderas: origins, processes, structural and climatic control. *Bulletin of Volcanology*, 61: 174-193. Springer-Verlag.
- Lugo, J., 1984 *Geomorfología del sur de la cuenca de México*. Instituto de Geografía, Serie Varia T. 1, núm. 9. UNAM, México.
- Lugo, J., 1989, *Diccionario geomorfológico*. Instituto de Geografía. UNAM, México.
- Lugo, J., 1991. *Elementos de geomorfología aplicada (métodos cartográficos)*. Instituto de Geografía. UNAM, México.
- Lugo, J., Zamorano, J., Gallegos, G., 1993. Deslizamiento de tierras activo en Metztlán, Hgo. *Geofísica Internacional* Vol. 32, Num.1, pp. 153-156.
- Lugo, J., Cordero, M., y Zamorano, J., 1995. Relieve, litología y riesgos en la zona urbana de la delegación Álvaro Obregón, Distrito Federal, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 12, núm. 1, p. 52-67. Instituto de Geología, UNAM.
- Lugo, J., y Salinas, A., 1996. Geomorfología de la Sierra de Guadalupe (al norte de la ciudad de México) y su relación con los peligros naturales. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 3, núm. 2, p. 240-251. Instituto de Geología, UNAM.
- Lugo, J., Zamorano, J., García, T. y Salas, O., 1999. Anthropoc modifications to the basin of Mexico landscape. En G. Aguilar e I. Escamilla (Eds.) *Problems of megacities: Social inequalities, environmental risk and urban governance*. Institute of Geography, UNAM. Mexico, pp. 311-320.
- Mantovani, F., Soeters, R., Van Westen, C.J., 1996. Remote sensing techniques for landslide studies and hazard zonation in Europe. *Geomorphology*, 15, 213-225. Elsevier, Amsterdam.
- McCullagh, P., 1978 . *Modern concepts in geomorphology*. Oxford University Press, England.
- Mooser, F., 1956. Bosquejo geológico del Extremo Sur de la Cuenca de México. XX Congreso Geológico Internacional, libro guía de la Excursión C-9.
- Mooser, F., 1956. Los ciclos del vulcanismo que formaron la Cuenca de México. XX Congreso Geológico Internacional. Simposio sobre Vulcanología del Cenozoico, Vol. 21.
- Mooser, F., 1975. Historia geológica de la Cuenca de México. En: Memoria de las Obras del Sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal. México, D.F., DDF, T. 1.
- Mooser, F., Montiel, A. y Zúñiga, A., 1992. Nuevo mapa geológico del sur-poniente del Valle de México, Simposio, S.M.M.S., México.

- Mooser, F., Montiel, A. y Zúñiga, A., 1996. *Nuevo mapa geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla: Estratigrafía, tectónica regional y aspectos geotérmicos*. Comisión Federal de Electricidad, México.
- Mora G., Caballero, C., Urrutia, J. y Uchiumi, Sh., 1993. Southward migration of volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, basin of Mexico? – A preliminary K-Ar dating and paleomagnetic study. *Geofísica Internacional*, Vol. 30, no. 2, p. 61-70.
- Moran, D., Tolson, G., Martinez, R., Maritny, B., Schaaf, P., Silva, G., Macías, C., Alba, L., Hernández, M. y Solís, G., 1999. Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, México and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, no. 12, p. 513-235.
- Oleschko, K., Figueroa, B., Miranda, M.E., Vuelas, M.A. y Solleiro, E., 2000. Mass fractal dimensions and some selected physical properties of contrasting soils and sediments of México. *Soil & Tillage Research* 55 p. 43-61. Elsevier, Amsterdam.
- Ollier, C., 1972. *Volcanoes. An introduction to Systematic Geomorphology*. Volume Six. The MIT press, Cambridge, Massachusetts.
- Osete M. L., Ruiz, V., Caballero, C., Galindo, C., Urrutia, J. y Tarling, D., 2000. Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, México: paleomagnetic and radiometric evidence. *Tectonophysics*, no. 318, p. 201-215.
- Palacio, J.L., 1985. *El croquis geomorfológico: una alternativa en geomorfología aplicada*. Instituto de Geografía, Divulgación Geográfica. UNAM, México.
- Pedraza De, J., 1996. *Geomorfología. Principios, métodos y aplicaciones*. Editorial Rueda, Madrid.
- Peña, M. (ed.), 1997. *Cartografía geomorfológica básica y aplicada*. Geofoma ediciones, España.
- Porta, J., López-Acevedo, M., y Roquero, C., 1994. *Edafología para la agricultura y el medio ambiente*. Editorial Mundi-Prensa, Madrid.
- Romero, E., 2001. *Geología del complejo volcánico San Miguel al sur poniente de la cuenca de México*. Tesis de Maestría, Instituto de Geofísica, Programa de Posgrado en Ciencias de La Tierra, UNAM.
- Rowbotham, D., Dudycha, D. 1998. GIS modeling of slope stability in Phewa Tal watershed, Nepal. *Geomorphology* 26, 151-170. Elsevier, Amsterdam.
- Rubinovich, R., Lozano, M., y Mendoza, H. (compiladores), 1995. *Ezequiel Ordóñez, Obra científica (1889-1904)*. El Colegio Nacional, México.
- Ruiz V., Osete, M.L., Vegas, R., Núñez, J.I., Urrutia, J. y Tarling, D., 2000. Paleomagnetism of Late Miocene to Quaternary volcanics from the eastern segment of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, vol. 318, p. 217-233.
- Salas, O. 1995. *Estudio de riesgos naturales en la ciudad de Pachuca de Soto, Hidalgo: Un enfoque geomorfológico*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM. México.

- Scarth, A., 1994. *Volcanoes: An introduction*. Buttler & Tanner, Frome, Somerset, England.
- Schlaepfer, J. 1968. *Resumen de la geología de la hoja México, Distrito Federal y Estados de México y Morelos*. Hoja México 14 Q-h(5), escala 1:10,000. Instituto de Geología, UNAM. México.
- Sola, S., Batalla, V., 1996. *Teoría y métodos en geografía física*. Editorial Síntesis. Colección Espacios y Sociedades, serie general no.1, Madrid.
- Strahler, A., 1981. *Geología Física*. Ben Harper & Row, New York.
- Summerfield, M., 1991. *Global geomorphology: An introduction to the study of landforms*. Longman scientific & technical. England.
- Thomas, M., 2001. Landscape sensitivity in time and space- an introduction. *Catena* 42, 83-98. Elsevier, Amsterdam.
- Thorn, C.E., 1988. *An Introduction to Theoretical Geomorphology*. Unwin Hyman, Boston and London.
- Thouret, J., 1999. Volcanic Geomorphology- an overview. *Earth-Science Reviews*, 47, 95-131. Elsevier, Amsterdam.
- Toscana, A., 1998. *Análisis geomorfológico detallado del volcán Ajusco y zonas adyacentes*. Tesis de Licenciatura, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM.
- Trofimov, A. M., Phillips, J.D., 1992. Theoretical and methodological premises of Geomorphological forecasting. *Geomorphology*, 5, 203-211. Elsevier, Amsterdam.
- Van Westen, C.J., 1994. GIS in landslide hazard zonation: a review, with examples from the Andes of Colombia. En Price, M., and Heywood, D. (Eds.) *Mountain environment and Geographic Information Systems*. Taylor and Francis United Kingdom - United States of America.
- Vázquez, S., Jaimes, P., 1989. *Geología de la cuenca de México*. Geofísica Internacional, Vol. 28, Número 2. Instituto de Geología, UNAM. México.
- Verstappen, H., 1983. *Applied Geomorphology: Geomorphological surveys for environmental development*. Elsevier, Amsterdam.
- Verstappen, H., and Van Zuidam, R., 1991. *The ITC System of Geomorphologic Survey: A basis for the evaluation of natural resources and Hazards*. ITC Publication, num. 10, Enschede, The Netherlands.
- Verstappen, H., 1992. El concepto de Geomorfología aplicada, Ejemplos de Colombia, Indonesia y Tailandia. En López, Conesa y Romero (Eds.) *Estudios de geomorfología en España* Sociedad Española de Geomorfología, Murcia, pp. 9-30.
- White, S., Reyes, M., Ortega, J., Valastro, S., 1990. *El Ajusco: geomorfología volcánica y acontecimientos glaciales durante el Pleistoceno superior y comparación con las series glaciales mexicanas y las de las Montañas Rocallosas*. Serie Arqueología. Instituto Nacional de Antropología e Historia. México.

Williams, H., and McBirney, A., 1979. *Volcanology*. Freeman, Cooper & Co., San Francisco, CA.

Zamorano, O., González, S., 1999. Geomorphological processes, natural hazards and their socio-spatial differentiation in Mexico City. En G. Aguiar e I. Escamilla (Eds.) *Problems of megacities: Social inequalities, environmental risk and urban governance*. Institute of Geography, UNAM: Mexico, pp. 295-310.

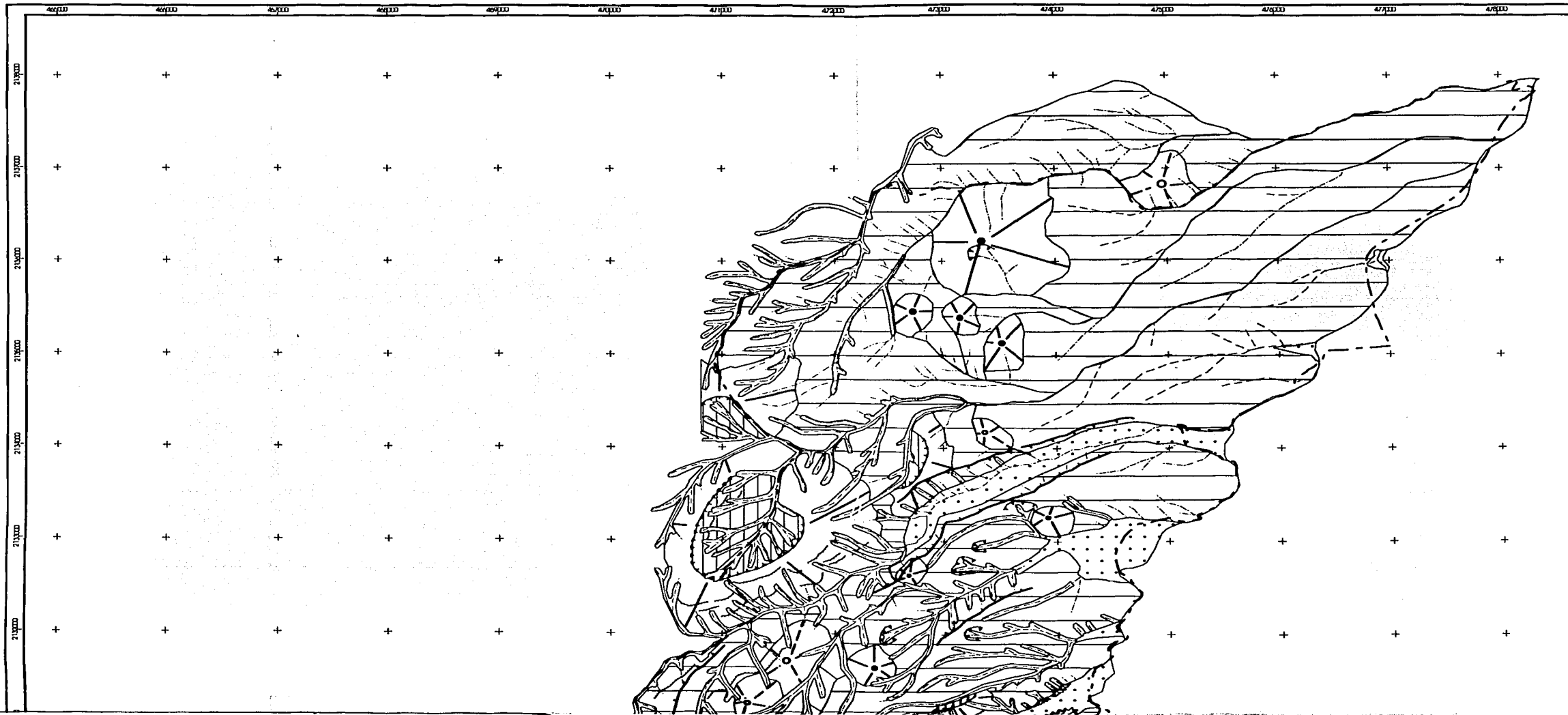
Zuidam, R. van, 1985. *Aerial Photo-interpretation in terrain analysis and geomorphological mapping*. Smits Publishers, The Hague. Netherlands.

Cartografía de Consulta

Hoja Ciudad de México (E14A39), escala 1:50,000. INEGI, 1997.

Hoja Milpa Alta (E14A49), escala 1:50,000. INEGI, 1978.

Hojas Ciudad Universitaria (E14A39-43), San Bernabé Ocotepc (E14A39-42), Cuarto Dinamo (E14A39-51), Pedregal Chchicaspa (E14A39-52), Volcán Ajusco (E14A49-12), Cerro El Triángulo (E14A49-11), escala 1:10,000. Tesorería del Distrito Federal. 1985.



Mapa geomorfológico

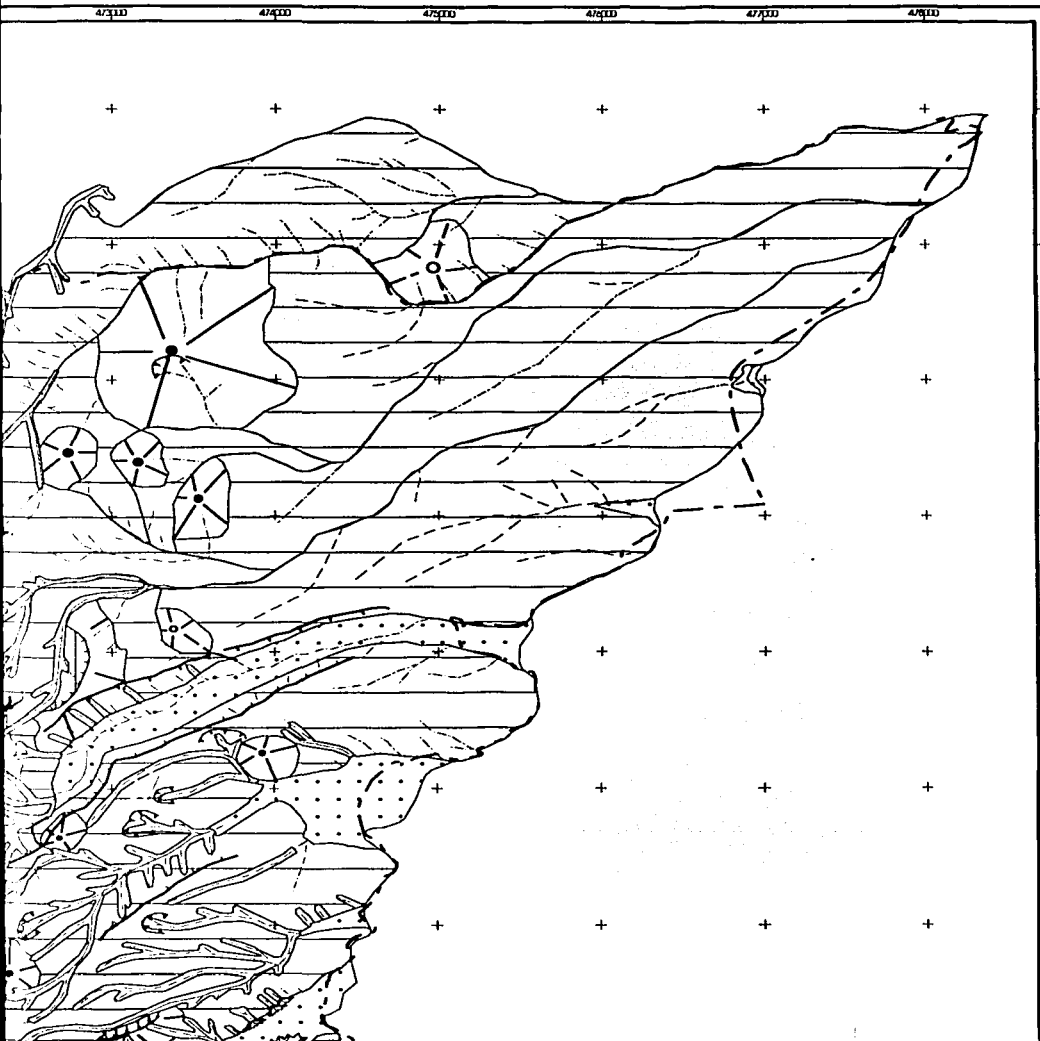
I RELIEVE ENDÓGENO Volcánico acumulativo

- 
1.1 Cono de escoria pleistoceno
- 
1.1.1 Colada de lava (asociada)
- 
1.2 Cono de escoria pleistoceno
- 
1.3 Cono de escoria pleistoceno
- 
1.4 Coladas de lava pleistoceno
- 
1.5 Domo de lava pleistoceno
- 
1.6 Volcán de lava pleistoceno
- 
1.7 Volcán de lava pleistoceno
- 
1.8 Laderas de montaña de lavas compuestas principalmente
- 
1.9 Rampas volcánicas (formadas por lavas de volcanes pleistocénicos)
- 
1.10 Llanos volcánicos
- Simbolos asociados al relieve volcánico acumulado


1.11 Frente de lava
- 
1.12 Levee





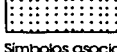
II RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

Mapa geomorfológico del territorio de La Magdalena Contreras, Ciudad de México


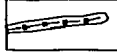


I RELIEVE ENDÓGENO

Volcánico acumulativo

-  1.1 Cono de escoria pleistocénico con cráter abierto
-  1.1.1 Colada de lava (asociada al volcán Panza)
-  1.2 Cono de escoria pleistocénico, parcialmente sepultado
-  1.3 Cono de escoria pleistocénico con cráter cerrado
-  1.4 Coladas de lava pleistocénicas
-  1.5 Domo de lava pleistocénico
-  1.6 Volcán de lava pleistocénico con cráter abierto
-  1.7 Volcán de lava pleistocénico con cima convexa
-  1.8 Laderas de montaña asociadas a volcanes pleistocénicos, compuestas principalmente de lava y material piroclástico
-  1.9 Rampas volcánicas (formadas por depósitos piroclásticos de volcanes pleistocénicos)
-  1.10 Llanos volcánicos

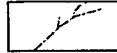
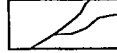



Símbolos asociados al relieve volcánico acumulativo

-  1.11 Frente de lava
-  1.2 Levee



II RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

III RELIEVE EXÓGENO

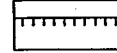
A. Erosivo fluvial

-  3.1 Cauces
-  3.2 Cauces de contacto
-  3.3 Valles fluviales
-  3.4 Circo de erosión activo
-  3.5 Circo de erosión inactivo

B. Acumulativo fluvial

-  3.6 Abanicos aluviales holocénicos
-  3.7 Planicies aluviales holocénicas


C. Gravitacional-erosivo

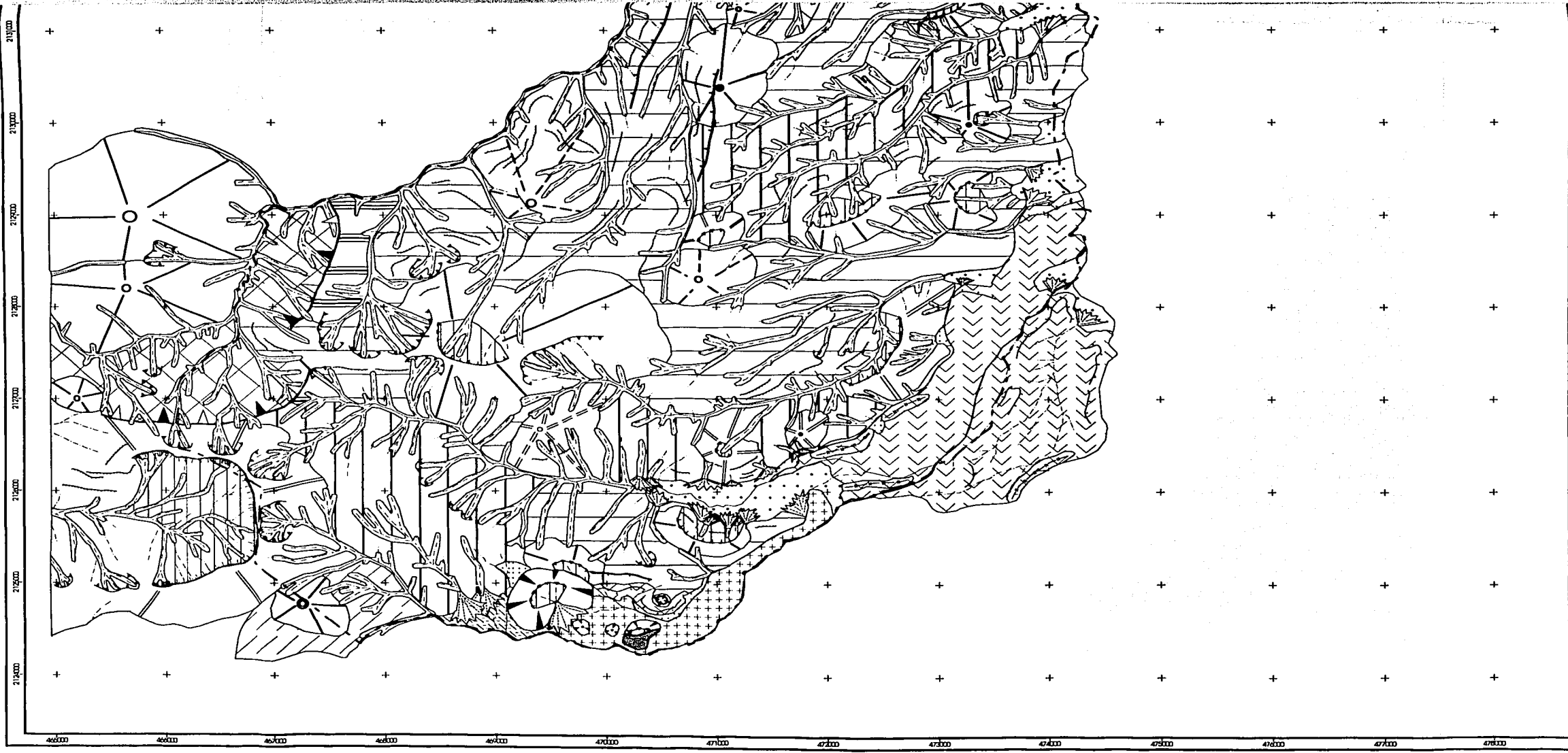
-  3.8 Escarpes

D. Gravitacional-acumulativo

-  3.9 Abanicos coluviales-aluviales holocénicos







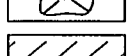
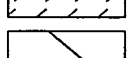
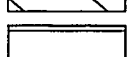
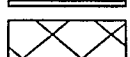

IV RELIEVE ANTRÓPICO

-  4.1 Mina a cielo abierto

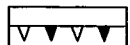


II RELIEVE ENDOGENO MODELA


A. Volcánico erosivo

-  2.1 Volcán de lava p
-  2.2 Edificio volcánico p
-  2.3 Volcán de lava pic
-  2.4 Volcán de lava pic
-  2.5 Edificio volcánico p
-  2.6 Laderas de montañ
lava y material piroclás
-  2.7 Domo volcánico p
-  2.7.1 Laderas de domo
-  2.8 Laderas de edificio
-  2.9 Laderas de edificio
(pertenecientes al Cer
-  2.10 Laderas interiores
(asociadas al Comple

Símbolos asociados al relieve volcánico

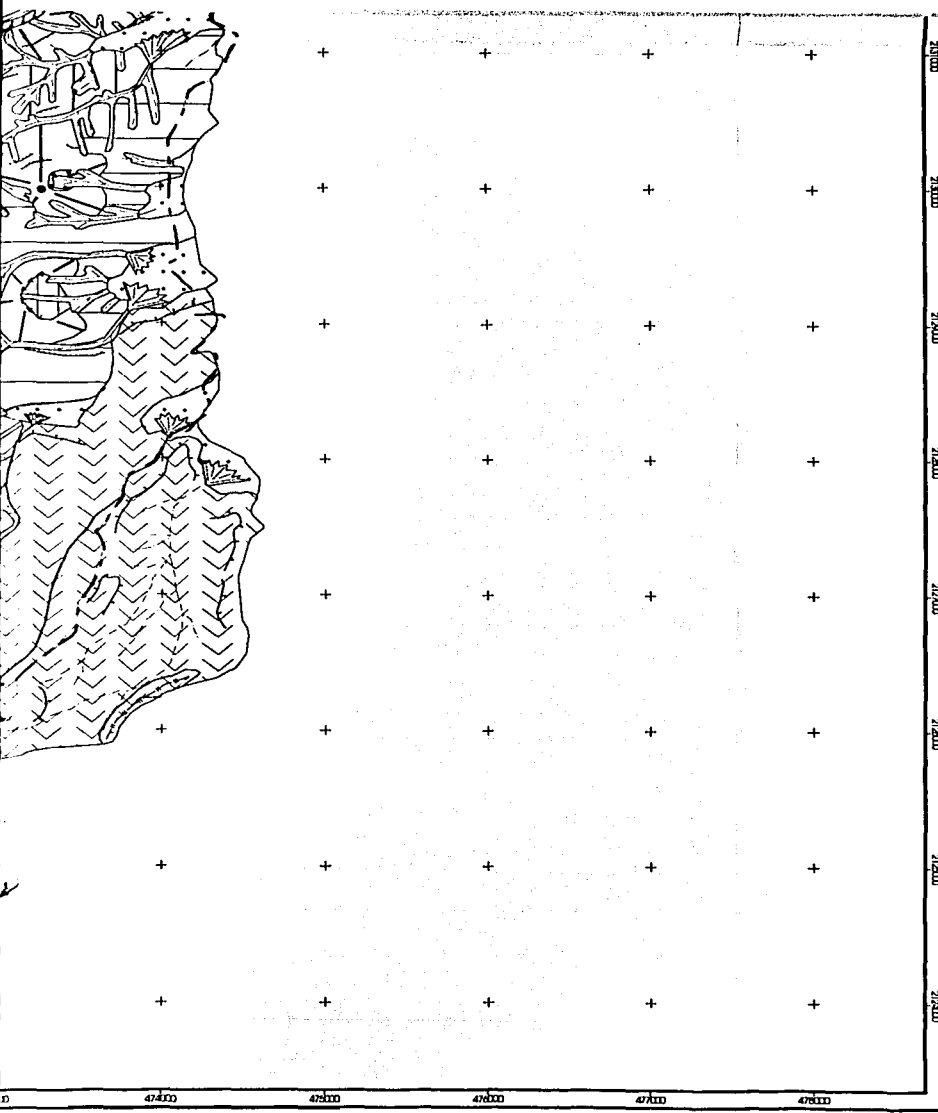
-  2.11 Cráter de explosi

Símbolos complementarios del relieve volc

-  2.12 Laderas interiores


B. Tectónico

-  2.13 Escarpe de falla

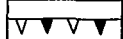


II RELIEVE ENDOGENO MODELADO

A. Volcánico erosivo

-  2.1 Volcán de lava pleistocénico con cráter de explosión dirigida
-  2.2 Edificio volcánico pleistocénico no diferenciado
-  2.3 Volcán de lava pliocénico con cráter abierto
-  2.4 Volcán de lava pliocénico de cima convexa (no presenta cráter)
-  2.5 Edificio volcánico pliocénico no diferenciado
-  2.6 Laderas de montaña asociadas a volcanes pliocénicos, compuestas de lava y material piroclástico
-  2.7 Domo volcánico pliocénico
-  2.7.1 Laderas de domo volcánico pliocénico
-  2.8 Laderas de edificio volcánico pliocénico, parcialmente sepultado
-  2.9 Laderas de edificio volcánico pliocénico (pertenecientes al Complejo Volcánico San Miguel)
-  2.10 Laderas interiores de cráter de explosión pliocénico (asociadas al Complejo Volcánico San Miguel)

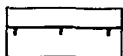
Símbolos asociados al relieve volcánico

-  2.11 Cráter de explosión

Símbolos complementarios del relieve volcánico y volcánico erosivo

-  2.12 Laderas interiores de cráter

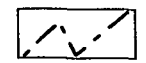
B. Tectónico

-  2.13 Escarpe de falla



4.2 Cauces fluviales modificados

Símbolos complementarios



Límite delegacional



Las coordenadas en el mapa pertenecen al sistema UTM

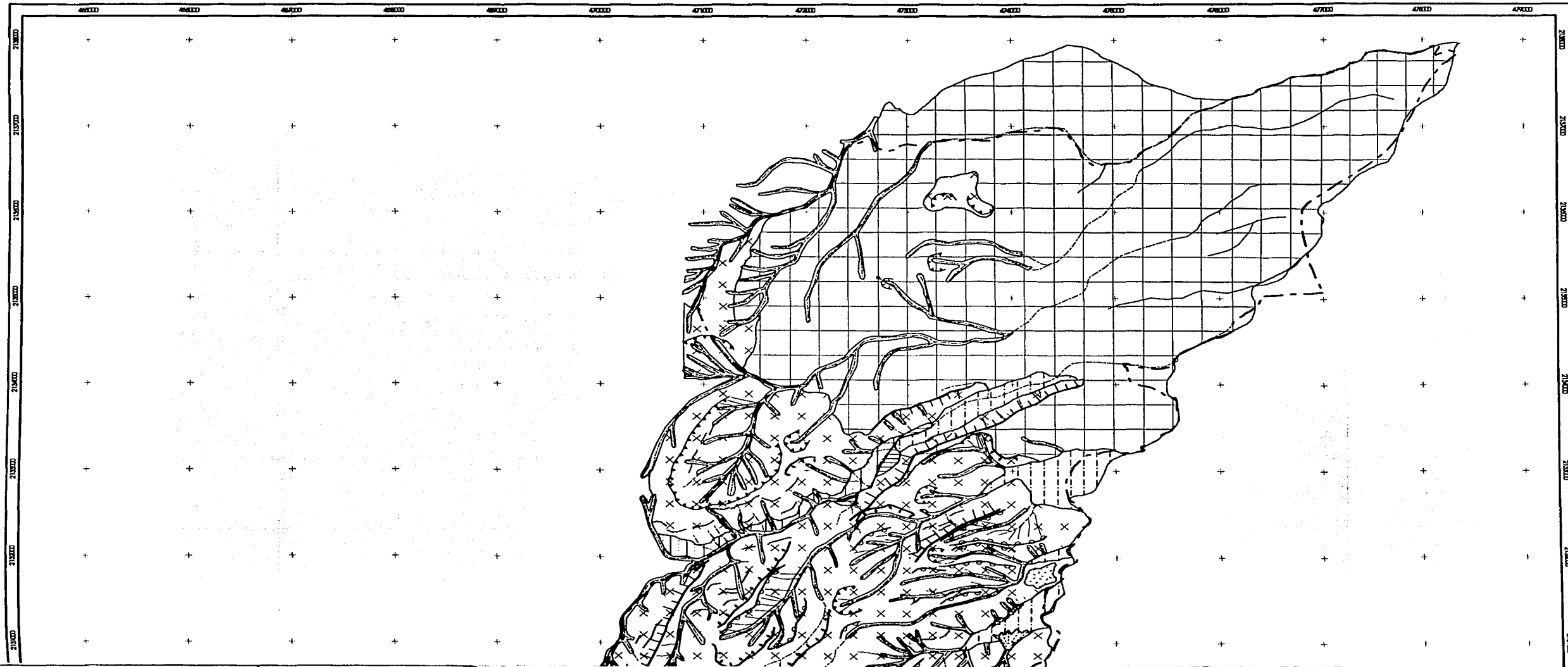
**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO



FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS

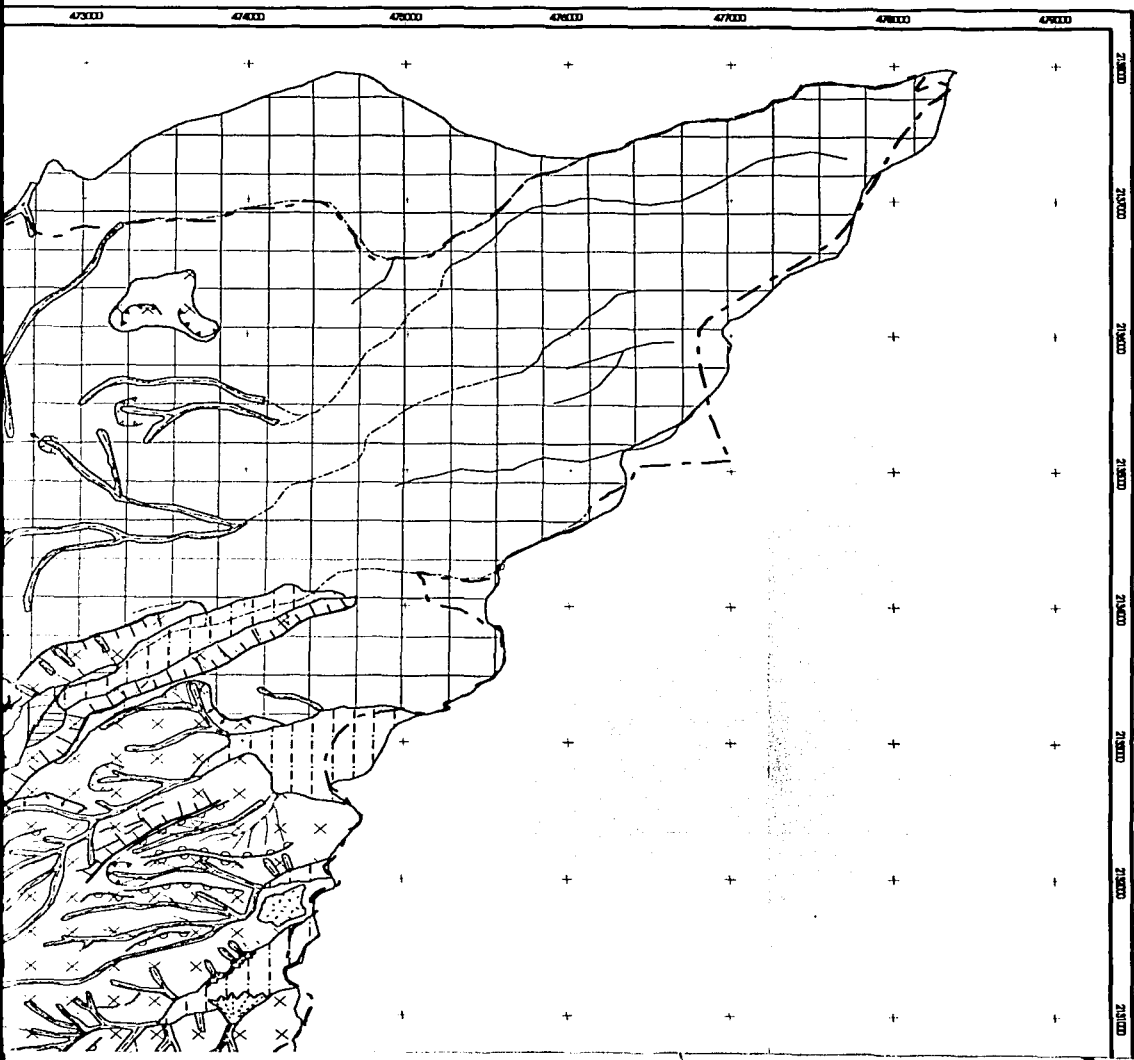
TESIS DE LICENCIATURA
Autor: Miguel E. Castillo Rodríguez
Asesor: Dr. José Lugo Hubp



Mapa m

PROCES



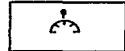


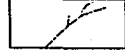


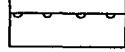
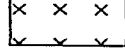
-
-
-
-
-
-
-
-
-
-
-



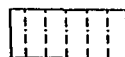
Mapa morfodinámico del territorio de La Magdalena Contreras

PROCESOS FLUVIALES

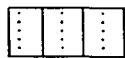

I Erosivos

-  1.1 Circo de erosión activo
-  1.2 Circo de erosión inactivo
-  1.3 Cabecera de valle
-  1.4 Surco de erosión
-  1.5 Barranco
-  1.6 Cauce
-  1.7 Valle fluvial
-  1.8 Valle fluvial con erosión lateral
-  1.9 Límite superior de ladera erosiva
-  1.10 Superficie de erosión laminar


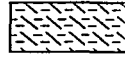
II Acumulativos

-  2.1 Planicie aluvial


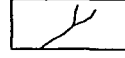

IV Acumulativos

-  4.1 Depósitos coluviales
-  4.2 Abanicos de origen gravitacional-aluvial

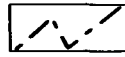
PROCESOS DE METEORIZACIÓN

-  5.1 Superficies de alteración: formación de suelo
-  5.2 Superficies de infiltración

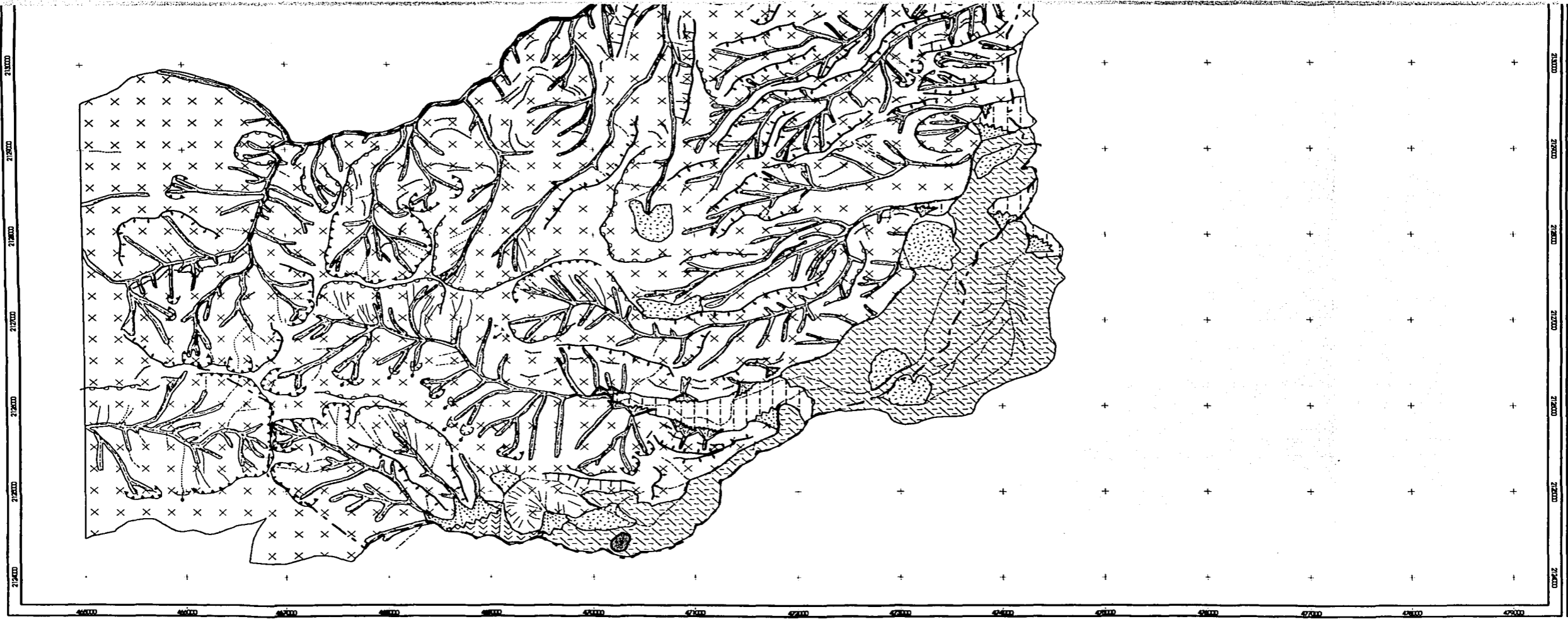
PROCESOS ANTRÓPICOS

-  6.1 Superficie urbana
-  6.2 Ríos con modificaciones en el cauce
-  6.3 Mina a cielo abierto

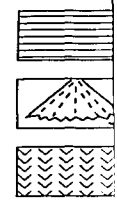
Símbolos complementarios

-  Límite delegacional

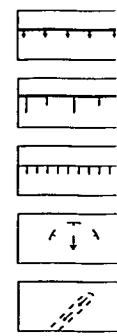
TESIS
FALLA DE AGEN

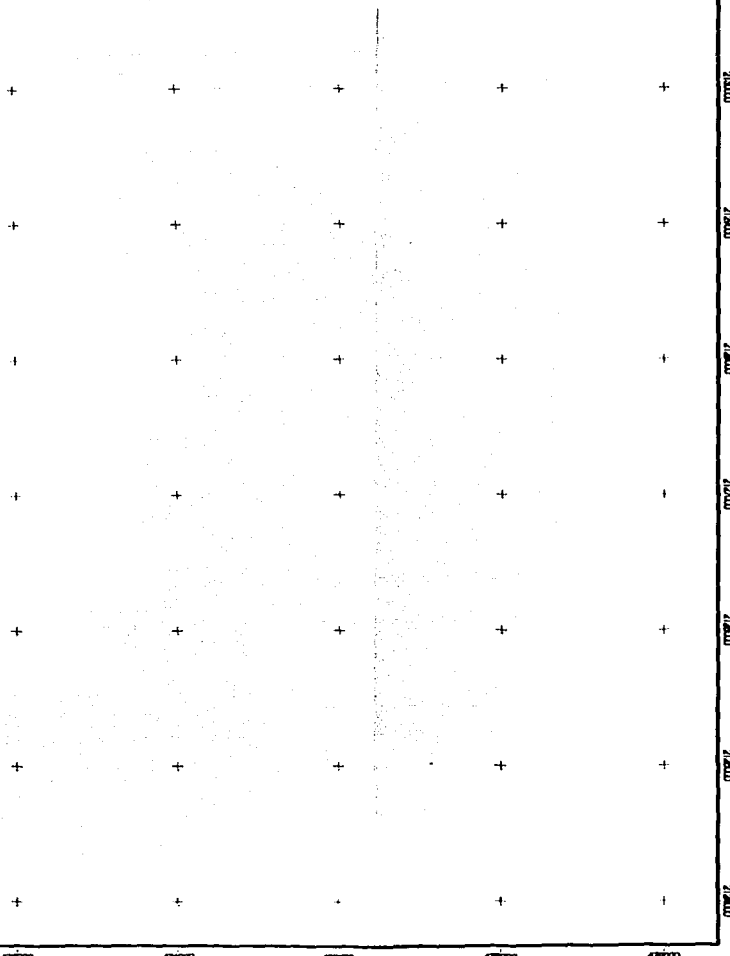


TESIS
FALLA DE AGEN



PROCES





2.2 Terraza



2.3 Abanico aluvial



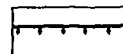
2.4 Mantos proluviales



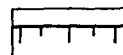
Las coordenadas en el mapa pertenecen al sistema UTM

PROCESOS GRAVITACIONALES

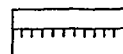
III Erosivos



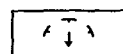
3.1 Limite superior de ladera con procesos gravitacionales activos



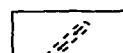
3.2 Ladera tectónica con procesos gravitacionales activos



3.3 Escarpe




3.4 Cicatriz de desprendimiento



3.5 Corredor de detritos

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS



TESIS DE LICENCIATURA
Autor: Miguel E. Castillo Rodríguez
Asesor: Dr. José Lugo Hubp

TESIS
FALLA DE ORIGEN