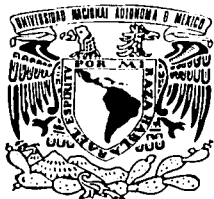


01026
47



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS



CARTOGRAFIA GEOMORFOLOGICA DEL
MUNICIPIO DE ATIZAPÁN DE ZARAGOZA, ESTADO
DE MÉXICO.

EJEMPLAR UNICO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
LICENCIADO EN GEOGRAFÍA

P R E S E N T A

GABRIEL PARADA COLIN



ASESOR: DR. JOSÉ I. LUGO HUBP.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



CIUDAD UNIVERSITARIA, MÉXICO, D.F.
FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFIA

2003

A



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

A mi Madre

Maria Cristina Colin Beltrán

Gracias por todo tu Amor, Apoyo


Y

Por Creer en Mí

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la
UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el
contenido de mi trabajo recepcional.

NOMBRE: Gabriel Parada Colin

FECHA: 17 - Oct - 2003

FIRMA: 

Agradecimientos

Al Dr. José I. Lugo Hubp, por sus valiosas enseñanzas y haberme dado la oportunidad de acercarme a la ciencia geomorfológica, así mismo, por todo el apoyo que me dio para la realización de este trabajo.

Al Dr. José Juan Zamorano, por sus valiosas observaciones, críticas y comentarios para mejorar esta tesis.

A mis sinodales Dr. Lorenzo Vázquez Sélem, Ing. Newton H. Quiroz Ramírez e Ing. Alberto Pérez Rojas, por sus comentarios y observaciones.

Al Dr. Jorge López Blanco, por su ayuda en la elaboración de la cartografía digital.

A el Instituto de Geografía y a todas las personas que de alguna manera tuvieron que ver en la elaboración de este trabajo.

A mis compañeros y colegas, Miguel Castillo (el Micke, por ser mi asesor en SIG's), Karla, Montserrat, Paloma, Mili, Gerardo (el Gordo), Agustín, Silvita, Susana, Raúl Gonzáles (el Niño).

Y a mis amigos de casi toda la vida, Luis (el Arquí), Felipe (el Lic.), Jaime (el Inge.), Karen (mi tía), Ana Maria.

CONTENIDO

	Página
Introducción	1
Capítulo 1: Medio Físico.	3
1.1.- Localización	3
1.2.- Clima	4
1.3.- Vegetación y uso de suelo	7
1.4.- Suelos	10
Capítulo 2: Geología	16
2.1.- Trabajos previos sobre la geología de la Cuenca de México	17
2.2.- Marco estratigráfico regional de la cuenca de México	17
2.3.- Estratigrafía de la cuenca de México	17
2.3.- Rasgos estructurales de la cuenca de México	30
Capítulo 3: Morfometría	35
3.1.- Mapa altimétrico	36
3.2.- Mapa de pendientes	43
3.3.- Mapa de densidad de disección	47
3.4.- Mapa de profundidad de disección	51
3.5.- Mapa de energía o amplitud del relieve	54
Capítulo 4: Geomorfología	58
4.1.- Mapa Geomorfológico del municipio de Atizapán de Zaragoza	59
I. Relieve endógeno	63
II. Relieve endógeno – modelado	70
III. Relieve exógeno	80

IV. Relieve antrópico	85
Conclusiones	88
Bibliografía	90

INTRODUCCIÓN

El tema de investigación que se plantea en este trabajo, se relaciona con el relieve de la Cuenca de México, el cual es complejo, y si a esto aunamos la constitución geológica y la tectónica, hacen de esta porción del Sistema Volcánico Transversal, muy interesante e importante de conocer. Ya que en la Cuenca de México se encuentra una de las áreas urbanas más densas e importantes del país, es imperativo realizar estudios que ayuden a conocer y comprender mejor el medio, para así poder diseñar planes o programas que atiendan las necesidades de la población, como el abastecimiento de agua, por mencionar un ejemplo. De la misma manera, al conocer las características del relieve, se podrán determinar las zonas en donde la dinámica del mismo puede afectar a la población

El Municipio de Atizapán de Zaragoza se encuentra en la zona metropolitana, hacia el noroccidente de la Cd. de México. Esta área se ve afectada de manera importante por la inercia del crecimiento urbano desmedido, lo que se refleja, en los asentamientos no planeados o irregulares, que en la mayoría de los casos son los más afectados por algún evento extraordinario, como una lluvias torrenciales, o fenómenos de remoción en masa.

Por lo anterior, surge la necesidad de realizar estudios integrados sobre las características del relieve. En la presente investigación se ha tratado de realizar este tipo de trabajo con la finalidad de conocer la génesis del relieve y las condiciones en las que se encuentra actualmente, y elaborar una cartografía detallada de las formas y rasgos del relieve.

El objetivo principal es el de cartografiar el relieve del municipio de Atizapán. El texto se divide en cuatro apartados o capítulos: en el primero se tratan los aspectos relacionados con el medio físico (clima, suelo, vegetación) y la relación que guardan con las formas del relieve. En el segundo capítulo se recopilan estudios acerca de la geología de la Cuenca de México y de la zona de estudio.

El tercer capítulo, se refiere a la morfometría, que a partir de métodos cartográficos, se determinaron y cuantificaron rasgos del relieve. La información obtenida permite conocer en general los procesos endógenos y exógenos para la zona en estudio.

Finalmente, en el cuarto capítulo se presenta el análisis geomorfológico del territorio de Atizapán de Zaragoza, con base en la génesis del relieve, lo que se resume en el mapa morfogenético.

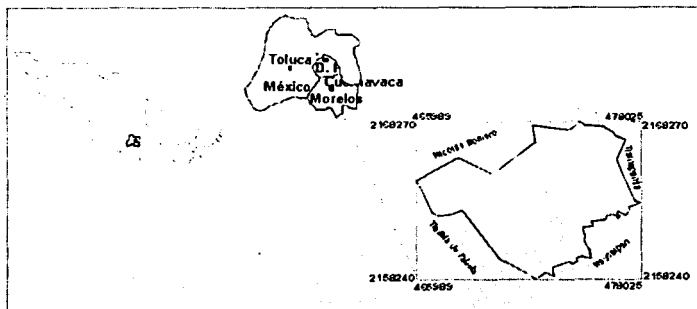
1. Medio físico

En un estudio geomorfológico es necesario, el conocimiento de los elementos del medio físico por su interacción con el relieve; por ejemplo, las características climáticas influyen en los procesos erosivos. Otros elementos que deben tomarse en cuenta es la cubierta vegetal. De esta manera, la interrelación entre suelo, vegetación, y clima, nos ayuda a comprender de una manera integral el relieve. A continuación se presenta un marco general de las características físico geográficas que se tomaron en cuenta para la realización del estudio geomorfológico en el área de Atizapán de Zaragoza.

1.1 Localización.

Atizapán de Zaragoza es uno de los municipios del Estado de México, es parte del área metropolitana de la Ciudad de México. Sus coordenadas extremas son 19°31' a 19°37'20" de latitud norte, y 99°12'55" a 99°19'44" de longitud oeste. La altitud máxima es de 2660 msnm, en el cerro Pico la Biznaga, y la mínima de 2280 msnm en el limite con el municipio de Tlalnepantla.

Tiene una superficie aproximada de 65 km², limita con los municipios mexiquenses de Cuautitlán Izcalli y Nicolás Romero al norte, al sur con los de Naucalpan de Juárez y Jilotzingo, al oeste con el de Isidro Fabela, y al este con el de Tlalnepantla de Baz (fig. 1). Se encuentra hacia el noroccidente de la Cd. de México, en la zona de transición entre la Sierra de Monte Alto, la Sierra de Guadalupe y la planicie de la Cuenca de México. En esta zona se ha presentado una actividad volcánica desde el Oligoceno, hasta el Pleistoceno, y ha originado un relieve volcánico heterogéneo, en edad, composición y forma.



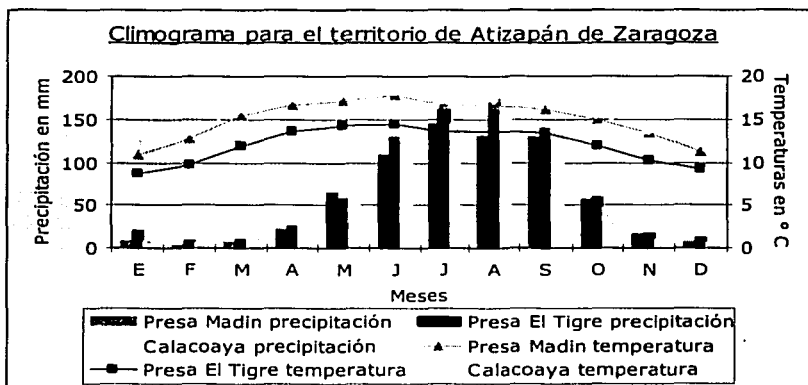
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 1. Plano de localización del municipio de Atizapán de Zaragoza

1.2 Clima

El clima es un factor determinante en el modelado del relieve, y para la zona de estudio se tomaron datos de temperatura y precipitación media mensual de las estaciones Madín (2340 msnm), Presa El Tigre (2700 msnm) y Calacoaya (2300 msnm) (Figura.2).

De acuerdo con la gráfica los meses más cálidos son mayo y junio con temperaturas de 17° C, y los mas fríos son diciembre y enero con 11.1° C en promedio. La precipitación media anual en la zona de estudio es de 700 a 800 mm. La época con mayor precipitación es de junio a septiembre con un promedio de 600 mm, y los más secos de enero a marzo con un promedio de 15 a 20 mm.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 2. Climograma, en donde se representa la temperatura y precipitación media mensual en las estaciones, Presa Madín, Presa El Tigre y Calacoaya.

Fuente: García (1988)

Las temperaturas más altas se presentan hacia la porción oriental del área, a los 2280 msnm, donde la media anual es de 16° C. La temperatura comienza a disminuir conforme la altitud aumenta. Hacia la porción W a unos 2600 msnm encontramos que las temperaturas medias anuales oscilan entre 12° y 14° C.

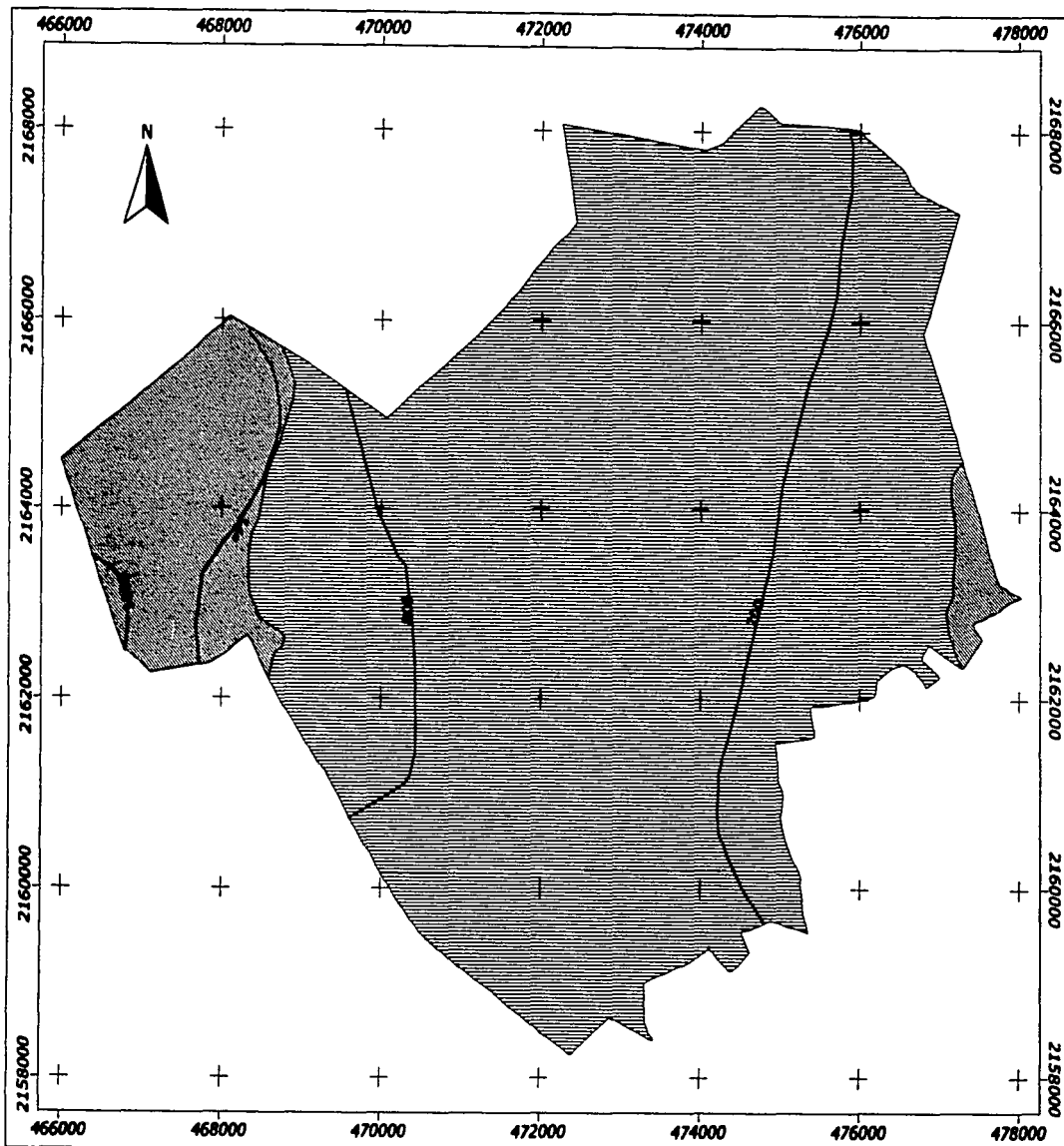
El clima que se presenta es el mismo en toda el área de estudio (mapa 1), sólo se diferencia por una variación en la cantidad de humedad, que se representa con la clave climática w_1 y w_2 , donde la segunda corresponde a un mayor grado de humedad, y una marcha anual de la temperatura tipo Ganges, donde el mes más cálido se presenta antes del solsticio de verano. Este clima se localiza en las áreas con mayor altitud, como la Sierra del Tigre, que incluye las elevaciones del el Puerto El Sapo, y el Pico de la Biznaga, donde la humedad se concentra más ya que estas elevaciones funcionan como una barrera orográfica a los vientos locales de la cuenca que viajan de noreste a suroeste, los cuales chocan y ascienden, lo que provoca que se enfrien de manera adiabática y se concentre mayor grado de humedad, y se presenta la mayor cantidad de precipitación.

Esto se traduce en un mayor desarrollo de valles fluviales, así como los valores más altos de profundidad y densidad de disección.

La clasificación climática de Köppen modificada por García (1988), es la siguiente:

- C (w_1)(w)(i')g; Templado subhúmedo, con lluvias en verano, con un porcentaje de precipitación invernal menor de 5 mm, y con una baja oscilación térmica (entre 5° y 7° C). Y con marcha de la temperatura anual tipo Ganges
- C (w_2)(w)(i'); Templado subhúmedo, es el más húmedo de los templados subhúmedos, con lluvia en verano y una oscilación térmica de entre 5° y 7° C, y lluvia invernal menor de 5 mm.

Como se puede apreciar el clima es similar en toda el área de estudio ya que la variabilidad altitudinal es poca para causar cambios climáticos importantes, aunque sí se llegan a originar brisas de montaña provenientes de las porciones más altas.



**Mapa 1. Climas
Atizapán de Zaragoza**

Leyenda

Tipos de climas



C(w1)(w)b(i')g

Templado subhúmedo



C(w2)(w)b(i')

Es el más húmedo de los
templados subhúmedos

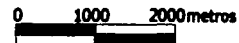
Isoyetas e Isotermas
medias anuales



Isotherma (°C)



Isoyeta (mm)



Fuente: CETENAL (1970)

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

1.3 Vegetación y uso del suelo

La existencia de una cubierta vegetal es primordial para la mejor conservación del relieve, ya que protege el suelo de la erosión, y debido a que en casi toda el área de estudio, las condiciones naturales de vegetación han sido modificadas por la actividad antrópica, la existente se define a partir de los usos o actividades que se le dan al suelo. De esta manera, al utilizar una porción de terreno para alguna otra actividad distinta, las condiciones de erosión cambian, en función de la actividad que se realiza. Es el caso de los usos agrícola, pecuario y el desprovisto de vegetación.

Son más estables las áreas con uso forestal y de asociaciones vegetales, en comparación con las zonas en donde se presenta actividad humana. Esto es con el fin de hacer una propuesta de manejo de las áreas alteradas por el cambio de uso de suelo.

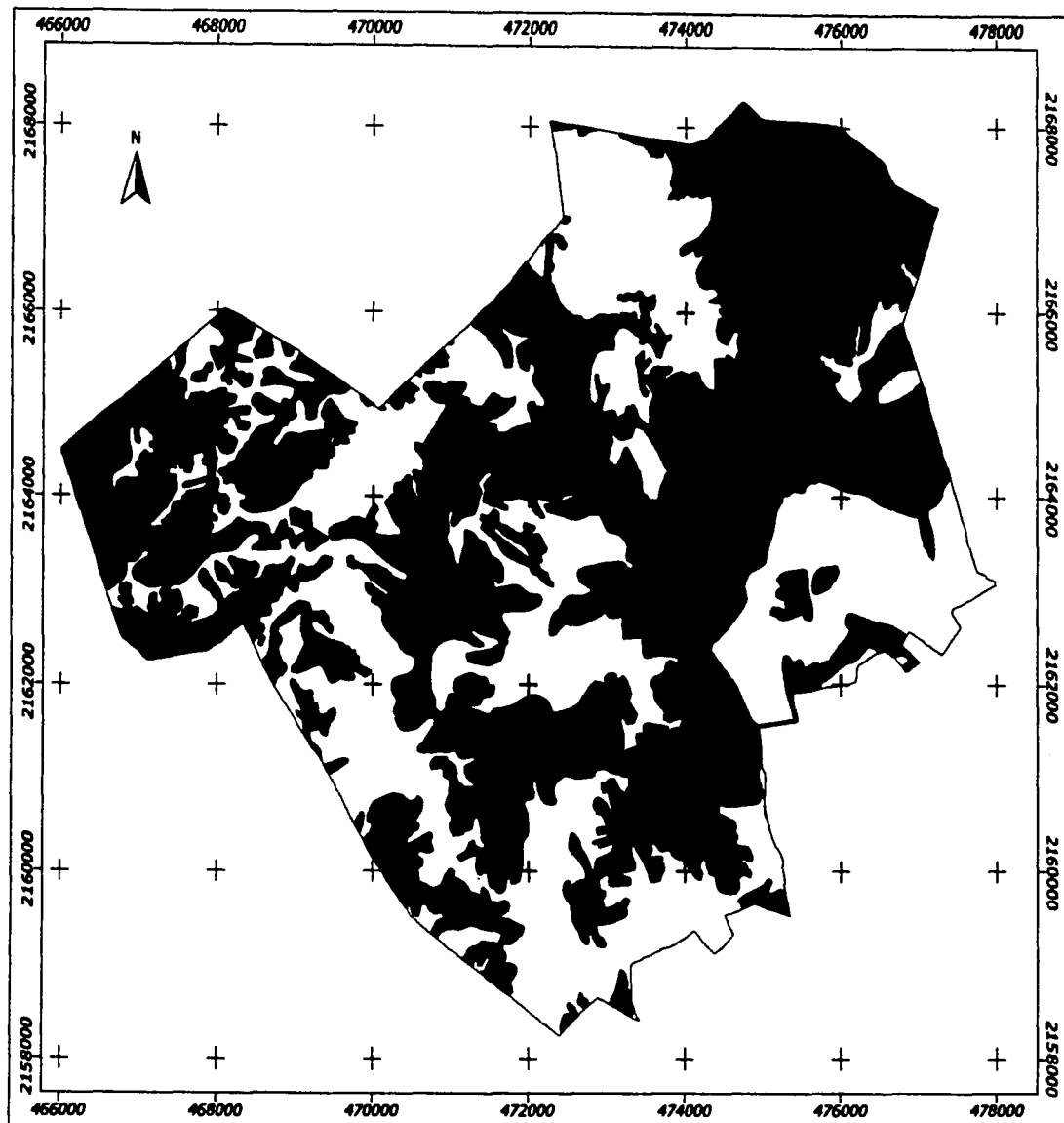
La vegetación del área en estudio se explica a partir de los siguientes usos del suelo:

- Asociaciones vegetales
- Forestal
- Agrícola
- Pecuario
- Desprovisto de vegetación

Con esta clasificación se pretende mostrar de forma general, las características florísticas, de acuerdo con los usos del suelo que se dan en el área de estudio (mapa. 2). A continuación se dan las características de cada uno.

Asociaciones de vegetación






Incluye asociaciones especiales, como el matorral subinerme (comunidades compuestas de plantas espinosas), nopaleras, pastizales y vegetación secundaria; se encuentran distribuidas ampliamente en el área de estudio.



Mapa 2. Vegetación y
Uso de suelo
Atizapán de Zaragoza

Leyenda

Tipos de vegetación

-  Asociaciones de vegetación
-  Desprovisto de vegetación
-  Forestal
-  Uso agrícola
-  Uso Pecuario

0 1000 2000m.



Fuente: INEGI (1984)

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Se reconocen principalmente en las laderas orientales de las elevaciones montañosas, donde los procesos erosivos se incrementan por la pendiente, que ocasiona que el sustrato edáfico sea insuficiente para la sustentación de vegetación forestal, por lo que predominan los pastizales y la vegetación secundaria.

Forestal

La vegetación de tipo forestal que se mantiene todavía dentro del área de estudio, se caracteriza por bosques de encino, en su mayoría, y bosques de coníferas. Se encuentran en porciones de terreno muy pequeñas, diseminadas hacia la zona NW, S y centro del área de estudio, en zonas de difícil acceso como pueden ser algunas laderas en las elevaciones en la parte centro de la zona de estudio, así como en las áreas de divisorias hacia el W, las cuales se encuentran un poco más conservadas, pero debido a la deforestación, presente en la zona, la erosión remontada que se presenta en los barrancos, está afectando de manera importante la cubierta forestal.

Agrícola y Pecuaria

La agricultura que se presenta en el área es de dos tipos: de temporal en la época de lluvia, el 40% del año las tierras están cultivadas, principalmente maíz, frijol y forrajes. El resto del año el suelo queda desprotegido, lo que ocasiona una disgregación de las partículas del suelo, al quedar sin humedad y cuando comienza nuevamente la época de lluvias, la erosión del suelo se acelera.

La segunda es agricultura de riego, en general con los mismos cultivos, pero su extensión es mucho menor, y debido a esto, el relieve debe sufrir menor degradación, pero solo se podrá saber con certeza al realizar un estudio más puntual.

Esta actividad se ve afectada, ya que a pesar de que la producción es esencialmente para el autoconsumo, se están perdiendo terrenos agrícolas a costa de la urbanización.

El uso pecuario está dado principalmente por vegetación de pastizales inducidos que surgen cuando es eliminada la vegetación natural por desmonte, al abandonar terrenos de cultivo, o bien, en áreas de incendios frecuentes. Junto con esta vegetación tenemos comunidades de matorral inerme (sin espinas), como la gobernadora (*Larrea tridentata*) y hojásén (*Florenxia cernua*). En estas áreas, el relieve presenta un alto grado de erosión, ya que al haber desmonte, o abandono total de tierras de cultivo, el suelo queda descubierto y es inminente su degradación.

Este tipo de terrenos se utilizan para el pastoreo de ganado, sin ningún control, lo cual tiene una repercusión sobre el suelo ya que la circulación constante de ganado evita la restauración natural de una vegetación que proteja el suelo de la erosión, además de afectar la estructura del suelo que sufre compactación y desplazamiento. Esto se podría conocer mejor con estudios más detallados.

Desprovisto de vegetación

Las áreas desprovistas de vegetación pertenecen a dos tipos de zonas, en una de ellas, está presente la erosión, principalmente hídrica, como consecuencia de la deforestación y el abandono de tierras de cultivo. La segunda pertenece a la mancha urbana.

1.4 Suelos.

El proceso de formación de suelo está determinado por tres factores principales: las características del material parental, las condiciones climáticas locales y la pendiente.

De acuerdo con el Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, y la información obtenida de la carta edafológica Cd. de México a escala 1:250,000

INEGI (1983), en el municipio de Atizapán se presentan nueve tipos de asociaciones de suelo (clasificación de la FAO-UNESCO), (mapa. 3).

Feozem (H)

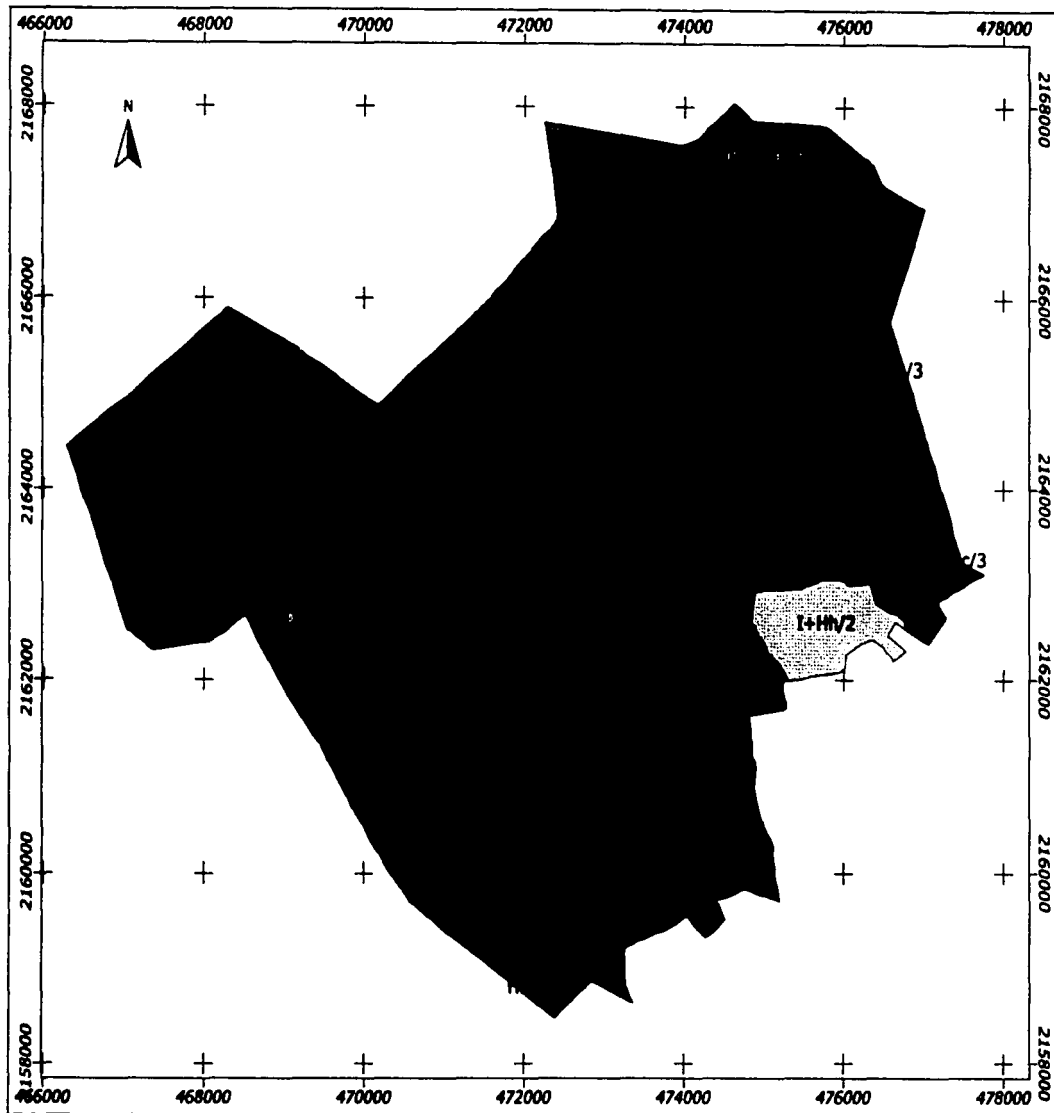
Son suelos oscuros con una consistencia fina en la porción más superficial; ricos en materia orgánica y nutrientes, en el perfil no hay presencia de calcio. Se generan en diversas condiciones climáticas y diversos tipos de terrenos. En la zona de estudio se encuentran diferentes subclases de estos feozem.

Hc/ 3: Feozem calcárico de textura fina. Ocupa la menor extensión, se encuentra hacia el extremo oriental de la zona de estudio, se desarrollan sobre rocas andesíticas pleistocénicas. Se caracteriza por contener material cálcico en todos sus horizontes; de los feozem, es el más fértil cuando son profundos y llanos, pero en el caso del área de estudio, no son muy profundos, ya que se encuentran en las partes altas de las estructuras volcánicas

y han sido muy afectados por la erosión, ya que no existe una cubierta vegetal que impida su degradación, y aunado a esto, la pendiente en esta zona es cercana a los 35°.

Hh+Vc/ 3: Feozem háplico con vertisol crómico de textura fina. Se localiza en la porción sur del área, sobre depósitos de flujos piroclásticos y de lahar que corresponden a la Formación Tarango. El feozem háplico presenta una capa superficial oscura y suave, rica en materia orgánica y nutrientes. El vertisol crómico tiene una coloración pardo rojiza y se forma a partir de la presencia de materiales de calcio. Este suelo presenta una susceptibilidad moderada a la erosión por encontrarse en zonas de pendiente con un máximo de 15°, lo que disminuye el potencial erosivo de la escorrentía, y por otro lado, la nivelación que se ha hecho del terreno para permitir el crecimiento de la urbe.










Hh+Vp/ 3: Feozem háplico con un vertisol pélico de textura fina. Ocupa la mayor extensión de territorio, hacia el W del área de estudio. Se encuentra sobre



Mapa 3. Edafología
Atizapan de Zaragoza

Leyenda

Asociaciones de suelos

-  Hc/3
Feozem calcárico
-  Hh+Vc/3
Feozem háplico con vertisol crómico
-  Hh+Vp/3
Feozem háplico con vertisol pélico
-  I+Hh/2
Litosol con feozem háplico
-  I+Vp/3
Litosol con vertisol pélico
-  I+Vp+Hh/3
Litosol con vertisol pélico más un feozem háplico
-  Lc+To/2
Luvisol crómico con andosol ócrico
-  Rc+I/2
Regosol calcárico con un litosol
-  Vp+I+Hh/3
Vertisol pélico con litosol más un feozem háplico

Texturas

- /1 - Gruesa
- /2 - Media
- /3 - Fina



Fuente: INEGI (1983)

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

71

distintos materiales como lavas, tobas de edad cuaternaria e ignimbrítas. El vertisol pélico se presenta como suelos de color negro o gris oscuro con una gran cantidad de arcilla, por lo que al perder el agua durante la estación seca se compactan formando grietas de desecación. Estos suelos se ubican sobre las laderas de las elevaciones más altas de la zona de estudio, así como gran parte del piedemonte que se extiende hacia el oriente.

Litosol (I)

Estos suelos se caracterizan por tener poca profundidad, que puede ser de unos 10 cm hasta el horizonte (R). Se reconoce sobre laderas superiores de los valles. Sus características están en función del material parental, esto es, puede variar de arenoso a arcilloso; la susceptibilidad varía de acuerdo con la posición topográfica. En el área de estudio podemos encontrar este tipo de suelos en combinación y dominio con respecto a uno o más tipos.

I+Hh/ 2: Litosol con feozem háplico de textura media. Este se ubica hacia la porción sureste del área de estudio, sobre rocas volcánicas de edad cuaternaria, y otras ácidas terciarias. Si bien el material parental es en algunas partes más antiguo, el desarrollo del suelo no se ha dado en su totalidad, ya que se trata de lavas andesíticas con una pendiente promedio de 15° y en algunas porciones mayor de 30°, lo que favorece la erosión fluvial.

I+Vp/ 3: Litosol con un vertisol pélico de textura fina. Se localiza al norte de la zona, con desarrollo sobre depósitos de flujos de la Formación Tarango, los depósitos cuaternarios en flancos, y en menor medida sobre aluvión.

I+Vp+Hh/ 3: Litosol con un vertisol pélico más un feozem háplico, con textura fina. Esta combinación de suelos se localiza hacia el noreste del área en estudio, se desarrolla sobre tobas de edad cuaternaria que forman laderas de estructuras

volcánicas, por lo que la formación de un sustrato edáfico es muy pobre, y se debe a la combinación del material parental dacíticos y andesíticos, y la pendiente, en promedio de unos 15° y en partes alcanza los 35°, lo que favorece la erosión fluvial.

Lc+To/ 2: Luvisol crómico con un andosol ócrico, de textura media. Se caracteriza por un enriquecimiento de arcilla en el subsuelo, frecuentemente son de color rojo o claros, aunque pueden presentarse pardos o grises, son suelos de alta susceptibilidad a los procesos erosivos. El andosol ócrico se origina a partir de ceniza volcánica, se caracteriza por presentar en la superficie una capa de color claro pobre en materia orgánica. Estos suelos son relativamente jóvenes, por lo que no están bien desarrollados y son poco resistentes a la erosión. Se emplaza en la planicie aluvial y hacia el occidente se adentra en la zona del piedemonte constituido de tobas.

Rc+I/ 2: Regosol calcárico con un litosol, de textura media. Se caracteriza por no presentar horizontes, mismos que se originan por la intemperización de material parental, por lo que su coloración es muy parecida al material que lo subyace. Se localiza en las laderas de las sierras, acompañado de litosoles y de tepetate, y afloramientos de rocas. Se presenta en la porción centro-sur del área de estudio, en los depósitos volcánicos más recientes en la zona, de edad cuaternarias, muy afectadas por procesos erosivos, como queda demostrado en los mapas de profundidad y densidad de disección.

Vp+I+Hh/ 3: Vertisol pélico más un litosol con un feozem háplico, de textura fina. Se localiza al norte del área sobre rocas volcánicas terciarias, ignimbritas, y aluvión. Esta asociación de suelos se emplaza sobre el piedemonte volcánico.

Los números anotados después de la clave de cada asociación de suelos, representan las clases texturales (mapa. 3), dadas por el diámetro de las partículas. Así, el número 1 corresponde a las texturas gruesas como las arenas,

con un diámetro de hasta 2 mm; el número 2 a la textura media, limos con un diámetro de hasta .02 mm, y por último el 3 corresponde a las arcillas con una textura fina, con un diámetro aparente de menos de 20 micras (S.P.P. 1981). La importancia de tomar en cuenta lo anterior, radica en que; la clase textural de cada tipo de suelo, se relaciona con la capacidad de retener humedad. Las arenas tienen poca retención de agua, por lo que la infiltración en estas es alta y los procesos erosivos pueden disminuir, claro que esto puede depender de otros factores, como la pendiente. Al contrario las arcillas que tienen una textura muy fina, presentan la propiedad de alta retención de agua, por lo que se pueden presentar suelos inundables, duros al secarse. En este caso, el exceso de agua puede provocar un movimiento masivo del suelo. Por último los limos son el mejor ejemplo de suelos con un buen drenaje y aereación por lo que son óptimos para diferentes actividades humanas.

El conocimiento de las características del suelo es indispensable, ya que, su formación y los procesos que en él se generan están, ligados al intemperismo que afecta al material litológico parental, de la misma manera su grado de desarrollo determina en parte los procesos de erosión hídrica y fluvial, por ende, el modelado del relieve.

II GEOLOGÍA

2 Trabajos previos sobre la geología de la cuenca de México

Los trabajos que se han realizado acerca de la geología de la cuenca de México datan de la época de la Colonia, con la exploración de Diego de Ordaz en 1548, quien ascendió al volcán Popocatepetl, en busca de azufre y Francisco Clavijero, quien compiló datos sobre inundaciones sucedidas antes y durante la Colonia (Enciso, 1992). Durante el siglo XIX el número de estudios sobre la geología de la cuenca se incrementa, comenzando por las observaciones de las características de la ciudad de México realizadas por Humboldt. Dupont (1843) hace una breve descripción de la geología regional del valle de México. Para la segunda mitad del siglo XIX, Del Castillo refiere datos geológicos y paleontológicos del Valle de México, y junto con Ordóñez (1893) elaboran el primer mapa geológico petrográfico de la cuenca. Ordóñez (1895) presenta un estudio detallado las rocas del sudoeste de la cuenca de México.

En 1948 Bryan publica un artículo sobre los suelos fósiles y su estratigrafía, así como información geológica de la altiplanicie de México. Ya en la década de los cincuentas, Arellano (1953) explica la estratigrafía del sur de la Cuenca de México así como la estratigrafía de esta. Para mediados del siglo XX, se de un avance importante en cuanto a estudios de la geología de la cuenca; en 1956 se lleva a cabo el XX Congreso Geológico Internacional, en el que se presentan diversos trabajos, entre otros el de Fries (1956) y Mooser (1957). Años después los principales son de Schlaepfer (1968), Mooser (1986), De Cserna (1988), Vázquez y Jaimes (1989), Mooser (1992), Mooser, Montiel y Zúñiga (1996).

Para este inciso se tomará como referencia principal el trabajo de Vázquez y Jaimes (1989), referente a la estratigrafía de la Cuenca de México, por la razón que es uno de los más recientes y completos.

2.2 Marco estratigráfico regional de la Cuenca de México

Enseguida se presenta el marco general sobre la estratigrafía de la cuenca de México. En la superficie de la cuenca de México solo se reconocen rocas volcánicas y derivadas de éstas, de edad del Oligoceno al Holoceno, pero en el subsuelo se conoce hasta el Cretácico.

El territorio de Atizapán se constituye como una serie de elevaciones volcánicas residuales (Lugo, 1990) que se encuentra en una zona de transición entre los depósitos lacustres de la cuenca de México, los depósitos volcánicos de la Sierra de Guadalupe y los depósitos que constituyen la Sierra de Monte Alto, por lo que dentro del área de estudio encontraremos elementos que van desde depósitos de aluvión de edad cuaternaria hasta estructuras volcánicas oligocénicas.

Estratigrafía de la cuenca de México

Cretácico

Las rocas de esta edad se han reconocido por pozos de exploración con profundidad de hasta 2000 metros (Vázquez y Jaimes, 1989), y están representadas por cuatro formaciones sedimentarias marinas.

Fries (1960), en Vázquez y Jaimes (1989) definió la **Formación Xochicalco** como la unidad más antigua del Cretácico en la zona vecina al sur de la cuenca. Se le asigna un espesor aproximado de 500 m, y consiste en calizas, en capas delgadas a medianas. Se depositó durante el Aptiano (Cretácico Temprano) en un ambiente de cuenca marina relativamente profunda; está cubierta de manera discordante por la Formación Morelos (Fries, *op. cit.*).

La Formación Morelos, consiste en calizas y dolomías en estratos gruesos que se originaron en una plataforma que estaba localmente cubierta por yesos. Tiene un espesor máximo de unos 900 m (De Cserna *et.al.*, 1988). Se originó durante el

Albanio Medio-Cenomaniano Temprano en una extensa plataforma marina, Vázquez y Jaimes, (op. cit.) mencionan que en la porción sudoccidental descansa discordantemente sobre la Formación Xochicalco y está cubierta con discordancia erosional por las Formaciones Cuautla y Mexcala.

La **Formación Cuautla** definida por Fries (1960) consiste en facies de cuenca, de banco y de litoral, depositadas durante el Turoniano (Cretácico tardío). Es una caliza color gris claro en estratos medianos a gruesos, con desarrollo de montículos arrecifales; su espesor varía de los 200 m hasta los 750 m (De Cserna, et al., 1988.) Es concordante con la Formación Mexcala, que la suprayace y está cubierta con discordancia en algunos lugares por el Grupo Balsas y por rocas volcánicas del Terciario y del Cuaternario (Vázquez y Jaimes, op. cit.).

La **Formación Mexcala** representa las rocas más jóvenes del Mesozoico y consiste en una secuencia rítmica de limolitas y lutitas. Se depositó durante el Coniaciano-Santoniano (Cretácico Tardío). El espesor máximo es de unos 1000 m (De Cserna, 1988), aunque Vázquez y Jaimes (1989) proponen un espesor de 1500 m, y es propia de un ambiente de aguas someras durante el Conaciano-Campaniano. Es un flysch (de Cserna, 1988), que se originó probablemente a consecuencia del levantamiento y erosión del arco magmático del Cretácico (Damon, 1981, en Vázquez y Jaimes, 1989).

Terciario

El **Grupo Balsas**, descrito por Fries (1960), son depósitos continentales de edad Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano. Consiste en un conglomerado calizo compacto, con matriz limo-arcillosa con un espesor máximo de 500 m. A su vez, están cubiertas y se interdigitan con una secuencia de capas deleznales de arcilla, limo y arena, con un espesor total de 800 a 2000 m. Localmente estos depósitos clásticos contienen interstratificaciones de yeso y caliza lacustre, además de derrames de lava basáltica y en la parte superior se presentan interstratificaciones de toba riolítica. Descansa discordantemente sobre las

formaciones del Cretácico y hacia arriba en contacto con la Riolita Tilzapotla del Oligoceno Tardío.

Rocas volcánicas Terciarias.

La razón para colocar el grupo volcánico más antiguo de la Cuenca de México en el Terciario Medio, se debe a que las rocas yacen, en la cuenca del Río Amacuzac, discordantemente sobre el grupo clástico Balsas, que pertenece al Eoceno Superior-Oligoceno Inferior (Fries, 1956, en Mooser, 1957).

De acuerdo con algunas determinaciones crono-estratigráficas, el lapso desde el Oligoceno Medio hasta fines del Mioceno, comprende unos 22 millones de años. Por esto es natural que los productos volcánicos depositados en un lapso tan extendido, sean múltiples y de proporciones considerables. Entre ellos se reconocen tobas, brechas, corrientes de lava, lahares y depósitos fluviales (Mooser, 1957.)

Vázquez y Jaimes (1989) agrupan las rocas volcánicas del Terciario en dos: El primero lo denominan **Rocas volcánicas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano**. Incluye las secuencias volcánicas que por sus características líticas, relaciones estratigráficas y edad, se diferencian de las rocas extrusivas del Grupo Balsas y de las del Mioceno Medio-Tardío.

Dentro de estas rocas, se incluyen por su posición estratigráfica las siguientes:

Riolita Tilzapotla, son rocas de composición andesítica a riodacítica, consisten en tobas líticas cristalinas y vítreas, brechas tobáceas y aglomerados. Estos depósitos contienen también capas de clastos aluviales y en la parte superior se encuentran interestratificados o cubiertos por derrames de lava (Vázquez y Jaimes, op. cit.)

Según Schlaepfer (1968) la Riolita Tilzapotla tiene un espesor máximo de 250 m y está constituida por ignimbritas, pero localmente se presentan derrames de lava y brechas de flujo. Esto puede variar, ya que De Cserna (1988) menciona que la Riolita Tilzapotla son derrames piroclásticos de composición riolítica a riodacita con espesor máximo de 400 m.

El Grupo Pachuca es definido por Segerstrom (1961) como representante de la actividad volcánica del Oligoceno hasta el Plioceno, y en el mismo se reconocen ocho formaciones (Geyne, 1963), en Vázquez y Jaimes (1989). Se localiza en la región del Distrito Pachuca-Real del Monte y la suma total de su espesor máximo es de 3700 m, consiste en secuencias de material clástico, en la base, brechas volcánicas, depósitos piroclásticos, derrames lávicos que varían de composición de basaltos a riolita, pero predomina la andesita y la dacita y tobas intercaladas, separados por discordancias erosionales.

En la zona de estudio afloran rocas oligocénicas en el norte, a manera de domos volcánicos, lo que incluye la estructura de la caldera del Tigre (Mooser, et al., 1996)

Las Rocas extrusivas del Mioceno Medio y Tardío, pertenecen al segundo grupo de las rocas volcánicas terciarias, descrito por Vázquez y Jaimes (1989). Los afloramientos se distribuyen en toda la cuenca, en áreas pequeñas, esto es porque en su mayoría se encuentran cubiertas por materiales más recientes (Vázquez y Jaimes, 1989). En la porción sur de la cuenca constituyen las elevaciones de los Cerros del Judío, Los Remedios, El Peñón de los Baños, la base de las sierras de las Cruces y Guadalupe, entre otros. Hacia el norte están ampliamente distribuidas en la Sierra de Tepoztlán. Por su posición estratigráfica también se consideran dentro de este grupo los depósitos de la Formación Tepoztlán (Fries, 1960).

Estas rocas están constituidas por secuencias de tobas, lahares, brechas volcánicas y lavas (Vázquez y Jaimes, 1989). La composición varía de basaltos a latita cuarcífera con predominio de andesita. El espesor de estos depósitos varía desde unos 200 a 700 m y su edad se estableció con base en su posición estratigráfica (De Cserna et al. 1988).

Estas rocas cubren con discordancia las rocas volcánicas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano y en lugares donde estas rocas no existen cubren al grupo Balsas o a las rocas cretácicas (Vázquez y Jaimes, 1989).

En la zona de estudio afloran hacia la porción oriental, con algunos afloramientos pequeños al centro y noreste. Se presentan como domos asimétricos, debido a que se encuentran parcialmente cubiertos por materiales más recientes.

Depósitos volcánicos del Plioceno Temprano

Es el conjunto de rocas extrusivas que representan una segunda fase de actividad vulcano-magmática en el Arco Volcánico Transversal (AVT). Dentro de esta unidad se incluye a la Toba Don Guinyó, descrita por Segerstrom (1961), misma que aflora de manera local en los flancos de las Sierras de Las Cruces, Zempoala y Río Frío y en cerros aislados. También coronan a las Sierras de Guadalupe y Tepozotlán.

En la región de Pachuca estas rocas se designan como Formación Zumate, que está constituida por derrames de lava y brechas de derrame, principalmente andesítica, con algunos intervalos de lahares y rocas volcanoclásticas, acusando espesores de 360 m (De Cserna et al., 1988). Esta formación sobreyace con discordancia erosional a rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno y está cubierta por rocas del Plioceno Tardío y Cuaternario (Vázquez y Jaimes, 1989).

En la zona de estudio solo se aprecian estas rocas, hacia la porción oriental, donde constituyen domos volcánicos. Son del tipo de andesitas y dacitas, semejantes a las de la Sierra de Guadalupe

Rocas volcánicas del Plioceno Tardío

Son derrames de lava interestratificados con capas de brecha volcánica de composición de basáltica a andesítica, y su edad es del Plioceno Tardío al inicio

del Pleistoceno (Cantagrel y Robin, 1979, en Vázquez y Jaimes, 1989), el espesor máximo en la región de Pachuca no sobrepasa los 300 m.

Para de Cserna et al. (1988) estos depósitos pliocénicos del norte de la cuenca, son derrames de lava andesítica y basáltica, con un espesor máximo de 250 m, y constituyen la formación San Cristóbal (Geyne, 1963, en De Cserna et al.). Se presentan con discordancia sobre la formación Zumate y otras unidades del Grupo Pachuca y la Formación El Doctor del Cretácico (se correlacionan con la Formación Morelos)

Formación Las Cruces

Schlaepfer (1968) designa con este nombre al conjunto de rocas volcánicas que forman la Sierra de Las Cruces y Monte Alto. Se distribuye en el límite sudoccidental de la Cuenca de México, donde una hilera de tres volcanes compuestos, junto con sus depósitos piroclásticos, se orientan de NNW a SSE, y separan la Cuenca de México de la de Lerma.

La formación Las Cruces está constituida por andesitas del Mioceno Superior-Plioceno (Mooser, 1975), cuyo espesor es cercano a los 600 m. Consiste en derrames de lava, depósitos de flujos piroclásticos y lahares (Mooser, 1956). La formación Las Cruces cubre con discordancia erosional a las rocas extrusivas del Mioceno Medio y Tardío, y a las rocas volcánicas del Plioceno Temprano; se encuentra cubierta por depósitos aluviales y lacustres del Cuaternario, así como por derrames de lava de la Formación Chichinautzin y El Pino, su edad es Plioceno Tardío (Vázquez y Jaimes, 1989).

Formación Zempoala

Es el conjunto de dos centros eruptivos alineados en dirección norte sur, que por sus características morfológicas, posición estratigráfica, posiblemente son contemporáneos del vulcanismo de la Formación Las Cruces (Vázquez y Jaimes, 1989). En la parte norte esta unidad consiste de una secuencia de lavas andesíticas y en la porción sur las lavas son muy escasas y se componen

principalmente de brechas volcánicas. La Formación Zempoala cubre discordantemente los depósitos volcánicos del Plioceno y Mioceno, la sobreyace la Formación Chichinautzin.

Cuaternario

De las secuencias volcánicas de la Formación Cruces, Bryan (1948) define la **Formación Tarango**, para clasificar los depósitos volcánicos y fluviales, ubicados en la base de las montañas del occidente de la Cuenca de México. Posteriormente, Mooser (1961) define también como Tarango a los abanicos aluviales que se formaron al pie de la Sierra Nevada. Para Vázquez y Jaimes (1988) el término de Formación Tarango, no es correcto, ya que se han realizado correlaciones erróneas con otras formaciones, que presentan características similares. Hoy en día Mooser *et al.* (1996) define como Formación Tarango, a todos los productos volcánicos que se presentan a manera de extensos abanicos, en la base de la Sierra de Las Cruces, Monte Alto y la Sierra Nevada. Estos, constan de potentes secuencias, de flujos piroclásticos, capas de pómez y depósitos fluviales. Esta, es contemporánea a la formación de las sierras antes mencionadas, e incluso posterior, ya que también la conforman elementos fluviales provenientes de estos sistemas montañosos.

En el área de estudio se encuentran, de acuerdo con Mooser (op.cit.) tres unidades diferentes que constituyen la formación Tarango. Depósitos de ignimbritas hacia la porción norte; hacia el suroeste depósitos de lahar y de flujos piroclásticos. La mancha urbana la ha cubierto casi por completo dentro del área de estudio, y sólo se ha podido determinar con trabajo de campo en la zona contigua y correlacionando algunos depósitos visibles dentro de la misma. Por último, en el extremo sur, del área de trabajo se encuentra una pequeña porción de depósitos de pómez, de unos 2 o 3 km² y en su mayoría está cubierta por la traza urbana, por lo que no se conoce exactamente su extensión real.

En la zona de estudio son comunes los depósitos de tobas en laderas de domos volcánicos (Mooser, 1996). Esta unidad se ubica en la porción centro oriental del

área de estudio y corresponde a los domos Puerto el Sapo, Pico La Biznaga, y otros tres contiguos. Se constituyen de pómez y de flujos piroclásticos, de acuerdo con observaciones hechas en campo.

La delimitación de esta unidad fue hecha por medio de la cartografía realizada por Mooser et al. ya que la urbanización del área de estudio sólo permite reconocer esta unidad en el fondo de algunos valles ya que muchos otros se encuentran en proceso de azolve, por lo que la unidad no es reconocible.

Vulcanitas del Cuaternario inferior (Qiv)

A esta unidad se asignan las rocas volcánicas que presentan una morfología más joven y se definen como unidades de fenobasaltos y andesitas (Mooser et al., 1996). La expresión de esta formación en el área de estudio es de domos que se intercalan con depósitos de tobas, las cuales pueden estar asociadas a erupciones muy potentes, ya que en algunos puntos se interstratifican con capas de pómez, estos depósitos forman un piedemonte que se encuentra muy disecado y redondeado por la acción erosiva de las corrientes fluviales. Se incluyen domos y conos volcánicos.

Vulcanitas básicas e intermedias Cuaternarias (Qv)

Estos depósitos se componen de vulcanitas que por su morfología se definen como cuaternarias, en general, se componen de unidades fenobasálticas o andesíticas (Mooser, 1996).

Para De Cserna et. al. (1988) estos depósitos son de origen volcánico monogenético, de conos y domos de composición adésitico basáltica. En el área de estudio se presentan hacia el extremo NW.

Formación Llano Grande

Se propone llamar así a las rocas eruptivas de composición de andesítica a riodacítica que forman el volcán del mismo nombre, ancestro del Iztaccíhuatl. Las secuencias reconocidas consisten en capas delgadas de lapilli pumítico y lítico de caída, *surges* laminares y de *sand wave*, flujos de ceniza y brechas de flujo.

Los flujos lávicos son de andesita de piroxeno y anfíbol. Esta unidad está cubierta discordantemente por la formación Iztaccíhuatl y sobreyace de la misma manera a rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno (Vázquez y Jaimes, 1989).

Formación Iztaccíhuatl

La formación Iztaccíhuatl fue propuesta por Schlaepfer (1968) para referirse a las rocas de los volcanes Llano Grande, Iztaccíhuatl y Nexpayantla. El espesor total se desconoce, no obstante, los afloramientos exponen un espesor aproximado de 2500 m (Vázquez y Jaimes, 1989). Está constituido por varias secuencias principalmente de lavas de composición de andesita, basalto y dacita. Se deben a procesos inicialmente efusivos que finalizan con extrusiones dómicas. La Formación Iztaccíhuatl descansa con ligera discordancia sobre las formaciones Llano Grande y Tlaloc, mientras que es cubierta con una ligera discordancia por las Formaciones Chichinautzin y Popocatépetl. Mooser (1975) sugiere que esta formación se debe a distintos periodos eruptivos ocurridos hace 600,000 a 800,000 años

Formación Popocatépetl

Esta formación constituye al estrato volcán del mismo nombre y se debe a cuatro principales etapas eruptivas. La primera se reconoce en un depósito de *blast* piroclástico de 8 m de espesor, constituido por *surges* planares y de *sand wave*; contiene además, bloques lávicos de composición heterogénea, la siguiente etapa está representada por sucesiones piroclásticas de eventos plinianos, formadas por lapilli de pómez y de líticos con espesor de hasta dos metros. Esta etapa es netamente efusiva y consiste en andesitas básicas ricas en olivino, andesitas ácidas y dacitas. La tercera secuencia forma el volcán El Fraile, el cual inició con erupciones andesíticas y prosigue con tres periodos explosivos (Robin y Boudal, 1979; en Vázquez y Jaimes, 1989). La cuarta etapa, aun actual constituyó el cono del volcán; inicialmente fue actividad efusiva y posteriormente explosiva, con sucesiones piroclásticas, pero con mayor presencia de derrames lávicos (Vázquez y Jaimes, 1989).

Formación Chichinautzin

Estas rocas han sido denominadas en varios estudios como grupo o Formación Chichinautzin (Fries, 1960; Mooser et al., 1974; Martín del Pozo, 1980). Cubre de manera discordante unidades estratigráficas desde cretácicas marinas plegadas hasta cuaternarias lacustres. Fries (1960) considera esta formación como un macizo volcánico cuaternario monogenético de composición andesítico-basáltica, que fue la que obstruyó el desagüe del antiguo drenaje del Valle de México hacia el sur, mediante la formación de conos cineríticos y derrames de lava junto con material piroclástico con un espesor de 1800 m (De Cserna et al., 1988).

Mooser et al. (1974) indican que estas rocas se formaron durante los últimos 690,000 años, sin embargo, Bloomfield (1975) describe fechamientos radiométricos de edades no mayores a 40,000 años.

Schlaepfer (1968) restringe el término Chichinautzin a la unidad volcánica que tiene origen en los centros eruptivos situados en el parteaguas meridional de la Cuenca de México y que representa el vulcanismo de fines del Plioceno hasta tiempos actuales.

Depósitos aluviales y lacustres

Los depósitos aluviales de la cuenca se formaron a partir del emplazamiento de la Sierra Chichinautzin, lo que provocó la interrupción del drenaje del antiguo valle que drenaba desde la Sierra de Pachuca hacia la cuenca hidrográfica del antiguo Río Amacuzac (De Cserna et al., 1988).

Estos depósitos acusan espesores de alrededor de 500 m en el centro de las depresiones y se adelgazan hacia los márgenes de la llanura, incluyen material poco consolidado, compuesto de fragmentos con tamaño de grava, arena, limo y arcilla (Vázquez y Jaimes, 1989).

Los depósitos lacustres, consisten en arcillas provenientes de depósitos volcánicos y acumulados en un ambiente de lago con aguas tranquilas, estas arcillas contienen de manera local lentes de turba (De Cserna et al., 1988).

En el relieve corresponden a una gran altiplanicie lacustre con una altitud promedio de 2240 m, desde Zumpango hasta Chalco. Los espesores varían de 30 a 300 m, los mayores se presentan en el centro de las planicies de la Ciudad de México, Texcoco y Chalco, y disminuyen hacia las márgenes.

En el área de estudio estos depósitos se localizan hacia la parte oriental y sudoriental cubriendo en parte a los materiales volcánicos cuaternarios y se interdigita con los depósitos de tobas en flancos. Forman una planicie ligeramente inclinada hacia el sureste, la cual tiene un contacto directo con los depósitos lacustres que rodean la Sierra de Guadalupe.

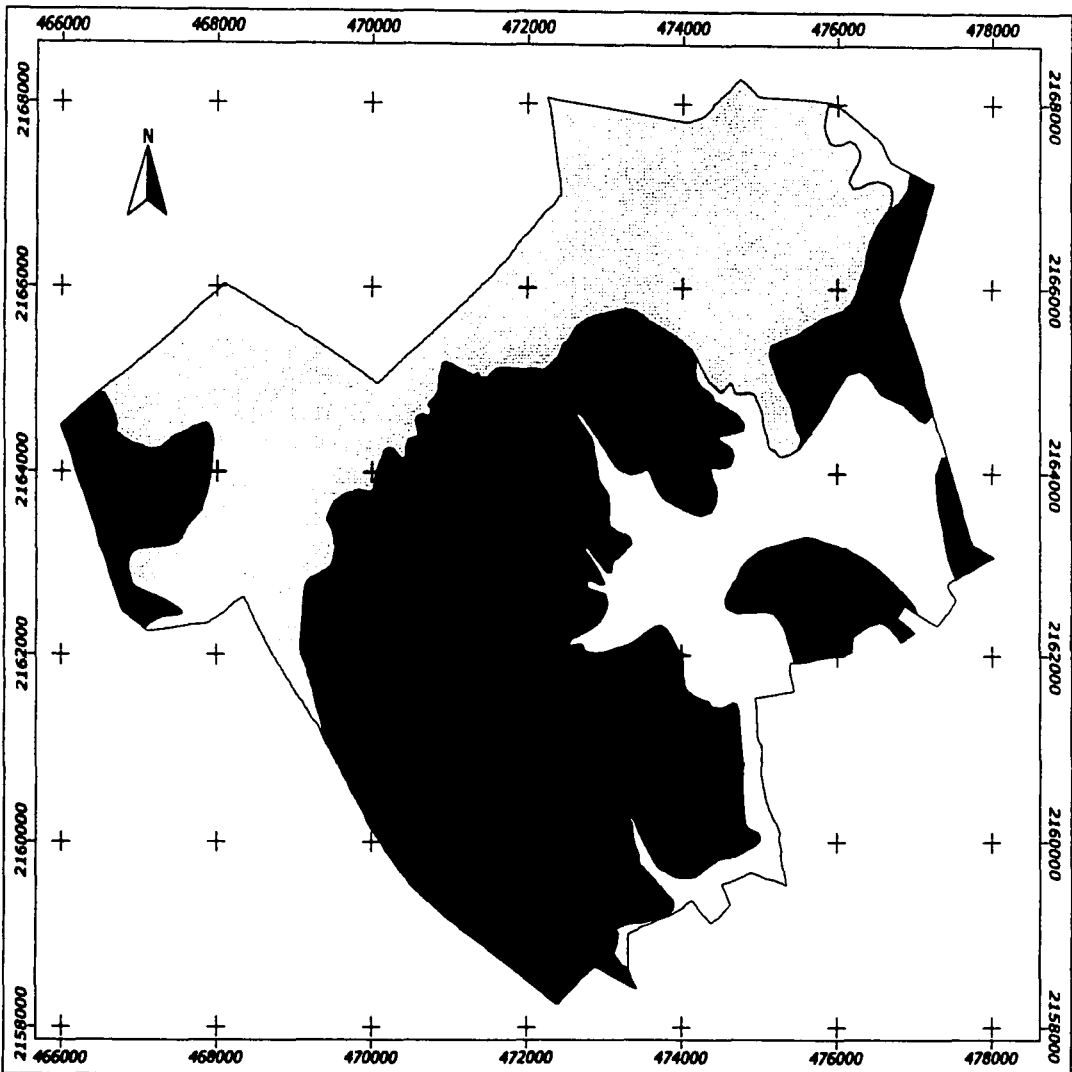
En la figura 2.1 se muestra la columna estratigráfica para la cuenca de México, tomada de Vázquez y Jaimes (1989), donde se presentan las formaciones del subsuelo de la cuenca.

A partir de la información sobre la litología de la cuenca de México, se realizó una cartografía más detallada de la geología, en el territorio que comprende el área de estudio (*mapa 4*). Para esto, se tomó en cuenta el trabajo realizado por Mooser (1996) "*Nuevo mapa geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla*" a escala 1:100,000, para la determinación de las unidades que se encuentran en la zona de trabajo, esto debido a la poca información más puntual acerca de la zona en estudio.

TEMA ERA	PERIODO	EPOCA	M.A.	COLUMNA ESTRATIGRAFICA DE LA CUENCA DE MEXICO		
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO	0.1	LACUS TRE, F. CHICHINAUTZIN, F. POPOCATEPETL		
		PLEISTOCENO		ALUVION	F. IZTACCIHUATL	
				FORMACION TLALOC		
				FORMACION EL PINO		
	TERCIARIO	NEOGENO	PLIOCENO	2.5	ROCAS VOLCANICAS MAFICAS, RIOLITA NAVAJAS, F. LAS CRUCES, F. ZEMPOALA	
					FORMACION OTOMI	
					DEPOSITOS VOLCANICOS	
					PIROCLASTOS Y CLASIFICACIONES NO DIFERENCIADAS	
					GRUPO PACHUCA	
		PALEOGENO	MIOCENO	7.0	ROCAS EXTRUSIVAS, FORMACION TEPOZTLAN	
					ROCAS VOLCANICAS, RIOLITA TILZAPOTLA	
			OLIGOCENO	26	GRUPO BALSAS	
EOCENO					38	
PALEOCENO					54	GRANITO COLOTEPEC
CRETACICO	TEMPRANO TARDIO		65	FORMACION MEXCALA		
			FORMACION CUAUTLA			
			F. MORELOS, F. EL DOCTOR			
			FORMACION XOCHICALCO			

Figura 2.1 COLUMNA ESTATIGRAFICA PARA LA CUENCA DE MEXICO (VÁZQUEZ Y JAIMES, 1989)

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Mapa 4. Geología
Atizapán de Zaragoza

Leyenda

- Vulcanitas oligocenas
- Vulcanitas del mioceno
- Andesitas pliocénicas
- Domos andecíticos pliocénicos
- Conos de vulcanitas intermedias y básicas
- Domos cuaternarios
- Domos de vulcanitas intermedias y básicas
- Lavas y tobas básicas e intermedias
- Tobas cuaternarias en depósitos de flanco
- Vulcanitas intermedias y básicas
- Tarango flujos piroclásticos
- Tarango Ignimbritas
- Tarango lahar
- Tarango pomez
- Depósitos aluviales
- Cuerpo de agua

0 1000 2000 metros

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

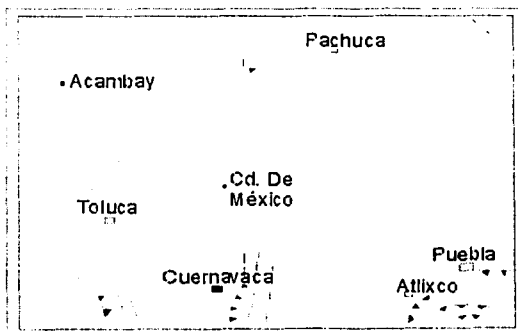
Fuente: Mooser, 1996

2.3 RASGOS ESTRUCTURALES DE LA CUENCA DE MÉXICO

Trabajos relacionados con la tectónica que dio origen a la cuenca de México se deben a varios autores, entre ellos Mooser (1975, 1996), De Cserna (1988), Vázquez y Jaimes (1989), los que se han tomado como base para la siguiente explicación.

De acuerdo con Mooser (et al.), el vulcanismo está asociado con hundimientos tectónicos ocurridos a partir del Eoceno Tardío. Pero, para poder entender este proceso de hundimiento hay que conocer los procesos que se suscitaron desde el Cretácico hasta el Cuaternario.

A fines del Cretácico la Orogenia Laramídica comprimió y plegó depósitos marinos mesozoicos, y generó fracturamientos compresivos. Se formaron pliegues con cabalgaduras. En el Terciario sobrevino un largo tiempo de tensiones corticales acompañadas de vulcanismo. En esta etapa se produce el arco volcánico del Oligoceno con estructuras dirigidas N-S. El arco del Mioceno se forma con estructuras dirigidas W-E. En el Plioceno se genera el arco Tarasco con fracturamientos ESE. En el Cuaternario entra en actividad el arco Chichinautzin. Esta última fase de vulcanismo Cenozoico establece dos arcos volcánicos y fracturamientos dirigidos NNE, imponiéndose la influencia de las fallas profundas del arco Oligoceno, y se generan con esto las sierras mayores (figura 2.2)

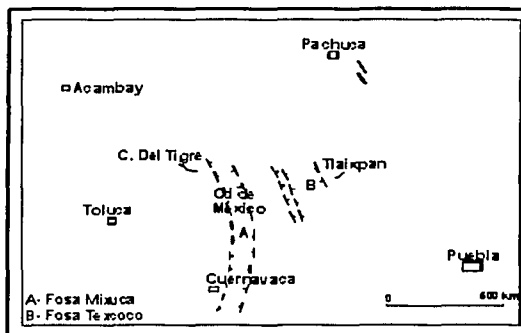


**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

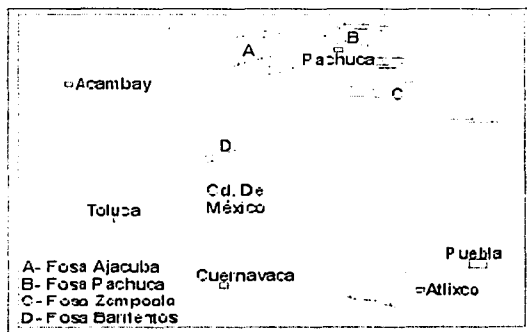
Figura 2.2 Lineamientos y cabalgaduras que se dieron durante la orogenia Laramídica Mooser (1996)

Durante el Oligoceno se forma el arco volcánico del mismo nombre, lo mismo la fosa de Mixhuca y Texcoco, que surgen como respuesta de la tensión ocasionada por la subducción de la placa Farallón en el área del Océano Pacífico, durante el Oligoceno y parte del Mioceno. La fosa Mixhuca aflora en la parte occidental de la cuenca, y corta la mitad oriental de la caldera del Cerro del Tigre, que corresponde a un volcán colapsado de edad terciaria. Esta fosa se extiende debajo de la Sierra de Chichinautzin, y tiene prolongación al sur en la zona de Cuernavaca (figura 2.3)

Figura 2.3 Fosa y fracturas del Arco volcánico oligocénico Mooser (1996)



El arco volcánico del Mioceno obedece a un arreglo W-E, subparalelo a la entonces, nueva subducción de la Placa de Cocos en el Pacífico sur (Mooser, op.cit.), lo cual dio origen a varias fosas, como las de Pachuca, Zempoala y Barrientos. Así, las rocas volcánicas del Mioceno siguen un arreglo de acuerdo con lineamientos marcados por este fracturamiento W-E (figura 2.4).



TESIS CON FALLA DE ORIGEN

Figura 2.4 Fracturas y fosas del Arco Volcánico miocénico Mooser (1996)

Durante el Plioceno tardío y hasta el Cuaternario Medio se producen fracturas y fallas que provienen del poniente, y describen un gran arco, con dirección al sur. Este arco surge en la zona de hundimiento de la fosa de Acambay y se prolonga a la fosa de Jocotitlán describiendo una curva ancha que se extiende hasta las inmediaciones de Tlaxcala. Vistas en conjunto estas fallas y fracturas, corresponden a la prolongación oriental de lo que se conoce como Arco Tarasco. Este fracturamiento rige en buena medida el vulcanismo que se presentó desde el Plioceno tardío hasta el Cuaternario Medio (figura 2.5).

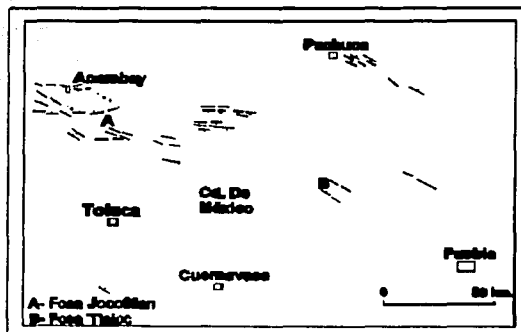


Figura 2.5 Fracturamiento del Arco Tarasco del Plioceno – Pleistoceno. Mooser (1996)

En el Plio-Pleistoceno se origina un fracturamiento con rumbo NNE, que responde probablemente a fenómenos de tensión y cizalla, mismo que afecta la fosa de Cuauhtepac en la Sierra de Guadalupe y al volcán Rehilete en la Sierra de Monte Alto (figura 2.6).



Figura 2.6 Fracturamientos Con dirección NNE durante El Plio- Pleistoceno. Mooser (1996)

El arco volcánico Chichinautzin se ve afectado por fracturamientos que controlan la tectónica del sur de la Cuenca de México, este arco divide el sur de la cuenca en tres fosas complejas, que tuvieron su máximo hundimiento al iniciarse la actividad volcánica, probablemente en el Cuaternario temprano (figura 2.7). Dentro de este conjunto se incluyen dos tipos de fracturamientos, en Z (figura 2.8) y los tipo Nevado, estos últimos se encuentran fuera del la Cuenca de México.

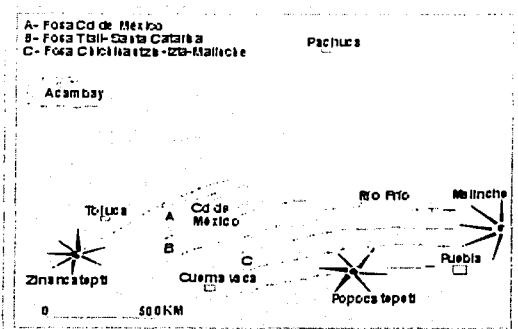
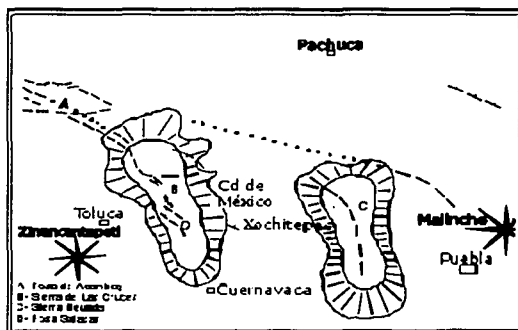


Figura 2.7 Fracturamiento y fosas del Arco Chichinautzin en el Pleistoceno.

Mooser (1996)

Figura 2.8 Fracturamientos en "Z" De las sierras mayores durante el Plioceno superior al Pleistoceno

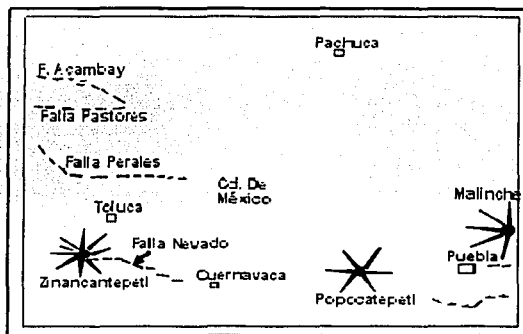
Mooser (1996)



Los fracturamientos en Z están dirigidos al SSE en su porción central y curvos en sentido opuesto en sus extremos (Mooser, 1996), estos pueden estar ligados a una interacción entre los lineamientos plio-pleistocénicos del arco Tarasco y las fallas profundas del arco oligocénico (figura 2.9).

Las fracturas se introducen en la Sierra de las Cruces, desprendiéndose de los lineamientos del Arco Tarasco. Aparecen en ciertas partes de la cuenca, como las bases de las Sierras Mayores. Y dentro del área en estudio se destaca una falla curva al norte de Atizapán que tiene relación con la fosa de Mixhuca mencionada anteriormente.

Figura 2.9 Fracturamientos del Pleistoceno.
Mooser (1996)



Para esta etapa del trabajo de investigación, el conocimiento de la litología y estratigrafía, dieron información acerca de los tipos de rocas, su constitución, así como de la edad y su origen, de la misma manera la información estructural nos sirvió de apoyo para la comprensión, en el ámbito regional, de las diversas estructuras que han sido afectadas por movimientos tectónicos que dieron origen a la Cuenca de México. Por lo anterior, el conocimiento de la estratigrafía y la litología fueron de gran ayuda para poder realizar el análisis geomorfológico, ya que con esto se permite conocer en parte la evolución del relieve.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

III. Morfometría

La morfometría es un método de la geomorfología que sirve para cuantificar ciertos elementos del relieve, como son: longitud, superficie, volumen, altura absoluta y relativa, pendiente, orientación, densidad y frecuencia (Lugo, 1991).

La elaboración de una cartografía morfométrica facilita el análisis, clasificación y estudio de las formas de la superficie terrestre, así como la interpretación de la génesis de estas, la edad relativa y la dinámica actual, además, en algunos casos se puede encontrar relación entre la morfología del relieve y los procesos neotectónicos (Lugo, 1989). La aplicación del método morfométrico que se utilizó en este trabajo de investigación, sirvió para hacer una primera zonificación de las regiones morfológicas principales, en donde se obtuvieron fronteras que ayudaron a delimitar estructuras, (desde el punto de vista morfológico) que conforman los elementos del relieve.

Para la elaboración de los mapas se utilizó la metodología recomendada por Lugo (1988) y se utilizó el SIG, *Integrate land and water information system (ILWIS)*, con el que se digitalizó la carta topográfica del área de estudio, Ciudad López Mateos, escala 1:20,000, de la Secretaría de Programación y Presupuesto (SPP) del año 1982. Una vez digitalizadas las curvas de nivel se creó un modelo digital del terreno, y con la ayuda del mapa de pendientes, el altimétrico y la información geológica de la zona de estudio, se trazaron las regiones morfológicas generales que se presentan en la zona de estudio, las cuales ayudaron a la mejor explicación de los mapas morfométricos

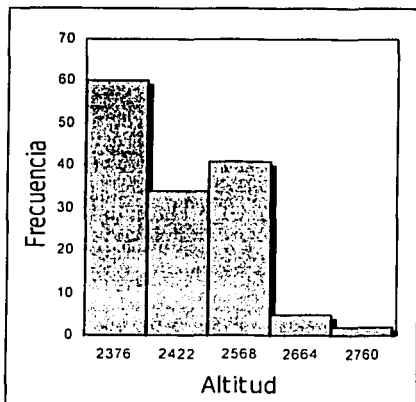
Con base en lo anterior se realizó un análisis morfométrico de la zona en estudio con lo que resultaron cinco mapas temáticos: altimétrico, pendientes, densidad y profundidad de disección, y energía o amplitud del relieve. La metodología que se utilizó para la elaboración de los mapas antes mencionados, se explica a continuación.

3.1 Mapa altimétrico

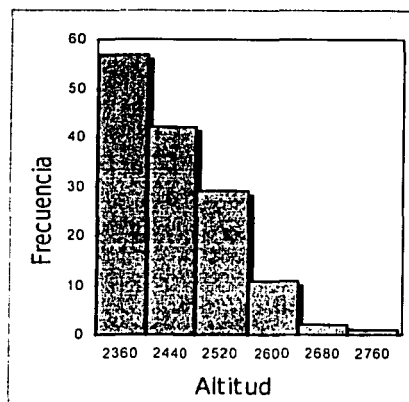
El mapa altimétrico consiste en la representación gráfica de los distintos niveles de altitud, los cuales sirven para una clasificación del relieve, ya que permite su visualización de manera clara y simplificada, con esto se aprecia rápidamente la configuración del mismo en grandes unidades.

Para la elaboración de este mapa se siguió el criterio de Lugo (1991): "el aspecto más importante consiste en determinar los intervalos de altitud". Y para explicar la manera en como se obtuvieron estos intervalos se empleó el método explicado por García Romero (1993) mismo que consiste en los siguientes pasos:

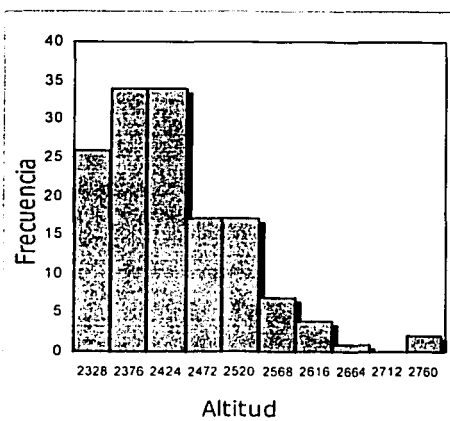
- a) Se trazó una malla sobre la carta topográfica a escala 1:20,000 para obtener superficies de igual tamaño, en este caso, de 1 Km².
- b) Posteriormente se realizó un muestreo sistemático de alturas absolutas (en msnm) utilizando los puntos de intersección de la malla antes trazada. De esta manera se obtuvieron datos altitudinales de 143 puntos.
- c) Con los valores obtenidos se realizaron histogramas de frecuencia con intervalos seleccionados al azar, de 5, 6, 7, 10 y 15 rangos, esto con el fin de determinar los rangos a utilizarse para la elaboración del mapa altimétrico (Fig. 3.1)
- d) Se realizó una selección del histograma que mejor caracteriza el relieve del área de estudio, que fue el de siete rangos (Fig. 3.2), ya que con los histogramas de 5 y 6 rangos el mapa queda muy simplificado, y de manera opuesta con los histogramas de 10 y 15 rangos, la información es excesiva y difícil de interpretar.



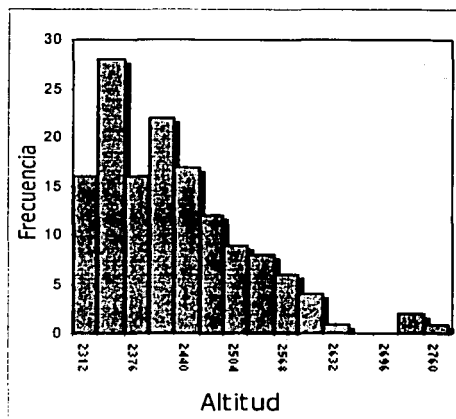
Histograma de 5 rangos



Histograma de 6 rangos



Histograma de 10 rangos

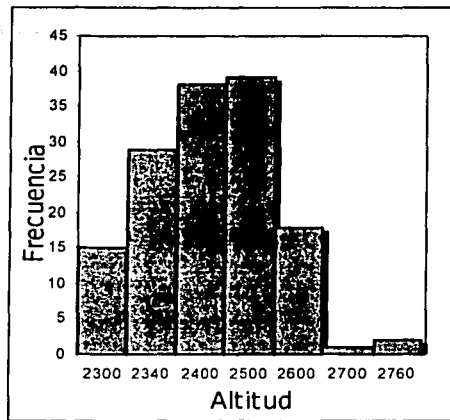


Histograma de 15 rangos

Figura 3.1. Histogramas de frecuencia con 5,6,10 y 15 rangos de altitud

En los histogramas se puede observar que la altitud del relieve no es homogénea, por lo que se recurrió a la utilización del histograma de siete rangos.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

Figura 3.2 Histograma de siete rangos

En el histograma de siete rangos el valor mínimo del primer rango es de 2800 msnm y el máximo del ultimo rango es de 2760 msnm, el valor obtenido para cada rango es de 100 metros, aunque en los primeros dos rangos la diferencia vertical es de 40 y 60 metros, esto se hizo así para tener una mejor representación de las áreas más bajas que corresponden a la planicie, por otro lado el valor máximo del último rango no es representado en el mapa, ya que por el área que ocupa, no se puede representar cartográficamente debido a la escala a la que se presentan los mapas morfométricos. De acuerdo con esto, los valores para cada rango de altitud se presentan en la tabla 1.

Rango	Intervalo en msnm		Region morfológica
	De	A	
1	2280	2300	Planicie
2	2300	2340	
3	2340	2400	Superficie de piedemonte
4	2400	2500	
5	2500	2600	Elevaciones y laderas volcánicas
6	2600	2700	
7	2700	2760	

Tabla 1 Intervalos de altitud

- e) Con estos rangos se procedió a la elaboración del mapa altimétrico, donde se utilizaron colores. De acuerdo con Lugo (1991), la elección no es arbitraria, sino que sigue criterios de un sistema internacional; los colores van de los fríos a los cálidos, y bien aplicados, sirven para representar de manera uniforme las diferentes fronteras altitudinales, sin excluir rasgos del relieve, importantes durante el análisis geomorfológico.

Una vez obtenidos los intervalos de altitud se procedió a elaborar el mapa altimétrico (mapa 5) en donde se reconocen las principales formas del relieve, que son las siguientes:

Planicie

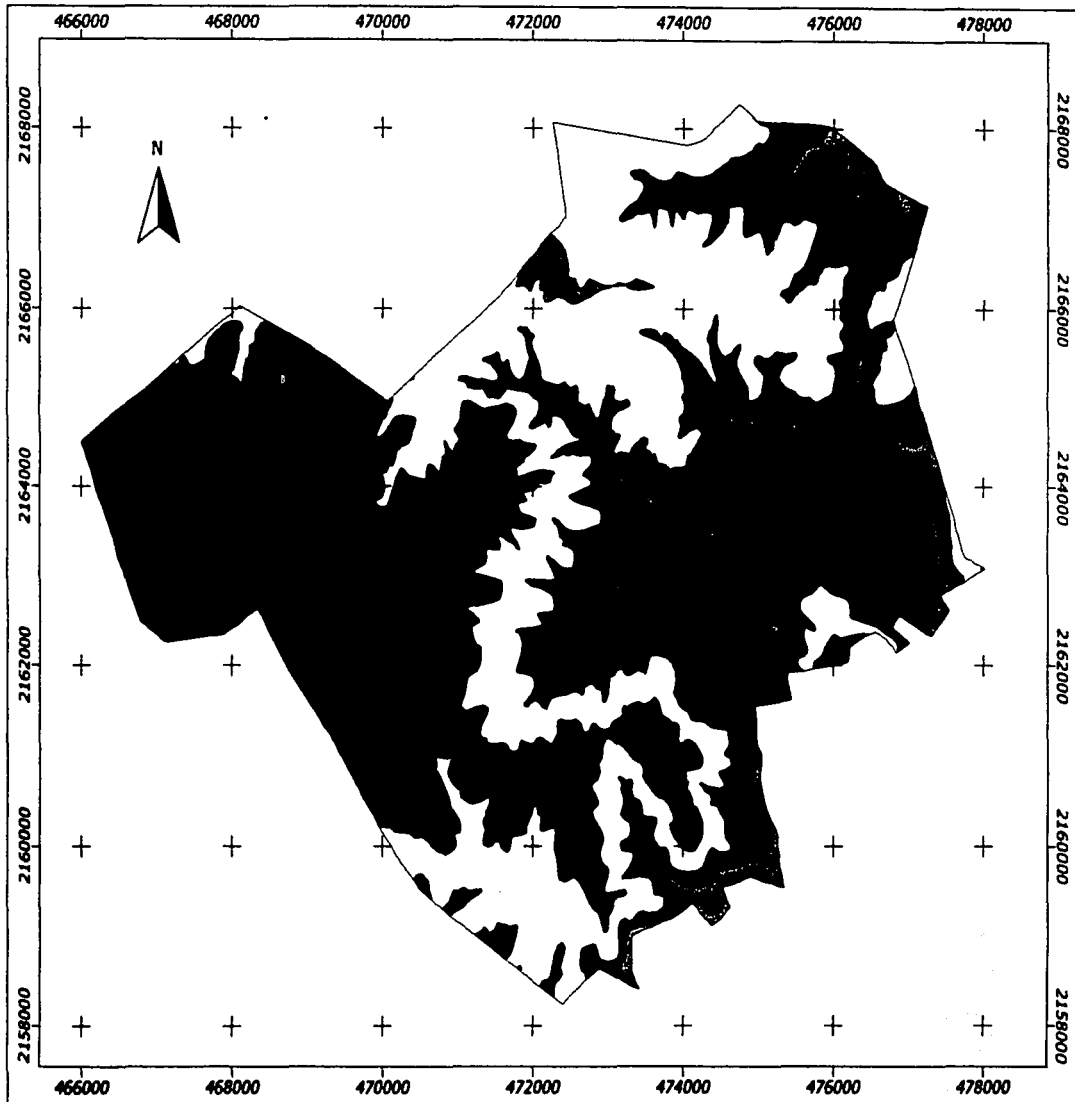
Esta zona se extiende entre los 2280 y 2300 msnm. Es el área de menor altitud en la zona de estudio, constituida de aluvión procedentes de las elevaciones volcánicas de la Sierra del Tigre, así como de otras aisladas. Se ubica en el centro-oriente del área de estudio, presenta una pendiente máxima de $1^{\circ}30'$.

Piedemonte

Se localiza entre los 2300 y los 2400 msnm. Se subdividió en dos porciones, primero el piedemonte volcánico, constituido por depósitos piroclásticos en la base de las laderas y segundo, el de acumulación de abanicos aluviales.

1.- El piedemonte volcánico, se localiza entre los 2300 y los 2400 m, formado por depósitos de la Formación Tarango, en extensos abanicos en la base de la Sierra de Monte Alto. Presenta pendientes del orden de hasta 15° en algunas porciones, pero en general la pendiente es de 6° a 12° .

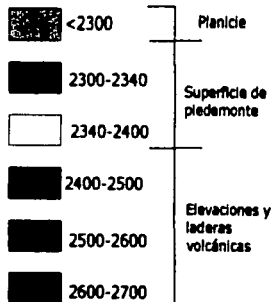
2.- El piedemonte, se ubica hacia la porción centro y sur de la zona, en la base de las elevaciones volcánicas, se extiende entre los 2300 y los 2340



**Mapa 5 Altimetrico
Atizapán de Zaragoza**

Legenda

Valores de altitud
en metros sobre el
nivel del mar



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Elaboró: Gabriel Parada Collin

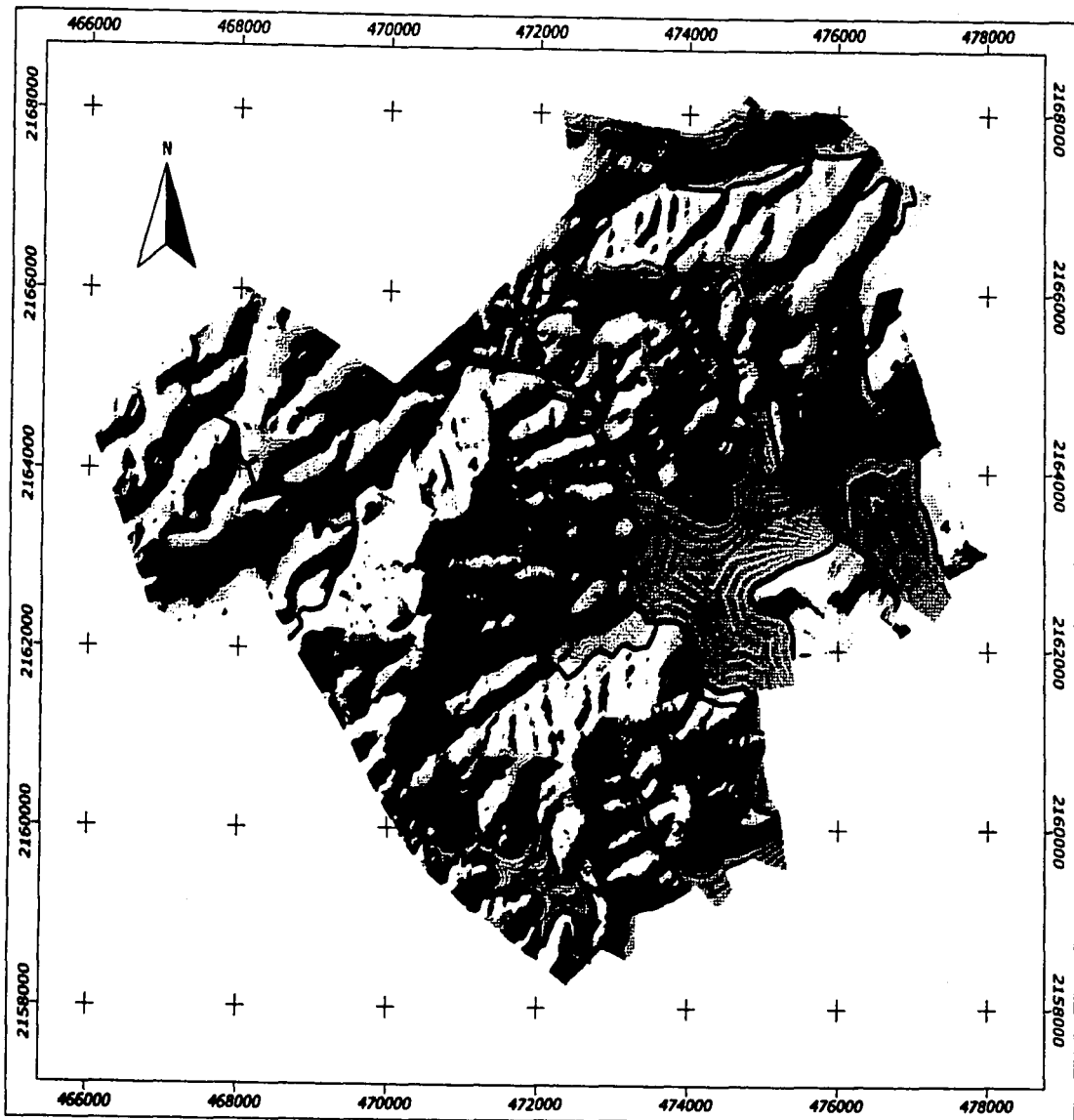
metros, presenta pendientes del orden de los 6°. Se constituye a partir de la coalescencia de abanicos aluviales en la desembocadura de los ríos hacia la planicie, se presenta un relieve muy disecado, ya que las corrientes fluviales han comenzado a generar barrancos de algunos metros de profundidad.

Elevaciones y laderas volcánicas

Esta zona se encuentra entre los 2400 y 2700 msnm. Comprende las estructuras volcánicas, lo que incluye depósitos, conos y domos volcánicos, y ya que las formas son diversas, se hizo una subdivisión en tres unidades:

1. Laderas volcánicas, se ubican hacia el extremo occidental del área, a una altitud de 2400 a 2600 metros, presentan pendientes de más de 15°, y en porciones que corresponde a valles fluviales pueden superar los 30°, su constitución es de tobas volcánicas. A diferencia de las otras formas del relieve volcánico, no representan estructuras bien definidas, sobre todo, por el modelado al que han estado sometidas.
2. Las elevaciones volcánicas se hallan hacia la porción centro-sur de la zona de estudio, incluyen las estructuras de la Sierra de Tigre y las del Puerto El Sapo y Pico La Biznaga, así como la serie de domos ubicados en la margen norte de la presa Madín. Se ubican entre los 2400 y los 2700 metros, las más altas del área de trabajo; presentan pendientes de más de 35°, aunque existen porciones con pendientes cercanas a los 90°.
3. Volcanes aislados, clasificados en este rubro, tomando en cuenta la morfología de las estructuras, ya que se presentan como elevaciones aisladas con pendientes de entre 15° y 35°.

Los pisos altitudinales apoyaron la primera clasificación general del relieve del área de estudio. En un mapa de cuatro regiones morfológicas (mapa 6): Planicie, superficies de piedemonte, elevaciones y laderas volcánicas.



Mapa. 6 Regionalización
Geomorfológica
Atizapán de Zaragoza

Leyenda

- 1.- Planicie Aluvial
- 2.- Piedemonte
- 3.- Piedemonte volcánico
- 4.- Elevaciones volcánicas
- 5.- Laderas volcánicas
- 6.- Cuerpo de agua

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

0 1000 2000m.

Elaboró: Gabriel Parada Collin

Esta primera aproximación se completa de manera analítica con los mapas que se presentan a continuación.

3.2. Mapa de Pendientes

Este mapa consiste en transformar las distancias entre las curvas de nivel en valores de pendiente (Lugo, 1991). Y se obtienen a partir de la formula:

$$\text{Pendiente} = \text{Tan}^{-1} (Dv / Dh)$$

Donde:

Dv = Distancia vertical entre curvas de nivel.

Dh = Distancia horizontal entre curvas de nivel

El objetivo de este mapa es mostrar la distribución de los valores de pendiente de la zona de estudio, con el fin de ayudar a delimitar las formas del relieve de acuerdo con su inclinación. De esta manera se pueden ubicar áreas más propensas a la erosión del suelo.

El mapa de pendientes se realizó con la ayuda del sistema de información geográfica ILWIS. Se digitalizaron las curvas de nivel del mapa topográfico escala 1:20,000, con curvas sucesivas cada 20 metros.

El procedimiento para elaborar este mapa se basó en el modelo digital de elevación del terreno que se creó a partir de la interpolación de los valores de las curvas de nivel, con esto se evitó medir directamente sobre las cartas topográficas.

Siguiendo la clasificación recomendada por Lugo, para los rangos de pendiente, y observando que ésta, es la que representa con más claridad las formas del relieve, se establecieron los siguientes rangos de inclinación del terreno para la elaboración del mapa de pendientes, los que se presentan en la tabla 2. La

clasificación se hizo considerando el relieve en general, la escala, la secuencia de curvas de nivel y el objetivo consistente en el análisis general de esta zona.

Rangos de pendiente	Region morfológica
< 1° 30´	Planicie
1° 30´ - 6°	Superficie de piedemonte
6° - 15°	
15° - 35°	Elevaciones y laderas volcánicas
> 35°	

Tabla 2. Rangos de pendientes y su relación con la morfología.

El rango de menos de 1°30´ representa la planicie, se ubica en la porción oriental del área, y corresponde a la planicie aluvial. Y hacia el norte a los interfluvios.

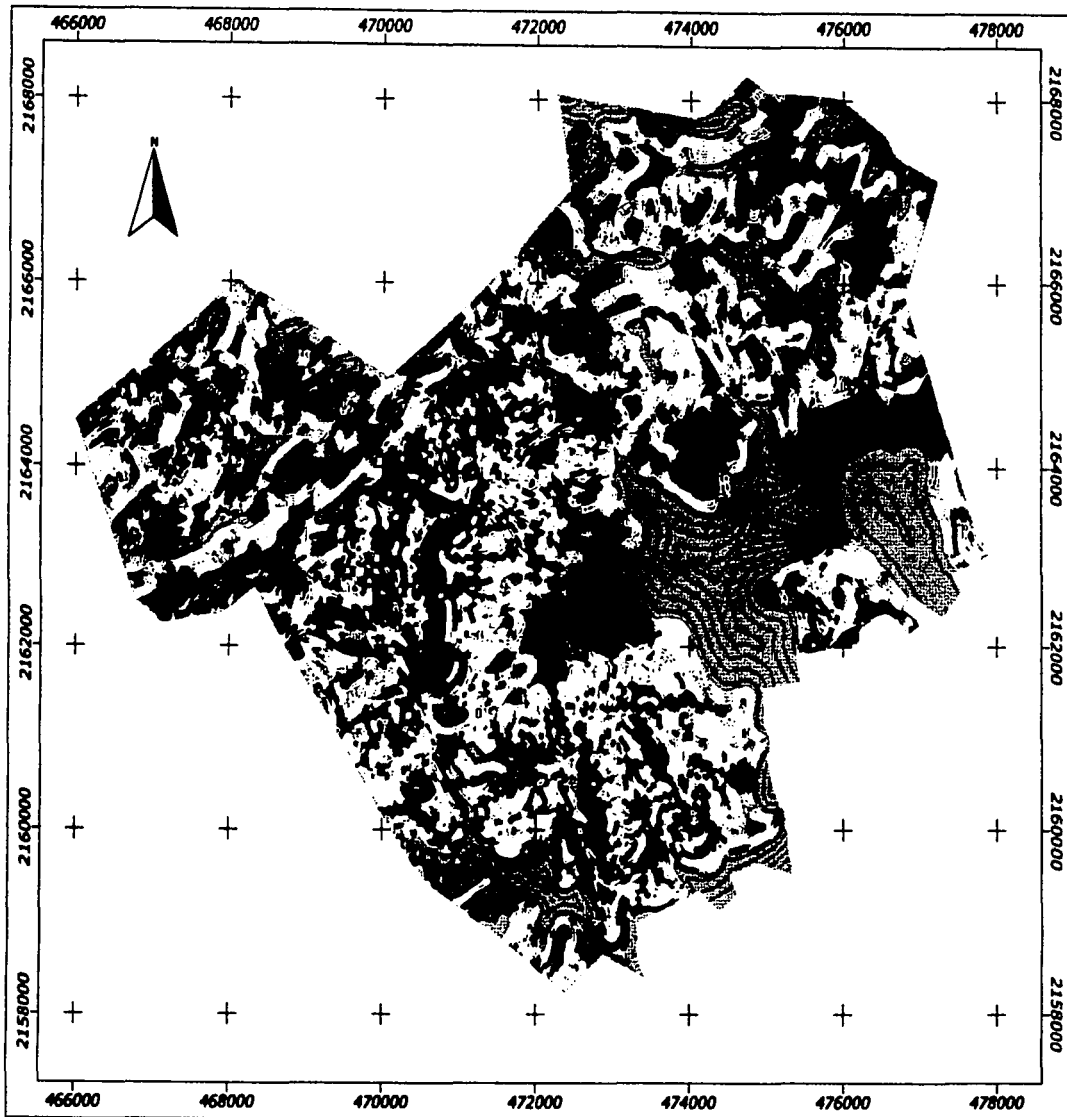
El rango de 1°30´ a 6° es representativo del piedemonte que rodea la base de las elevaciones, no es muy extenso y se compone de material de ladera acarreado por los arroyos o por procesos gravitacionales.

El rango de 6° a 15° representa el piedemonte volcánico, constituido por ignimbritas de la Formación Tarango. Se distribuyen en la porción norte de la zona de estudio.

De 15° a 35° de inclinación son las laderas volcánicas.

El rango de >35° corresponde a los relieves escarpados, no muy extensos en superficies lineales. Puede representar fallas y procesos gravitacionales.

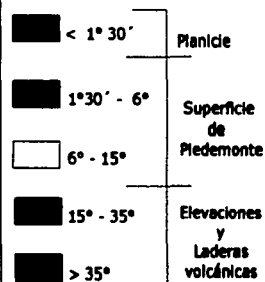
El mapa de pendientes (mapa. 7) es un complemento al mapa altimétrico, y por lo mismo, favorece la delimitación de formas del relieve, ya que, en general los cambios bruscos de inclinación coinciden con los límites de formas. Es importante también por su relación con el uso del suelo, ya que la pendiente es un factor fundamental que controla muchos procesos geomorfológicos, en el caso de la zona de estudio, se puede apreciar que la urbanización ha avanzado de la planicie a las laderas de incluso de más de 20° de inclinación.



Mapa. 7 Pendientes
Atizapán de Zaragoza

Leyenda

Valores de inclinación
del terreno



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Elaboró: Gabriel Parada Colln

3.3. Densidad de disección

Este mapa permite analizar el proceso de erosión fluvial por medio de la cuantificación de longitud de cauces fluviales por unidad de superficie. El mapa se elabora midiendo en un mapa topográfico y el valor de densidad de disección resulta de la siguiente fórmula:

$$\frac{\text{Longitud de cauces en km.}}{\text{Superficie en km}^2} = \text{Valor de densidad de disección en Km / Km}^2$$

Este mapa permite detectar las zonas de mayor o menor vulnerabilidad a los procesos erosivos.

La metodología que se siguió para la elaboración de este mapa se tomó de García (1993) y se describe a continuación:

- a) Sobre la carta topográfica Cd. López Mateos, escala 1:20,000 de la SPP (1982), se trazó toda la red fluvial, lo mismo remarcando las corrientes ya representadas, que otras que se infieren por medio de la configuración de las curvas de nivel.
- b) Se dividió el mapa en una malla cuadriculada de igual tamaño con superficies de 1 km².
- c) Posteriormente se procedió a medir con un curvímetro la longitud total de las corrientes fluviales para cada uno de los cuadrantes y este valor se dividió entre la superficie del cuadrante.

- d) Se anotó el valor obtenido en el centro de cada uno de los cuadrantes, y se realizó una interpolación entre los números inmediatos para obtener complementos.
- e) Se configuró trazando isolíneas (uniendo puntos de igual valor).
- f) Por último, se aplicó color para delimitar los rangos utilizados.

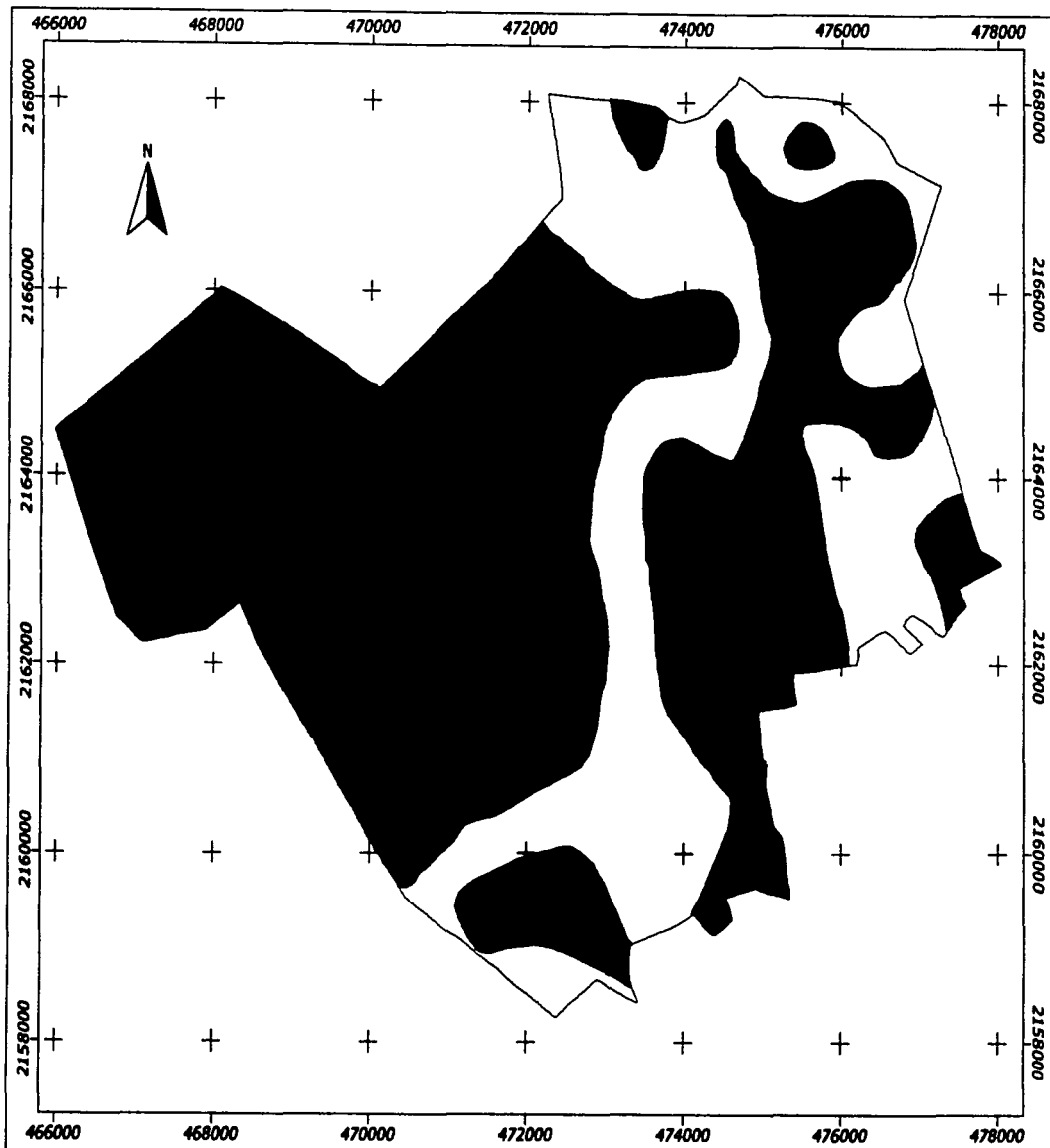
Para el trazado de las isolíneas se determinaron los rangos de densidad de disección que permitieran una distribución homogénea de los valores, los rangos que se utilizaron se muestran en la tabla 3.

Una vez cartografiados los datos anteriores (mapa 8), Se procedió a clasificar los valores de densidad, con base en su distribución en las diferentes zonas morfológicas establecidas anteriormente.

No. De rango	Valor en km /km ²	Morfología
1	< 0.5	Planicie
2	0.5 a 1	
3	1 a 2	Superficie de piedemonte
4	2 a 3	
5	3 a 4	Elevaciones y laderas volcánicas
6	4 a 5	
7	> 5	

Tabla 3. Rangos para la elaboración del mapa de densidad de disección, y su relación con las regiones morfológicas.

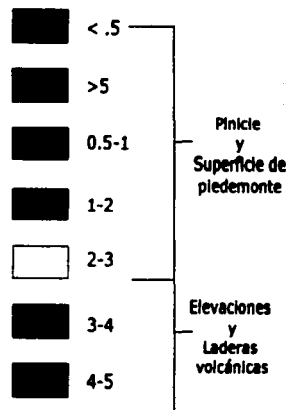
Los valores de densidad de disección más bajos son del orden de menos de 0.5 a 1 km / km², y se ubican en la porción que corresponde a la planicie aluvial, ya que en esta zona las corrientes fluviales realizan un trabajo de depositación de material. También entre los niveles más bajos de densidad de disección están los valores de 1 a 2 km / km²



Mapa 8. Densidad de disección Atzapán de Zaragoza

Leyenda

Índice de densidad de cauces en km/km²



0 1000 2000 m.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

Elaboró: Gabriel Parada Colín

que se observan en algunas áreas pertenecientes al piedemonte erosivo, donde se presentan sólo algunas corrientes fluviales intermitentes. Hacia la parte en donde se localiza la presa Madín, encontramos los mismos valores, dados por varias corrientes fluviales pequeñas que alimentan la presa. Hacia la porción NE encontramos áreas con el rango de 2 a 3 km /km² en la porción oriental del piedemonte volcánico. Aquí las corrientes fluviales son perennes, debido a la descarga de aguas negras de la zona urbana.

Estos valores son expresión del relieve joven o de planicie, donde predomina la depositación.

Los valores más altos pertenecen al rango de 3 a >5 km / km² se presentan en la mayor parte del piedemonte volcánico y en las elevaciones y laderas volcánicas. Reflejan un alto grado de erosión fluvial. Los valores de 3 a 4 Km /km², se presentan en la parte occidental del piedemonte, esto es, hacia la porción norte del área de estudio, con numerosas corrientes fluviales provenientes de la Sierra de Monte Alto. También en las laderas del noroccidente de la Sierra del Tigre.

Por último, los valores más altos son de 4 a > 5 km /km², los ubicamos en las elevaciones volcánicas de la Sierra del Tigre. Aquí encontramos que la erosión está asociada directamente a varias corrientes de primer y segundo orden, originadas en las partes altas de las elevaciones volcánicas, como el Pico La Biznaga y el cerro Puerto El Sapo, ya que debido a que la morfología cóncava de las laderas origina una mayor concentración de la humedad, lo que se aprecia en circos de erosión de los barrancos. Lo mismo se aprecia en la porción oeste de la zona de estudio.

Realizando un muestreo en la zona de estudio se reconoció una relación entre la densidad de disección y la morfología del relieve, y de acuerdo con García Romero (1993), esta relación se debe a la morfología de vertientes. Las laderas cóncavas son concentradoras de humedad y concentran el agua de escurrimiento provocando un mayor trabajo erosivo. De manera contraria en las laderas

convexas la humedad se esparce sobre toda la superficie de la ladera lo que disminuye la capacidad de erosión.

3.4. Profundidad de disección

El mapa de profundidad de disección expresa el corte vertical que realiza la erosión fluvial, y con esto se puede determinar el grado de erodabilidad del relieve (García, 1993). Para Lugo (1991) la profundidad de disección da una idea de la intensidad de los procesos erosivos que han afectado el relieve en un lapso determinado. Para realizar un análisis del mapa de profundidad, y tomando en cuenta que los escurrimientos tienden a concentrarse a lo largo de zonas de menor resistencia a la erosión, se han considerado factores como: estructura y edad geológica, el clima y su influencia en el relieve, así como la pendiente; para poder hacer algunas observaciones.

El proceso para la elaboración de este mapa consistió en medir el corte vertical que hacen las corrientes, a partir del talweg hasta el borde superior del valle. El procedimiento fue el siguiente.

- a) Se realizó un muestreo de la profundidad de los valles, para esto se utilizó la misma malla trazada en el mapa de densidad de disección, donde se dividió el mapa en superficies de igual tamaño (1 km²).
- b) Se determinó la profundidad máxima de corte vertical por erosión en cada cuadrante y se colocó el valor en el centro de la misma. Esta determinación de profundidad se hizo con la lectura de las curvas de nivel.

- c) Se determinaron rangos de profundidad donde el valor mínimo fue de 20 metros y el máximo de 140 metros. Los rangos se establecieron en múltiplos de 20, ya que es la equidistancia de las curvas de nivel.
- d) Posteriormente se realizó una interpolación de los valores obtenidos y haciendo un muestreo de los mismos, se determinaron siete rangos de profundidad de disección, los cuales se presentan con distintos colores en el mapa 9, para una mejor expresión.

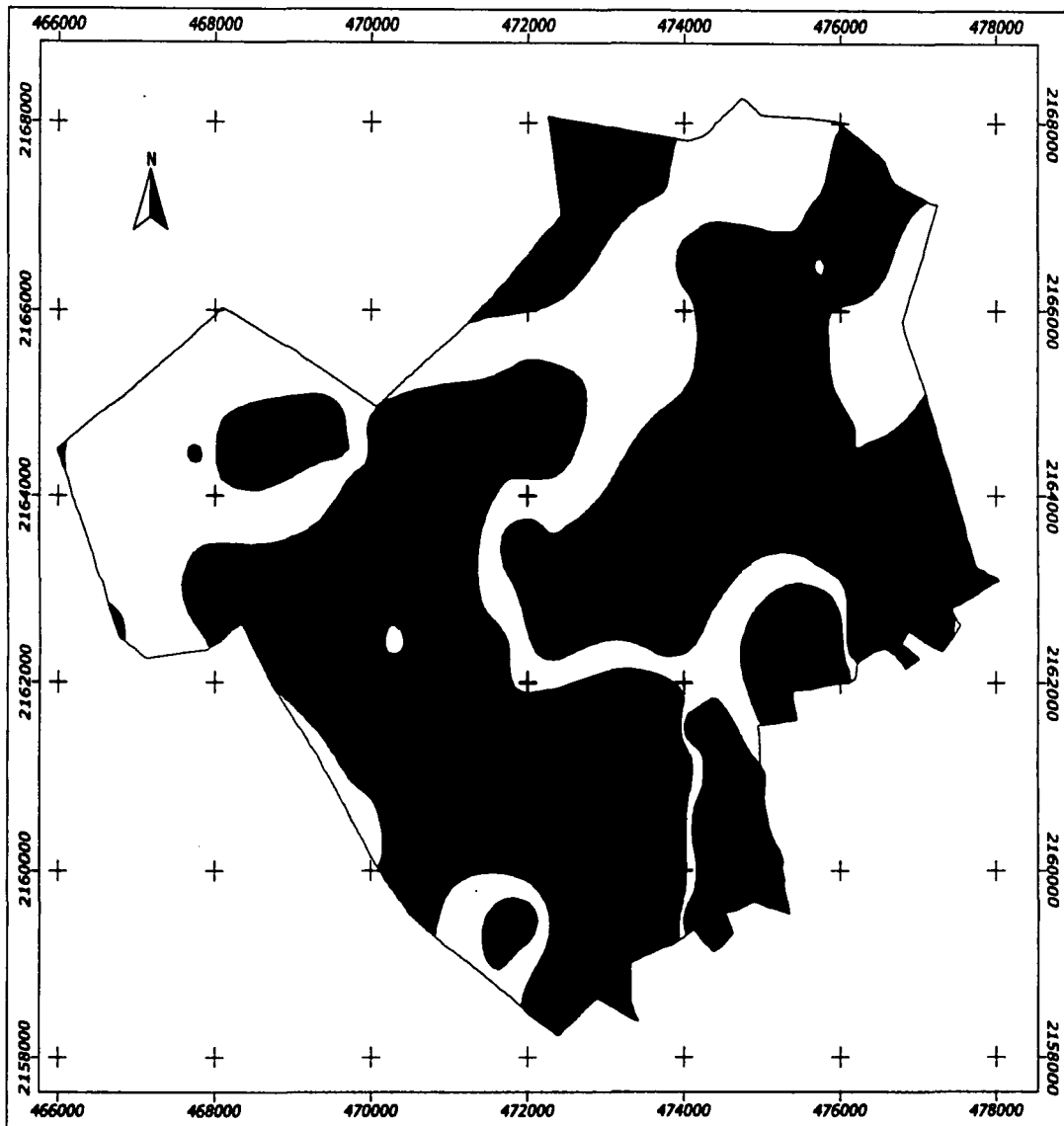
Como ya se mencionó, el mapa de profundidad de disección presenta la actividad que han tenido los procesos exógenos sobre el relieve, tomando en cuenta que estos están sujetos a un tiempo de ocurrencia, por lo que las velocidades pueden variar con respecto a factores como el clima o procesos de origen endógeno, como movimientos tectónicos o vulcanismo. Por esta razón, el mapa de profundidad puede convertirse en una herramienta útil para estudios que tengan que ver con la historia, edad y correlación del relieve.

De acuerdo con lo anterior se tiene que:

Los valores más altos (mayores de 80 m) se ubican en las zonas de las elevaciones volcánicas de la Sierra del Tigre, afectadas principalmente por corrientes fluviales. La disección en estas zonas se relaciona con varios factores, uno es el grado de inclinación del terreno, y otro la altura relativa de las elevaciones con respecto a la planicie que representa el nivel base local en la zona de estudio.

En estas zonas se encuentran depósitos de tobas y pómez por lo que las corrientes fluviales han podido realizar un mayor trabajo erosivo.

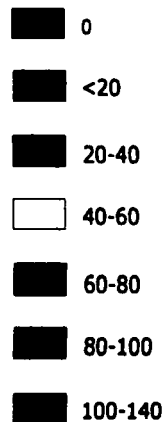
Los valores intermedios (de 40 a 80 m) se distribuyen ampliamente en toda la zona en estudio, principalmente en el piedemonte, formado por depósitos



Mapa 9. Profundidad de disección Atizapán de Zaragoza

Leyenda

Valores de erosión vertical en metros



Elaboró: Gabriel Parada Colin

volcánicos cuaternarios y de ladera. Presenta fuerte disección, su mayor extensión en el área de estudio es hacia la porción occidental y centro norte.

Los valores más bajos (menores a 40 m), se reconocen principalmente en la porción sur, oriente y norte, donde los materiales son principalmente de la Formación Tarango, vulcanitas cuaternarias, y en su mayor extensión de depósitos aluviales. La profundidad de erosión es la menor en toda el área de estudio, debido a que corresponde a zonas de acumulación, la pendiente es mínima ya que se trata del nivel base local de erosión.

El análisis de los valores de profundidad de disección permite reconocer zonas en donde el proceso ha sido muy intenso.

3.5. *Mapa de Energía o Amplitud del Relieve*

En este mapa se muestra la intensidad relativa de la actividad endógena con relación a la exógena (Lugo, 1991). Se elabora dividiendo el mapa topográfico en superficies iguales y en cada una de ellas se determina el valor de energía del relieve, el cual resulta de la resta de la altitud máxima y mínima.

El mapa de pendientes guarda una estrecha relación con el de la amplitud del relieve, ya que hay coincidencias en zonas de valores altos y bajos.

Para la elaboración de este mapa, el procedimiento fue el siguiente.

- a) Sobre una cuadrícula que se trazó en el mapa topográfico, con superficies iguales de 1 km^2 , se obtuvo la diferencia máxima de altitud para cada cuadrante, con la ayuda de las curvas de nivel. El resultado se anotó en el cuadro correspondiente.

- b) Se realizó una interpolación (como en los mapas anteriores) de los valores inmediatos para obtener otros complementarios.
- c) La interpolación permitió trazar ocho isolíneas que corresponden a los rangos establecidos para este mapa

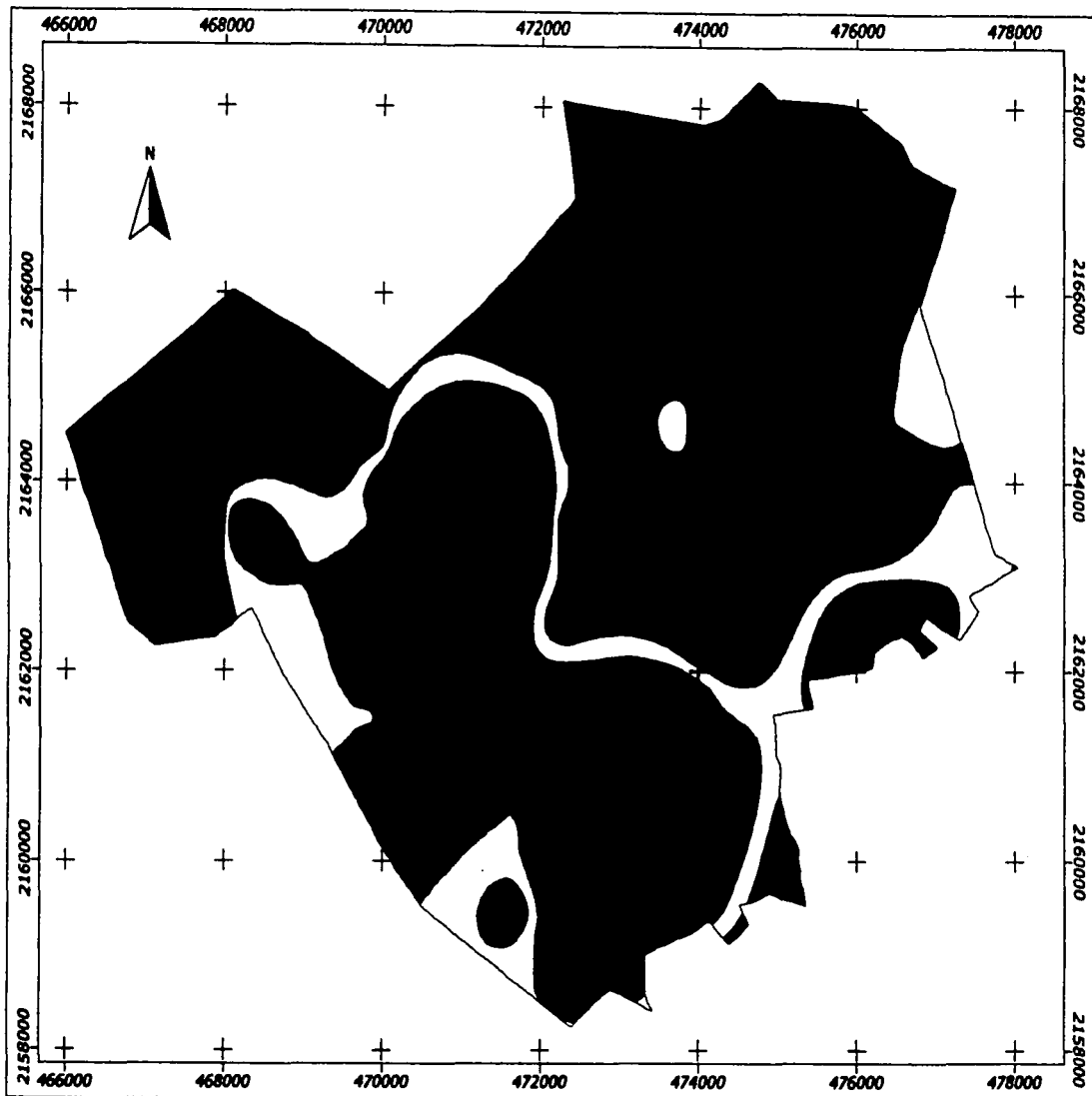
Con los datos obtenidos a partir del procedimiento arriba mencionado, se elaboró el mapa de energía del relieve (mapa. 10), en el que se reconocieron las áreas de mayor y menor dinámica, las cuales se explican en seguida.

Los valores más bajos de energía son del orden de menos de 40 metros y se localizan en la porción de la planicie, en la parte centro y noreste de la zona de estudio. Podemos decir en términos generales, que estas áreas presentan una mayor actividad exógena con respecto a la endógena, donde predomina la acumulación.

Los valores intermedios corresponden al piedemonte, donde los valores son de 40 hasta 100 metros, los cuales se reconocen en la mayor parte del área de estudio, y la pendiente media es de 12° . Estas zonas son estables, ya que, aunque han sido afectados por erosión fluvial conservan en general su forma original.

Los valores mas altos, de 151 a >300 m se presentan en domos y conos volcánicos, como el Puerto El Sapo y Pico La Biznaga, donde la pendiente es mayor de 35° . Aquí los factores endógenos han tenido mayor presencia que los exógenos, ya que la morfología principal de las estructuras volcánicas se conserva, gracias a sus características litológicas.

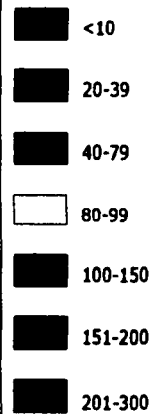
El mapa de energía del relieve proporciona mayor información adicional para la comprensión del relieve. Por ejemplo, los valores más altos reflejan un mayor dinámica exógena de tipo fluvial y gravitacional. Los más bajos son estables



Mapa 10. Energía del relieve
Atizapan de Zaragoza

Leyenda

Diferencias verticales
en metros



0 1000 2000 m.



Elaboró: Gabriel Parada Collin

La realización de una serie de mapas temáticos morfométricos es muy útil para poder tener un conocimiento sistemático del relieve, y así poder clasificarlo de una manera más adecuada. Así, el mapa altimétrico o hipsométrico, permite diferenciar unidades del relieve con base en su morfología general; el mapa de pendientes complementa al anterior ya que los cambios bruscos de inclinación coinciden con límites de formas del relieve.

La altitud y la pendiente en conjunto, son un elemento que se correlaciona con los procesos exógenos más intensos, y esto queda más claro en el mapa de energía del relieve. En relación con esto, la densidad y profundidad de disección al coincidir sus valores altos con los de pendiente y energía del relieve, representan las zonas de mayor actividad exógena y por lo mismo de mayor peligro.

Los dos últimos mapas mencionados, reflejan en conjunto la edad relativa del relieve, porque expresan los cambios que ha sufrido a través del tiempo.

IV GEOMORFOLOGÍA

El objetivo esencial de la geomorfología es conocer el origen de las formas que constituyen el relieve terrestre, en su estructura, origen, edad, y dinámica (Lugo, 1989), de esta manera se puede tener una mejor comprensión de los procesos formadores del relieve. Estos se dividen en endógenos y exógenos. Los primeros son el resultado de las fuerzas internas de la Tierra y se presentan con intensidad y velocidad variables, y son la actividad tectónica y el vulcanismo. Los exógenos, son aquellos encargados de modelar, transformar y nivelar el relieve, lo que resulta en una modificación de las formas originales.

De acuerdo con Coque (1984) la cartografía geomorfológica tiene como objetivo proporcionar un inventario completo de las formas del relieve, para que este planteamiento sea válido, implica el manejo de un amplio abanico de datos que hay que precisar antes de la elaboración gráfica del mapa. El mapa geomorfológico debe reunir cinco tipos de datos principales como son: 1) los *datos morfológicos*, que hacen referencia a las formas del relieve cuidadosamente detalladas. 2) Los *datos morfométricos*, para que la lectura del mapa permita evaluar los desniveles y el valor de las pendientes, para así poder visualizar de forma cuantitativa las formas de disección y acumulación. Un segundo género de información que hay que tomar en cuenta, son; 3) los *datos estructurales*, ya que estos ponen de manifiesto las relaciones entre la forma del relieve y el entramado rocoso, de esta manera se fundamenta la forma con la resistencia de la roca a los procesos erosivos. 4) Los *datos morfogenéticos*, que son los que hacen referencia a los procesos que dieron origen a las formas. 5) los *datos cronológicos* para poder expresar en el mapa la sucesión en el tiempo de las diversas generaciones de formas.

Según Spiridonov (1981) los mapas geomorfológicos generales pueden dividirse con relación a la manera en que se presenta la información general del relieve, en los siguientes tipos:

Mapas analíticos: Los objetos de representación son elementos genéticos homogéneos o superficiales que se caracterizan por tener un solo origen.

Mapas sintéticos: Este tipo de mapas tiene la finalidad de destacar y agrupar los conjuntos de formas del relieve que son semejantes.

Para realizar un mapeo geomorfológico con un buen detalle hay que tomar en cuenta información de morfogénesis, morfoestructuras, datos morfométricos y la morfo cronología (Verstappen, 1983). Ahora bien, en la actualidad existe gran cantidad de mapas geomorfológicos, que varían de acuerdo con su aplicación, escala, contenido, métodos y técnicas de elaboración. Esto se explica por el hecho de que los criterios de elaboración del mapa varían de acuerdo con las características del relieve y el objetivo de estudio, por lo que no siempre es fácil apegarse a estas reglas.

4.1. Mapa geomorfológico del municipio de Atizapán de Zaragoza

De acuerdo con los procesos que interaccionan en la formación del relieve, en el área de estudio se determinaron tres grupos genéticos principales: endógeno, endógeno modelado y exógeno, y como parte de este último, hay que separar el antrópico. El primer grupo comprende las formas que conservan sus rasgos originales, es decir, que no han sufrido cambios sustanciales por efecto de la erosión; son de origen volcánico e incluye todos los domos, volcanes y coladas de lava. En el segundo grupo se consideran las formas de origen endógeno que no conservan su forma original, debido a la actividad exógena, (principalmente fluvial). El relieve exógeno se dividió en dos subgrupos, el erosivo y el acumulativo. Finalmente, el relieve de origen antrópico, debido a la actividad del hombre, mismo que se manifiesta en minas a cielo abierto, carreteras y áreas niveladas, las cuales modifican las formas del relieve a una velocidad muy acelerada, y de la misma forma, también se aceleran los procesos en las áreas afectadas.

La metodología que se empleó para la elaboración del mapa geomorfológico consistió en los siguiente pasos:

- A) Consulta de material bibliográfico referente a la geología de la cuenca de México.
- B) Consulta de textos referentes a la geomorfología de la cuenca de México.
- C) Selección de la escala de trabajo. Así como la búsqueda de material cartográfico, en donde se utilizaron las cartas topográficas escala 1:20,000 para el año de 1982, editadas por la Secretaria de Programación y Presupuesto, Hojas Cd. López Mateos y Tlalnepantla, y la carta topográfica, Cuautitlan editada por el INEGI, a escala 1:50,00.
- D) Interpretación de fotografías aéreas a escala 1:20,000 y 1:37,000 para los años de 1998 y 1989 respectivamente.
- E) Trabajo de campo para verificar y corregir el mapa geomorfológico preliminar que se elaboró a partir de la fotointerpretación.
- F) Se determinaron las diferentes unidades a cartografiar, durante la fotointerpretación, y se trasladaron a el mapa topográfico, en donde se les asigno las edades geológicas y los rasgos morfologicos
- G) Al mismo tiempo que se realizó el punto anterior, se diseñó una leyenda que facilitara la lectura del mapa geomorfológico, ésta se realizó con base a un orden genético de las formas.

A continuación se presenta la leyenda propuesta para el mapa geomorfológico que se encuentra al final de la presente investigación.

I.- Relieve Endógeno

Volcánico Acumulativo

- 1.1.- Domo volcánico cuaternario
- 1.2.- Colada de lava (asociada a domos cuaternarios)
- 1.3.- Volcán de lava cuaternario

- 1.4.- Domo volcánico miocénico
- 1.5.- Domo volcánico oligocénico
- 1.6.- Superficie de divisorias

II.- Relieve Endógeno Modelado

A) Volcánico erosivo

- 2.1.- Domo volcánico pliocénico
- 2.2.- Edificio volcánico oligocénico

II.1. Laderas volcánicas:

a) Considerablemente modeladas en sus rasgos primarios

- 2.3.- Laderas volcánicas cuaternarias
- 2.4.- Laderas de lava y toba
- 2.5.- Laderas asociadas a domos miocénicos
- 2.6.- Laderas asociadas a domos oligocénicos

b) Con rasgos primarios mejor conservados

- 2.7.- Laderas volcánicas cuaternarias
- 2.8.- Laderas de lava y toba
- 2.9.- Laderas asociadas a domos pliocénicos
- 2.10.- Laderas asociadas a domos miocénicos
- 2.11.- Laderas asociadas a domos oligocénicos

II.2. Piedemonte volcánico

- 2.12.- Compuesto de depósitos de flujos piroclásticos, con erosión moderada
- 2.13.- Asociado a lahares, con erosión moderada
- 2.14.- Asociado a lahares, (modelado considerable)
- 2.15.- Compuesto de ignimbritas, con erosión moderada
- 2.16.- Compuesto de ignimbritas, (modelado considerable)

III.- Relieve Exógeno

A) Erosivo fluvial

3.1.- Valles fluviales

3.2.- Cauces

3.3.- Circos de erosión

B) Acumulativo fluvial

3.4.- Piedemonte cuaternario

3.5.- Planicie aluvial cuaternaria

3.6.- Abanicos aluviales

C) Gravitacional - erosivo

3.7.- Escarpes

IV.- Relevo Antrópico

4.1.- Minas a cielo abierto, en explotación y abandonadas

4.2.- Escarpe de origen tecnógeno

4.3.- Áreas niveladas

A continuación se explican cada uno de los rubros mencionados y que se puede consultar el mapa geomorfológico anexo al final de este trabajo.

I. RELIEVE ENDÓGENO

Se clasifica como relieve endógeno a todas aquellas formas que se han originado por procesos internos de la Tierra (Lugo, 1989), como el vulcanismo y los movimientos tectónicos. En la zona de estudio, el vulcanismo es el elemento dominante que se ha presentado desde el Oligoceno, En este trabajo, es de tipo volcánico-acumulativo.

Volcánico acumulativo

Se refiere a las formas del relieve originadas por acumulación de lava y piroclastos y que conservan sus rasgos originales, como domos volcánicos, volcanes y coladas de lava

1.1.- Domos Volcánicos Cuaternarios

Los domos volcánicos se forman a partir de la liberación de una lava muy viscosa, puede ser de intermedia a ácida y se acumula y solidifica en forma de bulbo, muy cerca del centro de emisión (Scarth, 1994). La formación va acompañada frecuentemente de fuertes explosiones, ya que durante la emisión de la lava enfría rápidamente en la porción superior lo que impide una fácil liberación de la lava y los gases que la acompañan (Dobran, 2001).

El reconocimiento de los domos volcánicos es según Scarth (op. cit.) relativamente sencillo ya que presentan una forma convexa y por lo general se emplazan en áreas montañosas de origen volcánico, y además es muy común que estén asociados a calderas.

Estas formas son las más jóvenes dentro del área de estudio, se localizan principalmente hacia la porción centro-meridional. Son estructuras bien definidas con forma de cúpula (figura 4.1) en pequeños conjuntos o complejos volcánicos.



Figura 4.1 Conjunto de domos volcánicos cuaternarios

En la porción central encontramos tres domos sobrepuestos, los más altos del área de estudio, de 200 a 240 metros, con laderas de 25° a 30° de inclinación, aunque en localidades superan los 35°, incluso con escarpes verticales, como el que se encuentra en la ladera oriental del conjunto, controlado por una falla con dirección N-S, la cual puede estar relacionada con un fracturamiento regional (Mooser, 1992)

Más al oriente se reconoce un domo de menores dimensiones, pero en mejor estado de conservación, con una altura de 40 a 60 metros, con pendiente cercana a los 25°, al igual que el anterior, la red fluvial se presenta con un patrón de tipo radial, muy común en este tipo de domos volcánicos (Scarath, 1994), y los barrancos son del orden de 20 metros de profundidad.

Hacia la porción sur de la zona de estudio se presenta el mismo tipo de estructuras, pero con un arreglo distinto, ya que se observa una alineación consecutiva de cinco domos volcánicos, lo que apoya que su origen se debe a un fracturamiento regional con una orientación N-S, por lo que el centro eruptivo pudo migrar en esta dirección (Mooser, op. cit.).

Las dimensiones de estas estructuras varían de los 80 a 120 metros de altura, tienen laderas con pendiente de hasta 25°. Se ven afectadas por circos erosivos

en las cabeceras de los barrancos, aunque de poca magnitud, porque los circos son sólo de algunos metros de profundidad, pero en un franco crecimiento. De esta alineación de domos, el que se encuentra más al sur presenta un flujo de lava, la única en su tipo en el área de estudio.

Estos domos presentan una destrucción parcial, por actividad humana, como minas a cielo abierto y la construcción de caminos, lo que ha originado que los procesos erosivos actúen de manera más intensa y acelerada. No se aprecian rasgos de procesos fluviales, pero sí se observa una red fluvial de tipo radial y como en todos los casos anteriores, la formación de barrancos en las zonas de contacto.

1.2.- Colada de lava cuaternaria

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Esta colada de lava es la única dentro del área de estudio, con clara expresión en el relieve, ya que se encuentra cubierta por una delgada capa de suelo que se ha empezado a formar sobre esta. Se localiza al oriente de la cortina de la presa Madín, proviene de una de las estructuras cuaternarias ubicadas en la misma zona (figura 4.2).

Presenta unos 1500 metros de longitud, con una altura promedio de 80 metros y pendientes de 24° o mayores. No muestra indicios de erosión fluvial, pero sí se observan procesos gravitacionales (figura 4.3).

Figura 4.2
Colada de lava





Figura 4.3
Colada de lava
A) Frente de lava

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

1.3.-Volcán de lava cuaternario

Este tipo de volcanes se compone principalmente de rocas de intermedias a ácidas; con frecuencia tienen forma de domo, el edificio está constituido por lavas que predominan sobre cualquier otro material o producto no consolidado (Lugo, 1989). Los volcanes de lava pueden ser confundidos con domos volcánicos, cuando estos no presentan cráter y según Dobran (2001), los volcanes de lava poseen coladas de lava no muy extensas, y es lo que los diferencia de los domos volcánicos, pero Ollier (1969), menciona que hay algunos volcanes de lava que no presentan cráter y sus coladas de lava son muchísimo más cortas, por lo que los denomina montículos de lava. Estos pueden formarse gracias a que el material que fluye del centro de emisiones se acomoda y enfría cerca, de lo que resulta una morfología de cono con cima aguda.

En la zona de estudio sólo se reconoce un volcán de este tipo. Se encuentra a unos 2 kilómetros al noreste del Cerro Puerto del Sapo. Es una estructura volcánica semisepultada por materiales ignimbríticos de la Formación Tarango. La porción que aflora tiene una altura de unos 60 metros y pendientes que varían de

12° a 24°. No está afectada de manera importante por barrancos, aunque el patrón de drenaje es radial y se presenta principalmente en las zonas de contacto. Su expresión en el relieve no es clara, ya que la mancha urbana lo cubre por completo, y sus límites se reconocieron a partir de mapas geológicos.

1.4.- Domos Volcánicos Miocénicos

Se identificaron ocho de estas estructuras en la zona de estudio, hacia la porción nororiental, con un arreglo en dirección casi E-W, aunque también encontramos domos sobrepuestos unos tres kilómetros al sur, y es lo que llama Ollier (op. cit.) coalescencia de domos, muy común en estructuras de este tipo.

Las estructuras que se ubican hacia la porción nororiental presentan rasgos importantes de erosión, debido a la acción de los agentes exógenos y a la actividad humana, la cual ha modificado estas estructuras de manera considerable. Con el crecimiento urbano en estas áreas, la red fluvial ha desaparecido casi por completo, solo se presenta en las porciones más altas del terreno donde todavía se encuentra conservada la estructura original. Los domos presentan alturas de los 40 a los 80 metros. La red fluvial es de tipo radial, y la erosión en general afecta principalmente a los materiales superficiales, lo que incluye depósitos de flujo y una capa delgada de suelo. Presentan laderas asimétricas, con pendiente del orden de los 25° aunque en las partes cumbreles se encuentran valores mayores. Los barrancos más profundos se originan en los contactos litológicos.

Al sur de estas estructuras encontramos otras de este tipo, pero su acomodo es distinto a las anteriores, ya que se presentan como un conjunto de tres domos volcánicos sobrepuestos. La erosión es más intensa, ya que el número de barrancos es mayor, y se forman principalmente en las zonas de contacto. Algo característico de este conjunto, es su semejanza a una isla, ya que se encuentra

rodeado en su totalidad por depósitos aluviales que constituyen la planicie. Se levantan sobre esta entre 80 y 100 metros, y la pendiente es de 15° a 25°, y en algunas porciones más de 30° (como en el escarpe del sector occidental del edificio mayor). Esto origina un mayor desarrollo de barrancos. Por la fuerte pendiente, la expansión de la mancha urbana no ha cubierto de manera total la estructura, pero si se presenta una afectación antrópica por minas a cielo abierto, las cuales aceleran los procesos erosivos. Se aprecia hacia la porción occidental del conjunto un pequeño domo semidestruido, el cual puede ser la estructura inicial del conjunto. Se haya cubierto por completo por la mancha urbana por lo que su reconocimiento es difícil.

1.5.- Domos volcánicos oligocenos

Estas estructuras volcánicas las encontramos hacia la porción central del área de trabajo. Son los elementos volcánicos más antiguos dentro de la zona, aunque por su constitución, de lavas ácidas (Mooser, 1992) se encuentran bien conservados. Se presenta una serie de domos alineados en dirección NE-SW, El Puerto del Sapo y otros dos edificios sin nombre (figura 4.4), ambos presentan una morfología de cúpula asimétrica, debido a que las lavas pudieron fluir de manera diferencial hacia los flancos, y por la depositación de materiales de otros centros eruptivos, y por procesos erosivos que realizaron un importante modelado de las estructuras desde el Oligoceno.

Debido a que estas estructuras son las más antiguas, sólo aflora una porción y el resto se encuentra sepultado por depósitos de la Formación Tarango, los afloramientos alcanzan alturas de los 80 a los 100 metros.

La red fluvial es de tipo radial, con una serie de barrancos los cuales cortan el domo de manera parcial, ya que la erosión ha actuado principalmente sobre los depósitos que cubren el cuerpo principal de las estructuras. Estos barrancos se desarrollan en pendientes de unos 25° aproximadamente.



Figura 4.4 Domos volcánicos oligocénicos

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

1.6.- Superficie de Divisorias

Con este término se designa a las áreas o zona más o menos planas y estrechas que separan dos laderas opuestas en las porciones más altas de las elevaciones. Los límites de estas superficies las definen cambios bruscos de pendiente. En general, estas áreas son inestables, sobre todo en montañas donde la configuración es irregular debido a las capturas de las cabeceras de las vertientes (Lugo, 1989).

En el área de estudio las divisorias se reconocen alargadas, con pendientes homogéneas a lo largo, aunque su forma lineal es muy irregular, debido a la erosión remóntate de los circos de erosión que presentan diferentes velocidades y extensión. Son expresión del relieve original que se ha conservado, mismo que en teoría ocupaba una superficie considerablemente mayor.

La constitución de estas superficies varía de acuerdo con el material donde se presentan. Las de mayor extensión corresponden a rocas más resistentes. Como ya se mencionó, la configuración de las divisorias se debe a los circos erosivos,

pero también por el trabajo vertical de las corrientes fluviales, mayor que el lateral, de lo que resultan divisorias más homogéneas, pero de menores dimensiones.

II.- RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

A este grupo genético pertenecen las formas del relieve que provienen de los procesos endógenos y de manera significativa han sido modificados por los factores exógenos, alterando su forma original.

A) Volcánico – erosivo

En esta clasificación, se engloban las formas del relieve que tienen su origen en procesos volcánicos, pero han sido modelados por procesos exógenos perdiendo de manera significativa su forma original.

2.1.- Domos Volcánicos Pliocénicos

Estas estructuras las encontramos en el extremo oriental de la zona de estudio con una alineación SE-NW de cuatro domos y se relaciona con el vulcanismo que dio origen a la Sierra de Guadalupe (Mooser et. al., 1996).

La forma original de los domos ha sido modificada de manera sustancial, son irregulares y asimétricos, debido a la erosión que ha desgastado y modelado las formas.

Presentan una red fluvial de tipo radial, con barrancos dispuestos en los contactos litológicos. Su altura promedio es de 60 metros y la pendiente varía de los 15° a los 25°, por lo que los barrancos son someros. La estructura más prominente de este grupo es el Cerro Tequesquinahua, que aunque se encuentra fuera del área de estudio, se incluyó para tener la comprensión de la estructura completa.

Otra estructura se ubica hacia la porción centro-meridional de la zona de estudio, semiseppultada por rocas cuaternarias. Los límites se determinaron a partir de la configuración de la red fluvial y la geología. La actividad erosiva es mayor y se expresa en barrancos, aunque los más importantes en cuanto a dimensiones, predominan en los contactos litológicos. La pendiente es de 25° e incluso puede llegar a los 30° , y con altura de 120 metros en su punto más alto. Muestra circos de erosión en el cuerpo principal del domo, y una red fluvial de tipo radial, con barrancos de hasta 40 metros de profundidad.

2.2.- Edificio volcánico oligocénico

Es el caso del Pico La Biznaga, donde se aprecia un edificio volcánico parcialmente destruido, probablemente es el último relicto todavía reconocible de lo que Mooser (1996) define como la caldera del Tigre. Esta estructura volcánica ha sido modificada por la erosión y debido a su edad, ha perdido sus rasgos originales, aunque se distingue el cuerpo principal del edificio.

Presenta una red fluvial de tipo radial, aunque sólo está afectado por un barranco, hacia la porción occidental, con una profundidad de aproximadamente 25 a 30 metros. La red fluvial se desarrolla en pendientes de los 20° en la parte occidental, a los 30° en la porción oriental. La altura promedio es de 140 metros.

El domo se ve afectado por procesos de erosión hacia la parte occidental, ya que es la que se compone en su mayor parte de los depósitos de flujo provenientes del mismo domo. Hacia la parte oriental la intensidad de la erosión disminuye, puesto que se encuentran principalmente lavas que componen el cuerpo del domo.

II.1 Laderas volcánicas:

a) Considerablemente modeladas en sus rasgos primarios

Estas formas se caracterizan por haber perdido, en gran parte sus rasgos originales. Presentan una red fluvial que ha modelado la superficie. Presentan una

pendiente del orden de los 20° a 25°, se aprecian zonas en donde la erosión a comenzado a formar cárcavas, se identifican rupturas de pendiente en dirección de la ladera lo cual indica que la erosión se ha incrementado. La forma de la ladera ha sido modificada sustancialmente, ya que se observa una asimetría con respecto de las mejor conservadas, con una menor pendiente y un número mayor de cauces fluviales.

2.3.- Volcánicas cuaternarias

Este se localiza hacia la porción centro-meridional, en la base de los domos volcánicos más recientes, del Cuaternario. Con una extensión de unos 2 kilómetros en la parte central y de 500 a 1000 metros en la meridional. Están constituidas principalmente de depósitos piroclásticos, y de caída, lo que incluye pómez.

Está afectada por numerosos barrancos paralelos. Aquí encontramos una relación estrecha entre los valores morfométricos más altos de la zona de estudio. Las alturas son de 120 a los 140 metros, con pendiente de 24° a 35°, e incluso superior a los 40°. Los valores de densidad de disección son los más altos de 2-3 a $>5 \text{ km/km}^2$. Los cortes verticales de disección son de hasta 100 metros.

2.4.- De lava y toba cuaternarias

Las encontramos hacia el extremo occidental de la zona de estudio, con una altura de unos 100 metros, pero pueden alcanzar hasta 200 metros en el punto más alto. Se componen de depósitos volcánicos basálticos y andesíticos, mismos que provienen de un centro eruptivo a unos 3 kilómetros al occidente de la zona de estudio. El relieve presenta una modificación importante debido a la erosión fluvial. La densidad de disección es de 3-4 km/km^2 , con barrancos de una profundidad de 40 a 60 metros, variable por la diversa resistencia del material y pendientes de unos 20° y hasta 30° o mayores.

Las divisorias de aguas son estrechas, debido a la erosión remontante de las cabeceras de los arroyos, y a la erosión vertical, de lo que resulta un número considerable de circos de erosión.

2.5.- Asociadas a domos volcánicos miocénicos

Se ubican hacia el extremo noreste de la zona de estudio, corresponden a depósitos de materiales ácidos e intermedios, están asociados a los tres centros eruptivos localizados en el área, presentan depósitos de flujos piroclásticos, toba volcánica y pómez. Se encuentra disecado por varias corrientes fluviales, las cuales han formado barrancos, que aunque no son muy extensos en longitud, presentan profundidad de hasta 60 metros, en laderas de pendiente de 15°, y en algunas porciones, que corresponden a las partes altas de los valles, llegan a los 30°. La morfología de las laderas es de dos tipos, principalmente, rectas hacia la porción W de los depósitos, donde la configuración de la red fluvial es paralela. Y hacia la parte E las laderas son cóncavas, concentrando mayor grado de humedad; la red fluvial es de tipo sub-paralelo.

2.6.- Asociadas a domos volcánicos oligocénicos

Este lo encontramos hacia la porción central del área de estudio, constituido de depósitos piroclásticos de flujo y caída, incluyendo pómez, de edad Oligoceno, aunque en general es más reciente, incluso del Plioceno.

La morfología de las laderas es en general convexa, lo que facilita la erosión fluvial, (debido a que se favorece la concentración de humedad en estas), la cual se refleja en un alto grado de densidad de disección de 3-4 km/km²; la pendiente varía de 12° a 24°. Si se toma en cuenta lo anterior y el tipo de material que la constituye, esta porción está afectada por barrancos de hasta 80 metros de profundidad.

Por la disposición de los depósitos, el patrón de drenaje es paralelo, también se aprecian circos erosivos en las cabeceras de los barrancos, alterando de manera considerable la morfología original.

b) Con rasgos primarios mejor conservados

2.7.- Laderas volcánicas cuaternarias

Están constituidas por depósitos piroclásticos, se encuentran disecadas por un número menor de corrientes fluviales, que en el caso de las antes mencionadas, presentan valles más angostos y menos profundos, del orden de los 40 a los 60 metros, en general no presentan rasgos de intensa erosión, y esto se puede deber a que los materiales que las constituye han sido más resistentes al modelado, y debido a que son relativamente más jóvenes.

2.8.- De lava y toba cuaternarias

Se componen de lavas básicas y andesíticas cubiertas por tobas volcánicas y depósitos de flujo, por lo que presentan una menor modificación en su morfología, debido a procesos fluviales. En estas áreas encontramos valles del orden de los 60 metros, pero están dispuestos en las zonas de contacto. Las divisorias de aguas se encuentran mejor conservadas, tienen una forma convexa, por lo que la humedad no se concentra de manera importante sobre estas laderas, de la misma forma el número de circos de erosión es menor en cuanto a número y extensión.

2.9.- Asociadas a domos volcánicos pliocénicos

Estas formas las encontramos únicamente en la porción oriental del área de estudio, a manera de rampas que rodean completamente las estructuras dómicas. Son estrechas, de aproximadamente 200 metros de anchura. La presencia de barrancos o corrientes fluviales no es muy importante, y al igual que en casos anteriores, la mancha urbana ha ocasionado la desaparición de la red fluvial.

Presentan una altura general de 60 a 80 metros, con pendiente variable, de los 12° en las partes más distales y hasta 24° en las zonas de contacto con el cuerpo del domo. Por lo anterior, no está afectado de manera considerable y se puede comprobar con los valores de densidad de disección de 1-2 km/km², como el rango más bajo; asimismo, los valores de profundidad de disección son menores de 20 metros. En esta zona no encontramos una relación de los valores de disección con los de energía del relieve, donde alcanzan 80 metros. Esta falta de relación se debe a que los materiales son más resistentes a los procesos erosivos, los cuales afectan a zonas de debilidad, donde se forman barrancos.

2.10.- Asociadas a domos volcánicos miocénicos

Estas las encontramos en la base de los domos volcánicos de edad miocénica, hacia la porción nororiental del área de estudio. Están constituidos de depósitos piroclásticos de caída y flujo. Se presentan a manera de rampas con altura de los 60 a los 80 metros en promedio, y con pendiente que varía de 6° a 12°. La densidad de drenaje es del orden de 1 a 2 km/km² un rango bajo de densidad de corrientes fluviales, el corte vertical es del orden de 20 a 40 metros. La configuración de la red fluvial es de tipo radial, los barrancos se emplazan principalmente sobre las zonas de debilidad, como fracturas o contactos litológicos. Por otra parte, la baja densidad de corrientes fluviales se debe a la urbanización en esta zona.

Hacia el sur de esta unidad, a unos 2 ó 3 kilómetros encontramos otro elemento de este tipo, que al igual que el anterior se presenta a manera de rampa, pero con una altura promedio de 40 metros, la anchura no excede los 500 metros y la pendiente de 12° a 24°, pero se presentan zonas donde puede alcanzar más de 35°. La presencia de barrancos no es importante, ya que son unos cuantos que no exceden los 15 - 20 metros de profundidad, que al igual que en el caso anterior, la mancha urbana ha contribuido a su desaparición.

2.11.- Asociadas a domos oligocénicos

Corresponden a los depósitos mejor conservados de las estructuras volcánicas de esta edad. En general, se trata de secuencias de lava y depósitos piroclásticos, las cuales han construido laderas con pendientes de 15° a 35°, afectadas por unos cuantos cauces, los cuales han generado barrancos con una profundidad promedio de 20 a 30 metros, no son muy extensos en longitud.

II.2. Piedemonte volcánico

El piedemonte es una superficie marginal a las elevaciones montañosas que presenta una altura y pendiente menor que las montañas; está constituido principalmente por potentes depósitos de erupciones volcánicas. Puede variar en dimensiones y composición, así como en edad,

2.12.- Compuesto de flujos piroclásticos, con erosión moderada

Estos relieves ocupan una pequeña extensión de la zona de estudio, en la margen derecha de la presa Madín (figura 4.5). Presenta una pendiente de 12° y una altura promedio de 60 metros. Los parámetros de disección son de 40 metros de profundidad y de 2-3 km/km² de densidad, con una red fluvial paralela.

Las divisorias son alargadas y muy estrechas, de algunos metros. Al igual que en los casos anteriores, la forma es irregular debido a la erosión remontante de las cabeceras de los barrancos.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 4.5. Piedemonte volcánico, compuesto de flujos piroclásticos

2.13.- Asociados a lahares, con erosión moderada

Se ubican hacia el sudoccidente de la presa Madín (figura 4.6), y hacia el extremo noroeste de la zona de estudio. Están constituidos de material volcánico depositado en presencia de agua, contiene detritos de diversos tamaños los cuales se presentan angulosos, aunque en algunas porciones se ven



Figura 4.6, Piedemonte volcánico asociado a depósitos de lahar

semirredondeados por efecto de la acción fluvial, junto con estos, encontramos estratos de piroclastos cubriendo parcialmente estos depósitos.

La pendiente media es de 15° a 25° , y en algunas porciones de más de 30° , con una altura de unos 80 metros en las cimas más altas. La red fluvial es paralela, con barrancos de unos 20 metros de profundidad, lo que indica que el material es resistente a la erosión, lo que se reitera con la densidad de disección, en promedio de $2-3 \text{ km/km}^2$, un valor medio que contrasta con la profundidad de los barrancos.

2.14.- Asociado a lahares, (modelado considerable)

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Estas porciones las encontramos en el extremo NW, presentan un mayor grado de afectación, con una configuración fluvial de tipo paralelo, lo que ha originado

barrancos del orden de 60 metros, y pendientes de mas de 30°, reflejo de una intensa erosión.

2.15.- Compuesto de ignimbritas, con erosión moderada

Estas superficies comprenden un extenso territorio del área de estudio, se ubican hacia la porción norte, principalmente, se encuentran cubriendo algunos de los elementos volcánicos más antiguos. Estos depósitos tienen su origen en la Sierra de Monte Alto, y corresponden, según Mooser et al. (1996), a la formación Tarango, como una serie de potentes secuencias volcánicas. En la zona de estudio se encuentran cubiertas por materiales más recientes, y se aprecia mejor en las porciones cercanas a las estructuras volcánicas que conforman la Sierra del Tigre, donde se observan los depósitos ignimbríticos; en la porción inferior, y encima de esta encontramos un depósito de pómez (figura 4.7).



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 4.7 A: Depósitos de pómez. B) Depósitos ignimbríticos

En la zona de estudio presenta pendientes que van de los 6° a los 15° en general, la altura relativa promedio de estos, es de 60 metros en la partes mas altas, se emplazan a manera de extensas rampas, las cuales han sido modeladas y cortadas por barrancos de hasta 60 metros; presenta una configuración de la red

fluvial de tipo subparalela, con una densidad de disección moderada, con valores de 3 y hasta los 4 km/km², originando barrancos de 40 a 60 metros de profundidad.

2.16.- Compuesto de ignimbritas, (modelado considerable)

Estas porciones presentan un mayor numero de cauces fluviales, que generan barrancos con profundidad de hasta 80 metros; las laderas se observan con un mayor desgaste (figura 4.8), donde la perdida de suelo ha sido casi total. La expresión en el relieve de estas porciones se asemeja mucho a un piedemonte acumulativo, ya que la pendiente media es de unos 6°.

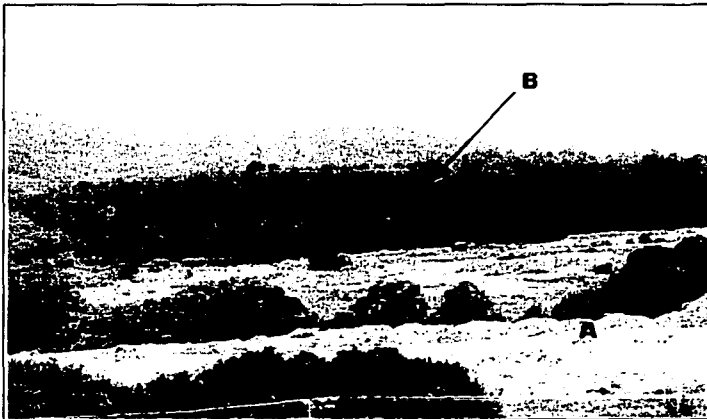


Figura 4.8 Piedemonte volcánico compuesto de ignimbritas

A) Piedemonte con un modelado considerable

B) Piedemonte mejor conservado

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

III.- RELIEVE EXÓGENO

Es el resultado de la acción de los procesos modeladores del relieve por medio de la erosión y la acumulación, de lo que resultan dos tipos correspondientes principales del relieve, el erosivo o denudatorio y el acumulativo. El hombre también es un agente modelador, ya que crea directa o indirectamente formas positivas o negativas, pero por su importancia es preferible considerar aparte el relieve antrópico.

A) Erosivo - fluvial

El relieve erosivo fluvial es el resultante del trabajo que realizan las corrientes temporales y permanentes (Lugo, 1989), así como los procesos dinámicos que se asocian a la esorrentía.

3.1.- Valles fluviales

Se originan por la acción de los escurrimientos de aguas superficiales. Lugo (1989) los define como formas negativas lineales del relieve, con laderas escarpadas, con frecuencia ramificándose hacia las cabeceras.

Estos barrancos tienen una amplia distribución en toda la zona de estudio, en el mapa, se presenta el cauce fluvial señalando el ancho del barranco, con lo que se representa de manera mas clara los patrones fluviales y la intensidad con que el escurrimiento modela las formas (figura 4.9).

El grado de disección está estrechamente vinculado con varios factores del relieve, como la edad de las formas, la litología y el grado de fractura, puesto que las corrientes fluviales, por lo general se presentan en zonas donde la resistencia de las rocas es menor.

En la zona de estudio encontramos que los barrancos presentan dimensiones variables, de unos cuantos kilómetros de longitud, con profundidad de unos 10 a 20 metros, o de varias decenas de kilómetros, con profundidad de hasta 60 metros.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 4.9
Valle fluvial montañoso, con un perfil en "V"

Estos valles son montañosos, lo que significa que hacia las áreas donde los valores morfométricos de pendiente, energía, y profundidad son bajos, estos elementos dejan de existir debido a que el cauce fluvial deja de tener un trabajo erosivo y comienza un trabajo acumulativo, dando con esto, origen a otras formas de relieve.

3.2.- Cauces

Este término se refiere a la porción más profunda del valle fluvial ocupada por la corriente (Lugo, 1989) con un trazo longitudinal continuo. Puede presentar cambios de pendiente debido a la composición litológica.

Muchos cauces fluviales debieron reconocerse en la planicie, pero por la urbanización han quedado cubiertos o han sido canalizados.

3.3.- Circos de erosión

Los encontramos en las cabeceras de algunos barrancos o valles erosivos, son formas cóncavas que se presentan en un relieve montañoso a manera de anfiteatro, con laderas empinadas, aquí se desarrollan pequeñas escorrentías que

inciden en un canal principal (Lugo, 1989). El origen de éstos se debe a la erosión provocada por los cauces fluviales, los cuales ocasionan procesos gravitacionales, y provocan lo que se le llama una cicatriz de desprendimiento. Su formación también depende de otros factores como el tipo de clima, la litología sobre la que se emplazan, la vegetación, la cubierta edáfica y el grado de intemperismo de la roca.

La distribución de estos elementos es diversa en el área de estudio, ya que los encontramos en prácticamente toda la zona montañosa. Los hay de unos cuantos metros y de decenas de metros; los más grandes se han formado por la acción remontante de circos más pequeños y la coalescencia de estos (figura 4.10).

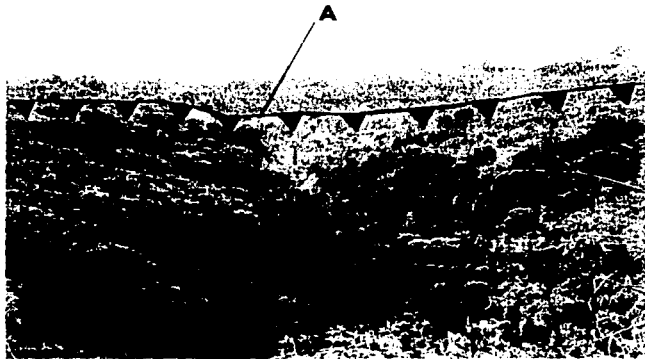


Figura 4.10
A) Circo de erosión

B). Acumulativo - fluvial

El relieve acumulativo fluvial resulta del trabajo de depositación que ejercen los ríos en su desembocadura en las superficies de menor pendiente.

3.4.- Piedemonte

El piedemonte es una superficie marginal a las elevaciones montañosas, de las que se distingue por una pendiente y altura considerablemente menor (Lugo,

1989). Lo encontramos en la parte central del área de estudio, limita en su porción superior con los depósitos volcánicos, y en la porción inferior con la planicie.

Es una franja estrecha con pendiente de unos 5° a 6°, y una altura de 20 a 40 metros. Los valores de densidad son del orden 1-2 km/km² y los de profundidad de 10 a 20 metros.

Son depósitos originados por corrientes montañosas, que transportan material de las laderas y lo depositan al pie de las montañas, donde se forma un manto de acumulación laderas abajo, afectado por diversas corrientes fluviales, así como por la actividad antrópica, ya que la urbanización lo ha invadido y afectado su desarrollo natural.

3.5.- Planicie Aluvial

Esta forma la encontramos distribuida hacia el oriente de la zona de estudio, se presenta rodeando a las estructuras volcánicas. Son superficies amplias y de poca inclinación, consisten en depósitos aluviales.

Aquí coinciden los valores morfométricos más bajos, con pendiente menor de 1°, diferencia vertical máxima menor de 20 metros, y los valores de disección son menores de 10 metros de profundidad y de <.5 km/km² de densidad.

El material que conforma la planicie tiene su origen en las porciones altas de la Sierra de Monte Alto y localmente de las elevaciones volcánicas. Una característica que se observa es que la planicie tiene continuidad hacia el oriente y sudoriente, en lo que es una extensión de la planicie de la Cuenca de México, por lo que puede ser fluvio-lacustre, ya que presenta características muy similares, a las planicies que rodean la Sierra de Guadalupe.

La delimitación de esta planicie se infirió a partir de las rupturas de pendiente, ya que la urbanización la ha cubierto de manera total.

3.6.- Abanicos aluviales

Son formas acumulativas, con aspecto de medio cono recostado, con el ápice hacia arriba, se originan en la desembocadura de los ríos provenientes de las montañas, un cambio brusco en la pendiente origina que el río deposite su carga

hacia el frente, expandiéndose (Lugo, 1989). En la zona de estudio se caracterizó este tipo de formas, por su expresión en el relieve, por los procesos que se pudieron observar durante la fotointerpretación, y por la litología, como abanicos aluviales.

Pero sus límites reales se pierden por la mancha urbana, por lo que se cartografiaron con líneas discontinuas. Se localizan hacia la base del cerro Calacoaya, en la zona de contacto entre las laderas y la planicie, consisten de aluvión que constituye el piedemonte.

C) Gravitacional - erosivo

Este tipo de relieve es originado por procesos gravitacionales de caída, flujo y deslizamiento de material sobre una ladera, generalmente de fuerte inclinación.

3.7.- Escarpes

Los escarpes son laderas abruptas o a desplome, de altura variable, se pueden originar por varias causas como procesos gravitacionales, tectónicos o litológicos (Lugo, 1989), en general son modificados por procesos erosivos. Los escarpes de la zona de estudio se clasificaron en dos tipos: los erosivos y los tectónicos, estos últimos se explican en la parte de relieve antrópico. Son elementos lineales que representan una superficie de fuerte inclinación, mayor de 45° y algunos incluso hasta de 90° (figura 4.11).



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 4.11
Escarpe erosivo con pendiente de 90°

Son el resultado de la acción denudatoria, se presentan en las partes altas, en los bordes de los barrancos, producto de la incisión que han realizado los ríos. También los encontramos en las estructuras volcánicas, e incluso en las laderas (figura 4.12), en la mayoría de los casos, descubiertos totalmente de vegetación, lo que expone a la roca al intemperismo, lo que ocasiona frecuentemente desprendimiento y caída de rocas.



Figura 4.12
Escarpe en una estructura volcánica

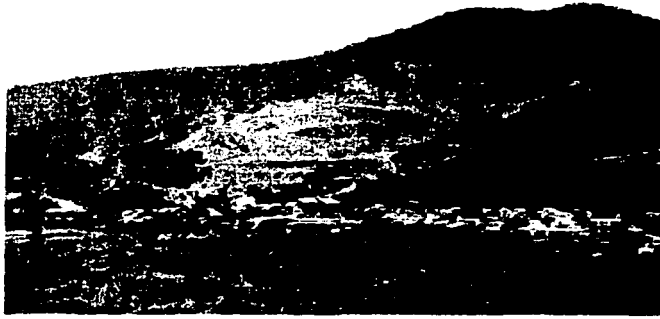
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

IV.- RELIEVE ANTRÓPICO

El relieve antrópico es originado por la actividad humana, en la actualidad, esta acción por parte del hombre es la causa principal de una modificación rápida del relieve. En el municipio de Atizapán, se encuentra extensamente distribuida esta actividad debido a la urbanización.

4.1.- Minas a cielo abierto

Estas son depresiones originadas por la extracción de material para la construcción. Presentan en algunos casos escarpes en los frentes de explotación de unos 30 a 40 metros (figura 4.13).



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 4.13 Frente de explotación de una mina a cielo abierto

Se cartografiaron cuatro formas de este tipo, las cuales por sus dimensiones, representan el inicio de una modificación importante del relieve. Las dos más grandes son minas a cielo abierto legalmente establecidas, por lo que la extracción de material es más regular, principalmente arena y rocas destinadas a la construcción. Se emplazan en domos volcánicos, los cuales ya presentan una importante modificación en cuanto a su forma original.

Las otras superficies cartografiadas corresponden a zonas de extracción que ya han sido abandonadas o se trabajan de manera clandestina. Aquí la modificación es menor ya que la extracción de materiales es eventual.

4.2.- Escarpe de origen tecnógeno

Tienen su origen en la actividad humana, principalmente se encuentran asociados a minas a cielo abierto y a zonas donde se han realizado nivelaciones del terreno; son paredes verticales, en ocasiones de varias decenas de metros de altura. En estas los procesos erosivos se han incrementado de manera sustancial por la desestabilización del material que formaba las laderas y desaparición de la cubierta vegetal.

4.3.- Áreas niveladas

Estas son el producto de la extensa urbanización el municipio en la actualidad. Corresponden a laderas que fueron totalmente modificadas, o sea, no queda nada del relieve original, se observan grandes paredes verticales, y una transformación total del los cauces fluviales (figura 4.14).



Figura 4.14
Modificación total de laderas
por nivelación

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

CONCLUSIONES

En el municipio de Atizapán de Zaragoza, los elementos del medio físico tienen una estrecha relación con el relieve, de tal manera que hacia las partes más elevadas, que corresponden a las estructuras volcánicas, el clima es un poco más húmedo que en las partes bajas cercanas a la planicie. Los diferentes tipos de suelos se asocian directamente con el tipo de sustrato geológico, y a su vez con el tipo de clima, ya que de éste depende el grado de intemperismo que afecta a las rocas, iniciando el proceso de edafogénesis. A su vez, los distintos tipos de suelo dan un soporte a variadas especies vegetales que protegen al suelo de la erosión.

La actividad volcánica que se ha presentado en la zona desde el Terciario y hasta el Cuaternario a dado origen a un relieve montañoso, el cual ha estado influenciado por distintos tipos de erupciones volcánicas, de tal manera que encontramos elementos de edad oligocena, asociados a la formación y destrucción de una caldera. Encontramos también elementos pliocénicos asociados a la formación de la Sierra de Guadalupe. Las estructuras volcánicas más conservadas son las de edad cuaternaria, debido, por un lado, a su relativa juventud y por otro a las características litológicas, domos volcánicos andesíticos, resistentes a los agentes exógenos.

La génesis del piedemonte volcánico se debe a las distintas etapas de vulcanismo de tipo explosivo, ya que en muchos de estos depósitos encontramos capas de pómez y depósitos de flujos piroclásticos.

De la misma manera, podemos ver que la afectación erosiva que han sufrido estos depósitos, varía en intensidad de acuerdo con la edad y composición de los mismos, que en general no es la misma que la de las formas a las que se encuentran asociados, aunque esto se podría profundizar de manera más detallada con un estudio crono estratigráfico.

La realización de la cartografía morfométrica sirvió para hacer una diferenciación de las grandes unidades del relieve, en una regionalización morfológica con base en los mapas de pendientes, altimétrico y el modelo digital del terreno. De la misma forma los mapas de densidad y profundidad de disección permitieron determinar las áreas que se encuentran bajo una mayor influencia erosiva fluvial. La realización y análisis de la morfometría a partir de estos mapas temáticos fue de gran utilidad para la delimitación de áreas específicas, que a su vez sirvieron como auxiliar en el análisis geomorfológico.

La parte integral de este trabajo radica en el análisis geomorfológico, ya que con éste se clasificaron, determinaron y delimitaron las formas del relieve que se hallan dentro de la zona de estudio. Se identificaron las formas de origen endógeno (estructuras volcánicas, principalmente), endógeno modelado y exógeno.

La influencia que ha tenido la actividad humana en el relieve es alta, ya que ha modificado algunas áreas de manera muy importante, provocando una alteración en la estabilidad de las formas del relieve. La influencia antrópica ha originado que la dinámica del relieve responda de manera mas agresiva, por lo que al alterar la estabilidad del mismo se activan procesos erosivos, como la pérdida de suelo, lo que en un futuro se traducirá en una afectación a la población.

La finalidad del mapa geomorfológico es presentar el relieve de manera integral, sistemática y ordenada para su mejor comprensión, y en un futuro tener un conocimiento base para otro tipo de análisis sobre el mismo en cuanto a su dinámica.



FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFIA

BIBLIOGRAFÍA

- AHNERT, Frank. (1996). **Introduction to geomorphology**. Ed. Arnold. Londres.
- ARELLANO, A. R. (1953). **Estratigrafía de la Cuenca de México: Memorias del Congreso Científico Mexicano**. Vol. 3. Pág. 172-185
- BRYAN, K. (1948). **Los suelos complejos y fósiles de la altiplanicie de México en relación con los cambios climáticos**. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Vol. 13. Pág. 1-20
- CORDOVA Carlos. (1988). **Cartografía geomorfológica a escala pequeña del occidente de la Republica Mexicana**. Tesis. UNAM. México.
- COQUE, R. (1984). **Geomorfología**. Ed. Alianza. España.
- COOKE, R. U. (1990). **Geomorphology in enviromental management**. Universidad de Oxford. Estados Unidos.
- DE Cerna, Z. (1988). **Estructura, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México**. Boletín 104. Instituto de geología. UNAM. México.
- DOBRAN, F. (2001). **Volcanic Proceses**. Kluwer Academic. Nueva York
- ENCISO, De la Vega, S. (1992). **Propuesta de nomenclatura estratigráfica para la Cuenca de México**. Revista del instituto de Geología. Vol. 10. Numero 1. Pág. 26-35, UNAM. México.

- FRIES, C. (1956). **Bosquejo geológico de la región entre México D.F., y Acapulco, Guerrero.** XX Congreso Geológico internacional. México.
- FRIES, C. (1960). **Geología del estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero.** Instituto de Geología. Boletín No. 60. UNAM. México
- GARCÍA, E. (1988). **Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen.** UNAM, México.
- GARCIA, Romero, A. (1993). **Análisis geomorfológico de la distribución de riesgos naturales en la delegación Cuajimalpa de Morelos, D.F.** Tesis de licenciatura en Geografía, FFyL. UNAM. México.
- GARCIA, S. A. (1976). **Estudio geográfico físico de cuatro municipios del noroeste del Estado de México.** Tesis de licenciatura en Geografía, FFyL.. UNAM. México.
- GARDINER, V. Y., Dackombe R. (1983). **Geomorphological field manual.** Ed. Allen&Unwin. Londres.
- GALINDO, G. Guadalupe. (1989). **Clasificación del sistema geomorfológico en el occidente de la sierra de Monte Alto, por métodos cuantitativos.** Tesis de licenciatura en Geografía, FFyL. UNAM. México.
- GEYNE, R. V. y coautores (1963). **Geología y yacimientos minerales del Distrito de Pachuca-Real del Monte, Estado de Hidalgo, Méx.** CRNR, México.

- GOMEZ Arizmendi, A. (1998). **Análisis geomorfológico del volcán Popocatepetl, escala 1:20,000**. Tesis de licenciatura en Geografía, FFyL. UNAM. México.
- LUGO, H. José y MARTINEZ, L. Víctor M. (1981). **La disección del relieve en el sur de la Cuenca de México y poblaciones adyacentes**. Boletín del Instituto de Geografía. Num. 10. Pág. 55-64. UNAM. México
- LUGO, H. (1986). **Los métodos geomorfológicos**. Revista Geografía, Vol. I, num. 1. Pág. 13-26, INEGI (pp13-25). México
- LUGO, H. (1989). **Diccionario Geomorfológico**. Instituto de Geografía. UNAM. México.
- LUGO, H. (1990). **Mapa geomorfológico del occidente de la cuenca de México**. Boletín del Instituto de Geografía. Numero 21. Pág. 1-19, UNAM. México.
- LUGO, H. (1991). **Elementos de geomorfología aplicada (métodos cartográficos)** Instituto de Geografía. UNAM. México.
- MEZA, M. (1981). **Análisis morfoclimático de la cuenca del río Tlalnepantla**. Boletín del Instituto de Geografía. Num. 10. Pág. 65-103, UNAM. México.
- MILLER, A. Austin (1970). **La piel de la Tierra**. Madrid. Ed. Alambra.
- MOOSER, F. (1957). **Los ciclos del vulcanismo que formaron la Cuenca de México**. XX Congreso Geológico Internacional. Simposio sobre Vulcanología del Cenozoico, Vol. 2, Pág. 337.348. México

- MOOSER, F. (1961). **Informe sobre la geología de la cuenca de México y zonas colindantes**. Comisión hidrológica de la cuenca del Valle de México. México.
- MOOSER, F. (1975). **Memoria de las obras del sistema de drenaje profundo del Distrito Federal**. Departamento del Distrito Federal. Tomo I. México.
- MOOSER, F. (1986). **Características geológicas y geotécnicas del Valle de México**. COVITUR. D.D.F. México.
- MOOSER, F. (1992). **Nuevo mapa geológico del sur-poniente del Valle de México**. Simposio, experiencias geotécnicas del poniente del Valle de México. CFE. México.
- MOOSER, F., MONTIEL, A. Y ZUÑIGA, A. (1996). **Nuevo mapa geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla: Estratigrafía, tectónica regional, y aspectos geotérmicos**. CFE, México.
- OLLIER, C. (1972). **Volcanoes. An introduction to systematic geomorphology**. The MIT Press, Cambridge, Massachusetts.
- ORDÓÑEZ, E. (1944). **Las provincias fisiográficas de México**. Revista geográfica del I.P.G.H. México.
- ORDÓÑEZ, E. (1995). **Las rocas eruptivas del sudoeste de la cuenca de México**. Obra científica (1889-1898). El Colegio Nacional. México

- ORTIZ, P.M. (1985). **Geomorfología de la disección fluvial asimétrica en depósitos de pie de monte por cambios del nivel base**. Tesis Doctoral. FFyL. UNAM. México.
- PEÑA, M.J. (1997). **Cartografía geomorfológica básica y aplicada**. Ed. Geoforma. Barcelona
- PALACIO Prieto, J. L. (1982). **Análisis geomorfológico de la región de Cuernavaca-Tenancingo-Ixtápan de la Sal**. Tesis de maestría. FFyL. UNAM. México.
- PALACIO Prieto J. L. (1983). **Metodología para el desarrollo de trabajos geomorfológicos a escala 1:50,000**. Primer congreso interno del Instituto de Geografía. Pág. 52-72 UNAM. México.
- SALA Sanjaume, M. y colaboradores (1996). **Teoría y métodos en geografía física**. Ed. Síntesis. Madrid.
- SALINAS, M. (1994). **Geomorfología de la Sierra de Guadalupe y riesgos naturales**. Tesis de licenciatura en Geografía, FFyL. UNAM. México.
- SÁNCHEZ Rojas, A. (1987). **Estratigrafía relativa a detalle de la formación Tarango, al poniente de la Cd. de México**. Tesis. UNAM. México.
- SCARTH, A. (1994). **Volcanoes, an introduction**. Texas A&M, University Press.

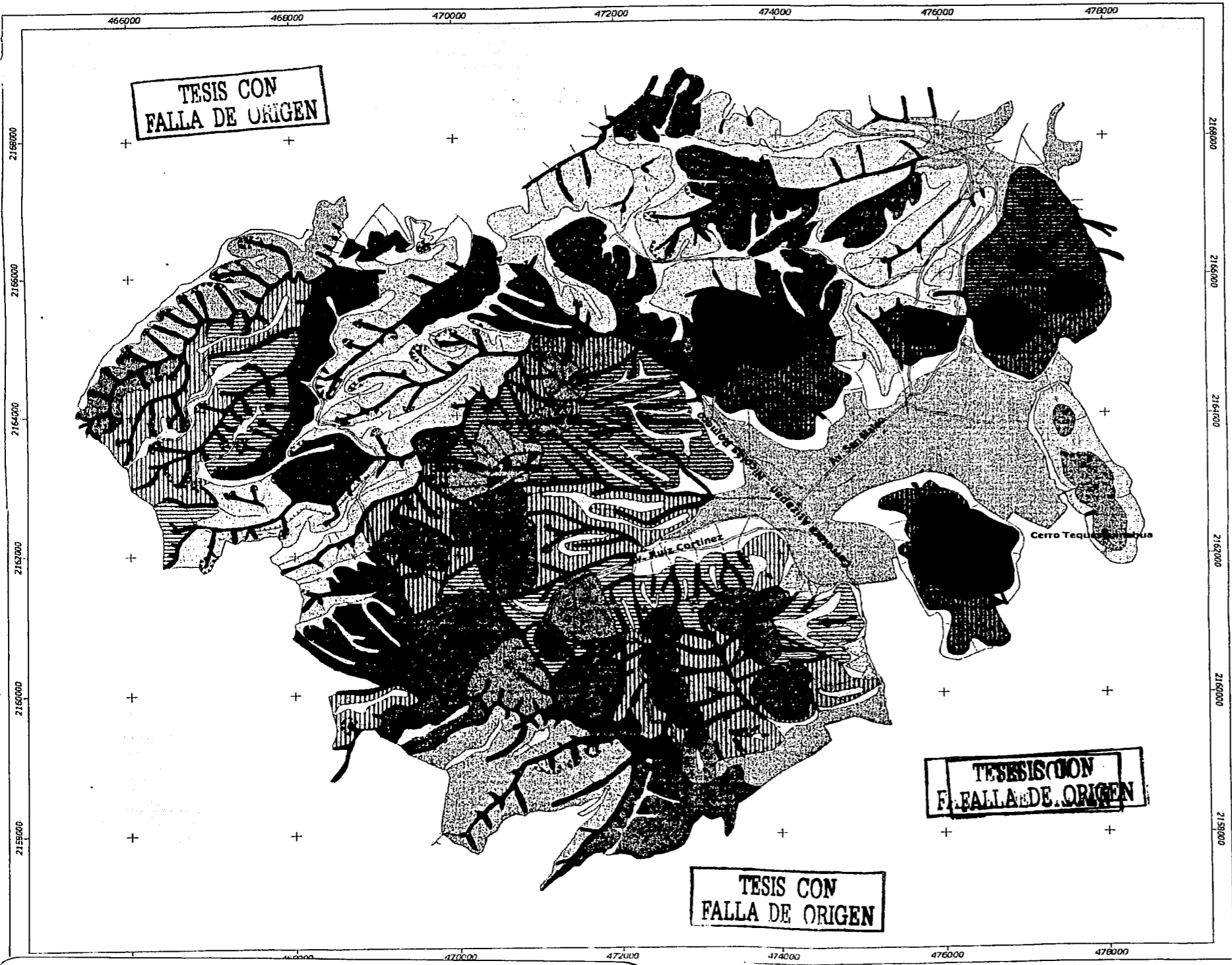
- SCHLAEPFER, C. (1968). **Resumen de la geología de la hoja México, Distrito Federal y Estados de México y Morelos. Hoja México 14 Q-h(5), escala 1:10,000** Instituto de Geología. UNAM. México.
- SPIRIDINOV, A. I. (1981). **Principios de la metodología de las investigaciones y el mapeo geomorfológico.** Tomo I. Universidad de la Habana.
- STRAHLER, A. (1989). **Geografía física.** Ed. Omega. Barcelona. pag 249-258.
- TOSCANA, A. Alejandra (1998). **Análisis geomorfológico detallado del Volcán Ajusco y zonas adyacentes.** Tesis de licenciatura en Geografía, FFyL. UNAM. México.
- VAZQUEZ, S. y JAIMES, Palomera. (1989). **Geología de la cuenca de México.** Revista Geofísica Internacional. Vol.28, num. 2. Pág. 133-190 UNAM
- VAN Zuidam, R. (1986). **Aerial photo-interpretation in terrain análisis and geomorphologic mapping.** Smists Publishers. The Netherlands.
- VERSTAPPEN, H .T. (1983). **Applied geomorphology.** Geomorphological surveys for enviromental developent. Elsevier, Amsterdam, 437 pp.
- VERSTAPPEN y Van Zuidam. (1991). **El sistema ITC para levantamientos geomorfológicos.** ITC.

CARTOGRAFÍA

- CETENAL (1970) Carta de climas, Hoja México. 14Q-V. Escala 1:500,000
- CETENAL (1984) Carta Topográfica, Cuautitlán, E-14-A-29. Escala 1:50,000.
- SPP. (1982) Carta Urbana, Tlalnepantla, E14A29-E. Escala 1:20,000.
- SPP. (1982) Carta Urbana, Ciudad López Mateos, E14A29-D. Escala 1:20,000.
- INEGI (1983) Carta de aguas superficiales, Cd. De México. E14-2 Escala 1:250,000
- INEGI (1983) Carta edafológica, Cd. de México. E14-2. Escala 1:250,000
- INEGI (1984) Carta de uso del suelo y vegetación, E14-2. Escala 1:250,000

FOTOGRAFÍAS AEREAS

- INEGI (1989) Fotografías aéreas, blanco y negro, escala 1:37,000, E14A29
- I.G.E.C.E.M. (1995) Fotografías aéreas blanco y negro, escala aproximada 1:20,000. valle Cuautitlan - Texcoco



MAPA GEOMORFOLÓGICO DEL MUNICIPIO DE ATIZAPÁN DE ZARAGOZA

- LEYENDA**
- I. RELIEVE ENDOGENO**
 Volcánico acumulado
- Volcán de lava cuaternario
 - Domo volcánico cuaternario
 - Colada de lava (asociada a domos cuaternarios)
 - Domo volcánico miocénico
 - Domo volcánico oligoceno
 - Divisoria
- II. RELIEVE ENDOGENO MODELADO**
 A) Volcánico erosionado
- Domo volcánico pliocénico
 - Edificio volcánico oligoceno
- II.1. Laderas volcánicas:**
 a) Considerablemente modeladas en sus rasgos primarios
- Laderas volcánicas cuaternarias
 - Laderas de lava y toba
 - Laderas asociadas a domos miocénicos
 - Laderas asociadas a domos oligocénicos
- b) Con rasgos primarios mejor conservados
- Laderas volcánicas cuaternarias
 - Laderas volcánicas de lavas y tobos
 - Laderas asociadas a domos pliocénicos
 - Laderas asociadas a domos miocénicos
 - Laderas asociadas a domos oligocénicos
- II.2. Piedemonte volcánico**
- Piedemonte volcánico compuesto de flujos piroclásticos, con erosión moderada
 - Piedemonte volcánico asociado a lahares, con erosión moderada
 - Piedemonte volcánico asociado a lahares, (modelado considerable)
 - Piedemonte volcánico compuesto de ignimbritas, (modelado considerable)
 - Piedemonte volcánico compuesto de ignimbritas, con erosión moderada
- III. RELIEVE EXOGENO**
 A) Erosivo fluvial
- Valles fluviales
 - Circo de erosión
 - Cauces
 - Erosión gravitacional erosiva
 - Escarpe
- B) Acumulativo fluvial
- Piedemonte cuaternario
 - Planicie aluvial cuaternaria
 - Abanicos aluviales
- C) Gravitacional erosivo
- Escarpe
- IV. RELIEVE ANTRÓPICO**
- Mina a cielo abierto, en explotación
 - Mina a cielo abierto, abandonada
 - Áreas niveladas
 - Escarpe de origen tecnogeno
- SÍMBOLOS COMPLEMENTARIOS**
- Cuerpo de agua
 - Cursos fluviales modificados
 - Frente de lava
 - Límite municipal
 - Carretera
 - Dirección del flujo de lava
- ESCALA:** 0 1 2 Km.
 Proporción de 1:50,000 en el plano de la hoja.
- UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**
 FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
- SECRETARÍA DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS**
 Unidad de Geología y Geografía
 Elaborado por: Jorge López Hernández