



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE MÉXICO

FACULTAD DE GEOGRAFÍA

**CARACTERIZACIÓN MORFOLÓGICA Y MORFOMÉTRICA DE LA
CARTA TOLUCA**

**TESIS
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
LICENCIADO EN GEOGRAFÍA**

**PRESENTA:
SILVIA HERNÁNDEZ ESCOBAR**

**ASESOR:
DR. LUIS MIGUEL ESPINOSA RODRÍGUEZ**

**REVISORES
DRA. PATRICIA FLORES OLVERA
MTRA. DOLORES MAGAÑA LONA**

TOLUCA, MÉX., JUNIO DEL 2014

AGRADECIMIENTOS

*Todo cuanto nace de la Tierra
es sagrado para nosotros.
Todos somos parte de la Tierra
y ella forma parte de nosotros.
la Tierra es nuestra madre
El agua es sagrada
El viento es sagrado
El águila majestuosa
Las cumbres rocosas
Porque todas las cosas están estrechamente unidas
Lo que le ocurra a la Tierra
les ocurrirá también a los hijos de la Tierra.*

*El jefe Seattle.
Gran nación sioux.*

Con respeto y gratitud al Dr. Luis Miguel Espinosa Rodríguez por su apoyo en la asesoría y motivación brindada durante el desarrollo del trabajo de tesis

***Así mismo a la Dra. Patricia Flores Olvera y M.c. Dolores Magaña Lona
Por su apoyo en la asesoría y revisión del presente trabajo***

***A mis padres y familia
Amigos, compañeros por su amistad y apoyo moral.***

Contenido

Capítulo 1	1
INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Generalidades	1
1.2. Planteamiento	4
1.3. Justificación.....	4
1.4. Objetivos	5
1.5. Variables	5
1.5.1. Variables conceptuales.....	6
1.5.2. Variables operacionales	7
1.6. Metodología.....	9
1.6.1. Carta altimétrica o hipsométrica.....	9
1.6.2. Carta de órdenes de drenaje	12
1.6.3. Carta de distribución de valles, interfluvios y cabeceras	14
1.6.4. Carta de pendientes.....	17
1.6.5. Carta de densidad de la disección.....	20
1.6.6. Carta de la profundidad de la disección	22
1.6.7. Carta de energía del relieve	24
Capítulo 2	26
2.1. Antecedentes	26
2.2. Geomorfología y sistema	31
2.3. Principios básicos de la Teoría General de Sistema aplicados a la geomorfología	35
2.3.1. La Teoría General de Sistemas en Geomorfología.....	35
2.4. Geomorfología aplicada.....	41
2.4.1. Enfoques actuales de la geomorfología	43
2.5. Técnicas cuantitativas y experimentales en geomorfología.....	45
2.5.1. Métodos generales: preparación y obtención de datos	45
2.5.2. Cartografía Geomorfológica.....	46
Capítulo 3	54
3.1. Marco geológico-geomorfológico	54

3.1.1. Caracterización tectónica regional	54
3.1.2. Marco Geológico Regional	55
3.1.3. Marco tecto-volcánico regional.....	62
3.1.4. Evolución estructural de la región	62
3.1.5. Principales Sistemas Disyuntivos de la Región.....	64
3.2. Geología regional, geología del nevado de toluca, características estructurales y depósitos	72
3.2.1. Marco geológico estructural.....	72
3.2.2. Evolución geológica y estratigráfica.....	72
3.2.3. Evolución morfogenética	80
3.2.4. Formación Pómez en Toluca Inferior	87
3.2.5. Formación Pómez Toluca Superior	88
Capítulo 4.....	89
CARACTERIZACIÓN MORFOLÓGICA Y MORFOMÉTRICA.....	89
4.1. Carta Altimétrica.....	91
4.2. Carta de Pendientes	94
4.3. Carta de órdenes de drenaje.....	97
4.4. Carta de valles interfluvios y cabeceras	101
4.5. Carta de Profundidad de la Disección.....	103
4.6. Carta de energía del relieve	106
4.7. Carta de densidad de disección.....	109
4.8. Carta Geomorfológica.....	111
4.9. Carta de las Unidades Geomorfológicas	114
Glosario.....	122
Bibliografía general y de referencia.....	137

RELACIÓN DE FIGURAS

Figura 1.1.1.	Localización de la zona de estudio. Fuente: INEGI, 2013	3
Figura 1.1.2.	Ubicación de la carta E14A38.	3
Figura 1.6.1.1.	Obtención dlas alturas máximas y mínimas de la carta topográfica	11
Figura 1.6.1.2.	Definición de los intervalos delimitados en el relieve.....	11
Figura 1.6.1.3.	Ejemplo de porción territorial desde la perspectiva altimétrica.....	11
Figura 1.6.2.1.	Utilización de los escurrimientos perennes intermitentes de la carta topográfica.....	13
Figura 1.6.2.3.	Ejemplo de una porción territorial de la carta de órdenes de drenaje.	14
Figura 1.6.3.1.	Obtención de valles de acuerdo con las corrientes existentes en la carta topográfica.....	15
Figura1.6.3.2.	Trazo de parte aguas conforme al relieve y corrientes	16
Figura 1.6.3.3.	Obtención de cabeceras, valles e interfluvios	16
Figura 1.6.3.4.	Ejemplo de porción territorial de los valles e interfluvios.....	17
Figura 1.6.4.1.	Obtención de las curvas de nivel de la carta topográfica.....	18
Figura 1.6.4.2.	Tabla de colores de acuerdo con los rangos.....	19
Figura 1.6.4.3.	Ejemplo de porción territorial de pendientes.	19
Figura 1.6.5.1.	Trasferencia de la cuadrícula al papel albanene, localizando el centro de cada uno de los cuadros.....	21
Figura 1.6.5.2.	Ejemplo de porción territorial de la zona de trabajo.	21
Figura 1.6.5.3.	Establecimiento de rangos y trazo de isolíneas.....	22
Figura 1.6.6.2.	División de la zona en 4 km ²	23
Figura 1.6.6.3.	Ejemplo de porción territorial de la profundidad de disección.	23
Figura 1.6.7.1.	División de la zona en 4 km ²	24
Figura 1.6.7.2.	Ejemplo de porción territorial de la carta de energía del relieve.	25

Figura 2.3.1.1. Tiempo de reacción de relajación y respuesta ante un evento geomorfológico, tomado de Crozier (1999; citado en Castillo, 2006; cfr Espinosa y Arroyo, 2011)	36
Figura 2.3.1.2. Formas de equilibrio en el tiempo según su duración, tomado de (Summerfield, 1991)	38
Figura 3.1.2.1. Arreglo estructural de la Sierra de Las Cruces. Modificada de García – Palomo et al. (2008).....	59
Figura 3.1.2.2. Mapa altimétrico. Se observan los diferentes pisos altitudinales que permiten ver la separación en bloques, sus límites estructurales y la variación del rumbo de la sierra. Modificada de García – Palomo et al. (2008).	60
Figura 3.1.2.3. Bloques del sistema Las Cruces (Modificada de García – Palomo et al., 2008)	61
Figura 3.2.2.1. Sistemas de graben, calderas y estratovolcanes del Sistema Volcánico Transversal (Modificado de Ramírez, 1988).....	74
Figura 3.2.2.2. Evolución regional del Sistema Volcánico Transversal en donde se emplazó el Nevado de Toluca (modificado de García et al., 2000).....	75
Figura 3.2.2.3. Secuencia estratigráfica idealizada del Nevado de Toluca. (Construida con base en: Bloomffield, 1973, 1974, 1975; Cantagrel, J.M., C. Robin y P. Vincent., 1981; De Cserna, Z. y Fries C. Jr., 1981; Demant, A, 1976, 1981 (a y b); Fries, C.....	76
Figura 4.1.1. Al fondo la unidad de montaña y en medio de la imagen la unidad de piedemonte	92
Figura 4.1.2. Unidad de montaña y la unidad de planicie	92
Figura 4.2.1. Piedemonte con laderas convexas con pendiente 15° a 45° y un domo andesítico.....	95
Figura 4.3.1. Unión de dos drenajes de primer orden para formar una de segundo orden	98
Figura 4.3.2. Drenaje de tercer orden.....	98
Figura 4.3.3. Drenaje de cuarto orden.....	99
Figura 4.3.4. Río Lerma	99
Figura 4.5.1. Piedemonte y al fondo las unidades de montaña.	104
Figura 4.5.2. La disección en la planicie está representada por el Rio Lerma	104
Figura 4.6.1. Planicie al fondo la montaña.....	107

Figura 4.6.2.	Pie de monte y la montaña	107
Figura 4.8.1.	Parte de la unidad de montaña que se observa un lineamiento volcánico con una orientación NW-SE compuesto por material andesítico sierra de Salazar y al centro un domo andesítico centro un domo andesítico.....	112
Figura 4.9.1.	Piedemonte con laderas convexas pendientes 6° a 45° con depósitos fluviales se observa el escalonamiento de las estructuras hacia la planicie	114
Figura 4.9.2.	Domo andesítico.....	115
Figura 4.9.3.	Ignimbritas y dacitas.....	115
Figura 4.9.4.	Colada lávica de tobas basálticas	116
Figura 4.9.5.	Conglomerado de Cenizas volcánicas encontrado en el piedemonte.....	116
Figura 4.9.6.	Cono cinerítico de tobas	117
Figura 4.9.7	De flujos piroclastos	117
Figura 4.9.8.	Ceniza volcánica	118

RELACIÓN DE TABLAS

Tabla 1.	Variables dependientes e independientes.....	25
Tabla 2.	Principales rasgos morfoestructurales del Sistema Volcánico Transversal. Fuente: Modificado de Ramírez, 1989, en Espinosa y Arroyo (2011).....	50
Tabla 3.	Formaciones y secuencias litológicas que constituyen a la columna estratigráfica del Nevado de Toluca. Construido con información de Bloomfield, 1973, 1974, 1975; Cantagrel, J.M., C. Robin y Vincent., 1981; De Cserna, Z. y Fries C. Jr., 1981; Demant, A, 1976, 1981 (a y b); Fries, C., 1966; Heine, K., 1976, 1978, 1984, 1988, 1994; Martin del Pozo A. 1980, 1981, 1982, 1990; y Sánchez-Rubio, 1978.....	23
Tabla 4.	Tipos y frecuencias de erupciones basadas en los últimos 43,000 años. Modificado de Aceves 2007; basado en Sedov <i>et al</i> (2001); Solleiro <i>et al.</i> (2004); Capra y Macías (1997); Fisher y Shmincke (1984); Cervantes (2001), Bloomfield y Valastro (1977) Arce (1999); y Capra <i>et al.</i> (2006), Espinosa y Arroyo (2010).....	45

RESUMEN

Se presenta la interpretación de los mapas morfológicos y morfométricos elaborados de la carta Toluca E14A38, escala 1:50 000. La cartografía elaborada permite conocer como los procesos endógenos y exógenos relacionados con el origen, evolución, dinámica en la zona de estudio, así como caracterizar las principales formas del relieve.

La metodología está sustentada en el análisis sistémico bajo el enfoque de la geomorfología aplicada, en donde se obtiene cartografía morfológica y morfométrica con la cual se extrae y agrupan los rasgos generales de la expresión del relieve.

Palabras clave: morfológicos, morfométricos, cartografía, relieve.

ABSTRACT

The interpretation of both the morphological and morphometric maps, drawn up in the board of Toluca E14A38, scale 1:50 000 are shown. The cartography developed allows to know the endogenous and exogenous processes, related to the origin, evolution, dynamic in the study area, as well as to characterize the major landforms.

The methodology is based on the systemic analysis under the focus of applied geomorphology, where the morphological and morphometric mappings are obtained to remove and to group the general characteristics of the expression of the area.

Key Words: morphological, morphometric, cartography, land forms.

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN

1.1. Generalidades

Los estudios geomorfológicos en el país aún son insuficientes, es por ello que resulta fundamental emprender levantamientos que muestren las características y las relaciones del relieve con otros elementos del medio natural y cultural. Su importancia radica en que contribuyen al conocimiento del relieve y fortalecen el acervo básico de información geográfica del territorio nacional y en este caso particular, del Estado de México.

Un estudio geomorfológico implica, en esencia, la correlación entre variables geográficas y geológicas. Comprende, por un lado, el análisis espacial y por otro, la evolución de relieve de la Tierra en función del espacio y tiempo.

Resulta importante destacar que el relieve representa la máxima expresión del conjunto de procesos que modelan la superficie terrestre, entre los que se encuentran todos aquellos relacionados con las fuerzas tectónicas capaces de transportar continentes, de formar volcanes y esculpir la superficie a través de la erosión, el transporte y la deposición de materiales. Espinosa (2014) afirma que la inclusión del relieve como variable fundamental para comprender el origen, la mecánica y la distribución espacial de los procesos que conforman el riesgo, resulta imprescindible puesto que es sobre éste en el cual los geosistemas perturbadores se desarrollan, es en donde el ser humano habita y ejecuta las actividades cotidianas.

Los campos de aplicación del conocimiento geomorfológico se encuentran en un abanico de posibilidades en donde diferentes autores como Verstappen, Tricart, Seco, entre otros, han planteado la utilidad del conocimiento del relieve, en donde se destaca la propuesta de

Espinosa y Arroyo (2011), quienes establecen que existen aplicaciones muy específicas en campos particulares; subrayan entre otros los siguientes: estudios en laderas y deslizamientos, transferencia y dinámica de sedimentos, peligrosidad y riesgos, costas, estudios ambientales, morfoedafogénesis, procesos electorales, análisis arqueológico y ordenamiento del territorio.

De acuerdo con lo anterior, en el presente trabajo se plantea la elaboración de material cartográfico de orden morfológico y morfométrico en el territorio que abarca la Carta E14A38 “Toluca”, en la cual se siguen los principios establecidos por autores como Lugo (1988; 2013), Pedraza (1995) y Tricart (1985). La Geomorfología como ciencia auxiliar de la Geografía aporta diversos puntos de vista y reconoce problemas para ser estudiados con detalle en el futuro en los que incluye la génesis, morfología dinámica, evolución y distribución del relieve.

La carencia de la cartografía geomorfológica y de su aplicación se ha visto reflejada en la falta de estudios de la dinámica exógena: erosión y acumulación fluvial, desarrollo de barrancos, erosión del suelo, procesos de laderas y estudios sobre riesgos cuando no se hace una planeación adecuada, sobre todo en los asentamientos humanos que se localizan en el área de trabajo.

La cartografía geomorfológica es de importancia para la planificación del territorio ya que contiene información esencial para la elaboración de mapas aplicados con la combinación de aspectos o variables cartográficas del medio físico y social.

Por diversas circunstancias, en México, no se ha tenido una política para impulsar la realización sistemática de ese tipo de cartografía geomorfológica básica y aplicada, por tal motivo los trabajos e investigaciones de carácter cartográfico geomorfológico y aplicabilidad son poco conocidos en nuestro país. Este estudio de la carta Toluca E14A38, escala 1:50 000, consiste en el análisis morfológico y morfométrico para obtener en forma clara y representativa las zonas que distinguen las características endógenas y exógenas dominantes en el área.

LOCALIZACIÓN

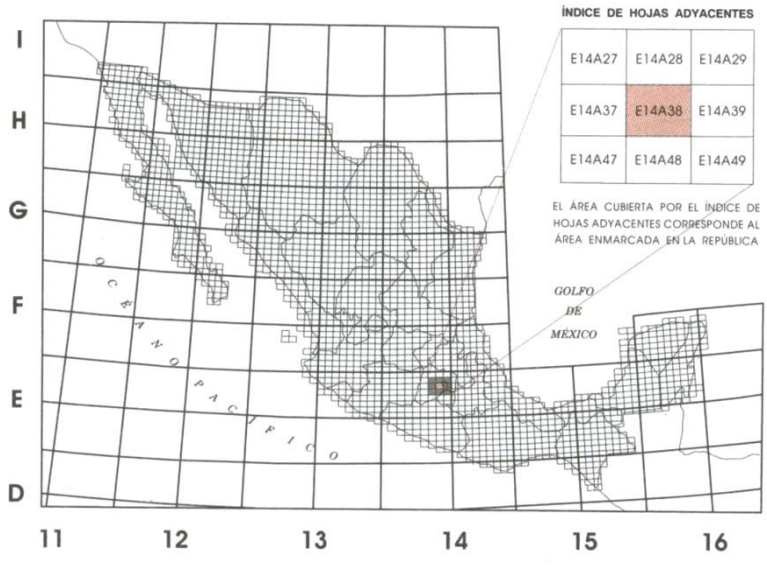


Figura 1.1.1 Localización de la zona de estudio. Fuente: INEGI, 2013.

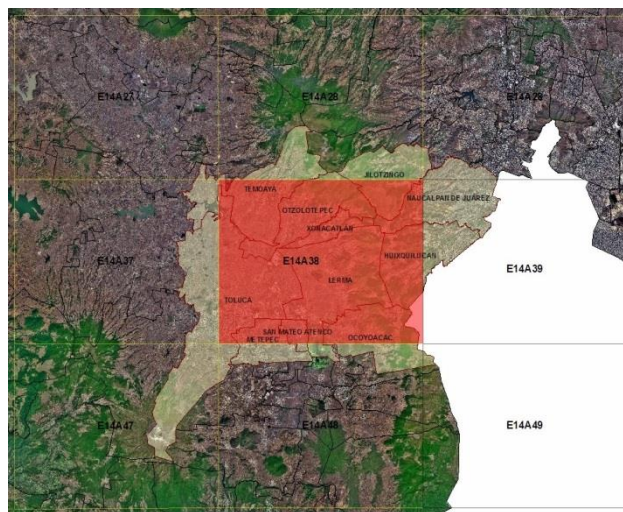


Figura 1.1.2 Ubicación de la carta E14A38.

1.2. Planteamiento

El presente proyecto se realizará en escala 1:50 000 de la cartografía morfológica y morfométrica de la carta Toluca E14A38, con el propósito de construir una carta general geomorfológica que representa las formas primordiales del relieve dominante en la zona perteneciente al territorio contenido en dicho espacio geográfico, en donde la interpretación y caracterización geomorfológica se realizó a través de la Teoría General de Sistema, según la propuesta de Espinosa (2010).

Las cartas temáticas se realizarán con los métodos clásicos de construcción de cartografía geomorfológica, expuestos en la literatura de Lugo (1988); dicho criterio será empleado para hacer la carta geomorfológica y en ambos casos se interpretarán desde una perspectiva sistémica de relación entre variables.

La elaboración de cartografía y la interpretación del material generado se realizarán bajo la perspectiva de autores como Palacio (1983), Bocco (1983), Tricart (1985), Ortiz (1990) y Pedraza (1996), quienes aportan elementos teóricos y metodológicos que sustentan la caracterización de la zona de estudio.

De manera general, este proyecto de investigación se centra en el análisis geomorfológico general enfocado en la descripción de formas y en su correlación con variables de edad, morfología y distribución espacial.

1.3. Justificación

El presente trabajo permitirá una aplicación de las técnicas y métodos propios que servirán de base para el conocimiento del espacio geográfico y a su vez creará las bases para iniciar investigaciones sistémicas y complejas del relieve, considerado como un recurso natural.

Se entiende que la geomorfología tiene como objeto de estudio el relieve terrestre, centrándose en el análisis de morfología, origen, edad y dinámica actual del mismo. La cartografía derivada de esta ciencia permite expresar las características del relieve de un área y sintetizar el conocimiento específico.

La importancia del presente trabajo radica en que los resultados de la aplicación de metodologías pueden ser una base fundamental para el ordenamiento territorial, o bien para el mejor reconocimiento del espacio y la elaboración de estudios más detallados de la zona de estudio. Asimismo la escala de trabajo seleccionada y los productos cartográficos elaborados permitirán establecer las relaciones geográficas que permitan la explicación de la dinámica y distribución del relieve, basado en el reconocimiento de las características del mismo, a partir de la interpretación geomorfológica que permita definir un interés de extracción de la información de la que son objeto de estudio los resultados.

1.4. Objetivos

El objetivo general de esta investigación se centró en realizar un estudio morfológico y morfométrico de la carta Toluca E14A38 escala 1:50 000, el cual será interpretado con los estándares teóricos y metodológicos planteados por los autores antes citados.

Los objetivos particulares de este trabajo son:

- Elaborar cartografía morfológica que permita la interpretación de factores geomorfológicos.
- Elaborar cartografía morfométrica que permita la interpretación de factores geomorfológicos.
- Caracterizar las formas del relieve desde la perspectiva de la Geomorfología general.
- Elaborar la leyenda y la carta geomorfológica.

1.5. Variables

Las variables que se emplearon en el presente trabajo son las que se representan en el siguiente tabulado, donde se especifica lo que se conoce y requiere ser profundizado (variable independiente) y las que se han seleccionado para resolver el problema de investigación (variable dependiente).

<i>Variables empleadas</i>	
<i>Dependiente</i>	<i>Independiente</i>
Edad, tipo de roca	Geología
<i>Morfografía:</i>	
<ul style="list-style-type: none"> • Altimetría • Sistema de drenaje • Distribución de valles e interfluvios 	
<i>Morfometría:</i>	
<ul style="list-style-type: none"> • Pendiente general del terreno • Orden de drenaje • Densidad de disección • Profundidad de disección • Energía de relieve 	Geomorfología

Tabla 1. Variables dependientes e independientes

1.5.1. Variables conceptuales

Las variables conceptuales en esta investigación representan la terminología que se emplea en el presente trabajo. La importancia de estas variables en el trabajo representa el punto de vista del autor del presente documento y la posición teórica y metodológica que asume. De acuerdo con lo anterior, las variables conceptuales básicas son:

Análisis morfo-dinámico: Los tipos de procesos, que definen las formas del relieve clasificadas en el tema anterior de la morfogénesis, no son inevitables comparados con los que actúan hoy en día (Lugo, 1988:61).

Análisis morfo-estructural: El término morfoestructural fue utilizado inicialmente por Guerasimov, en 1946, para referirse a formas del relieve originadas fundamental por procesos endógenos en interacción con los exógenos a las que corresponde una

determinada estructura geológica. En este sentido, se aplica el término, aunque algunos autores usan otros tales como formas tectónicas y formas estructurales. Originalmente el objetivo de los estudios geomorfológico estructurales era relacionar la estructura geológica con las formas de la superficie terrestre (Lugo, 1988:70).

Análisis morfogenético: El objetivo fundamental de los estudios geomorfológicos tradicionales ha sido la elaboración de mapas morfogenéticos. Esto significa que cualquier porción de la superficie terrestre, en escala, desde la más pequeña a la más grande, se pueden cartografiar diferentes formas del relieve en función de su origen (Lugo, 1988:56).

Procesos endógenos: Procesos geológicos generados por fuerzas internas de la Tierra (Lugo, 1989:175).

Procesos exógenos: Procesos geológicos generados por fuerzas externas de la tierra, los cuales se originan en la superficie de ella y en las capas superiores de la litosfera. Están condicionados principalmente por la energía de la radiación solar, la fuerza de la gravedad y la actividad de los organismos. Los procesos exógenos son tres principales: 1) el intemperismo, 2) la erosión o denudación, 3) la acumulación (Lugo, 1989:175).

Relieve: Conjunto de todas las formas de la superficie terrestre, en una porción específica de la misma o en toda. Se forma por la interacción de los procesos endógenos y exógenos en la corteza terrestre. Se reconocen relieves o formas de diversos órdenes, en función de sus dimensiones (Lugo, 1989:180).

1.5.2. Variables operacionales

Las variables operacionales que se emplean en esta investigación permiten determinar con precisión los conceptos que se utilizan, la perspectiva teórica y la metodología con la cual se entienden. A continuación se define cada una de ellas conforme con los criterios de Lugo (1989).

Endógeno: Comprende las formas originadas por procesos tectónicos o volcánicos que no han sufrido un modelado sustancial por los procesos erosivos.

Exógeno: Se trata de aquellas formas originadas por acción de la erosión y la acumulación.

Formas antrópicas: Son las que origina y crea el hombre.

Formas denudatorias: Son las superficies transformadas por procesos gravitacionales y por erosión diferencial.

Formas fluviales: Surgen de las corrientes temporales y permanentes. Dan origen a escarpes erosivos y laderas.

Formas fluvio-glaciales: Es el resultado que se da por la erosión fluvial originada por la ladera de valles, planicies y escarpes de terrazas.

Formas volcánicas: Pueden ser destructivas y acumulativas como cráteres, calderas, mesas y coladas de lava.

Morfodinámica: Se pueden realizar estudios de los procesos endógenos y exógenos, pero en especial es en los exógenos donde se puede conocer tipos de erosión y acumulación.

Morfo-estructurales: De diversos tipos para expresar la relación de las estructuras geológicas con el relieve. Los bloques geológicos y su expresión topográfica, la actividad neo-tectónica y su influencia en la superficie.

Morfogenéticos: Se refiere al relieve volcánico y al relieve fluvial de tipos de vertientes.

Morfométricos: Expresan elementos cuantitativos del relieve (profundidad de la erosión, pendiente, diferencias de altura, densidad de Talwegs, separación entre parte aguas y Talwegs, frecuencia de barrancas).

Tectónica: Estudia la estructura, movimientos de formación y desarrollo de la corteza terrestre y el manto superior, en relación con la evolución de la tierra, tales como escarpes, fallas y laderas.

1.6. Metodología

La metodología se basó en el análisis y expresión cartográfica de algunos parámetros morfométricos y morfológicos, que sirven para la elaboración de la carta geomorfológica y la interpretación, que coadyuve al conocimiento de la superficie terrestre con la que se realizó la clasificación de procesos que dieron origen, dinámica y distribución del relieve.

La investigación bibliográfica fue el soporte del trabajo, donde se tomaron en cuenta algunos estudios geomorfológicos basados en los planteamientos establecidos por Horton (1945), Strahler (1952), Spinidinov (1985), Bashenina (1975), Lugo (1980,1981, 1983,1984, 1986, 1988), Bocco (1983), Palacio (1983), Ortiz (1997), Espinosa y Arroyo (2011).

Se realizó la fotoidentificación, la cual tiene como objetivo agrupar las formas del relieve con el o los procesos que predominaron en su creación, sean estos endógenos o exógenos o bien una interacción entre ambos, con apoyo en un mosaico aerofotográfico a escala 1:10,000 y ortofotos de INEGI para solventar la parte cartográfica, así como el futuro desarrollo de la carta geomorfológica planteada.

El análisis cartográfico se realizó con base en las cartas geológica y climática para obtener un esbozo general de cada uno de los aspectos de la superficie terrestre representados en la carta Toluca, toda vez que la cartografía temática está basada en la carta topográfica Toluca E14A38 a escala 1:50.000, editada en 1989 por el INEGI.

La elaboración y análisis de mapas morfológicos y morfométricos de la zona de estudios serán integrados en los siguientes apartados:

1.6.1. Carta altimétrica o hipsométrica

Según Espinosa y Arroyo (2011), ésta permite conocer los valores de las alturas máxima y mínima en el mapa topográfico, con el fin de que se exprese de manera inmediata y clara el relieve en su totalidad. El mapa terminado permite la identificación de las estructuras mayores, como sierras y cuencas, así como la delimitación de ambientes geomorfológicos por condiciones altitudinales y de exposición además de la identificación de unidades

generales, como piedemonte, laderas y cimas, lo que permite una aproximación morfológica a las condiciones regionales, junto con la identificación por condiciones de textura del relieve y la aproximación geológica.

Es la inicial y una de las más importantes que nos permitió conocer los valores de las alturas máxima y mínima en el mapa topográfico, con el fin de que se exprese de manera inmediata y clara la distribución del relieve en su totalidad, mediante los siguientes pasos:

1. Se obtuvieron las alturas máximas y mínimas en el mapa topográfico original.
2. Se definieron los intervalos de valores que se delimitaron en el relieve.
3. Se eligieron los colores con base a un sistema internacional para la secuencia de los colores, de los fríos a los cálidos.
4. Se iluminaron los rangos.

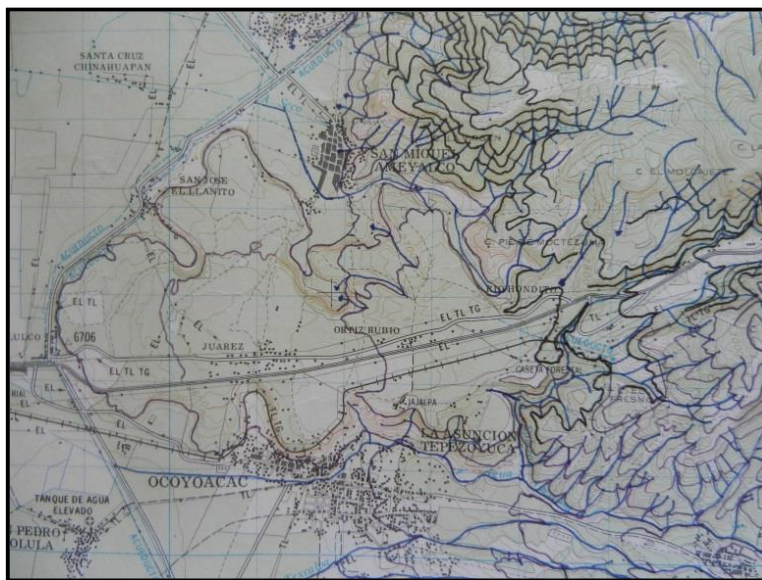


Figura 1.6.1.1 *Obtención de las alturas máximas y mínimas de la carta topográfica*

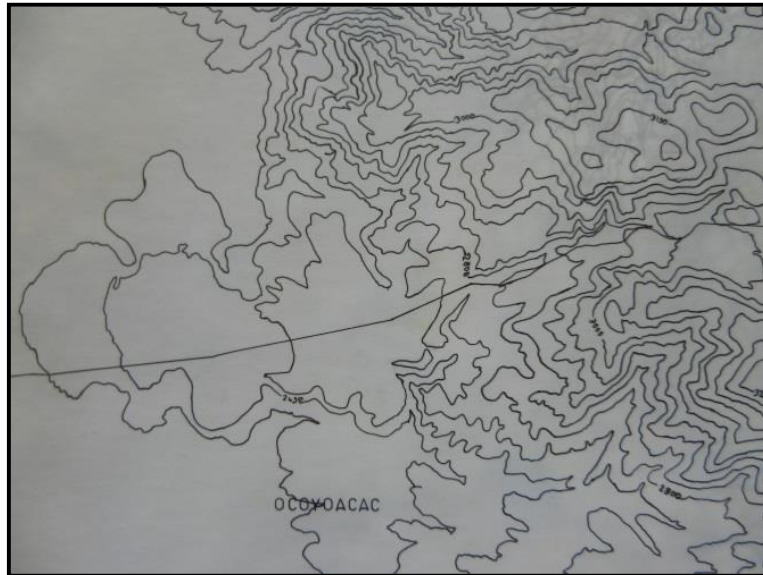


Figura 1.6.1.2 Definición de los intervalos delimitados en el relieve

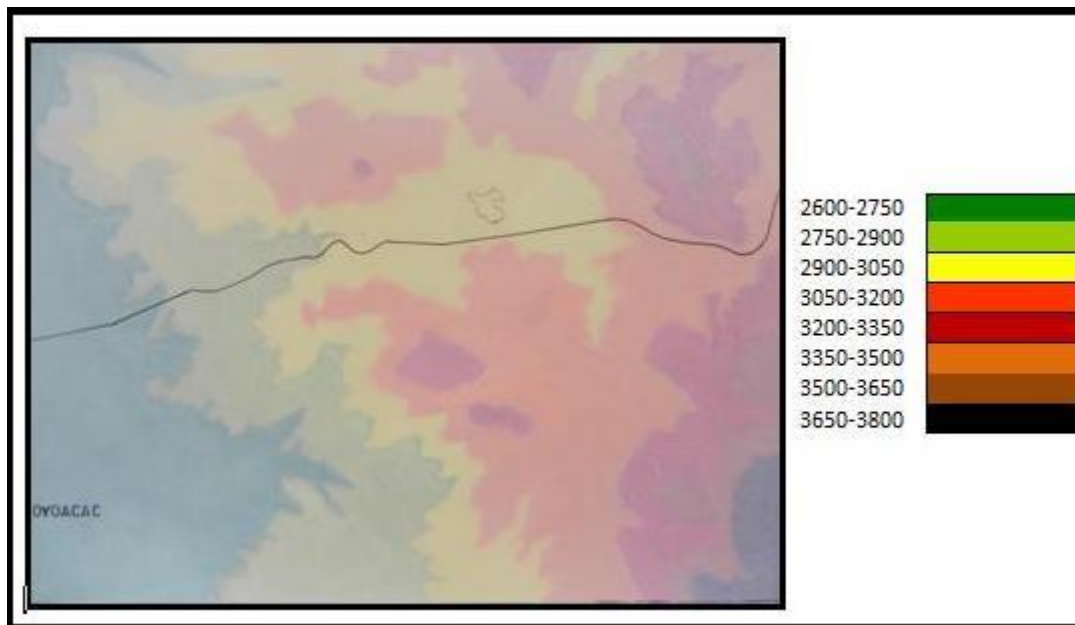


Figura 1.6.1.3 Ejemplo de porción territorial desde la perspectiva altimétrica.

1.6.2. Carta de órdenes de drenaje

De acuerdo con Espinosa y Arroyo (2011), para la elaboración de esta carta se considera la totalidad del escurrimiento superficial existente, perenne o intermitente. Para obtener la interpretación adecuada se infieren los cauces no marcados y se identifican los tipos de drenaje, de acuerdo con su clasificación sistemática.

La carta de órdenes del drenaje se obtiene a través de un procedimiento que clasifica las corrientes fluviales en órdenes numéricos, en donde el análisis de la configuración del relieve se realiza mediante los elementos considerados en la obra fotogeología de Guerra (1980), que describe las relaciones existentes entre las características espaciales de la distribución del drenaje y de textura, que corresponde a condiciones geológicas particulares. El análisis cartográfico se complementa con la fotointerpretación.

Así mismo, la identificación de condiciones de drenaje particulares se relaciona de manera directa con procesos erosivos y de depósito que resulta en una configuración del relieve, con condiciones geomorfológicas específicas.

Es un procedimiento en extremo sencillo que clasifica las corrientes fluviales en órdenes numéricos. Los pasos en la elaboración de esta carta son:

1. Se utilizaron escurrimientos perennes intermitentes.
2. Se infirieron los cauces.
3. Se relacionaron los órdenes con los colores de los fríos a los cálidos.
4. Se identificaron las corrientes que no poseen afluentes, denominadas de primer orden, las que resultan de la unión de dos de primer orden, con la forma del segundo y así de manera sucesiva.

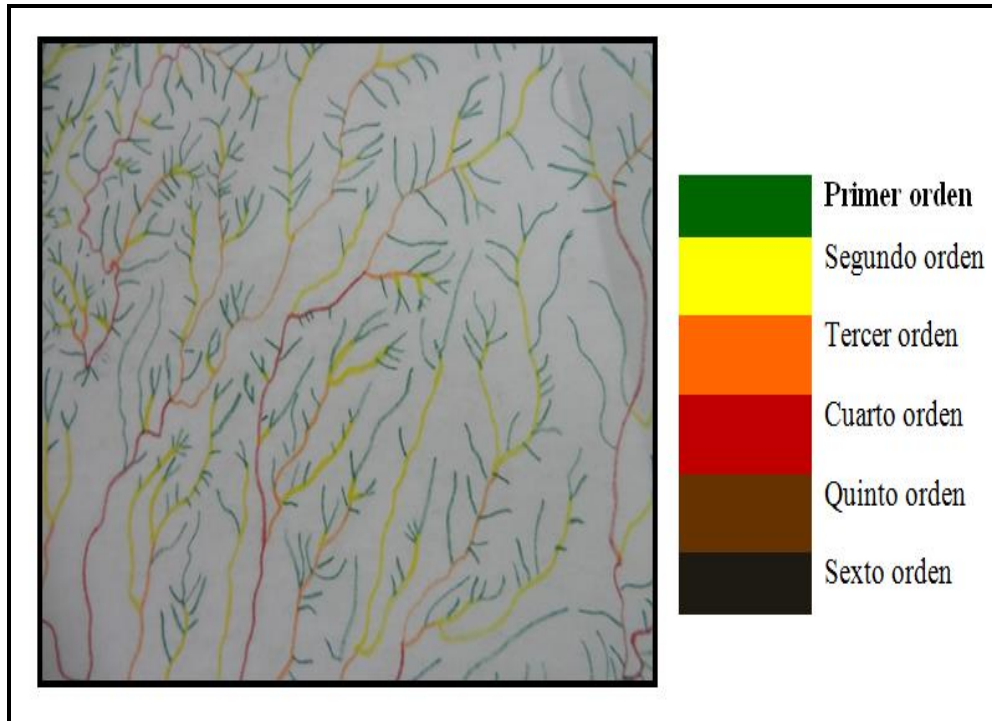


Figura 1.6.2.3 *Ejemplo de una porción territorial de la carta de órdenes de drenaje.*

1.6.3. Carta de distribución de valles, interfluvios y cabeceras

En esta carta se muestra el comportamiento del relieve, con base en la distribución de valles, formas y las zonas de acumulación, así como la amplitud de los interfluvios (Espinosa y Arroyo, 2011).

Estos autores definen que en esta carta se representa el parteaguas que para Ortiz (1990) es el elemento del relieve que conserva las características más cercanas a las condiciones iniciales de las formas, así por medio de este elemento se pueden entender la evolución de la configuración del relieve hasta llegar a la actualidad y los posibles escenarios futuros. Con la caracterización de las condiciones de interfluvios y de los procesos que por la forma se infieren en los valles, se pueden determinar las condiciones de los procesos geomorfológicos existentes y de evolución del relieve.

Por lo que se refiere a la Morfometría, ésta reúne todas aquellas técnicas de análisis y cartografía geomorfológica que se realizan por métodos cuantitativos, métodos estadísticos, modelos matemáticos o relaciones numéricas; permiten medir la magnitud de los procesos así como la extensión o profundidad de las formas del relieve, la distribución espacial y la densidad de los procesos por unidad de área.

En esta carta se presenta el comportamiento del relieve, con base en los valles que presenta y las zonas de acumulación de la zona de estudio. Los pasos para esta carta son:

1. Se realizó la obtención de valles según la presencia de corrientes existentes.
2. Se obtuvieron las zonas de acumulación.
3. Se trazó el parte aguas ayudado por las corrientes y el relieve.
4. Se obtuvo la cabecera de cada uno de los valles y con ellos se obtienen los interfluvios.
5. Se buscaron colores para diferenciar cada uno de los componentes.

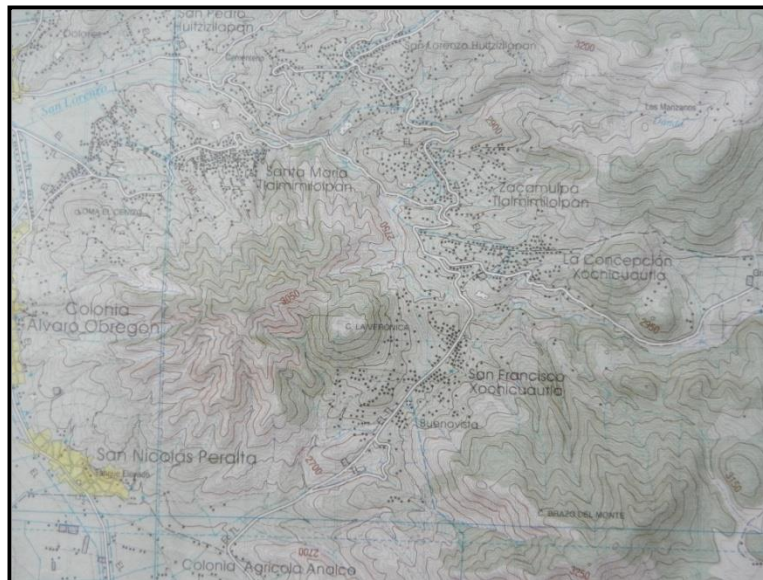


Figura 1.6.3.1 Obtención de valles de acuerdo con las corrientes existentes en la carta topográfica.

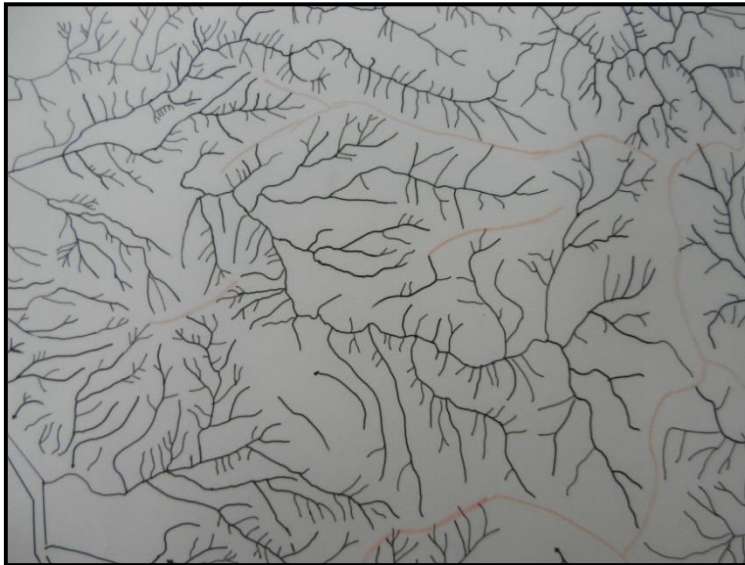


Figura 1.6.3.2 Trazo de parte aguas conforme al relieve y corrientes

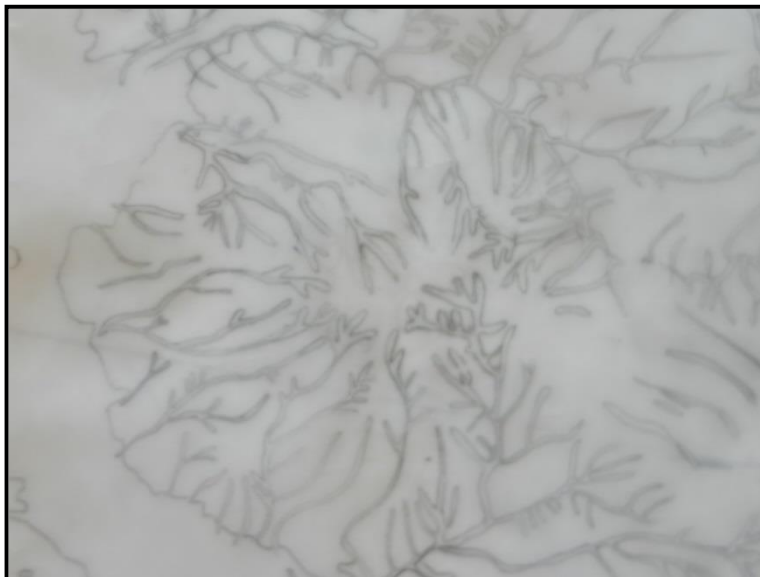


Figura 1.6.3.3 Obtención de cabeceras, valles e interfluvios

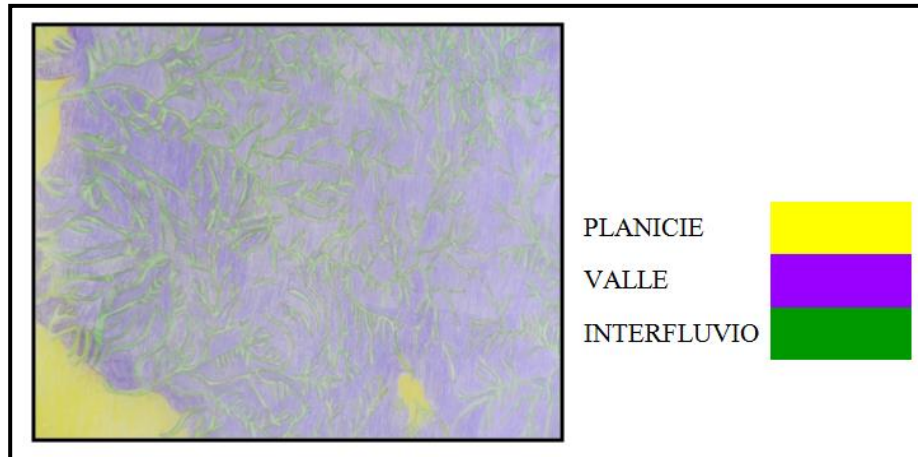


Figura 1.6.3.4 Ejemplo de porción territorial de los valles e interfluvios.

1.6.4. Carta de pendientes

Es la transformación de la distancia entre curvas de nivel en valores de pendiente. De acuerdo con Pedraza (2006), las características de los rangos de la tabla de pendientes se ha desarrollado en México, adaptada a las necesidades de los trabajos geomorfológicos. En ella se puede determinar de manera clara cada elemento genérico del relieve, una división de unidades en función de la pendiente y los procesos que en ella se desarrollan. La forma de medir la pendiente entre curvas de nivel es una constante, en la que los rangos varían en función específica de la finalidad, así que para Verstappen y Van Zuidam (1968:75) sugieren dividir los rangos en seis clases (1) 0° - 2° , (2) 2° - 5° , (3) 5° - 15° , (4) 15° - 30° , (5) 30° - 55° y (6) $+ 55^{\circ}$; esta clasificación pretende resaltar el tipo y grado de la actividad erosiva y el movimiento de masas (Espinosa y Arroyo 2011).

De acuerdo con Van Zuidam (1985), se propone el mapa de morfoconservación, para el cual considera siete rangos de pendiente, por medio de los cuales se puede tener mayor percepción de la diferencia de pendiente, para las áreas de menor pendiente.

Los pasos para su elaboración son los siguientes:

1. Se utilizaron los rangos establecidos y el ángulo de la pendiente por medio de la fórmula:

$$m = \frac{Eq}{tg \alpha}$$

Dónde:

m = Pendiente

Eq = Equidistancia

$tg \alpha$ = Tangente del ángulo α

2. Una vez obtenidos los datos se colocaron en una tabla a la cual se asignaron rangos.
3. Se asociaron los rangos con colores de los fríos a los cálidos.
4. Se colocaron la tabla de colores entre curvas de nivel y se colorearon.



Figura 1.6.4.1 Obtención de las curvas de nivel de la carta topográfica

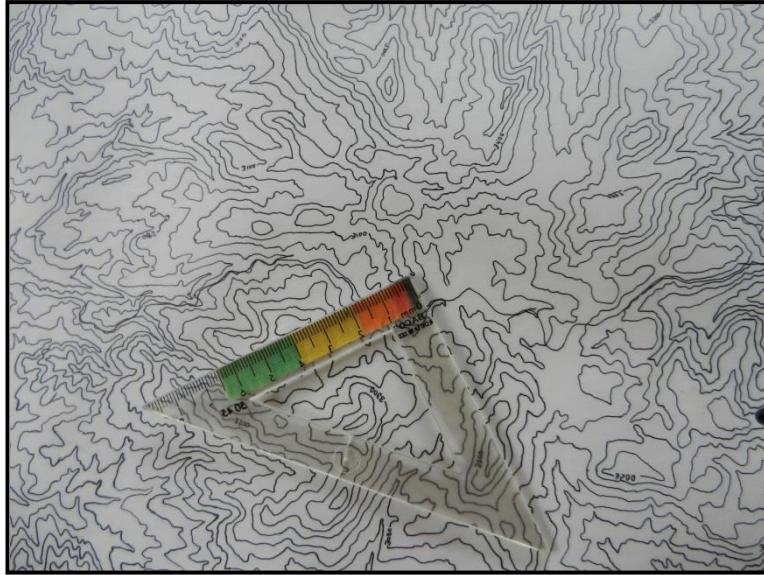


Figura 1.6.4.2 Tabla de colores de acuerdo con los rangos

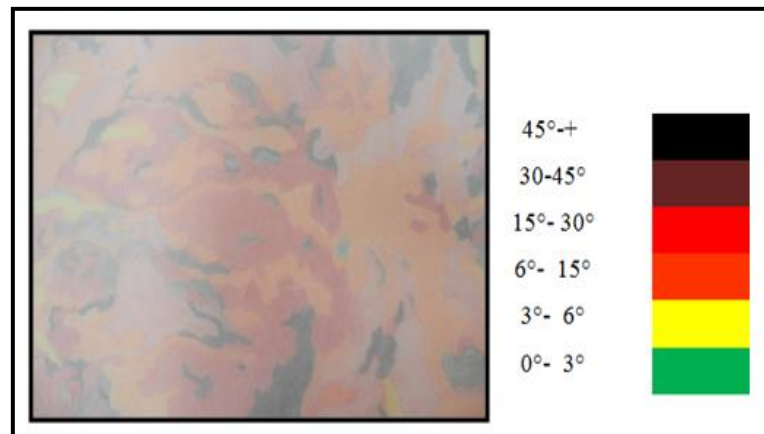


Figura 1.6.4.3 Ejemplo de porción territorial de pendientes.

1.6.5. Carta de densidad de la disección

Para Eternod (1991 en Graniel -s/f-) los métodos morfométricos están enfocados a determinar valores sobre la intensidad de procesos y las formas que los originan. Estos métodos geomorfológicos han derivado de los expuestos por Horton y Strahler, desarrollados con criterios más hidrológicos que geomorfológicos. Los análisis más comunes del relieve fluvial consisten en medir la longitud de Talwegs, la profundidad del corte de erosión, la distancia horizontal entre Talweg y parteaguas, clasificarlos en órdenes y en función de estos, determinar los parámetros antes mencionados, o bien cuantificar la variación de la amplitud de la llanura de inundación.(Espinosa y Arroyo 2011)

Es equivalente a la densidad de corriente fluviales, pero se diferenció de ésta, por su objetivo, no son las corrientes en sí, sino el resultado de su acción para lo cual se utilizó el drenaje, tanto el representado en la carta como el inferido, Los Talwegs son líneas originadas por erosión fluvial. Los pasos para realizar esta carta son:

1. Se dividió el área de estudio en partes iguales de un mínimo de un kilómetro cuadrado en escala 1:50,000.
2. Además del drenaje representado se infirieron los cauces que no están marcados en la carta.
3. Se transfirió la cuadrícula de un papel albanene y se localizó el centro de cada uno de los cuadros.
4. Se realizó la medición de longitud de cauces contenidos en cada kilómetro y se colocó el valor obtenido en el centro.
5. A partir del centro de la cuadrícula anterior se realizó una nueva; por regla de tres se interpolan los puntos de homogeneizar valores.
6. Se establecieron rangos con los cuales se trazaron isolíneas.

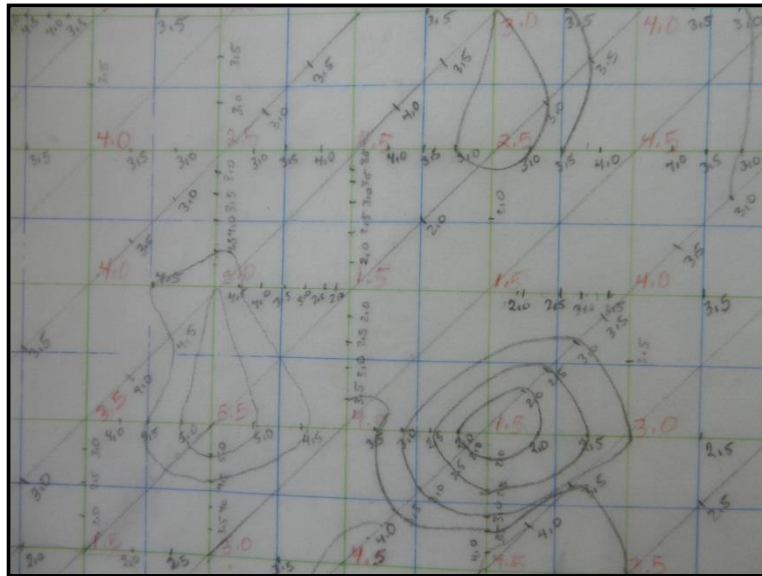


Figura 1.6.3.4 Ejemplo de porción territorial de los valles e interfluvios, localizando el centro de cada uno de los cuadros

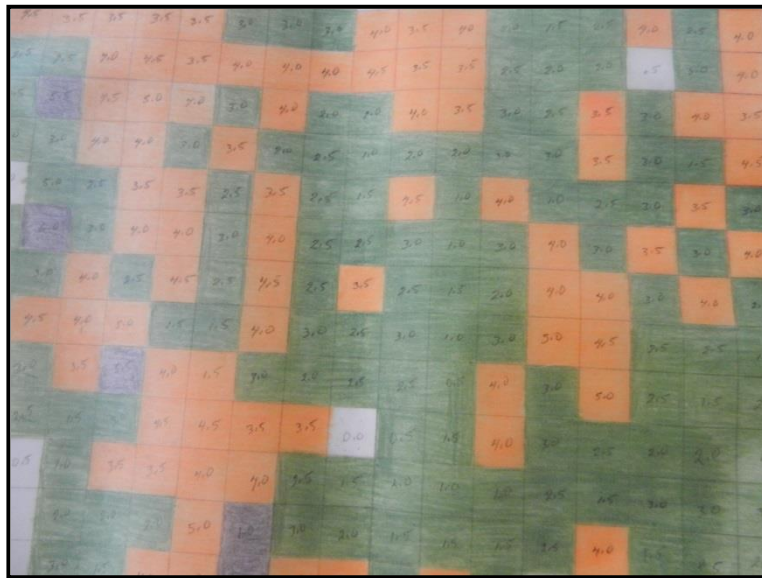


Figura 1.6.5.2 Ejemplo de porción territorial de la zona de trabajo.

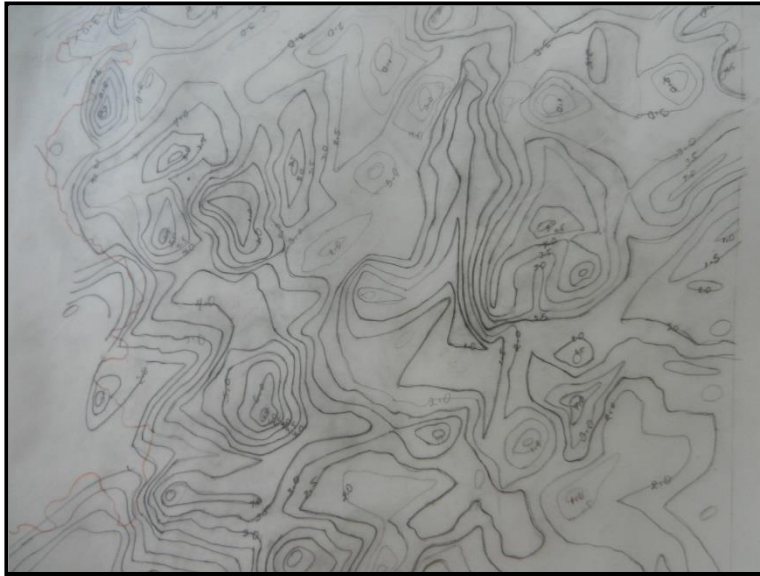


Figura 1.6.5.3 Establecimiento de rangos y trazo de isolíneas

1.6.6. Carta de la profundidad de la disección

Basado en los criterios de Espinosa y Arroyo (2011), la elaboración de esta carta de carácter morfográfico requiere que por unidad definida se mida la diferencia entre la altura del Talweg al parteaguas, se obtiene las mediciones y se determinan rangos, los colores utilizados son de los cálidos a los fríos.

La interpretación de esta carta sirve para determinar zonas con influencia del tectonismo, o movimientos regionales, así como para identificar las zonas propensas a la erosión y el grado en que ésta se puede generar.

Es la altura vertical entre el Talweg y la divisoria; se trata de la distancia transversal al Talweg y el valor se obtiene por la diferencia entre curvas de nivel. Los pasos son:

1. Se dividió la zona de estudio en áreas de cuatro kilómetros cuadrados.
2. Se buscó la máxima diferencia de alturas entre el parte aguas y Talweg, en cada cuadro. Una vez obtenidos los valores de profundidad de la erosión y su valor, se colocó en el centro de cada cuadro.
3. Se establecieron los rangos con los datos y se asoció un color a cada uno.



Figura 1.6.6.2 División de la zona en 4 km²



Figura 1.6.6.3 Ejemplo de porción territorial de la profundidad de disección.

1.6.7. Carta de energía del relieve

Se elaboró con base en los criterios establecidos por Lugo (1988). En esta carta se expresó la intensidad relativa de la actividad endógena en relación con la exógena, con el fin de obtener la mayor acción tectónica de la zona. Los pasos para la elaboración de esta carta son:

1. Se dividió la zona de estudio en cuadros de cuatro kilómetros cuadrados.
2. Se tomaron las curvas maestras y auxiliares de cada cuadro, restándole a la cota máxima la mínima, después se colocó el dato en el centro de cada uno.
3. Una vez obtenidos los valores se procedió al establecimiento de rangos, asignándole un color a cada cuadro.



Figura 1.6.7.1 División de la zona en 4 km².

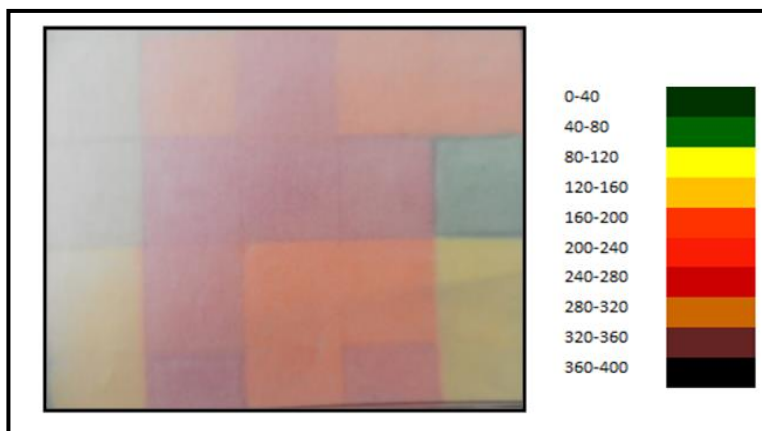


Figura 1.6.7.2 *Ejemplo de porción territorial de la carta de energía del relieve.*

En cuanto al trabajo de campo, éste se realizó mediante recorridos por la zona de estudio para identificar y comparar los elementos que se encuentran en la cartografía. Se agregó la información que no se observa en la carta y en las fotografías aéreas.

Por último paso fue digitalizar las cartas que se obtuvieron de los diferentes métodos cartográficos descritos, con la finalidad de obtener el formato vectorial.

Capítulo 2

2.1. Antecedentes

Para que la Geomorfología se definiera como una disciplina científica de la superficie terrestre fueron necesarios los conceptos revolucionarios de los siglos dieciocho y diecinueve, formulados por investigadores como Hutton, Lyell, Darwin, Playfair, Saussure, Agassiz (Vilchis,2001).

Espinosa y Arroyo (2011) mencionan que en el campo de estudio de las Ciencias de la Tierra, destaca que los trabajos precursores de la estructura de nuestra planeta poseen un carácter geológico; entre los antiguos que dejaron en sus escritos observaciones de carácter geológico, esta Plinio el Viejo que escribió sobre las pómez y las rocas; Herodoto, dedujo de las conchas marinas que Egipto fue antes un Golfo; también hay referencias a aspectos geológicos en Estrabón, Eratóstenes, Aristóteles; y a fines del siglo XV y al XVI se encontraron nuevas ideas, observaciones e impulsos nuevos en Leonardo Da Vinci, Bernard Palissy, y algunos otros. Nicolás Steno, en 1669 generó las bases de la estratigrafía. Newton, Leibniz y Descartes emitieron las primeras ideas sobre el origen de la Tierra y su evolución; Bufón ofreció a finales del siglo XVIII un cuadro de los conocimientos geológicos en su época; la vulcanología hace grandes progresos debido a las observaciones de Guettard y Desmarests, que reconocieron la naturaleza volcánica de las montañas de Auvergne. Surgen dos escuelas: la de los plutonianos, que atribuyen la formación de la corteza terrestre a la acción del fuego, y los neptunianos, que la atribuyen al agua, con James Hutton y Abraham Werner respecto a la cabeza; de los estudios de Werner surgieron Alexander von Humboldt y Leopold von Bush, este último especializado en la vulcanología y en el estudio de las rocas cristalinas (Godei, 1969).

De acuerdo con Vilchis (2001), en la segunda mitad del siglo pasado se logró comprender con más precisión los procesos endógenos y exógenos para el origen del relieve, y en el último cuarto del siglo antepasado se establecen las bases sólidas de la Geomorfología con

los trabajos de científicos europeos, en donde se analizan los procesos exógenos, la forma con la estructura Geológica y con el clima, predominando las teorías Geomorfológicas del estadounidense William Davis y el germano Walter Penck (Lugo, 1994).

Así mismo, este autor define que Davis ideó en el año de 1899, el primer método de análisis geomorfológico, denominado como "ciclo de relieve" y "ciclo de erosión", donde presenta la primera interpretación global del relieve según un modelo histórico-evolutivo formula la historia del relieve según: Juventud, madurez y senectud.

Mientras que por su parte, Penck en sus trabajos de análisis morfométrico formuló una teoría sobre interacción dinámica en la morfogénesis, esto es. La velocidad diferencial con la que se produce un impulso tectónico que provoca desfases y a su vez el predominio de levantamientos (creo relieves) o arrasamientos (generan planicies). Según este modelo, durante la creación del relieve no cesa la actividad de los procesos o modeladores y por lo mismo, durante la generación de una planicie erosiva, no hay razón para que cese la actividad tectónica (Vilchis, 2001).

En éste desarrolló un modelo para explicar los relieves escalonados presentes en muchos macizos montañosos reactivados por la acción tectónica, a este tipo de fisonomías las denominó escaleras de piedemonte originadas mediante los levantamientos expansivos-crecientes, menciona varias etapas. La primera, con levantamiento lento concluyo con una planicie primaria que luego quedará colgada que dio forma el nivel de cumbres o superficie cimera, las posteriores son con levantamiento acelerado que no permiten el desarrollo de la penillanura final al quedar interrumpidos los arrasamientos que han originado superficies restringidas, quedaran formas de escalones o meseta en el relieve (Vilchis,2001)

Así relaciono al modelo global del relieve, Walter Penck aportó otros conceptos y teorías e hipótesis de utilidad para el análisis geomorfológico actual, sedimentos correlativos, generación de pendientes diferenciales según predominio de erosión o levantamiento y retroceso paralelo de las vertientes (Pedraza, 1996).

A pesar de las limitaciones de los métodos propuestos por Davis y Penck, dieron lugar a trabajos destacables por su carácter globalizador, que apporto con todos ellos al avance y

desarrollo que experimentó la Geomorfología durante la primera mitad del siglo XX, así como el devenir filosófico y epistemológico que presenta como resultado de la evolución paradigmática del pensamiento científico. Para Capel (1983) a partir de 1965 se ha intentado adaptar el esquema kuhniano, en donde en un primer momento las ideas de Kuhn se adoptaron bajo la necesidad de un cambio revolucionario en la ciencia geográfica y así justificar la nueva tendencia cuantitativa de la Geografía como lo hicieron Chorley y Hagget en 1976 en la obra *Models in Geography* en la que defendieron la un nuevo paradigma geográfico basado en modelos. La Geografía Cuantitativa fue considerada como parte de la Geografía Científica, durante este periodo la utilización de técnicas estadísticas específicas se generalizó, se enfatizó la formulación de leyes frente a la simple descripción ideográfica, la nueva metodología deductiva, teórica y un marcado sesgo físicista derivó en la definición del “científico espacial” frente al geógrafo sintetizador, iniciándose de esta manera una revolución en la ciencia geográfica. En 1977 Johnston propone que los enfoques no conducen al derrocamiento del paradigma existente. Más bien aparece una nueva rama de la disciplina la cual se concentra, bien en nuevos enfoques a los temas tradicionales, o bien en nuevos temas en el contexto de las filosofías adoptadas (Grael s/f; cfr. Espinosa y Arroyo, 2011).

Por su parte Espinosa y Arroyo (2011), en el ámbito de la Geomorfología Historicista, en Francia de 1910 a 1920 fue davisiana, y De Martonne se aceptó el esquema cíclico y bajo el estudio de territorio los geomorfólogos franceses fueron los primeros en reunir abundantes observaciones empíricas que difícil podrían ser explicadas con la teoría davisiana. La tesis de la geomorfología “regional” se convirtió pronto en el prototipo de la investigación para los geógrafos de la tendencia física dentro de la escuela de Vidal de la Blanche, en el periodo interguerras como con Linton (1939) los estudios de los geomorfólogos geógrafos fueron desarrollados bajo el enfoque regional paisajista y condujeron a una jerarquía de unidades morfológicas regionales basadas en las características del terreno, estudios que también contribuyeron a detectar numerosas anomalías en el modelo davisiano. Para Pedraza (1996) la escuela francesa se muestra como una de las más influyentes en el desarrollo histórico de esta ciencia, con aportaciones relevantes en el ámbito de la Cartografía, varias obras de Geomorfología General, con un método de carácter descriptivo y el análisis epistemológico a partir de los trabajos de

Cholley (1950) y los conceptos de antagonismos entre sistemas de erosión. Los geomorfólogos que siguen esta tendencia presentan investigaciones cuyo común denominador es la generalización bajo un método analítico-descriptivo; estas características aparecen en la obra de Tricart y Cailleux, a partir de 1965, Derruau (1956), Birot (1958), así como los americanos Thornbury (1969) y Engel (1948).

Entre tanto Espinosa y Arroyo (2011), con referencia a la Geomorfología teórica y la aparición de corrientes críticas, la cuantificación, teorías y sistema, el dominio de la geomorfología empirista y anti positivista, fue más o menos prolongado, según los países. En la geomorfología francesa es posible que se haya prolongado hasta la década de 1960, así mismo, las concepciones geográficas generales de carácter regional-historicista. Durante los años 1940 en Estados Unidos aparece la nueva geomorfología que se define por caracteres cuantitativos y teóricos; una geomorfología científica.

El cambio a la nueva tendencia inicio con los trabajos de E. W. Lane y R. E. Horton en los años 1930. En la década de 1940 el trabajo de Horton, sobre *Erosional development of streams and their drainage basins*. (1945) y el de J. E. Mackin sobre *Concept of the graded river* (1948), así como de manera posterior el trabajo de A. N. Strahler sobre *Equilibrium theory of slopes* (1960), es así como se da inicio a una corriente cuantitativa con énfasis en los procesos generales y en la medida sistemática de las formas superficiales simples y complejas. La búsqueda de una teoría de los sistemas geomorfológicos en equilibrio dinámico se convierte en una preocupación dominante. Así Chorley (1978) denomina al nuevo enfoque de la ciencia como una “geomorfología funcional” que descansa en la tesis del positivismo lógico de que los fenómenos del mundo real pueden ser explicados presentándolos como ejemplos de regularidades repetidas y predecibles, en las que se puede aceptar la interpretación entre forma y función. Aparece así un marcado interés por las geometrías superficiales, el cual llega a ser, incluso, más intenso que el interés por los procesos que las generan: “el énfasis se pone en la geometría misma, más que en los procesos dinámicos de erosión y transporte que modelan las formas” (Strahler, 1984).

Por su parte en nuestro país no existen trabajos de investigación que refieran acerca de los métodos y la filosofía de la Geomorfología; y en consecuencia las fuentes de información

que hablan acerca de la evolución de esta ciencia tienden a ser parciales e incompletos (Espinosa y Arroyo, 2011).

La mayor parte de los trabajos que abordan algún tema relacionado con la historia de la Geomorfología refieren a los modelos establecidos por Davis y Penck y de manera general abordan algún tipo de temática especial como es el caso de Lugo que refiere el proceso de pensamiento geomorfológico en nuestro país (Lugo, 1994).

Mientras tanto en nuestro país al igual que el resto del mundo inicia con la evolución de la Geología, aunque los estudios realizados por los conquistadores españoles sobre las características hidrológicas y topográficas de la cuenca de México, se pueden considerar como los primeros ya que buscaban entender el desarrollo de los procesos para prevenir las inundaciones periódicas, estos estudios se realizaron durante el siglo XVII y consistían en mapas y observaciones. También se realizaron estudios descriptivos como los desarrollados por el germano Henrich Martín, Carlos Sigüenza y Góngora, Joaquín Velásquez de León y Alexander Von Humbolt (Vilchis, 2001).

Menciona Vilchis (2001) que los primeros estudios Geológicos se basaban en el análisis de las estructuras volcánicas más importantes como el Popocatepetl, el Iztacihuatl, Pico de Orizaba y el Nevado de Toluca. Así como el surgimiento del Volcán Parícutín y su evolución, estos trabajos incluían la descripción de los procesos que se generan sobre las estructuras geológicas, uno de los investigadores que realizó trabajos de esta naturaleza fue Ezequiel Ordóñez (1867-1950) y aunque no manejaba el término Geomorfología, sus investigaciones se acercaban a esta metodología. En este periodo, geólogos como José Aguilera, Paul Waitz y Ernesto Wittich hicieron investigaciones en las que relacionaba el análisis morfológico y geológico (Lugo *et al*, 1993).

Durante el periodo de la primera mitad del siglo XX la Geología se centró en los estudios petrológicos, estratigráficos y estructurales, en 1942 Ramiro Robles Ramos fue el primero en aplicar el término Geomorfología y trató de explicar las formas del relieve de acuerdo a las teorías tectónicas de ese periodo (Vilchis 2001).

Se considera la obra de Ezequiel Ordóñez como las primeras publicaciones de orientación

geomorfológica en México, ya que es autor de un mapa de provincias fisiográficas del país, editado en 1936. Para estudio y enseñanza de esta disciplina pusieron empeño en su época varios geógrafos, geomorfólogos e investigadores de diversas instituciones como la Escuela Normal Superior de México y la Universidad Nacional Autónoma de México, por mencionar algunas, con ello inicio la inquietud por organizar reuniones geomorfológicas en el ámbito Nacional (Martínez, 2003).

2.2. Geomorfología y sistema

Para Espinosa y Arroyo (2011), una parte de ciencias y trabajos de investigación que aborda el estudio de la superficie terrestre y de las interrelaciones que en ella se presentan, está dada por la aplicación de la Teoría General de Sistema. De manera particular, los estudios geográficos y geomorfológicos, así como todos aquellos que se aplican de la derivación de estas disciplinas, se soportan sobre una base sistémica y holística de la realidad, considerándose la configuración de ésta por unidades ordenadas en una estructura jerárquica.

Así ellos mencionan este enfoque conceptual de visión global se ha transformado a través de los años, planteándose y replanteándose de forma continua, ya que en su primera fase, observaba una concepción epistemológica de carácter atomista que había prevalecido en la ciencia moderna; esto es, la fragmentación de los fenómenos vitales en entidades individuales y en procesos parciales.

Apoiada en su concepción por la “Teoría del Holismo” enunciada por Smuts en 1926, la “Teoría General de Sistema”, fue propuesta en Alemania por Carl Troll en 1949; Estableció que el mundo y sus componentes se encontraban integrados en un todo; donde, el desarrollo teórico de los sistemas responde a la lógica corística desarrollada en Alemania después de la Segunda Guerra Mundial, en la cual se manifiesta la importancia del estudio ecológico del paisaje fundamentado en la división natural del espacio desarrollado por medio de los métodos de regionalización físico-geográfica (Espinosa y Arroyo 2011).

De acuerdo con Espinosa (2001), en el contexto de la Geografía y del conocimiento de las unidades territoriales, las relaciones que son de interés se refieren a los procesos en los

cuales interviene la geomorfología, la pedología, la ecología, la cultura, y otros, que resultan de y se reflejan en la absorción, reflexión, asimilación, y transformación de energía, materia e información en el espacio geográfico. De manera particular y general, la concepción sistémica dentro de la Geografía ha tenido una influencia importante en el desarrollo de trabajos de investigación, entre los cuales sobresalen los geomorfológicos y los de diagnóstico y evaluación medioambiental. En éstos últimos, la aplicación podría decirse que es más sensitiva, porque el objeto de estudio se enfoca hacia la complejidad del espacio o los complejos territoriales o paisajes (Martínez 2003).

Así ella describe que el mismo autor establece que los enfoques de la Geografía han variado en función de las necesidades o requerimientos de estudio a lo largo de la historia; de esta manera encontramos que los tratados enciclopédicos, enmarcados en la descripción de aspectos naturales o humanos, ellos poseen un valor debido a que han ayudado al hombre a conocer y comprender el medio que le rodea; por lo que hoy en día a la Geografía se le concibe como una ciencia de integración, una ciencia holística cuyos enfoques y disciplinas son capaces de responder a las interrogantes planteadas.

Martínez (2003), bajo estos criterios, señala que el desarrollo histórico de la disciplina se ha modificado de tal manera que en la actualidad el conocimiento específico de las relaciones que imperan en un espacio determinado, a partir de los procesos físicos y sociales dominantes. Así Strahler y Strahler (1984) plantean que la estructura y dinámica de todo aquello que constituye el objeto de estudio de la Geografía Física se encuentra conformado por dos elementos que podríamos considerar como inseparables: la materia y la energía, regidas por flujos y leyes físicas y químicas que condicionan la conducta de cada una de las partes constituyentes de la tierra, por lo que dicha materia y energía, en su conjunto representan la totalidad del mundo real (Espinosa, 2001).

En Geomorfología aunque la formulación explícita de la aplicación de la Teoría de sistema se debe a Chorley (1962), lo cierto es que existen precedentes de utilización en varios autores. Cotton (1941) utiliza el término al tratar de las alteraciones climáticas pleistocénicas cree que debe ser la base para todo estudio geomorfológico y lo aplica al caso de las vertientes y de las cuencas de drenajes. En Francia Cholley (1950) también

adopta un concepto similar para el conjunto de la Geomorfología y Tricart y Cailleux (1955) con el nombre de sistemas morfogénéticos, lo aplican al ámbito de la geomorfología climática; toda vez que Pedraza (1996) establece que la Teoría de Sistema se basa en el entendimiento de las interacciones entre cada uno de los elementos que componen un procedimiento, de la forma en que cada parte de un método funciona para dar paso al intercambio de energía y materia hacia el interior de éste o hacia su exterior, intercambian con otros sistemas o forman parte de un supra sistema.

Así, uno de los enfoques integrales más completos que hasta ahora se han desarrollado con mayor frecuencia en trabajos de investigación, cuyos objetivos tratan de responder las expectativas de la ciencia geográfica corresponde al análisis geosistémico; el cual ha sido y es objeto de un minucioso estudio, de acuerdo con su capacidad de integración y las opciones ofertadas para resolver problemas de investigación; dicha óptica trata de explicar algunos tipos de relaciones presentes en el paisaje o en los complejos territoriales, en los cuales destacan las conexiones específicas entre la estructura horizontal y vertical de sus componentes; a los cuales se les ha denominado como elementos formadores o diferenciadores o, atributos del paisaje, como son el clima, el relieve, la geología (D'Luna, 1995; cfr. Espinosa, 2001).

De acuerdo con los enfoques epistemológicos de cada escuela, la concepción sistémica se ha matizado conforme a los objetivos de la investigación geográfica dominante; y aunque cada una de ellas retoman y se apropian el concepto de geosistema como original, es visible que éste ha sido utilizado de manera frecuente y en ocasiones de forma discreta; ejemplos de ello, son los trabajos pioneros de Sochava; así como otros clásicos como Saushkin y Smirinov; las investigaciones de Sawer, Stodart, Neef, Forman, Tricart, Killian, Bolós, Etter, Bernáldez, Mateo y Cervantes entre otros (Espinosa, 2001).

Se logra establecer que el sistema depende de variables internas y externas que pueden favorecer la velocidad e intensidad de los procesos de intercambio; cada sistema funciona de manera distinta de acuerdo a las variables que interactúan dentro o fuera, la diferencia de variables influye para que cada uno de los integrantes del sistema se encuentre en equilibrio

que debe de ser compensado con la variación de otros factores, si el grado de afectación sobrepasa la capacidad de adaptación del sistema éste sufre un desequilibrio permanente.

Las variables o parámetros en Geomorfología incluyen la composición y concentración química, pendiente, velocidad, medidas físicas. Estos factores no se encuentran dentro del sistema definido, pero controlan la dinámica dentro de éste, éstas son las variables externas, (Roward, en Fairbride, 1968), por lo que el relieve se considera como el resultado de las interacciones del sistema, estas interacciones están de manera directa conectadas con lo que es el factor tiempo el cual se encarga de determinar los periodos de interacción de los procesos, resultado de los intercambios de energía y de materia, de esta manera el tiempo es considerado como un factor de vital importancia para determinar la evolución y dinámica de los fenómenos creadores de las formas de relieve, si a esta relación tiempo- energía, la conjugamos con la composición química de las rocas, podemos establecer patrones de paisaje.

Los patrones de paisaje o geoformas, son elementos que ya se pueden representar con base en la cartografía, llegan a una generalización. Según Sala y Batalla (1996) algunos geomorfólogos, no obstante consideran la teoría de sistemas como una colección conglomerada de conceptos más que como una verdadera teoría y creen que, como el ciclo de Davis, solo sirve para formalizar algo que ya se sabe antes, de manera que más bien complica el conocimiento adquirido por la investigación.

El concepto de sistema cerrado, es decir, con límite a través de los cuales no circula materia ni energía y de acuerdo a la segunda ley de la termodinámica debe evolucionar hacia un estado de equilibrio tendente a la entropía, ha sido aplicado por Lepold y Langbein (1962) al desarrollo de las formas del relieve, expresado en términos de probabilidad de distribución de la energía con base en las redes de drenaje. Además también se ha utilizado para interpretar la idea del ciclo de Davis y situarlo dentro del marco de la ciencia actual, al considerarla una explicación geomorfológica basada en un sistema cerrado, en el que la entrada de materia se realiza de una sola vez por la tectónica y se distribuye antes hasta llegar a una totalidad actividad (Chorley/1962).

2.3. Principios básicos de la Teoría General de Sistema aplicados a la geomorfología

2.3.1. La Teoría General de Sistemas en Geomorfología

Para Summerfield (1991) y Ahnert (1998), en geomorfología se pueden reconocer los siguientes tipos de sistema:

1. Sistema morfológico: en éste se establecen las relaciones estadísticas entre las propiedades morfológicas de los elementos del relieve.
2. Sistema en cascada: se analizan movimientos de masa y flujos de energía a través del paisaje.
3. Sistema de procesos-respuesta: se estudian las interacciones entre los dos primeros sistemas como resultado de los ajustes entre proceso y forma.

Por su parte los autores mencionan que Castillo (2006) define que los sistemas geomorfológicos por lo general se conciben como sistemas abiertos donde existe el movimiento de energía y materia a lo largo de los límites del mismo; existen entradas (*inputs*) de energía o masa, la cual se transmite a través del mismo y culmina en una salida (*output*).

Asimismo establecen que un proceso fundamental en los sistemas geomorfológicos está dado por las retroalimentaciones; si es negativa (*negative feedback*), el sistema se ajusta a un efecto derivado de una influencia externa; es positiva (*positive feedback*) si una entrada produce un desajuste en el sistema, por lo cual éste busca ajustarse a un nuevo equilibrio (Selby, 1985; Summerfield, 1991).

Una ventaja del enfoque sistémico es que ha permitido a la geomorfología aplicar modelos o teorías de otras ciencias como la física; ejemplo de ello es el Modelo de equilibrio dinámico (*dynamic equilibrium*) de Hack, el cual se basa en el principio de que las formas del relieve se encuentran en equilibrio con los procesos actuales, por lo tanto son independientes del tiempo (Thorn, 1988; Summerfield, 1991; cfr Castillo, 2006). (Espinosa y Arroyo 2010).

Para ellos, este autor define que en el equilibrio dinámico los elementos del relieve o topográficos se ajustan a los grados de erosión y modelado, las formas y los procesos se encuentran en un estado continuo o invariable (*steady state*).

Bajo en enfoque sistémico se ha llegado a una importante construcción teórica sobre el tiempo y los procesos geomorfológicos que recaen en la noción de equilibrio. En los procesos se reconoce la existencia de cambios denominados “pulsaciones” a causa de una entrada en el sistema; éstas desajustan el sistema da lugar a una “histérisis”, en el que existe una condición A, la cual al pasar a B, tiene un regreso que tiende a regresar hacia A pero sin ser igual a ésta (Thorn, 1988; cfr. Castillo, 2006). (Espinosa y Arroyo 2010).

De acuerdo con Crozier (1999), al presentar un cambio en el tiempo debido a un impulso se demuestra una reacción, la cual se define como el tiempo de relajación (*relaxation time*) que es el tiempo durante el cual el sistema se ajusta a la nueva condición (ver Figura 16).

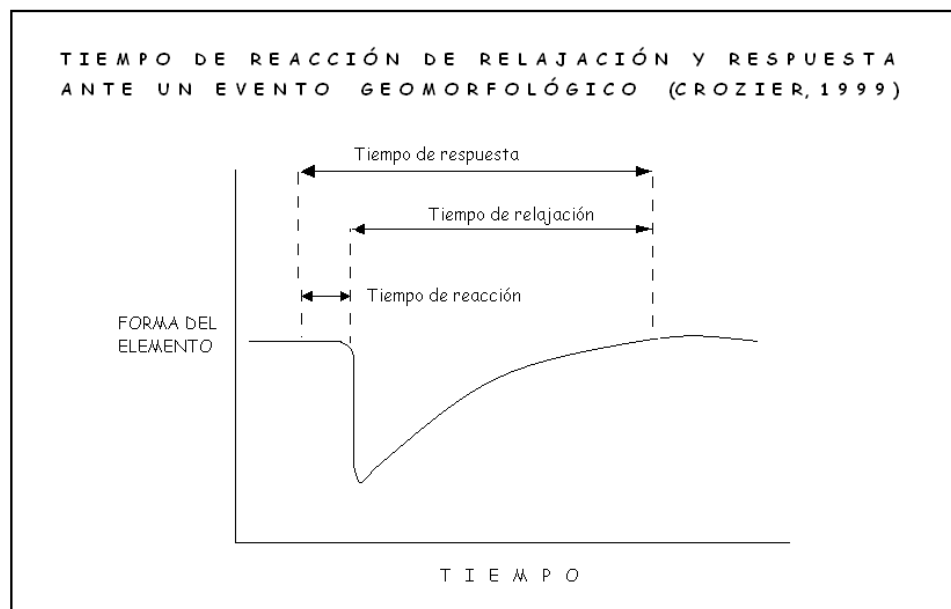


Figura 2.3.1.1 Tiempo de reacción de relajación y respuesta ante un evento geomorfológico, tomado de Crozier (1999; citado en Castillo, 2006; cfr Espinosa y Arroyo, 2011).

El estado de entropía, tomado de los principios de la termodinámica se define en Geomorfología como la energía libre que existe en un sistema aislado; para Chorley y Kennedy (cfr. Thorn, 1988), la entropía es como una condición en la cual se mantiene el balance (Espinosa y Arroyo, 2011).

Así mismo definen que existen distintas formas de equilibrio que están en función de cómo se analiza el relieve; Summerfield (1991) reconoce cuatro tipos específicos según la temporalidad a la que se observan y definen el comportamiento de procesos en el tiempo; estos son:

1. Tiempo estático: en éste no se observan cambios en el nivel debido a la corta temporalidad (de orden de días), la evolución se observa en continuo.
2. Tiempo constante: Si se observa la evolución del tiempo anterior en una mayor temporalidad (un año) se presentan variaciones en el sistema, aunque no se perciben los cambios en el relieve.
3. Tiempo dinámico: La temporalidad corresponde al orden de los miles de años, en esta fase se observan los cambios en las formas del relieve caracterizados por una serie de eventos de tiempo constante.
4. Tiempo cíclico: abarca un tiempo superior a la decena de millones de años, la evolución del relieve llega al punto más alto, pues se presenta la nivelación del relieve.

Los tipos equilibrio que refiere este último autor se representan en la siguiente figura.

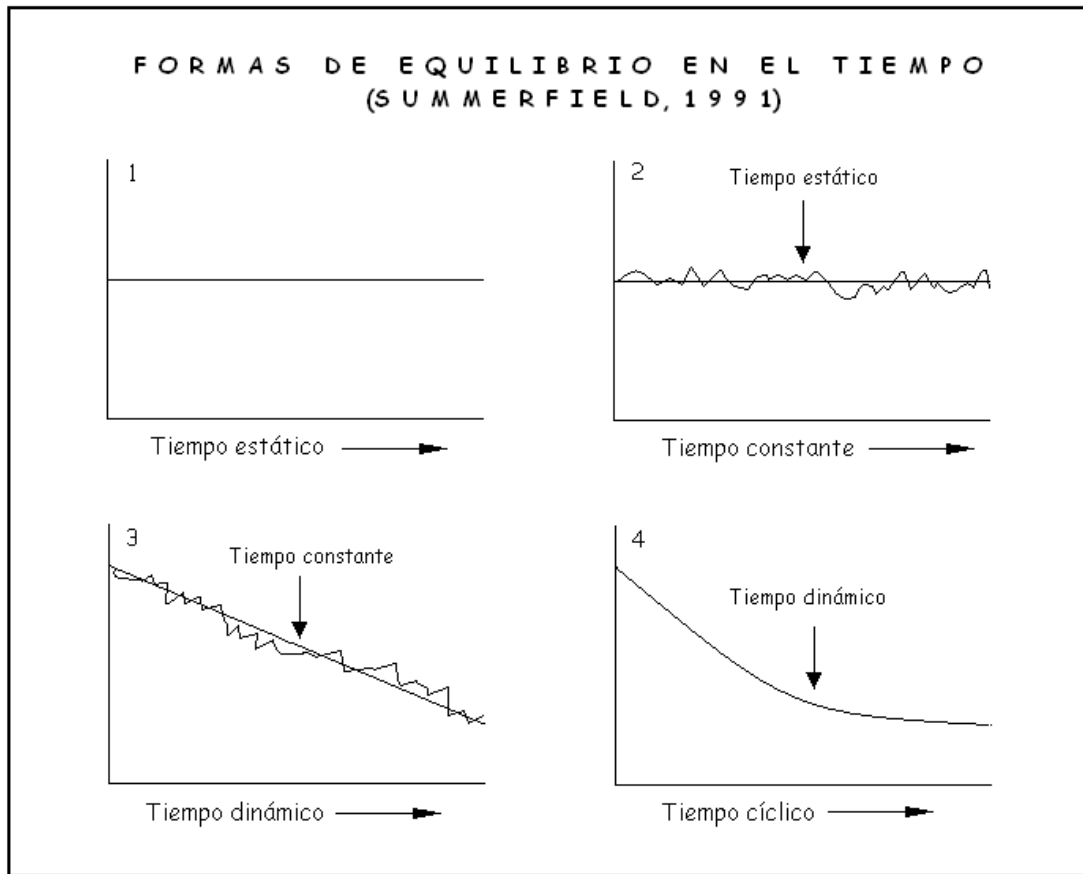


Figura 2.3.1.2 Formas de equilibrio en el tiempo según su duración, tomado de (Summerfield, 1991).

Por último, Castillo (2006) afirma que el triunfo de los sistemas en geomorfología es tal que geomorfólogos como Ahnert (1988 en Thorn, 1988) se han encargado de introducir modelos matemáticos, quien explica a partir de un sistema morfodinámico, en el cual se establece un punto prioritario de análisis, las relaciones de las formas, los materiales y los procesos (Ahnert, 1988, en Espinoza y Arroyo, 2011).

Así establecen que define el término “funcional” para el entendimiento del sistema geomorfodinámico en términos del relieve, la denudación y el levantamiento.

Por su parte, Michael se ha especializado en la formulación de modelos de laderas; asimismo se considera que uno de los aportes más valiosos de Kirby (1996) es la

introducción de la no linealidad de los procesos geomorfológicos; no obstante, sus modelos no plantean ruptura alguna con respecto a los sistemas.

Conforme a las ideas propuestas por Espinosa (2001), se considera que la aplicación de la Teoría General de Sistema en el campo de la Geomorfología tiene un peso sustantivo. A continuación se presentan diez puntos que expone dicho autor se consideran como el pilar de los estudios geomorfológicos bajo una concepción sistémica:

- a.** Se considera que todos los sistemas poseen fronteras más o menos bien definidas, es decir, que los espacios en los cuales se desarrollan todos los procesos geomorfológicos independiente de su carácter, tienen una manifestación espacial que se circunscribe a su origen, dinámica y procesos evolutivos, diferenciados a través de las formas de los mismos, dinámica, edad y distribución.
- b.** El segundo principio establece que los sistemas que conforman a la superficie poseen entradas de materia, energía e información así como salidas de materia, energía e información a través de sus fronteras; ello queda representado de manera clara a través del comportamiento de los fluidos que conforman a los sistemas y los que se constituyen como medios de transporte de sedimentos en cualquiera de sus formas de expresión.
- c.** En todo sistema natural, existe un proceso de transportación y transformación de la energía que entra al sistema en función de la interacción con la materia contenida dentro de dicho sistema, basado en un principio de degradación explicado a través del principio de entropía
- d.** Por su parte, la materia contenida dentro de un sistema puede ser transformada física y/o química de acuerdo con las condiciones energéticas que prevalecen dentro del mismo; un ejemplo de ello puede ser observado a través de la redondez o angulosidad de los sedimentos, el tipo de transporte y las condiciones energéticas del mismo.

- e. Sin duda alguna, uno de los principios fundamentales de la aplicación de los sistemas en Geomorfología se centra en el establecimiento de la tendencia que tienen los sistemas para guardar un equilibrio dinámico que se considera no perfecto; cualquier alteración en funcionamiento de los mismos, se considera como un estado de desequilibrio y en consecuencia, hereda un problema de descarga súbita de energía o materia conservada.
- f. El sexto punto, refiere a las condiciones y a la capacidad que tienen los sistemas de auto regularse por sí mismos si la tasa de energía entrante o saliente cambia, busca el sistema un nuevo equilibrio.
- g. Por su parte, se establece que la cantidad de energía y materia almacenada dentro de un sistema, aumenta o disminuye si el flujo de materia y energía aumenta o disminuye; ello repercutirá directo en la capacidad de respuesta ante los cambios y presiones que se ejerzan sobre el sistema desde el exterior.
- h. En concordancia con los dos puntos anteriores, se considera que mientras sea mayor la capacidad de almacenamiento de un sistema, menor será la sensibilidad del sistema y viceversa expresada a través de las presiones internas y externas a las cuales es sometido.
- i. Como penúltimo punto, se establece que las entradas y/o salidas de materia y/o energía se interrumpen, el sistema tiende a desaparecer y por consecuencia, tiende a crear uno nuevo, aunque éste último se caracterice por poseer atributos diametral opuestos al sistema que sucumbe, un ejemplo práctico de esto es el cambio de un paisaje lacustre hacia uno de dominancia eólica.
- j. El último punto, establece que en la naturaleza no existen los sistemas cerrados; ello lleva a la posibilidad de la participación de variables en diferente sentido y proporción, imprime entre otras cosas dinámica, evolución, caos o degradación que depende de las características propias de los sistemas.

2.4. Geomorfología aplicada

De acuerdo con Martínez (2003), las necesidades propuestas por el medio y la sociedad, las tendencias de los estudios geomorfológicos se han caracterizado por la formación y consolidación de diferentes escuelas que han propuesto puntos de observación y métodos propios, destacan entre otras la francesa, española, la soviética (hoy rusa), la norteamericana y la holandesa. De manera particular, el autor establece que existen dentro de las líneas de investigación de la Geomorfología cuatro líneas particulares, que si bien presentan una división aparente de la ciencia, en realidad se enfocan a problemas particulares del relieve, sin que ello signifique ruptura o desfasamientos en la disciplina; de hecho, en una sola investigación pueden encontrarse dos o varios enfoques de acuerdo con el objeto de estudio (Espinosa, 2000).

En este sentido, Palacio (1985) basado en las ideas propuestas por Demek y Embleton (1978); Tricart (1977) y Verstappen (1983), propone cuatro enfoques principales, los cuales se explican a continuación:

- a.** Geomorfología Genética o Histórica. Esta aborda la problemática de los cambios que sufre el relieve en periodos de tiempo amplios, refiriéndose a los eventos geológicos y climáticos dominantes en épocas pretéritas.
- b.** Geomorfología Estadística. Esta no refiere el análisis de procesos particulares; su base es matemática y se utiliza como una herramienta de análisis complementario en estudios del relieve.
- c.** Geomorfología Dinámica. Implica el conocimiento de los procesos mecánicos que se desarrollan sobre el relieve, involucran en ello espacios de tiempo breve.
- d.** Geomorfología Aplicada. Se puede subdividir en Geomorfología Ambiental y en Geomorfología de Riesgos, ambos enfoques hoy en día tienen relevancia debido a las necesidades de la población con referencia.

Así, este autor y con base en las líneas anteriores, advierte que los objetos particulares de la ciencia del estudio de las formas del relieve se circunscriben a seis determinaciones

fundamentales, las cuales se enuncian a continuación: Origen, Forma, Edad, Evolución, Dinámica y Distribución

Espinosa (2000) define los conceptos que a su consideración son fundamentales y que deben considerarse en el campo de la Geomorfología, aspectos inherentes en el proceso de estudio y comprensión de las formas del relieve:

- a.** Se establece que los mismos procesos y leyes físicas que actúan hoy en día, actuaron a través de todo el tiempo geológico, aunque no con la misma intensidad, como la erosión, el tectonismo y el vulcanismo; ello implica que el proceso de modelado de la superficie terrestre ha sido continuo pero con diferentes ritmos en cuanto a la energía utilizada para tales propósitos, y por tanto de las condiciones de la materia transportada y depositada.
- b.** El segundo punto establece que los procesos geomorfológicos dejan su impresión distintiva sobre las formas del relieve y cada proceso, desarrolla su propio conjunto de formas, es decir, que de cada agente y de cada proceso que ha intervenido en el proceso de modelado de la superficie, existe una herencia particular que define rasgos bien diferenciados que tienen una referente con su origen.
- c.** Asimismo, se establece que partir de los diferentes agentes erosivos que actúan sobre la superficie terrestre, se produce una secuencia de formas con características distintivas en los sucesivos estados de su desarrollo; y estos, se encuentran matizados en función de la cantidad, calidad y distribución de la energía que ha intervenido en el funcionamiento del sistema.
- d.** En el cuarto punto se determina que en la evolución geomorfológica, la complejidad es más común que la simplicidad; dicho postulado es fundamental para lograr una interpretación correcta de la forma, evolución y dinámica del relieve así como de los procesos que han intervenido en su formación; ello implica la consideración de encontrar un marco de referencia local, regional y planetario.
- e.** Por su parte, ha quedado definido que la estructura geológica es un factor dominante de control en la evolución de las formas del relieve; y por tanto, su referencia debe

acompañar siempre al proceso interpretativo de cualquier paisaje; ya que el relieve se comporta como una manifestación de lo que ocurre en el sustrato sobre el cual se desarrolla.

- f. Resulta importante considerar que la mayor parte de la topografía de la Tierra tiene una edad que no va más allá del Pleistoceno; es decir, que la caracterización de los paisajes se puede encontrar en la relación dada entre las edades de las geoformas y la del propio sustrato, ya que éstas pueden ser similares o bien diferir con ello el grado de complejidad.
- g. Con el propósito de llevar a cabo la interpretación cabal de los paisajes actuales, es necesario considerar en todo momento cuales han sido las influencias múltiples de los cambios geológicos y climáticos ocurridos durante el Pleistoceno, ya que sin ello, resultaría imposible obtener una apreciación completa e integral del paisaje.
- h. Aunado a lo anterior descrito, es necesario destacar que para comprender la importancia de los diferentes procesos geomorfológicos en la actualidad, es de utilidad realizar una valoración de los climas del mundo; ya que ellos han determinado los ritmos de intemperismo así como de la erosión, transporte y depósito de materiales, en función del régimen energético dominante
- i. Por último punto se refiere que aunque el interés primario de la Geomorfología son los paisajes actuales, su utilidad máxima se logra por extensión histórica; en este sentido, se advierte la presencia del hombre como un agente de modelado que actúa con mayor rapidez en relación con los agentes y procesos mecánicos de origen natural.

2.4.1. Enfoques actuales de la geomorfología

De acuerdo con Espinosa (2000), entre las demandas de la sociedad sobresale el aumento en el uso del suelo junto con la protección del medio ambiente; para garantizar el sano desarrollo de ambas partes entre otras cosas, se requiere conocer con precisión todos aquellos procesos que se manifiestan sobre la superficie; así como aquellos que involucran a la litósfera e hidrósfera (Martínez 2003).

Estos procesos interrelacionados funcionan como sistemas complejos que captan la atención de diversas disciplinas como lo es la Geografía, ya que ha esta se le ha definido conceptual como la ciencia de la organización del espacio, entendiéndose por un lado como la explicación de la naturaleza misma del espacio terrestre, y por el otro, en el sentido práctico de la aplicación, encaminada a ordenar u organizar el territorio, dicho en otras palabras, a contribuir en la planificación de éste (Ortiz, 1988; *cfr.* Espinosa, 2001).

De manera particular la Geomorfología como ciencia auxiliar de ésta, ha planteado desde diferentes puntos de vista la resolución de problemas específicos de la superficie terrestre, en los cuales se involucra la génesis, edad, morfología, dinámica, evolución y distribución del relieve; por ello, los métodos empleados constituyen un aporte importante para el desarrollo de trabajos de carácter interdisciplinario y multidisciplinario, por lo que es necesario afrontar la complejidad que implica realizar el análisis geomorfológico en el ámbito regional y contribuir al conocimiento integral de la compleja superficie terrestre.

En la actualidad, parte de los trabajos en Geomorfología se encaminan hacia la previsión y corrección de los efectos sobre el medio natural en los cuales se considera que la actividad humana genera una serie de impactos sobre el medio que aceleran o intensifican el peligro de riesgo generan riesgos localizados en el espacio y en el tiempo y aquellos que se presentan a largo plazo y con carácter generalizado tales como la desertización, retroceso glaciar, ascenso del nivel del mar, cambio climático entre otros (Espinosa, 2000).

El mismo autor establece que dentro del análisis geomorfológico es fundamental la aplicación y fundamentos del método actualístico o histórico-natural, teorías muy ligadas al uniformitarismo y también al evolucionismo darwinista propios de los siglos XVIII y XIX; mientras que el uniformitarismo huttoniano y al método actualístico consideran que el presente es la llave del pasado debido a que se cree que los procesos y leyes naturales que existieron en el pasado geológico son los mismos que los que pueden ser observados en el paisaje de hoy en día.

2.5. Técnicas cuantitativas y experimentales en geomorfología

2.5.1. Métodos generales: preparación y obtención de datos

La geomorfología en su proceso de investigación utiliza las técnicas tradicionales que son de campo, laboratorio y gabinete.

Espinosa y Arroyo (2011), con base en los objetivos de investigación señalan que Spiridonov (1981) estableció que existen estudios de carácter estacionarios y expedicionarios. De acuerdo con este autor, las investigaciones expedicionarias se realizan en territorios, de los que no existe mucho conocimiento, por lo que se realiza un levantamiento geomorfológico de poco detalle, que permite una aproximación al conocimiento del relieve y de los procesos geomorfológicos.

Mediante ellos se obtienen mapas de extensos territorios en poco tiempo, lo que significa una alta productividad.

Por su parte, definen que las investigaciones estacionarias se realizan para el estudio detallado de los procesos geomorfológicos y las formas del relieve en pequeños territorios, en parcelas o en puntos determinados. Son de menor productividad que las anteriores.

Para Vilchis (2001), una de las características más sobresalientes de la Geomorfología moderna es la adopción de forma casi masiva de los métodos cuantitativos, y han dado lugar a una Geomorfología de base cuantitativa y matemática (Scheidegger, 1970; Carson Kirby, 1972). Dentro de estos métodos y técnicas cuantitativos, uno de los aspectos más sobresalientes es la amplia incorporación a la investigación de las mediciones y experimentaciones en el campo y en laboratorio. Si bien las instalaciones pioneras, y que todavía sigue en curso, se remontan a los años cincuenta y fueron llevadas a cabo por investigadores tan prestigiosos como Cailleux en Francia, Jahn y Gerlach en Polonia, Rapp en Escandinavia, Mackay en Canadá, Leopold en los Estados Unidos de América, Roose en África Ecuatorial y Dedkov en la ex Unión Soviética, no es hasta los años setenta su utilización se generaliza, por tratarse de una metodología que se considera casi indispensable para el estudio de los procesos geomorfológicos.

Ella menciona que Los llamados experimentos en campo pueden ser clasificados en tres tipos según Slaymaker (1980): a) mediciones de la evolución de una forma del relieve, sirve para aportar datos sobre magnitud y frecuencia de acción de los procesos; b) mediciones de los cambios morfológicos en diferentes conjuntos, contribuye a establecer las variables, espaciales y temporales entre los procesos y determinar los focos de erosión; c) mediciones de la acción de un proceso bajo el control artificial de alguna de las variables, es la única que puede considerarse un experimento porque es la única que puede ser controlada, similar a lo que se puede obtener en un laboratorio, todavía poco abundante entre los geomorfólogos.

Según Anhhert (1980) debe hablarse de mediciones observacionales y de mediciones experimentales. El objetivo de las primeras es obtener valores de los parámetros naturales sin interferir con el medio, pues se pretende cuantificar la tasa del proceso observado tal y como opera en condiciones naturales, y por tanto, sujeto a multitud de interferencias. Las mediciones experimentales en cambio, intentan soslayar lo más posible el “ruido” y obtener resultados se quiere que sean útiles para la identificación o la formulación de reglas o leyes generales que gobiernan la acción de los procesos evolutivos (García, 1998). Vilchis (2001)

2.5.2. Cartografía Geomorfológica

Espinoza y Arroyo (2011) señalan que en un inicio, la Geomorfología se auxiliaba de reportes escritos para realizar sus descripciones, la idea de elaborar un mapa geomorfológico el cuál sirviera de herramienta de apoyo no había sido concebida, por lo que el análisis de los documentos se dificultaba al querer comparar paisajes con características homogéneas.

Así, tiempo después surge el mapa fisiográfico el cuál sirvió como base en el análisis del relieve; la dificultad que se tuvo que enfrentar al realizar una comparación, fue la diferencia de las interpretaciones que aplicaba cada autor.

Los autores describen que el primer mapa que se elaboró bajo un sistema que podía ser aplicado para la mayoría de los estudios se publicó en 1914 por S. Passarge, St-Onge en Fairbride (1968).

Más tarde Klimaszewski (1978 y 1982) describe otros intentos de cartografía a diferentes escalas de Polonia. Poco después de la Segunda Guerra Mundial, la Academia de Ciencias de Polonia toma la decisión de elaborar el mapa 1:50 000, al tiempo que en Suiza se realizaban trabajos en ese sentido.

En la década de los cincuenta se levanta el mapa geomorfológico del delta del Senegal, a finales de esta etapa y a lo largo de los sesenta comienza el interés por realizar cartografía geomorfológica en Francia, Suiza, Bélgica, Holanda, Italia, Alemania, Rusia, Hungría y Checoslovaquia, convirtiéndose en una metodología europea, la cual fue utilizada en países como Australia y Canadá. El problema de la metodología inicia en cada país que determina su forma de actuación, emplean la escala, el método y la leyenda, de acuerdo con sus necesidades, lo que creó confusión en el ámbito internacional. (Espinosa y Arroyo 2011).

La cartografía geomorfológica detallada es reciente, y sus inicios pueden situarse en Europa durante los primeros años de la década de 1960: Pecsí (1962) en Hungría, y Klimaszewsky (1963) en Polonia. Sin embargo, fue tras la publicación de la Leyenda para el mapa geomorfológico de Francia a 1: 50 000 (CNRS, 1970) y el Manual de mapas geomorfológicos detallados (Demek, 1972), se inicia ya formal esta técnica cartográfica en muchos otros países, sobre todo europeos (Espinosa et. al, 1999).

Para ellos, la carta geomorfológica se genera como un instrumento que ayuda a comprender el origen del relieve y permite realizar la prospección de su génesis y evolución a lo largo del tiempo, ya sea en un periodo largo o corto, además de integrar a cada rasgo una distinción, de acuerdo con su composición geológica.

Destacan la utilización de los elementos aportados por la Geografía para el desarrollo de la cartografía actual, han permeado en otras disciplinas de esta ciencia. En Geomorfología, como en otras ciencias de la Tierra, la Cartografía es imprescindible para dejar clara y concreta la distribución y configuración espacial que presentan sobre el terreno los elementos más significativos que definen el relieve. Ese vehículo de expresión gráfica es el Mapa geomorfológico (Peña, 1997).

El mapa geomorfológico contiene información que es aplicable en diversos aspectos de la actividad humana sobre el medio físico; este mapa contiene información morfométrica, morfogenética y morfodinámica constituye un documento básico que debe ser reelaborado en determinados aspectos en función de las necesidades concretas de aplicación, como se puede apreciar en el mapa morfotectónico que se presenta a continuación. (Espinosa y Arroyo, 2011)

Vilchis (2001) considera a Passarge (1914, 1920) como el pionero en la elaboración de mapas geomorfológicos a gran escala, pese a que la escasa difusión los hizo pasar desapercibidos hasta que en los años sesentas se da a conocer por los geomorfólogos polacos. Klimaszewki (1978, y 1982) describe otros intentos de cartografía a diferentes escalas, de Polonia. Poco después de la segunda guerra mundial, la Academia de Ciencias de Polonia toma la decisión de elaborar el mapa 1:50 000 al tiempo que en Suiza se realizaban trabajos en ese sentido. En los años cincuenta se levanta el mapa geomorfológico del delta del Senegal elaborado por Tricart.

Así describe que desde finales de los cincuenta y a lo largo de los sesenta comienza el interés por las cartografías geomorfológicas en Francia, Suiza, Bélgica, Holanda, Italia, Alemania, Rusia, Hungría y la ex Checoslovaquia, convirtiéndose en una metodología europea. Utilizan estas metodologías países como Australia y Canadá. El problema estriba que cada país determina su forma de actuación, la escala más adecuada a sus necesidades, los métodos a usar y la leyenda a aplicar, crean una confusión internacional.

A partir de los trabajos desarrollados por comisiones y grupos de trabajo de la Unión Geográfica Internacional durante varios años se establecieron leyendas unificadas para intentar aplicarlas a la cartografía de Europa. Destacan las recopilaciones realizadas por Bashenina *et al* (1960, 1966, 1968) de leyendas para mapas detallados y las de Bashenina *et al* (1978) y Gellert y Scholz, (1978) para los mapas de escalas media, así como los mapas del libro editado por Demek (1972) y Demek y Embleton (1978) para esas mismas escalas

A pesar de los esfuerzos de la Unión Geográfica Internacional, las leyendas establecidas han tenido una escasa aceptación general, por lo que siguen existe tres tipos de leyendas: la internacional, las particulares de algunos países y las resultantes de la mezcla de ambas.

Pero lo más grave es que mientras unos países poseen un nivel de cartografía geomorfológica muy alto, caso de países como Francia, Alemania, otros como España, no han conseguido elaborar mapas a escala adecuada, menciona que la mayor parte de la producción española de cartografía geomorfológica, es de carácter local o regional, son el fruto de la selección de aspectos concretos de algunos sistemas para cada caso, sin que haya una verdadera leyenda nacional para ninguna de las escalas (Peña, 1997).

La leyenda geomorfológica durante la primera mitad del siglo XX no estaba definida y cada autor definía sus propios patrones, en los años 50's, en países como Polonia, Francia y Rusia con investigadores como Klimaszewski, Tricart y Bashenina, la leyenda geomorfológica comenzó a generalizarse, aunque solo era para los países implicados así surgieron escuelas de cartografía geomorfológica que generaron sus propios sistemas y que discernían en la información que representaban (St-Onge en Fairbride,1968). De acuerdo con este mismo autor las leyendas geomorfológicas más completas son las desarrolladas en las escuelas rusa, checoslovaca, polaca, francesa, belga y canadiense.

Leyenda Rusa: se desarrolla para escalas de entre 1:250 000 y 1: 50 000. Ésta es de las más complicadas e incluye más de quinientos símbolos, divididos en dos grupos mayores, los grupos de formas y las formas individuales. Las formas que se indican se representan con simbología de acuerdo con el proceso y se le atribuye un color, de acuerdo con su edad geológica. Los colores están dentro de 36 patrones que indican entre el periodo del Mesozoico al Holoceno.

La sobre posición de colores y símbolos hacen que los mapas rusos representen la información necesaria pero su representación no es práctica y confusa, la escuela rusa centra su desarrollo de la cartografía en el origen y la edad de las formas y desecha el aspecto descriptivo del relieve.

Leyenda Checoslovaca: La Academia de Ciencias de Praga en 1963 publicó una leyenda geomorfológica para mapas de escalas entre 1: 25000 y 1: 50000. La leyenda se basa en una clasificación genética de acuerdo a su origen, estructural, erosión- denudación, acumulación y antrogénico, la utilización de colores, de acuerdo con el origen y la edad

geológica, aunque en este caso la geología se representa también con símbolos, tales como puntos, achurados o líneas punteadas.

Leyenda Polaca: los mapas polacos producidos a escalas 1:50000 son considerados como los mejores por su presentación y por su lectura.

La leyenda polaca permite distinguir tres periodos geológicos (Neógeno, Pleistoceno y holoceno), tres valores de pendiente (menos de 4, de 4 a 20 y más de 20) y también los procesos, con base en el color. El principal defecto es que se excluye la litología así como no se especifica la edad de los depósitos.

Leyenda Francesa: Esta fue generada por Tricart y presentada en 1962 para mapas de escalas de entre 1: 25000 a 1: 50000 y se compone de 265 símbolos, en esta leyenda la litología es representada con color, colores firmes para la roca fresca y patrones punteados para roca intemperizada, las formas del relieve se representan por símbolos de acuerdo a los procesos formadores, a los símbolos se les aplica un color que corresponde a su edad

La simbología de Tricart enfatiza en la litología, la génesis y la edad y es una de las más legibles en el momento de su aplicación, su claridad de interpretación la hace buena, su principal defecto es que no incluye los valores de pendiente.

Leyenda Belga: Esta fue desarrollada por el profesor F. Gullentops en 1964, en ella se le da mayor importancia a la pendiente y esta se representa por achurados y de acuerdo con su densidad es un valor, los procesos son identificados por símbolos y se les aplica color de acuerdo a su edad, los colores brillantes indican las estructuras recientes y activas y los colores oscuros las formas antiguas. Los símbolos son difíciles de aplicar ya que se basan en las líneas y puntos y los tonos de color complican la impresión por lo que se consideran caros para llevarlos a imprenta.

Leyenda Canadiense: se basa en la escuela Belga y también se encarga de representar la pendiente del terreno, aunque con una modificación. El grado de pendiente se relaciona con el grueso de la línea.

El origen y la forma del relieve son representados por símbolos y la litología se incluye del mapa principal, además de la leyenda, con un mapa a una escala menor.

La cartografía geomorfológica en la actualidad se ha convertido más en una herramienta para la determinación de unidades del paisaje y para la determinación de zonas susceptibles a riesgo. Así también las cartas geomorfológicas se generan a diferentes escalas de acuerdo a los objetivos que se plantea el estudio, de acuerdo a esto para este trabajo la escala que se pretende trabajar es 1:50,000 dado que esta nos permite tener un detalle elevado, además de ser una escala que se permite representar los fenómenos que se plantean en los objetivos. (Vilchis, 2001).

Así un mapa Geomorfológico lo podemos definir como una representación sintética de las formas del relieve y de los procesos que ocurren en una región determinada, abarcando información morfológica, morfométrica, morfogenética y morfodinámica; el grado de aplicación de éstos tiene que ver con el objetivo de su elaboración y la escala del mismo.

El producto final obtenido, así como todos los antecedentes permitirán comprender la estructura de relieve y con ello, generar un punto de partida para la realización de trabajos aplicados en los cuales se maneje información específica. Esto representa la aplicación de la geomorfología en función del estudio de los procesos pasados, actuales y futuros que se involucran con el desarrollo de las actividades del hombre no interesa su índole; así como, el conocimiento y la previsión de las consecuencias que este último genera como son: los fenómenos de degradación y desequilibrios en el medio, es decir, se contaron información básica para el desarrollo de otras investigaciones en la zona de estudio.

En Geomorfología, como en otras ciencias de la tierra, la cartografía es indispensable para dejar clara y concreta la distribución y configuración espacial que presentan sobre el territorio los elementos más significativos que definen el relieve; este vehículo de expresión gráfica es el Mapa geomorfológico (Peña, 1997).

Menciona este autor que aunque el mapa geomorfológico contiene ya una información directa aplicable a numerosos aspectos de la actividad humana sobre el medio físico, a nivel práctico este mapa constituye un documento básico que debe ser reelaborado en

determinados aspectos en función de las necesidades concretas de aplicación.

El relieve es uno de los diversos factores que tienen influencia en la intervención del hombre sobre el territorio, por lo que es de importancia definir las distintas posibilidades de aplicación de la información proporcionada por los mapas geomorfológicos (Gellert, 1971; Tricart y Demek, 1972; Piotrovski et al., 1972; Tricart, 1979). La cartografía geomorfológica actual ya es más detallada, y en los inicios puede situarse en Europa durante los primeros años de la década de 1960: Pecsí (1962) En Hungría, y Klimaszewski (1963) en Polonia. Sin embargo, fue tras la publicación de la leyenda para el mapa geomorfológicos detallados (Demek, 1972), se inicia ya formal esta técnica cartográfica en varios países, sobre todo europeos.

A pesar de la diversidad de escuelas y métodos de cartografía geomorfológica parece claro que hay una serie de elementos que deben ser representados en los mapas básicos y que pueden resumirse en los siguientes (Peña, 1997).

Según Pedraza 1996, las obras citadas recopilan innumerables aportaciones dispersas y plantearon una metodología que superó el nivel Morfográfico, para incidir en los aspectos genéticos. Junto a la geometría (Morfografía) y origen (morfogénesis), este tipo de mapas a menudo refleja edades (morfocronología), otros datos relativos a los agentes y sus acciones (morfodinámica). En cuanto a la representación, utilizan tramas, símbolos, colores y en algunos casos, siglas.

En la actualidad las opciones cartográficas más comunes son: Mapas Regionales (escalas entre 1:400,000 y 1:100,000), fisiográficos o de síntesis, elaborados realizándose con procedimientos manuales o automáticos, directos (en campo) o con sensores remotos; Mapas de detalle (escalas entre 1: 50 000 y 1 :250 000), realizados mediante trabajos en campo apoyados por fotointerpretación y utilizan técnicas manuales, aun así sean las bases para otros trabajos que impliquen su digitalización; Planos (escalas entre 1: 10 000 y 1: 5 000), que en la normalidad representan un fenómeno sectorial.

La técnica de ejecución admite varias posibilidades, a las más frecuentes; bien representar la morfometría topográfica en negro, morfogénesis en color (Normas según su proceso

genético: fluvial, glaciar, litoral, estructural, entre otros) y evolución o morfocronología con signos o trama; bien representar toda la morfografía en negro (símbolos, contactos, por mencionar algunos), ya que son formas o geometrías y las unidades (equivalentes a formas compuestas, conjuntos de formas o tipos de relieve) en color (Pedraza, 1996).

Según Peña (1997), entre los campos de acción de los que estos mapas pueden aportar datos imprescindibles están: la planificación territorial, la agricultura y el sector forestal, las obras de ingeniería civil (instalaciones industriales y asentamientos urbanos) y de infraestructura de transportes y comunicaciones (ferrocarriles, carreteras, puertos, aeropuertos), las obras hidráulicas (presas, canales), los trabajos de prospección y explotación minera, la conservación del suelo, en general, cualquier investigación en la que esté implica en medio ambiente.

En un principio la geomorfología se apoyaba en reportes escritos para realizar sus descripciones, la idea de un mapa geomorfológico se encontraba lejos de ser concebida, los reportes escritos, por lo tanto eran difíciles de comparar con otros escritos de lugares parecidos, aunque no imposible, después surgió el mapa fisiográfico como una herramienta de apoyo para la interpretación de las conclusiones de los autores, estos esquemas en un principio no fueron comparables por la diferencia de interpretaciones que aplicaba cada autor. El primer mapa que se elaboró bajo el sistema que podía ser aplicado para la mayoría de los estudios se publicó en 1914 por S. Passarge, (St-Onge año en Fairbride. (1968).

La cartografía geomorfológica conforme a lo establecido por Palacio (1983), es el resultado del apoyo de cartografía morfométrica, que se puede elaborar, con base en la fotointerpretación misma que tiene por objeto agrupar a las formas del relieve de acuerdo con los procesos que predominaron en su creación sean estos endógenos o exógenos, o bien que hayan resultado de la interacción de ambos.

Capítulo 3

3.1. Marco geológico-geomorfológico

3.1.1. Caracterización tectónica regional

La región de estudio se encuentra sobre el cruce de tres grandes sistemas de fallas que han afectado tanto el proceso de formación así como la orientación del Sistema Volcánico Transversal; así se reconocen a los sistemas Taxco-Querétaro de orientación NNW-SSE; el Cizallamiento Tenochtitlán de orientación NE-SW y al final, el Sistema Chápala-Tula de orientación W-E. El lineamiento Taxco-Querétaro es el más antiguo y uno de los más importantes de Sistema Volcánico Transversal; se considera que es la continuación de la provincia *Basin and Range*, que antecedió a dicho Sistema; el cual presenta diferentes orientaciones estructurales que son evidencia de la migración de la actividad volcánica y edad de volcanismo moderno. El sector SW de lineamiento Taxco-Querétaro, forma un bloque levantado con afloramientos de rocas metamórficas de basamento del propio sistema, muestra los rasgos de movimiento vertical y horizontal (Espinosa *et al.*, 2001).

Por su parte, la zona de Cizallamiento Tenochtitlán se extiende desde la Trinchera Centroamericana al suroeste hasta el pueblo de Tenochtitlán al noreste; dicha unidad presenta un movimiento transcurrerte lateral izquierdo; el cual, según De Cserna *et al.* (1988), la zona sirve como conducto que transmite ondas sísmicas desde la zona de subducción a lo largo de la trinchera hasta la cuenca de México; el tercer sistema corresponde al Chapala-Tula que se considera actual en actividad, extendiéndose a lo largo del Sistema Volcánico Transversal desde el lago de Chápala hasta la región de Tula en Hidalgo, cruzan el sistema Taxco-Querétaro su característica primordial es su constitución de fallas normales que marcan la extensión del arco volcánico con orientación norte-sur.

3.1.2. Marco Geológico Regional

La Región de estudio se encuentra conformada por importantes llanuras sedimentarias que constituyen a los valles de Ixtlahuaca y Toluca, las cuales a su vez son bordeadas por el Graben de Acambay al norte; el Volcán-Jocotitlán, la Sierra Monte Alto y la Sierra de las Cruces al este; el volcán Nevado de Toluca...al Sur y al oeste por la Sierra Mazahua y el Cerro San Antonio (Espinosa *et al.*, 2001).

Vilchis (2001) señala que las unidades morfológicas descritas encuentran su origen dentro de la dinámica del Sistema Volcánico Transversal, el cual, presenta una diversidad de ideas y contradicciones en función de las ideas del origen del mismo (Mooser y Maldonado, 1961; Demant, 1978); sin embargo, de manera genérica se explican en su proceso evolutivo los efectos del comportamiento de la placa del Caribe, Cocos y la Norteamericana por medio de diferentes ciclos que se relacionan con esfuerzos tectónicos regionales relacionados con la presencia de importantes estratovolcanes.

El último de estos ciclos explica para la formación del sistema referido una relación entre la actividad del Golfo de California y la placa del Caribe, cuya asociación interfirió directo en el proceso de subducción de la placa Pacífico (Silva, 1979, *cfr.*, Espinosa *et al.*, 2001).

Estos autores establecen que el Sistema Volcánico Transversal se encuentra asociado desde el punto de vista genético a importantes sistemas de fallas que han dado paso a la formación de emplazamientos y estructuras escalonadas; asimismo se le ha ligado con procesos de distensión, provocados por la subducción de las placas oceánicas que afectan a nuestro país y por los rompimientos internos de tipo "Rift"; de acuerdo con lo anterior,

Aguayo (1989) afirma que el proceso de formación del sistema aún no ha concluido, y que ha mostrado diferentes etapas de génesis en las cuales las zonas de debilidad de la corteza han permitido la emanación de materiales volcánicos.

La actividad tectovolcánica no ha sido del todo homogénea desde el punto de vista de la intensidad y el tiempo de duración; Mc Dowell y Clabaugh (1972) Y Venegas (1985) con sus estudios determinaron series petroquímicas en las cuales se observan correlaciones que permiten ubicar a las rocas más antiguas durante el Plioceno, ajustándose donde otros

autores como Pasquaré (1978) y Aceves (1997) indican que el punto de partida en el cual se da comienzo a la actividad con la formación de sistemas escalonados de fallas localizados al occidente, asociadas con la formación del Golfo de California; con el basculamiento de bloques en la parte central del mismo y con la generación de sistemas de fracturas en las cuales antes se emplazarían los estratovolcanes más representativos (Aguayo, 1989, en Vilchis, 2001).

Espinosa (2010) describe que está orientada en sentido NNW-SSE, constituye un límite morfológico entre las cuencas de México y Toluca; tiene una longitud de 110 kilómetros y un ancho de 47 a 27 kilómetros en la parte norte y sur en proporción. Está conformada por ocho estratovolcanes, que de norte a Sur son: Zempoala, La Corona, San Miguel (3,870 msnm), Salazar, Chimalpa, Iturbide, La Bufa, La Catedral y otros de menor dimensión como el Volcán Ajusco (García, *et al.*, 2000).

A nivel regional la actividad tectónica expone tres grandes sistemas de fallas que han afectado el proceso de formación del Sistema Volcánico; el Taxco – Querétaro (NNW-SSE), El Cizallamiento Tenochtitlán (NE-SW) y, el Sistema Chápala – Tula (W-E).

El mismo autor establece que en el ámbito local existe actividad y es referida por Hernández (2007), quien cita de Espinosa *et al.*, (2001); tres sistemas disyuntivos: El Sistema Taxco – Querétaro que ha sufrido fases de deformación desde el Oligoceno Tardío, y del cual La Sierra de las Cruces es una evidencia, y que es reactivado en el Plioceno el vulcanismo intenso aparecen regiones de distensión, con lo que se afirma que la Sierra fue formada a lo largo de fallas antiguas de este mismo sistema en el mismo período de tiempo, bajo un mismo campo de esfuerzos, aunque se tiene referencia de que sufre deformaciones.

De acuerdo con Espinosa (2010), el Sistema San Antonio que pertenece a la zona de Cizallamiento Tenochtitlán, este sistema sufrió fases de deformación desde el Mioceno Medio y es reactivado en el Plioceno. Las fallas de orientación NE-SW que se encuentran en la parte E de la Sierra de las Cruces, son consideradas como fallas activas. Las fallas principales de este sistema son Falla San Antonio, San Miguel y Zacango, entre las dos primeras se encuentran en el graben San Miguel.

El Sistema Tenango es considerado inactivo. La actividad fue en dos etapas, la primera en el Plioceno Tardío y la segunda en el período Pleistoceno – Holoceno, es asociada al grupo Chichinautzin. Su principal falla es la de Lerma – Victoria que controla conos basálticos, que además forma un horst entre la Sierra Mazahua y la Sierra de las Cruces, bordeada al Norte por la falla Ixtlahuaca.

La porción centro-oriental del Sistema Volcánico es caracterizada por el alineamiento de grandes estratovolcanes que en general tienen dirección N - S, y una porción más oriental el alineamiento es entre las estructuras volcánicas Selva Negra, Las Cumbres; Pico de Orizaba, La Gloria y Cofre de Perote. Entre la Cuenca de Puebla y México están alineados los volcanes Popocatepetl, Iztacihuatl, Telapón y Tláloc; y entre las cuencas de México y Toluca está el alineamiento de la Sierra de las Cruces.

El traduce que el basamento de la Sierra de las Cruces está conformado por una variedad de rocas, al Sur de la Sierra y de las inmediaciones de la Cuenca de México, sus productos descansan sobre calizas del Cretácico (Fries, 1960), o bien sobre las rocas volcánicas de la secuencia máfica basal de 7.1 m.a., sobre la Formación Tepoztlán del Mioceno medio o la Formación Xochitepec del Oligoceno (Mooser *et al.*, 1956; García – Palomo *et al.*, 2000). Hacia la parte norte la Sierra de las Cruces descansa sobre una serie de estructuras volcánicas del Mioceno medio, que corresponden a la Sierra de Guadalupe, fechada entre 14 y 16 m.a. y Sierra de la Muerta, del Plioceno Tardío (Gutiérrez – Palomares, 2005).

Al sur la cubren depósitos volcánicos recientes de la Sierra Chichinautzin. El origen y el emplazamiento de la Sierra ha sido materia de discusión, sin embargo se considera que sus productos se emplazaron a través de sistemas de fallas de dirección. N-S (Mooser, 1972; Demant, 1978; Alanís *et al.*, 1998).

Por otra parte, Fonseca (1999) destaca que la Sierra de la Cruces forma una división norte – sur: por un lado la cuenca de Toluca – Ixtlahuaca y por el otro la cuenca de México, que se extiende en los municipios Huixquilucan, Lerma y Ocoyoacac y que está formada por una serie de estratovolcanes Terciarios profunda erosión que dieron origen a flujos piroclásticos, tobas, brechas y flujos de lava.

Dicho autor define que al igual forma Hernández (2007) caracteriza los procesos Geomorfológicos en las vertientes del municipio de Lerma; manifiesta que los principales son tectónicos, volcánicos, gravitacionales, fluviales y antrópicos. Todos estos afectan a las poblaciones que se asientan sobre la vertiente oeste de la Sierra que al final representa una zona de peligro por los procesos de acumulación, además muestra que la formación de la Sierra de las Cruces NNW – SSE corresponde al Plioceno, a partir de esto y de que el vulcanismo intenso aparece en regiones de distensión, puede suponerse que esta Sierra fue formada a lo largo de fallas antiguas que pertenecen al Sistema Taxco – Querétaro, en el mismo período de tiempo y bajo el mismo campo de esfuerzos que reactivó dicho sistema en el Plioceno. Aunque también tiene rasgos de deformaciones posteriores.

Por su parte, García Palomo *et al* (2008) identifica procesos geológicos que dieron formación a la Sierra de las Cruces, hace referencia a que aún existen edades radiométricas del Mioceno, es el Plioceno Tardío hasta el Pleistoceno el que mayor actividad presentó sobre la Sierra de las Cruces, la formación de esta Sierra fue consecuencia de tres episodios, el último de ellos activo hasta el Holoceno, estos relacionados a fallas, fracturas y migración de estructuras volcánicas.

El mismo autor realiza un análisis morfológico identifica cada unidad estrato volcánica, y muestra el arreglo estructural de morfo alineamientos de la sierra por perfiles longitudinales, además explica el proceso al dividir a dicha Sierra en tres Bloques, Norte, Centro y Sur.

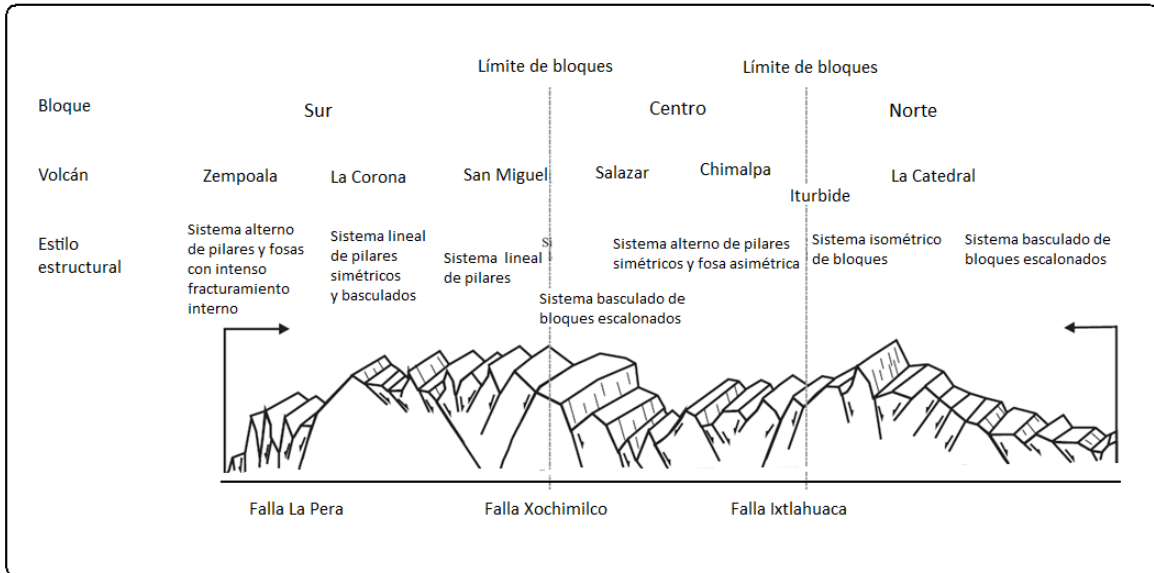


Figura 3.1.2.1 Arreglo estructural de la Sierra de Las Cruces. Modificada de García – Palomo et al. (2008).

La sierra presenta dos tipos de geformas en el relieve de montaña y en piedemonte; García – Palomo (2008) refiere un patrón de drenaje dendrítico denso en el relieve de montaña, debido a los contrastes altitudinales, en distancias cortas y laderas heterogéneas en cuanto a longitud geométrica y orientación. Además de drenaje subdendrítico debido a un fuerte control estructural, también se describen intensos procesos de erosión que modifican el relieve original, incluye a formación de valles asimétricos (Espinosa, 2010).

En el piedemonte el drenaje se clasifica como subparalelo y paralelo creado por la morfología y geología del relieve por el control estructural existente y las pendientes pronunciadas.

De acuerdo con Espinosa (2010), el análisis de un perfil topográfico longitudinal en la Sierra a lo largo del parte aguas principal refleja tres grandes bloques de estudio, el Norte, Centro y Sur. El límite entre el bloque norte y Centro está definido por una amplia zona de falla, en la parte occidental se encuentra la Falla Ixtlahuaca con orientación E-W, la prolongación de esta se encuentra con la Falla Otomí que presenta una amplia zona de deformación caracterizada por brechas y harina de Falla, además presenta contacto con rocas volcánicas de diferente edad. Al orienta la Falla Otomí se releva con la Fosa de

Barrientos constituida por fallas ENE – EW y con buzamiento al N y S. todo ese bloque norte presenta fallas secundarias en *echelon*.

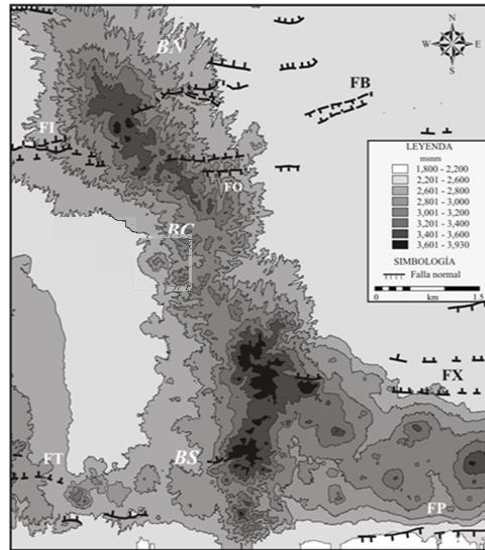


Figura 3.1.2.2. Mapa altimétrico. Se observan los diferentes pisos altitudinales que permiten ver la separación en bloques, sus límites estructurales y la variación del rumbo de la sierra. Modificada de García – Palomo et al. (2008).

El límite entre el bloque Central y Sur es por una zona compleja de fallas E–W hacia la cuenca de Toluca conocida como Fallas Tenango, que se revela al Este con las Fallas Xochimilco y Jicomulco de orientación E-W, estas últimas conforman junto con la Falla La Pera (SE), el pilar Chichinautzin.

El Bloque norte está constituido por los volcanes La Bufa, Rehilete, Iturbide y la Catedral, este Bloque muestra en imágenes de satélite colapsos de los edificios volcánicos hacia el SE, y una alineación de domos al NW. El emplazamiento de abanicos piroclásticos y lahares varía pero presenta su distribución hacia el NE y E, donde están influenciados de manera importante por estructuras volcánicas antiguas, así como por un control estructural. La red de drenaje en sus principales cauces tiene una longitud desde 20 hasta 40 kilómetros, está desarrollado y forma ramales de longitudes de 0.5 a 3 kilómetros de tercer y cuarto orden de régimen perene e intermitente. También presenta cinco diferentes tipos de

drenaje, mientras que el Bloque sur altimétrico está caracterizado por los volcanes La Corona, aunque en geología lo constituyen La Corona, Zempoala y el Complejo Volcánico San Miguel, orientados en una dirección N-S y caracterizado por colapsos de gran extensión dirigidos hacia el Sur. Por la posición presenta un patrón de drenaje radial centrífugo con longitudes cortas de 2 a 3 kilómetros y con ramales de primer orden, sin embargo al interior de este bloque se encuentran cuatro subzonas de diferentes características de drenaje al general (Espinosa 2010)

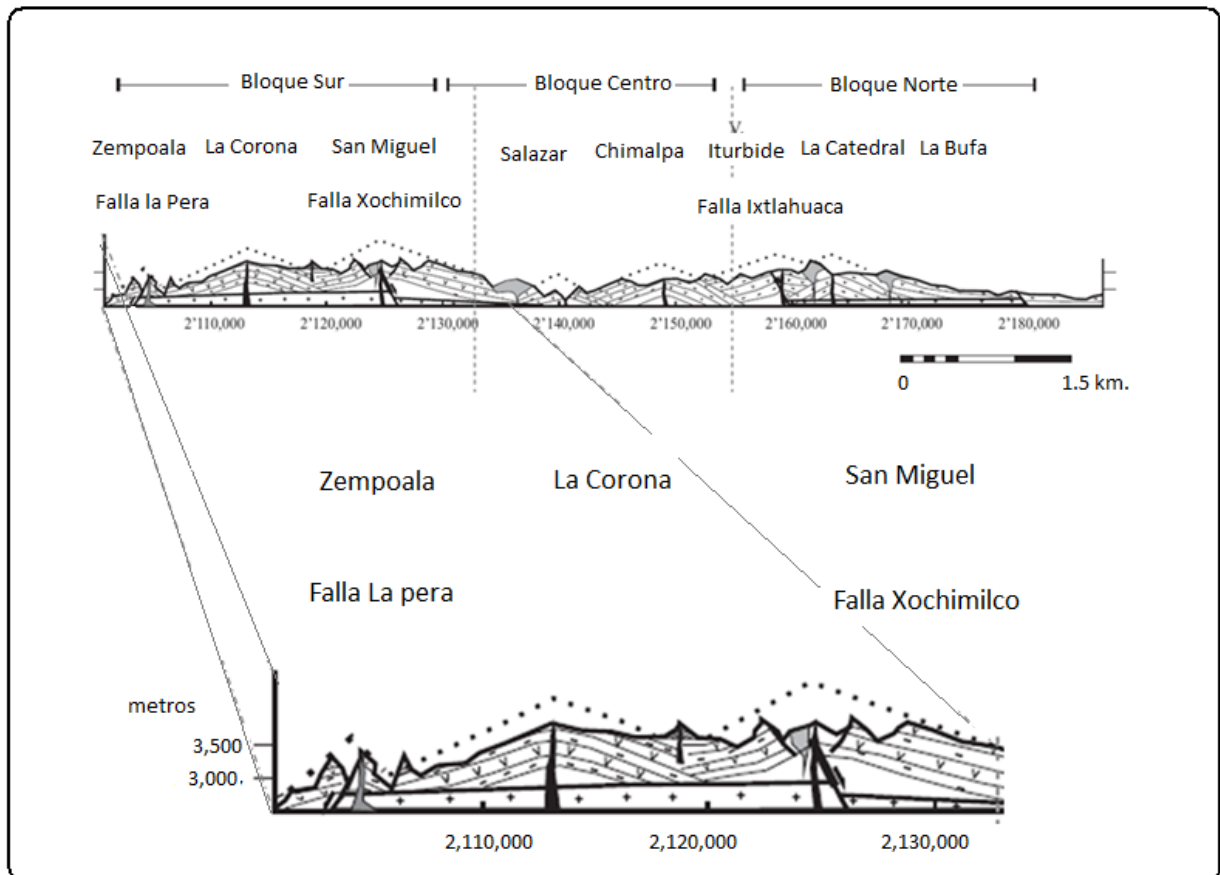


Figura 3.1.2.3 Bloques del sistema Las Cruces. (Modificada de García – Palomo et al., 2008.)

3.1.3. Marco tecto-volcánico regional

Los rasgos estructurales principales de la región se encuentran en mega bloques de tipo *graben* y *horst*, así como por importantes estratovolcanes que son evidencia de la actividad tectovolcánica del Sistema Volcánico en su porción central Martínez (2003). Dentro del primer grupo se distinguen entre los más importantes el de la fosa de Acambay en la porción septentrional, las fosas de Ixtlahuaca y Toluca en su parte central; mientras que los que forman pilares además de constituir el parte aguas de la cuenca alta del río Lerma, se encuentran representados por mega bloques que componen a las Sierras de Monte Alto y Las Cruces al oriente; así como la Sierra Mazahua al poniente; por lo que respecta a los volcanes, se encuentran el Jocotitlán, Nevado de Toluca y Cerro de San Antonio; y aunque el primero de éstos se encuentre fuera de los límites políticos establecidos para la región en cuestión, su génesis y actividad se relaciona en su totalidad con el proceso morfogenético de la misma.

De manera general, las estructuras se encuentran controladas por sistemas de fallas y fracturas de orientaciones típicas para el desarrollo del Sistema Volcánico Transversal, así, el patrón general responde a direcciones NW-SE, NNW-SSE, NS Y E-W, las últimas son las que registran la actividad más reciente del sistema en la parte central (Espinosa *et al.*, 2001).

3.1.4. Evolución estructural de la región

Los espejos tectónicos, encontrados en el afloramiento volcánico en el lado levantado de la falla Perales, pueden sugerir la fase de deformación de *Basin and Range Province* como conjunto de horst y fosas. Para poder justificar la suposición anterior se necesita el fechamiento del. Dicho afloramiento. La primera, bien establecida fase de deformación, que influyó la región de estudio, ocurrió entre Oligoceno Tardío y Mioceno Temprano-Medio, afectan la base del Sistema Volcánico Transversal. En este periodo fueron formadas las estructuras orientadas al igual de *Basin and Range Province* del sur de los Estados Unidos y norte de México.

El eje 01 vertical y el 03 horizontal con orientación NE dominaron el campo de esfuerzos. En este periodo fueron formadas las fallas normales de orientación NNW-SSE con el lado este hundido (García, *et al. sff*). Durante esta fase fue formado el sistema de fallas Taxco-Querétaro, que domina el borde occidental de la región de estudio y se manifiesta como elongamiento de la Sierra de Las Cruces. En este periodo empezó el movimiento, que a través del tiempo y fases de deformación posteriores, resultó en el levantamiento mayor del lado SW de las fallas que pertenecen al lineamiento Taxco-Querétaro (falla Perales y fallas bajo el Cerro San Antonio y Nevado de Toluca). Los testigos de este desnivel, son los afloramientos de esquistos de basamento, que se encuentran a lo largo del borde oeste del área de estudio y que por el lado contrario quedan más de 2 mil metros por debajo del nivel de la cuenca de México (Espinosa *et al.*, 2001).

De acuerdo con los mismos autores, la segunda fase de deformación ocurrió en el Mioceno Medio, bajo un campo de esfuerzos comprensivos, o1 y o3 horizontales y orientadas NNE-SSW y WNW-ESE en proporción. Esta fase provocó el movimiento izquierdo del sistema de fallas San Antonio, y reactivó el Sistema Taxco-Querétaro causando un movimiento derecho a lo largo de las fallas orientadas NNW-SSE (García *et al. / s/f.*). Durante el periodo de Mioceno Tardío fueron emplazadas y en consecuencia cortadas rocas volcánicas de la continuidad San Antonio, que forman el Cerro San Antonio. Durante el Plioceno el campo de esfuerzos provocó la reactivación de fallas anteriores. Sobre sale el eje 0"1 estaba orientado NNW el 0"3 ENE. Fallas en *echelon*, orientadas 30° de sistema San Antonio fueron reactivadas otra vez con el movimiento izquierdo. Esta fase provocó extrusión de Complejo de Domos y Conos, que se encuentra a lo largo del sistema San Antonio (García *et al. s/f*).

Mientras que en el pleistoceno-Holoceno empezó la fase extensiva con orientación del eje o1 N-S, que aún se encuentra activa. Esta fase provocó movimiento normal del sistema Tenango (García *et al. s/f*), la aparición del sistema escalonado orientado W-E, la extrusión de lavas basálticas del Holoceno y sismicidad reciente. Durante esta fase ocurrió la continuación de movimiento normal a lo largo de la falla Perales, dejan la presente distribución de bloques basculados en el lado NE e inclinación de mesas basálticas en el

lado SW de la falla. El cese de dicho movimiento normal a lo largo de la falla Perales, que tuvo lugar antes del Holoceno.

3.1.5. Principales Sistemas Disyuntivos de la Región

Durante el Pleistoceno-Holoceno empezó la fase extensiva que aún se encuentra activa; esta fase provocó movimiento normal del sistema Tenango (García *el al.* s/f), la aparición del sistema escalonado orientado W-E la extrusión de lavas basálticas del holoceno y sismicidad reciente. Durante esta fase ocurrió la continuación de movimiento normal a lo largo de la falla perales, le dejan la presente distribución de bloques basculados en el lado NE e inclinación de mesas basálticas en el lado SW de la falla. El cese de dicho movimiento normal a lo largo de la falla perales, tuvo lugar antes del Holoceno.

De acuerdo con Espinosa (2001), en la región de estudio se encuentran tres. Principales sistemas disyuntivos, los cuales se describen a continuación en orden cronológico:

a. Sistema Taxco-Querétaro El sistema Taxco-Querétaro forma el borde oeste de la región de estudio; de acuerdo con García *el al.* (S/f), dicho sistema sufrió tres principales fases de deformación, las cuales se reconocen a través de un falla miento normal, ocurrido durante el Oligoceno Tardío y el Mioceno Temprano, que se reconoce a través de un eje de extensión con orientación NE-SW; el cual es seguido por un falla miento transcúrrete diestral durante Mioceno Medio y al final, por la reactivación del fallamiento normal durante el Plioceno. Este sistema encuentra manifestaciones como la falla Perales, al oeste y noroeste de Ixtlahuaca de Rayón; en la Sierra de Las Cruces, la cual está elongada en sentido NNW-SSE y en la región Cerro San Antonio-Nevado de Toluca, como alineamiento de estos volcanes y como el conjunto de horts y fosas orientadas NW-SE y NNW-SSE en la ladera sur y Suroriental del Nevado.

La falla Perales tiene la mejor expresión en su parte norte entre la presa Tepetitlán y el pueblo de San Isidro Boxipe, donde el trazo de falla es casi recto y forma escarpes pronunciados; la orientación de dicha falla en este lugar es de 1,400; hacia el SSE, el trazo de ésta tiende a perder continuidad y a presentar fallamientos menores que dividen bloques basculados; empero, el espejo de la misma se encuentra en parte cubierto por derrumbes.

En el lado suroccidental de la falla afloran rocas metamórficas del basamento, clasificadas dentro del Jurásico-Cretácico Temprano, las cuales se encuentran asociados con un domo de rocas volcánicas ácidas de edad terciaria cortado por la falla. En el bloque levantado en el afloramiento ácido aparecen dos sistemas de espejos tectónicos; las orientaciones de estos son: $166/77^{\circ}S$ izquierdo y $103/86^{\circ}N$ derecho.

De acuerdo con lo anterior, ambos sistemas indican falla miento casi horizontal, con Ligero componente inverso. Dichos sistemas de espejos son conjugados indican cizalla pura, con ángulo $0=65^{\circ}$ y eje $01 =135^{\circ}$, sub paralela a la orientación de la falla.

Por su parte, las rocas volcánicas ácidas se encuentran por debajo de basaltos intercalados con depósitos piroclásticos, en el lado positivo de la falla forman mesas y volcanes poco erosionados, mucho más recientes. La orientación de contactos entre basaltos y depósitos piro clásticos, muy fija y visible en fotos aéreas, indica el bascula miento de dichas rocas hacia el sur con el rumbo 120° . A lo largo del escarpe de falla afloran depósitos de pómez, antes descritos. Dicho depósito parece cubrir partes levantadas del talud de falla y está inclinado al NE en el sentido de la ladera del escarpe de falla que sugiere su depósito al cese de la actividad.

A lo largo del lado hundido (nororiental) de la falla aparecen bloques basculados en forma escalonada, donde en el lado levantado afloran basaltos y piroclastos; dichos bloques están formados por rocas basálticas, de las mismas, que aparecen en el lado levantado de la falla. El rumbo del basculamiento de dichos bloques sigue la orientación del trazo de falla; y al pie del escarpe de falla entre los bloques basculados en los alrededores de la presa Tepetitlán, aparecen sedimentos lacustres, que fueron cortados por pequeñas fallas normales de orientación $120-135/85^{\circ}8$. Estos sedimentos muestran inclinación ligera hacia NE. Dicho fallamiento parece ser antitetal con respecto al trazo principal de la falla y corresponde a la fase del movimiento normal de dicha falla.

En los alrededores del pueblo San Isidro Boxipe, los sedimentos del talud, que cubren el bloque hundido están cortados por fallas con orientaciones $90/170^{\circ}8$, $137/170^{\circ}8$ Y $170/68^{\circ}8$ Y de 800 hasta 900. Lo anterior indica fallamiento normal, antitetal con respecto a la falla principal, del mismo tipo que aparece en sedimentos lacustres, descritos anterior.

Este sistema tiene orientación NE-SW y pertenece a la Zona de Cizallamiento Tenochtitlán (De Cserna *et al.* 1988). De acuerdo con García *et al.* (*Sff*), el sistema sufrió varias fases de deformación diferenciadas a través de un fallamiento izquierdo orientado NE-SW hasta ENE-WSW y en echelon orientado N30°E de la *edad* miocénica media, reactivado con el mismo sentido de movimiento durante el Plioceno; el cual antecedió a un fallamiento normal orientado NE-SW, conectado con la fase extensiva de orientación N-S, reciente en el desarrollo del Sistema Volcánico Transversal.

Por lo que respecta a los volcanes Cerro San Antonio y Nevado de Toluca, esta región se encuentra sobre el cruce de los tres sistemas de fallas antes descritas. Por tal motivo las direcciones estructurales se sobrepone y aparecen en cartas, fotos aéreas y en campo como patrones compuestos por fallas de diferentes edades y sentidos de movimiento, con una orientación de 145°-179°

Predominantes

En los perfiles sísmicos de la cuenca de México, De Cserna *et al.* (1988) observaron que dichas fallas cortan depósitos lacustres posteriores a la formación Tarango (fechadas en 60 mil años). También se liga a este fenómeno la aparición de conos mono genéticos de la formación Chichinautzin (40 mil años), que bordea la cuenca de México en el sur y forma parte meridional de la Sierra de Las Cruces. Estos se encuentran alineados en sentido NE-SW (en este caso la edad de las fallas se reduce a 40 mil de años).

La orientación del sistema San Antonio coincide con la dirección de líneas que bordean parte de la Sierra de Las Cruces de diferente edad. Una posible rotación de la parte norte de dicha Sierra (9° en el sentido contrario al reloj) se efectuó a lo largo de la mayor concentración de fallas orientadas NE-SW en el flanco oriental de la Sierra.

En la parte norte de la sierra, aparecen fallas de orientación general 55°. Estas fallas pertenecen al sistema San Antonio, mientras que en la parte por lo que respecta al sistema de lineamientos en la Sierra de Las Cruces está orientada en el sentido NNW-SSE. Según investigaciones recientes la edad de las rocas, que forman esta Sierra es pliocénico (complejo Las Cruces, que aparece en su parte norte y central). A partir de esta observación

y el hecho de que el vulcanismo intenso aparece en regiones de distensión, se puede suponer, que dicha Sierra fue formada lo largo de fallas antiguas que pertenecen al sistema Taxco-Querétaro y en el mismo periodo de tiempo y bajo el mismo campo de esfuerzos que reactivó dicho sistema en Plioceno. La Sierra tiene también rasgos de deformaciones posteriores.

En la parte norte de la Sierra aparecen fallas verticales de orientación NNW-SSE (promedio 160°). El sentido de movimiento de dichas fallas no fue posible establecer por falta de marcadores cinemáticos, aunque los escarpes de fallas indican, que lado hundido se encuentra al suroeste. Fallas asociadas con estas tienen orientación $12/36^\circ W$ y parecen ser normales.

Por otro lado en la parte central de la Sierra aparecen estratos inclinados en el sentido $15/30^\circ E$ y, se toma en cuenta, que los escarpes de fallas NNW-SSE están casi sepultados por depósitos de talud y la ausencia de manifestaciones volcánicas más recientes al plioceno, se puede suponer, que la actividad de mismas permaneció sólo poco después del emplazamiento de lavas intermedias pliocénicas, que forman la Sierra de las Cruces.

Por último, al NNW del Cerro San Antonio, dentro del afloramiento de rocas volcánicas intermedias de Terciario en el Cerro Colorado, afloran esquistos de basamento; dicho afloramiento fue causado por actividad de sistema Taxco-Querétaro, ya que aparece dentro del bloque levantado de este sistema.

b. Sistema San Antonio. Una fase inicial compresiva con aparición de fallas transcurrentes en *echelon* que indican movimiento no diferenciado en cuanto a su dirección de edad Pliocénica Tardía (Johnson y Harrison 1989); y por una segunda etapa extensiva ocurrida dentro del Pleistoceno-Holoceno en la cual aparecen como consecuencia de la dinámica endógena, manifestaciones de vulcanismo intenso durante este periodo, asociándose con el grupo Chichinautzin.

En el área de estudio se manifiestan fallas en el norte como la que corta la ladera este del volcán Jocotitlán, la falla Ixtlahuaca, considerada por diferentes autores como parte este de falla Perales (Martínez Reyes y Nieto Samaniego 1989, Mendiola 1999, carta geológica de INEGI).

La falla Lerma-Victoria (a lo largo de las presas Antonio Alzate e Ignacio Ramírez), inferida por Ortiz y Bocco (1989) como alineamiento de conos basálticos dentro del Valle de Toluca al norte de la Ciudad de Toluca y en el flanco este del Nevado de Toluca (Falla Tenango y otras). En este lugar el sistema controla extrusiones de lavas basálticas del área de Tenango y se continúa hacia el este, forman alineamientos de conos basálticos del campo monogénico de Xalatlaco (parte occidental del grupo Chichinautzin) en la parte sur de la Sierra de Las Cruces.

Los planos de estas fallas en general están inclinados hacia el norte, con estrías de que se aproximan $890-90^{\circ}$, que indica movimiento vertical con ligero componente derecho o izquierdo. Por tal motivo forman escalones orientados E-W con el bloque septentrional hundido y meridional levantado. Esto se invierte en el caso de la falla Lerma-Victoria, gracias a que se forma un "puente estructural"(Horst) entre la Sierra Mazahua y la Sierra de Las Cruces (Ortiz y Bocco, 1989).

En la región de estudio aparece una inclinación general de estratos hacia el sur, tanto en las unidades volcánicas y Volcanoclásticas como en los sedimentos. El valor de la inclinación media es aproximado a 50. A partir de lo anterior se puede suponer, que dicha inclinación apareció como resultado del fallamiento del Central de la Sierra, en el pueblo de Piedra Grande fallas de orientación NE-SW provocaron el desprendimiento de bloques de tamaños de varios metros.

Por su parte, las fallas de orientación NE-SW que se encuentran en la parte este de la Sierra de Las Cruces, son consideradas por De Cserna *et al.* (1988) como fallas activas, que provocan terremotos de la cuenca de México y perteneces a la zona de Cizallamiento Tenochtitlán. En este caso el sistema de fallas de orientación NE-SW, que se encuentra entre los volcanes Cerro San Antonio y Nevado de Toluca, sería la continuación de las fallas que aparecen en la Sierra de Las Cruces aunque García *et al.* (s/f) no describe este sistema como activo.

Si lo anterior es verdad, las fallas de orientación NE-SW se extienden debajo de los sedimentos lacustres del valle de Toluca. Está formado por fallas orientadas NE-SW hasta

ENE-WSW. Las fallas principales de este sistema son: falla San Antonio, falla San Miguel y falla Zacango. Entre las dos primeras se encuentra el graben San Miguel, ocupado por el Complejo de Domos, Conos del Plioceno asociadas a fallas en echelon orientadas NEN-SWS (García *et al.* s/f).

El sistema San Antonio aparece también en la ladera norte del Cerro San Antonio, donde se encuentra junto con las fallas del sistema Taxco-Querétaro. La investigación de campo en este lugar indica que las direcciones de las fallas están entre 50 y 65°; tanto datos de campo, como interpretación de cartas geológicas y fotos aéreas permite constatar, que dentro del Sistema San Antonio aparecen dos principales orientaciones de fallas, que son: 30° y 70°, con mayor dominio en dirección 70°.

c. Sistema Tenango

Es el más reciente en el área y se considera como un sistema activo, que pertenece a la zona de Fallamiento Chápala-Tula y/o Morelia-Acambay (García *et al.* s/f.). Según estos autores el sistema sufrió dos fases de deformación comprendidas por:

Sistema Tenango. El valor y extensión de la inclinación sugiere que los planos de las fallas del sistema Tenango son listricos, es decir sus inclinaciones disminuyen con la profundidad. Fallas de este tipo marcan las regiones de extensión intensa, como es el caso del Sistema Volcánico Transversal. Fallas con esta geometría fueron también observadas en otras regiones del dicho Sistema (Nieto *et al.* 1992).

Por otra parte, se propone el nombre de falla Ixtlahuaca para el sistema de fallas W-E, que bordean al norte el horst entre la Sierra Mazahua y la Sierra de Las Cruces. Dichas fallas estaban consideradas como la parte este de la falla Perales, pero a partir del hecho de que tienen orientación y edad diferente, se les clasifica como fallas del sistema W-E (sistema Tenango) con el nombre de la falla Ixtlahuaca. Se trata de la falla de tipo normal, orientada entre 90 y 115° e inclinada hacia el norte, con el lado levantado hacia el sur.

El trazo de la falla es irregular y discontinuo. El desnivel morfológico en la parte occidental de la falla alcanza 100m.; ésta a su vez, corta sistemas locales disyuntivos del conjunto Perales. Otra falla de la misma orientación aparece en el lado levantado de la falla Perales,

más al norte (Garduño-Monroy, comunicación personal).

La falla corta sedimentos lacustres, intercalados con depósitos de caída libre, ricos en pómez de color amarillo claro, lavas y brechas basálticas... Los estratos por lo general no están inclinados. Las fallas presentan dos orientaciones entre 90 y 110°, con la primera dominante. Al nivel de meso fallas aparece inversión en el sentido del hundimiento y fallas de tipo rotacional; toda vez que en la porción oriental, próximo al contacto con la Sierra de Las Cruces, se observa un sentido de movimiento opuesto, con el lado levantado en el norte (Elías-Herrera *et al.* 1993).

En el extremo oriental, la falla de Ixtlahuaca se manifiesta como meso fallas en el afloramiento de brechas volcánicas y tobas en cañada Honda, dentro de Sierra de las Cruces, que deja dos orientaciones principales de 80/45°N y 11 O/90°, siguen el patrón típico del sistema Tenango. Las Cruces son dos orientaciones principales de 80/45°N y 11 O/90° que siguen el patrón típico del sistema Tenango.

Por último, la falla Lerma-Victoria fue inferida por Ortiz y Bocco (1989) a partir del hecho, que los sedimentos lacustres están levantados en el lado septentrional de la falla. El desnivel fue estimado en 75m. Sin duda la zona elongada en sentido W-E, entre la Sierra Mazahua y la Sierra de Las Cruces presenta una densidad de drenaje mucho mayor que en las zonas circundantes. También cabe mencionar, que los arroyos drenan de manera perpendicular a la falla.

El trazo de ésta cubierto por sedimentos lacustres y fue aprovechado para construir las presas de Villa Victoria, Ignacio Ramírez y Antonio Alzate, las cuales están elongadas en sentido W-E. Por lo tanto no es posible estimar la edad de la falla (Ortiz y Bocco 1989). El horst entre la Sierra Mazahua y Las Cruces, Ortiz y Bocco (1989) consideran como zona de levantamiento más reciente de la parte norte del área de estudio.

En otro orden de ideas, el grupo de rocas que pertenece al Jurásico-Cretácico Temprano, se representa por esquistos y tilitas metamorfozadas que forman el basamento regional del Sistema Volcánico Transversal. En el área de estudio afloran en pequeñas cantidades a lo largo del borde occidental de la Región 1: en Mina Vieja, al sur de presa Tepetitlán; en el lado levantado de la falla Perales, cerca del pueblo San Isidro Boxipe; en el afloramiento de

rocas volcánicas intermedias en el Cerro Colorado, al SE de Presa Villa Victoria y en los alrededores de San Andrés de Gama y Tequisquiapan, al SW del Nevado de Toluca. Dichas rocas corresponden a Secuencia Volcanosedimentaria y Metamórfica de Ixtapan-Teloloapan. En esta Secuencia, afuera de la Región de estudio fueron encontrados amonitas deformados de Jurásico-Cretácico Temprano.

Por su parte, las rocas volcánicas del Terciario, cuya edad todavía se tiene que Establecer, afloran en el lado levantado de la falla Perales, cerca del pueblo de San Isidro Boxipe y en el Cerro Colorado al SE de la presa Villa Victoria. En el primer caso se trata de un domo de rocas volcánicas ácidas, abundantes en moscovita. En el segundo caso aparecen rocas de composición desde ácida hasta intermedia, alteradas por intemperismo y a menudo con rasgos de alteración hidrotermal. Ambos afloramientos aparecen junto con las rocas metamórficas descritas.

Entre tanto, las rocas Volcanoclásticas de Mioceno Medio afloran en pequeñas cantidades en el extremo suroriental del área de estudio como lo es la Formación Tepozotlán, comprendida de lahares masivos de composición intermedia (García *et al. s/f*). De acuerdo con el mismo autor, las rocas volcánicas del Mioceno Superior forman el edificio volcánico del Cerro San Antonio, las cuales fueron denominadas como la Secuencia Volcánica San Antonio, comprendida de flujos lávicos y piroclásticos (García *et al. s/f*). En el lado suroccidental y suroriental del Nevado de Toluca aflora una secuencia máfica de edad miocénica de flujos de basalto y brechas basálticas; mientras que las andesitas que se encuentran en las inmediaciones de Toluca son de edad miocénica también (Elías, *et al.* 1993).

Por su parte, las rocas volcánicas intermedias del Plioceno Medio y Superior, denominadas Formación Las Cruces, forman el sistema montano que lleva ese mismo nombre, observándose la migración de la actividad volcánica hacia el sur. Las manifestaciones más antiguas aparecen en el extremo norte de dicha Sierra en su parte meridional donde la Formación Las Cruces está cubierta por la Formación Ajusco (fuera del área de estudio), la primera pertenece a Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior. Por su parte, los conjuntos volcanoclásticos forman amplias áreas de piedemonte rodean la Sierra de Las Cruces y otras sierras mayores. Este complejo muy variable se conoce como la Formación Tarango y

se compone de abanicos proluviales coalescentes (Ortiz 1987).

3.2 Geología regional, geología del nevado de Toluca, características estructurales y depósitos

3.2.1. Marco geológico estructural

Espinosa y Arroyo (2011) señalan que el Nevado de Toluca es un estratovolcán que se localiza en el sector central del Sistema Volcánico Transversal, el cual cruza a la República Mexicana de Oeste a Este a lo largo del Paralelo 19⁰ de latitud norte. Se afirma que esta provincia fisiográfica puede ser una prolongación del sistema Clarión que es afectado por la dinámica de la Placa del Caribe y la Norteamericana, la cual a su vez modifica la subducción de la Placa Pacífica, y que se asocia con sistemas de fallas regionales que han generado la formación de emplazamientos y estructuras escalonadas de tipo “Rift”; en donde los principales rasgos morfoestructurales se reconocen a través de fracturas, fosas *en-echelon*, arcos volcánicos y estructuras circulares de colapso.

Describen que como consecuencia de la configuración del sistema general de lineamientos y fracturas, así como los deslizamientos interbloques locales y regionales; se han formado diferentes edificaciones y complejos volcánicos entre los cuales se destacan: el Nevado de Colima, el Volcán de Fuego de Colima localizados en Colima y Jalisco; el volcán Seboruco, Sanganguey y Santa María en Nayarit; el volcán Tancítaro y Paricutín en Michoacán; el Pocotápetl e Iztaccíhuatl en la cuenca de México; La Malinche en Tlaxcala, el Pico de Orizaba, Cofre de Perote y la Caldera de los Humeros en Veracruz entre otros; campos monogenéticos como el de Chichinautzin y el de Atlacomulco en el Distrito Federal y Estado de México; y por último, diversas fosas tectónicas o *grabens* como la de Chápala, Silao, Querétaro y Acambay, por referir algunos ejemplos.

3.2.2. Evolución geológica y estratigráfica

El volcán ha sido objeto de investigaciones y controversias en torno al origen y evolución del mismo; sin embargo, existen puntos de encuentro en donde se reconoce una fractura cortical profunda (geosutura) sobre la cual se han emplazado diferentes edificios

volcánicos, fosas tectónicas y campos monogenéticos (Santoyo, 2005). (Espinosa y Arroyo 2011).

En la siguiente tabla se muestra un concentrado de elementos morfoestructurales representativos que se asocian con actividad endógena en el sector central del Sistema Volcánico Transversal sobre los cuales se emplazan edificios volcánicos.

<i>Elementos morfoestructurales del Sistema Volcánico Transversal</i>	
<i>Dirección</i>	<i>Características</i>
<i>NE y NW</i>	<i>Se dirige del Sur de la ciudad de Guadalajara y Norte del lago de Chapala hacia la ciudad de León.</i>
<i>NE</i>	<i>Sistema Cuitzeo-Querétaro I caracterizado por la presencia de fosas.</i>
<i>NW</i>	<i>Se desplaza del Sistema Querétaro I hacia el Nevado de Toluca; se encuentra intersectado por el sistema de fracturas de la Fosa de Acambay.</i>
<i>ENE</i>	<i>Se reconoce como la Fosa de Silao, ubicándose entre el NE de Chápala y el sistema Querétaro I.</i>
<i>N-NE</i>	<i>Se localiza el graben de Querétaro y el sistema de fracturas Salvatierra- Querétaro II.</i>

Tabla 2 Principales rasgos morfoestructurales del Sistema Volcánico Transversal. Fuente: Modificado de Ramírez, 1989, en Espinosa y Arroyo (2011).

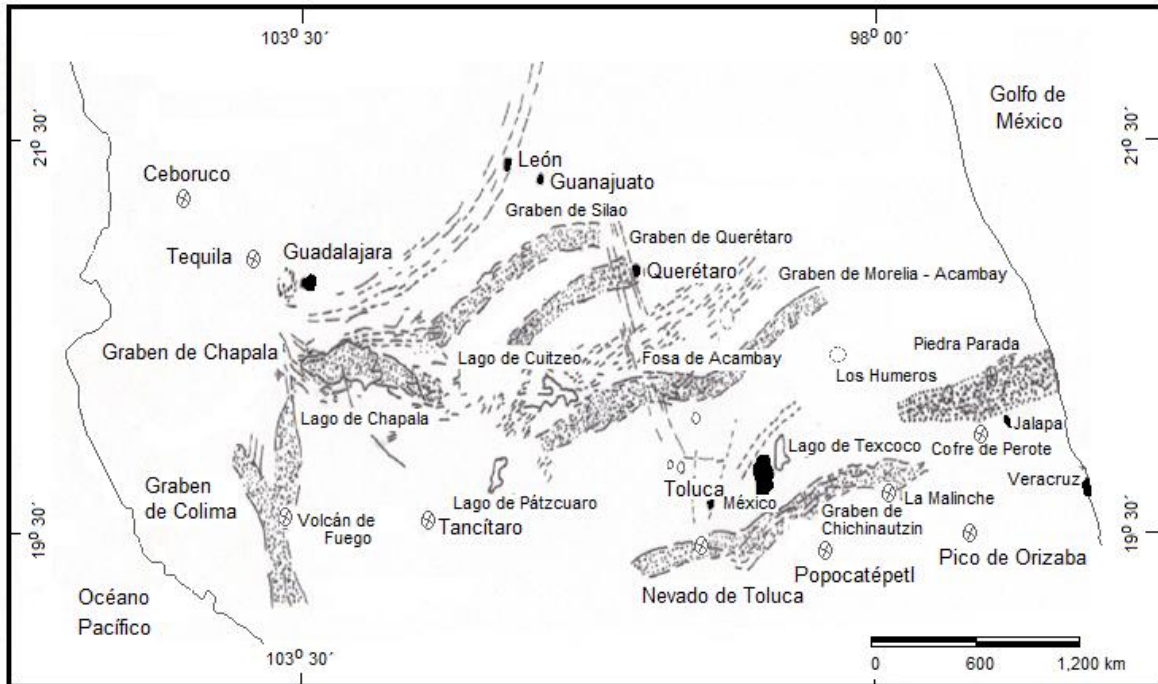


Figura 3.2.2.1 *Sistemas de graben, calderas y estratovolcanes del Sistema Volcánico Transversal (Modificado de Ramírez, 1988).*

Para Espinosa y Arroyo (2011), el vulcanismo que se presenta en el volcán inicia en los periodos Cuaternario y Terciario en donde diferentes procesos orogénicos y de modelado de la superficie han construido la forma que se aprecia del volcán en el tiempo presente. La conformación conceptual del origen y evolución del edificio volcánico ha sido expuesta y cuestionada por diferentes científicos como Fries (1960), De Cerna (1978), Campa (1973, 1974, 1979 y 1983) Bloomfield (1978), Bloomfield y Valastro (1978), García-Palomo *et al.* (2002), Arce *et al.*, (2003) y Aceves (2007) entre otros, quienes han realizado entre otros estudios: dataciones de materiales rocosos y orgánicos, así como estudios de columnas estratigráficas distribuidas en todos los flancos de volcán y regiones periféricas al mismo; ello debido a que el basamento se extiende en una superficie mayor a la que ocupa el Nevado de Toluca en la actualidad.

De acuerdo con lo anterior, se reconocen diferentes secuencias geológicas y estratigráficas que conforman el paisaje actual y que constituyen el basamento del edificio volcánico. En la Figura 3.2.2.2. Se muestra un esquema idealizado en el cual se muestra la evolución

regional del Sistema Volcánico Transversal en donde se emplazó el Nevado de Toluca (Espinosa y Arroyo 2011).

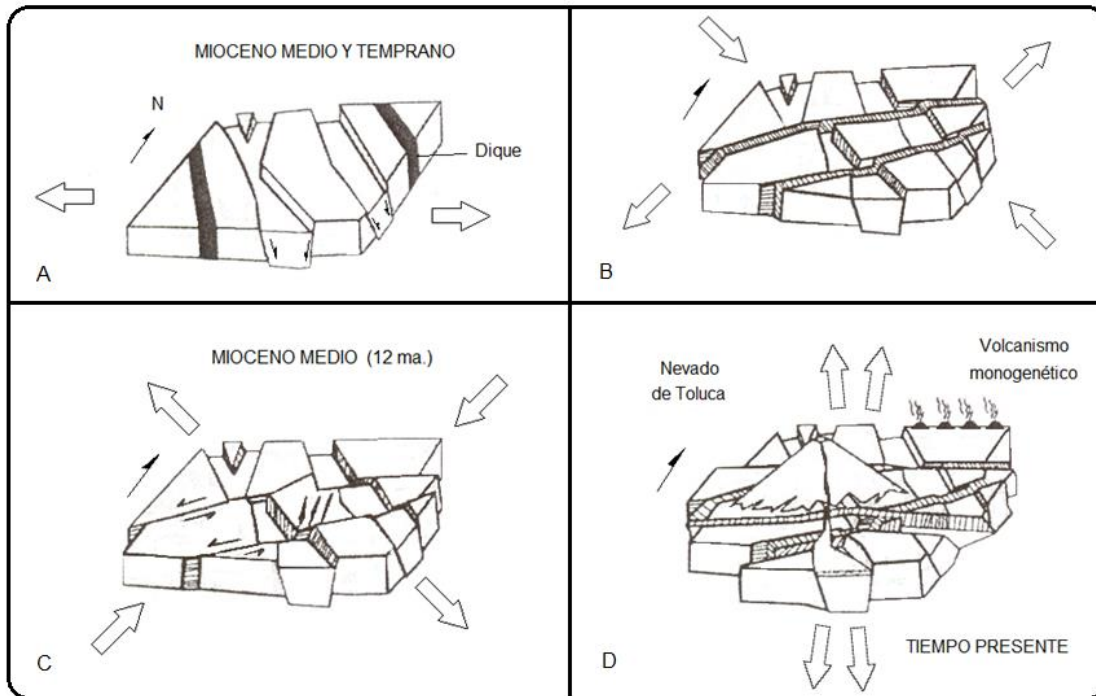


Figura 3.2.2.2 Evolución regional del Sistema Volcánico Transversal en donde se emplazó el Nevado de Toluca (modificado de García et al., 2000).

De manera particular, en la Figura 3.2.2.3. se observa un modelo general e idealizado de la secuencia estratigráfica del volcán en la cual se aprecian en el lado izquierdo de la figura, los principales tipos de rocas y secuencias mayores; toda vez que en la columna de la derecha, se enlistan las formaciones que constituyen a cada grupo referido de forma continua.

En la Tabla 3. Que aparece después de la figura 3.2.2.3. Se presenta un tabulado que integra de manera particular la información que caracteriza a cada uno de los grupos estratigráficos superiores referidos; se indica la edad aproximada de cada formación y la constitución litológica.

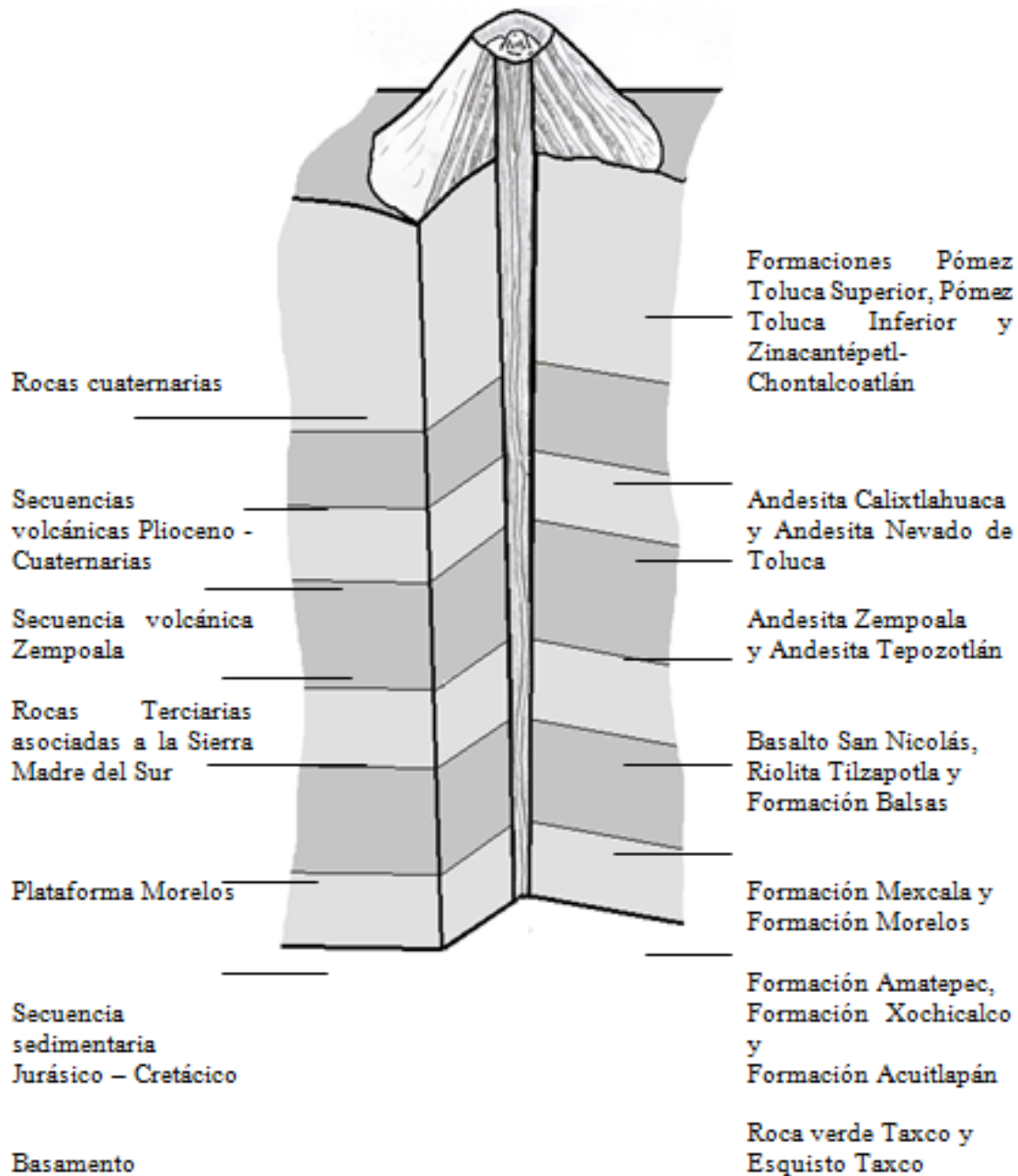


Figura 3.2.2.3 Secuencia estratigráfica idealizada del Nevado de Toluca. (Construida con base en: Bloomfield, 1973, 1974, 1975; Cantagrel, J.M., C. Robin y P. Vincent., 1981; De Cserna, Z. y Fries C. Jr., 1981; Demant, A, 1976, 1981 (a y b); Fries, C., 1966; Heine, K., 1976, 1978, 1984, 1988, 1994; Martín del Pozo A. 1980, 1981, 1982, 1990; y Sánchez-Rubio, 1978; en Espinosa y Arroyo (2011).

<i>Secuencia estratigráfica del Nevado de Toluca</i>						
<i>Grupo superior</i>	<i>Edad</i>	<i>Formación</i>	<i>Rocas</i>			<i>Características generales</i>
			<i>Ígneas</i>	<i>Sedimentarias</i>	<i>Metamórficas</i>	
<i>Rocas cuaternarias</i>	<i>Reciente</i>	<i>Formación Pómez Toluca Superior</i>	<i>Pómez</i>	-----	-----	<i>Superficie de 2,000 km²; volumen de 3.5 km³; isopaca promedio en Calimaya: 200 metros.</i>
		<i>Formación Pómez Toluca Inferior</i>	<i>Pómez</i>	-----	-----	<i>Superficie de 400 km²; volumen de 0.33 km³; isopaca promedio en Calimaya: 400 metros.</i>
	<i>60 ka</i>	<i>Formación Zinacantépetl</i>	<i>Lahares y piroclastos</i>	-----	-----	<i>Rellena valles fluviales y se asocia con depósitos recientes como la ceniza blue-gray y depósitos de nubes ardientes y lluvias de cenizas.</i>
	<i>1 ma. a 100 ka</i>	<i>Formación Chontalcuatlán</i>	<i>Lahares Pómez Ceniza</i>	-----	-----	<i>Cubren depósitos al sur del Nevado y forman parte de las cuencas de los ríos San Jerónimo y Chontalcuatlán. Cubren valles fluviales de los ríos Calderón y Tenancingo, entre otros.</i>
<i>Secuencia volcánicas Plioceno - Cuaternaria</i>	<i>Plioceno Pleistoceno</i>	<i>Andesita Calixtlahuaca</i>	<i>Andesita Flujos piroclásticos</i>	-----	-----	<i>Conforma parte del volcán San Antonio; aflora al NE de la ciudad de Toluca.</i>
		<i>Andesita Nevado de Toluca</i>	<i>Andesita Dacita</i>	-----	-----	<i>Aflora en laderas W al sur de la Mesón Viejo.</i>
<i>Secuencia volcánica Zempoala</i>	<i>Mioceno - Plioceno</i>	<i>Andesita Zempoala</i>	<i>Brecha volcánica Basalto Lahares</i>	-----	-----	<i>Localizada al SW de Zempoala y norte de Villa Guerrero. Espesor aproximado de 500 metros.</i>
	<i>Mioceno</i>	<i>Tepoztlán</i>	<i>Lahares andesita</i>	-----	-----	<i>Aflora en las cercanías de Tenancingo y Villa Guerrero. Desarrollo de acantilados y relieve escalonado</i>

<i>Secuencia estratigráfica del Nevado de Toluca (Continuación)</i>						
<i>Grupo superior</i>	<i>Edad</i>	<i>Formación</i>	<i>Rocas</i>			<i>Características generales</i>
<i>Rocas terciarias y asociadas a la Sierra Madre del Sur</i>	<i>Terciario</i>	<i>Basalto San Nicolás</i>	<i>Basalto</i>	-----	-----	<i>Formación andesítico – basáltica.</i>
		<i>Riolita Tilzapotla</i>	<i>Dacita Riolita Riodacita</i>	-----	-----	<i>Espesores de 250 metros.</i>
	<i>Eoceno medio - Oligoceno</i>	<i>Formación Balsas</i>	<i>Toba Andesita Basalto</i>	<i>Conglomerados Arcosas Limolita Caliza</i>	-----	<i>Espesor aproximado de 200 metros.</i>
<i>Plataforma Morelos</i>	<i>Jurásico Cretácico</i>	<i>Mexcala</i>	-----	<i>Caliza Conglomerado Arenisca Dolomita Grauvaca</i>	-----	<i>Localizada en la región de Cacahuamilpa y Amacuzac. Desarrollo de sinclinales y sinclinorios.</i>
		<i>Morelos</i>	-----	<i>Caliza Dolomía Pedernal</i>	-----	<i>Aflora en Ixtapan de la Sal. Espesor máximo: 1,000 metros Calizas arrecifales. Desarrollo del sistema kárstico de Cacahuamilpa.</i>
<i>Secuencia sedimentaria Jurásico Cretácico</i>	<i>Jurásico Cretácico</i>	<i>Amatepec</i>	-----	<i>Caliza Lutita</i>	-----	<i>Proximidades de Sultepec. Secuencias de 200 a 450 metros de espesor.</i>
		<i>Xochicalco</i>	-----	<i>Caliza Lutita Pedernal</i>	-----	<i>Se localiza en el sureste. Rocas interestratificadas. Se encuentran fósiles de radiolarios.</i>
		<i>Acuitlapán</i>	<i>Fragmentos no diferenciados</i>	<i>Lutita Caliza Conglomerado Arenisca Grauvaca</i>	<i>Esquisto</i>	<i>Se encuentran fósiles de amonitas.</i>

<i>Secuencia estratigráfica del Nevado de Toluca (Continuación)</i>						
<i>Grupo superior</i>	<i>Edad</i>	<i>Formación</i>	<i>Rocas</i>			<i>Características generales</i>
<i>Basamento</i>	<i>Triásico tardío Jurásico temprano</i>	<i>Roca verde Taxco Viejo</i>	<i>Andesita Basalto Tobas Lahares</i>	<i>Grauvaca</i>	-----	<i>Proximidades de Temascaltepec. Sector meridional de la Sierra de Ixtapan – Tonatico.</i>
	<i>Mesozoico Paleozoico (?)</i>	<i>Esquisto Taxco</i>	<i>Andesita Riolita</i>	<i>Depósitos clásticos</i>	<i>Esquistos Pizarra Cuarcita Metatobas</i>	<i>Afloramiento de 5km2. Sierra de Ixtapan – Tonatico. Proximidades de Sultepec.</i>

Tabla 3. Formaciones y secuencias litológicas que constituyen a la columna estratigráfica del Nevado de Toluca. Construido con información de Bloomfield, 1973, 1974, 1975; Cantagrel, J.M., C. Robin y Vincent., 1981; De Cserna, Z. y Fries C. Jr., 1981; Demant, A, 1976, 1981 (a y b); Fries, C., 1966; Heine, K., 1976, 1978, 1984, 1988, 1994; Martin del Pozo A. 1980, 1981, 1982, 1990; y Sánchez-Rubio, 1978.

3.2.3. Evolución morfogenética

Espinosa y Arroyo (2011) consideran que el Nevado se ha formado a través de erupciones violentas y varios periodos de calma que dieron paso a la formación de depósitos heterogéneos de materiales, los cuáles a su vez se encuentran alterados por procesos de intemperismo, erosión y acumulación característicos de ambientes glaciares, periglaciares y fluviales.

Para criterio de ellos existen discrepancias en la cronología de las diferentes etapas evolutivas del Nevado, ello es debido a que las recientes erupciones sepultaron evidencias de eventos geológicos pasados así como de a los materiales que constituyen el interior del estratovolcán y el consecuente proceso de formación.

La modificación del edificio volcánico se representa en cinco etapas caracterizadas por ciclos de construcción y destrucción; en éstas se describen procesos de estructuración del edificio, colapsos de caldera, erupciones explosivas y correlación en algunos casos, con eventos climáticos globales. De acuerdo con ello, las etapas a saber son:

Fase 1. Formación del primer edificio volcánico o estructura primitiva que se emplaza sobre el sistema de alineamientos NW-SE, y se relaciona con los subsistemas de fracturas alineadas en dirección SW-NE y E-W. Se estima que el edificio supera los 5,000 metros de altitud y se caracteriza por poseer una amplia chimenea y un cráter abierto. En esta fase se incorpora la Etapa “A” definida por Bloomfield en 1974.

Fase 2. Ocurrida hace unos 100,000 años, se caracteriza por dos colapsos laterales al sur y sureste que produjeron dos avalanchas, la DAD1 que presenta isopacas de 10 metros y la DAD2 que formó a su vez los depósitos Pilcaya y El Mogote que cubren una superficie superior a los 200km² (Macías *et al.*, 1997; García *et al.*, 2002; Capra y Macías, 2000).

Fase 3. Desarrollada entre 60,000 y 36,000 años, presenta una intensa actividad con emanaciones de carácter peleano que rompen parte de estructura superior del cráter del edificio. La actividad se acompaña del desarrollo de avalanchas, flujos de cenizas; así como

de un colapso que permite el origen de la caldera que presenta un eje que supera más de un kilómetro y la destrucción de la parte superior del cono; asimismo se generan potentes depósitos de sedimentos sobre las laderas generados por las avalanchas piroclásticas y las cenizas de flujo y de caída; ello corresponde con la etapa “B” de Bloomfield (1974).

Fase 4. Ocurrida entre 43,000 y 21,500 años. En ésta se desarrolló una erupción pliniana en cuatro fases que formaron depósitos de pómez vesicular a la cual Macías *et al.* (1997) fechó y denominó “Flujo de pómez rosado”. En este periodo se formaron flujos de bloques y cenizas generados por la destrucción de domos los cuales fueron seguidos por el flujo “Pómez La Ciervita” y la erupción pliniana VEI=3 que fue denominada por Bloomfield y Valastro (1979) como la “Formación Pómez Toluca Inferior (FPTI)” que fue datada entre 24,000 y 21,760 años y clasificada en ocho eventos de caída y flujos intercalados (Capra *et al.*, 2006). Algunos autores como Bloomfield (1974) y Cantagrel (1981) coinciden con el desarrollo paralelo de la erupción con la glaciación Serie MII.

Fase 5. Caracterizada por depósitos de cenizas y una erupción vulcaniana ocurrida hace unos 15,000 años, fue seguida por otra de pliniana dos mil años después a la cual se le denominó “Pómez blanca intermedia” (Cervantes, 2001). Esta secuencia fue seguida por una nueva erupción pliniana violenta; los depósitos de esta fueron datados por Bloomfield y Valastro y reconocidos con el nombre de “Formación Pómez Toluca Superior (FPTS)”, la cual se caracterizó por el depósito de estratos de materiales volcanoclásticos superiores a 800 metros de espesor; etapa conocida como “E” (Bloomfield, 1974).

La dirección de la explosión lateral fue hacia el NE y como consecuencia de ello, se han localizado depósitos de pómez de caída a unos 100 kilómetros de distancia del cráter. Este último a partir de ese momento definió la forma en herradura.

La edad del último evento explosivo ha sido replanteada en varias ocasiones de acuerdo con los métodos de datación empleados; y los valores más recientes publicados por Arce *et al.* (1999) muestran una edad de 10,500 años (Espinosa y Arroyo, 2011).

En la Tabla 4 se presentan algunos datos representativos de los periodos eruptivos más importantes del Nevado de Toluca, mientras que la Figura siguiente se esquematiza la visión de Bloomfield (1979) de algunos de ellos.

<i>Características de las erupciones del Nevado de Toluca</i>						
<i>Tipo de evento</i>	<i>Productos</i>	<i>Área (km²)</i>	<i>Vol (km³)</i>	<i>Magnitud</i>	<i>Frecuencia en años</i>	<i>Ejemplos (en años)</i>
<i>Freatomagmático</i>	<i>Ceniza de caída</i>	< 50	< 0.1	1	8 / 42,000	<i>MF1, MF2 = 13,480</i> <i>Flujo Las Huertas 16,000</i> <i>MF4, MF5, MF6 entre 10,500 y 24,000</i>
	<i>Flujos de cenizas con pómez</i>	100 - 200	< 0.2			
<i>Pliniana</i> <i>Altura de columna <40km</i>	<i>Pómez de caída</i>	400 – 500	< 2.3	3	4 / 42,000	<i>PTI 21,750 a.P.</i> <i>Flujo de pómez rosa 43,000</i> <i>Flujo de pómez intermedia 12,100</i>
	<i>Flujos de bloques y ceniza con pómez</i>	63	< 0.1			
<i>Destrucción y colapso de domos medianos</i>	<i>Flujos de bloques y cenizas</i>	200	---	3	1 / 42,000	<i>Flujo Rosa (h) 24,500 años a.P.</i>
	<i>Surges masivos</i>					
<i>Destrucción y colapso de domos grandes</i>	<i>Flujos de bloques y cenizas</i>	630	3.15	4	2 / 42,000	<i>Flujo El Capulín 28,000</i> <i>Flujos de bloques y ceniza Zacango 37,000⁴</i>
<i>Pliniana</i> <i>Altura de columna >40km</i>	<i>Pómez de caída</i>	2,000	2.6	5	1 / 42,000	<i>PST 10,500</i>
	<i>Flujos de pómez y líticos</i>					
	<i>Oleadas piroclásticas</i>					
	<i>Lahares</i>					
<i>Colapso gravitacional del edificio principal</i>	<i>Avalancha 2</i>	> 500	---	5	2 / 100,000	<i>AVI y AV2 (>>42,000)</i>
	<i>Avalancha 1</i>					

Tabla 4. Tipos y frecuencias de erupciones basadas en los últimos 43,000 años. Modificado de Aceves 2007; basado en Sedov et al (2001); Solleiro et al. (2004); Capra y Macías (1997); Fisher y Shmincke (1984); Cervantes (2001), Bloomfield y Valastro (1977) Arce (1999); y Capra et al. (2006), Espinosa y Arroyo (2010)

De acuerdo con Espinosa (2001), el Nevado de Toluca se clasifica como un estratovolcán de tipo poligenético constituido por flujos de lava dacítica, posee un cráter elíptico orientado al Este, el cual es una evidencia de la descarga energética generada durante las erupciones plinianas.

El volcán se ubica desde el punto de vista fisiográfico, dentro de la provincia piedemonte del Sistema Volcánico Transversal, la cual abarca importantes porciones territoriales de la cuenca de Toluca y de la de México, al igual que las Sierras Nevada, de las Cruces, el Ajusco y el Sistema Mil Cumbres. Conforme a la literatura clásica, el volcán se encuentra asociado a dos importantes sistemas de fracturas sobre las cuales se encuentra el edificio volcánico; el primero de ellos responde al comportamiento general del Sistema Volcánico Transversal y el segundo se identifica con el sistema volcánico monogenético de la Sierra del Chichinautzin.

Para el primer caso, las direcciones predominantes de los alineamientos reportan un sistema primario NW-SE y NE-SW, el cual se asocia con el sistema Querétaro-Acambay-Nevado de Toluca; y de acuerdo con Ramírez (1988), éste es el resultado de un proceso de activación de antiguas estructuras heredadas por el proceso de subducción de la placa Farallón, el cual tiene una expresión morfológica cruzada de forma transversal al Sistema Volcánico Transversal, comprende una superficie aproximada de poco más de 24,300 kilómetros cuadrados.

Por su parte, un sistema de fracturas orientado en dirección NW-SE reconoce un alineamiento de volcanes, de los cuales se emplazan edificios lávicos y Piroclásticos, que de acuerdo con Aceves (1997), podría relacionarse éste con el sistema Chichinautzin. El sistema de fracturas E-W parece ser que se relaciona también con éste último, forman el lineamiento Temascaltepec-Chichinautzin-Humeros, y la dirección predominante de éste lo conforma como una unidad desprendida del mismo, y que encuentra su origen al oeste del Nevado de Toluca, extendiéndose a lo largo de 225, kilómetros hasta la caldera de los Humeros, cruzan las sierras de Chichinautzin y Santa Catarina; una evidencia de la reciente actividad de este sistema, se refiere a la emanación lávica fisural del complejo de Teotenango (Ramírez, 1988; citada en Espinosa, 2001).

De acuerdo con Mooser (1968 y *et.al*-1972), el Nevado de Toluca fue formado sobre rocas volcánicas del Oligoceno y del Mioceno-Plioceno, las cuales descansan sobre las rocas mesozoicas, y al igual que otros volcanes cuaternarios del complejo volcánico Transmexicano, sobre yace en la intersección de sistemas de fracturas citados con antelación.

Con respecto a su evolución geológica, puede decirse que su origen es de carácter tectónico y que junto con otros sistemas montañosos y volcanes aislados del centro del país, delimitan fallas escalonadas de orientación NW-SE y NE-SW correspondientes a las cuencas de Toluca, Puebla y México. Se considera que el Nevado se ha formado en varios periodos de calma y erupciones violentas que dan lugar a la heterogeneidad de materiales, los cuales se encuentran en este momento alterados por procesos de intemperismo, erosión y acumulación característicos de ambientes glaciares, peri glaciares y fluviales desarrollados en diferentes estadios (Espinosa, 2001).

Este mismo autor establece que aunque Bloomfield y Valastro (1974, 1977) consideraron que el volcán primitivo fue formado en el Pleistoceno tardío y después destruido por una erupción violenta de tipo vulcaniano, originada hace 28,000 años, la cual generó gruesos depósitos de lahar lítico alrededor de sus flancos, mientras que Cantagrel *et al.* (1981) reporta cuatro edades K-Ar que varían de 1.6 a 1.2 millones de años para lavas ande síticas que se supone están relacionadas con el volcán primitivo; no obstante las discrepancias en la cronología de las diferentes etapas evolutivas del Nevado, es razonable pensar que los productos volcánicos de la compleja historia eruptiva del Pleistoceno tardío (Bloomfield y Valastro, 1974, 1977). Sepultaron parte de las rocas del Pleistoceno temprano que formaron el cimiento o la primera estructura de este centro eruptivo, al cual Ordoñez (1902) consideró del Plioceno.

Los depósitos epiclásticos de la Formación Chontalcoatlán que se extienden desde el Nevado hacia el Sur tuvieron su origen en esa antigua estructura volcánica (De Cserna y Fries, 1981), la edad de 1.6 millones de años de un clasto de roca ande sítica de un conglomerado datado por medio de K-Ar Sur al del Nevado corresponde a la Formación Chontalcoatlán, apoya esta aseveración (Cantagrel *et al.*, 1981).

Sin embargo, aún quedan discusiones y discrepancias en cuanto a los materiales que constituyen el interior del estratovolcán y su proceso de formación; por una parte Cantagrel *et al.*(1981), coinciden en que el Nevado fue construido por dos fases volcánicas bien diferenciadas; una ocurrida hace un millón de años, en la cual se presentó la construcción del aparato central, y cuyos productos volcánicos fueron derrames masivos ande síticos con formación de facies de conglomerados en las partes más externas; y otra, que es datada hace 100,000 años; la cual estuvo caracterizada por tres etapas de erupción de importantes volúmenes de rocas piroclásticas pumíticas y extrusiones de varios domos dacíticos; materiales ubicados como parte constitutiva de la Formación Chontalcoatlán (Espinosa, 2001).

Una particularidad del Nevado es que la parte correspondiente al piedemonte, se encuentra cubierta por depósitos de lahares y capas de pómez, a los cuales De Cserna y Fries (1981) denominaron como la Formación Zinacantépetl; la cual forma con depósitos laháricos la ladera Sur y Norte que cubren a la Riolita Tilzapotla, a la Formación Tepoztlán.

Para esta formación, Aceves (1997; *cfr.* Espinosa, 2001) establece que existen errores significativos en cuanto a la caracterización de los materiales constituyentes propuestos en diferentes momentos por Bloomfield *et al.*, (1974 y 1977) y Fries y De Cserna (1981), ya que de acuerdo con las observaciones de este autor, dicha estructura se encuentra constituida por depósitos de flujos, avalanchas, caída de cenizas y lahares; considero así que la denominación de los primeros autores son incompletos, mientras que la de los segundos tiende a ser genérica, y por tanto subraya que es inadecuada.

La edad de esta formación fue ubicada en el Pleistoceno temprano y medio, toman en respecto que parte de esta se intercala con la Formación Chontalcoatlán, cuya parte superior se considera del Pleistoceno inferior, y que los depósitos laháricos considerados Formación Zinacantépetl están cubiertos por la Pómez Toluca Inferior, cuya base se formó hace 24,500 años (Bloomfield *et al.*, 1977; *cfr.* Espinosa, 2001).

Se considera que la Formación Zinacantépetl se encuentra constituida por lahares líticos y pumíticas de composición dacítica, horizontes de pómez de caída libre "*air-fall pumice*", que corresponden a la Formación Pómez Toluca Inferior y Superior, gravas y arenas fluviales, paleosuelos, pómez retrabajadas, capaz de ceniza Lítica y lapilli lítico; sin

embargo, tanto los depósitos laháricos como los de pómez son parte de la misma secuencia de tefra ligada con la historia eruptiva del Nevado, e inclusive los horizontes laháricos, de pómez y paleosuelos están intercalados registran las diferentes etapas de actividad volcánica del Nevado con periodos de quietud (Bloomfield y Valastro, 1974, 1977); dichos lahares han sido clasificados de acuerdo con su edad; a los más recientes se les ha denominado como “Blue Gray”(Aceves 1997, en, Espinosa, 2001).

3.2.4. Formación Pómez en Toluca Inferior

Una de las características más importantes de esta formación, es que es una muestra reciente de la direccionalidad de los flujos eruptivos del Nevado, ya que ésta se deposita de manera estricta sobre la ladera noreste del volcán. Los depósitos de la formación fueron datados por Bloomfield y Valastro (1977) por medio del análisis del paleosuelo y del loess desarrollado a partir de los lahares, obtienen una edad estimada de 24,500 años *ap.*; por su parte, la composición petrográfica de la misma se constituye en su mayoría por pómez, algunos líticos y cristales (Aceves, 1994; *cf.* Espinosa, 2001).

Cubre una superficie aproximada de 400 km², y se caracteriza por poseer cinco unidades, diferenciables. Existe un paleosuelo de color café de composición húmico-arcillosa que en general presenta un horizonte de 25 centímetros; hecho que implica por una parte que las condiciones ambientales en las cuales se formó dicha capa, factible eran más húmedas y con mayor desarrollo de materia orgánica; es decir, condiciones de fitoestabilidad de la zona antes de la erupción (Espinosa, 2001).

Dicho paleosuelo fue datado con una edad de 24780 +/- 250 años, y sobre ésta descansan los depósitos de lahares recientes (*blue-gray lahar*) que de acuerdo con los trabajos de Bloomfield, estas capas pertenecen a la formación Zinacantépetl y, se caracteriza por presentar un grosor de 60 centímetros y una estratificación poco clasificada, la cual se compone de lapilli de pómez; mientras que la capa siguiente, se compone del mismo material pero con una estratificación que no supera los 4 centímetros; además en ella se observa la incrustación de pómez blanca; así mismo, se encuentran capas del mismo material intercalado con cenizas y materiales líticos de diversa granulometría; materiales que subyacen a la última capa de pómez de 15 cm de espesor, la cual se encuentra coronada

por cenizas (Espinosa, 2001).

3.2.5. Formación Pómez Toluca Superior

Esta formación se encuentra desarrollada sobre la ladera Este y Noreste del volcán; esta última es la más representativa de la posterior erupción pliniana hace 11,600 años; de hecho, se considera que dicha manifestación eruptiva por lo menos fue diez veces más violenta que la primera, mientras que las características de la erupción de acuerdo con la granulometría, los índices de fragmentación de los líticos, y la distribución de la pómez, explican que la velocidad de escape de dichos materiales alcanzó los 500 *m/seg* a partir del cráter; asimismo se ha calculado que la columna eruptiva durante el estallido alcanzó por lo menos los 40 km de altura, con un gasto máximo de energía cinética de 6×10^{19} ergios/seg (Bloomfield *et al.*, 1977); cubren los depósitos una superficie superior a los 2,000 km²; sepultan a los sedimentos heredados de la Formación Pómez Toluca Inferior y, de un paleosuelo bien desarrollado que se formó durante el intersticio (Espinosa, 2001).

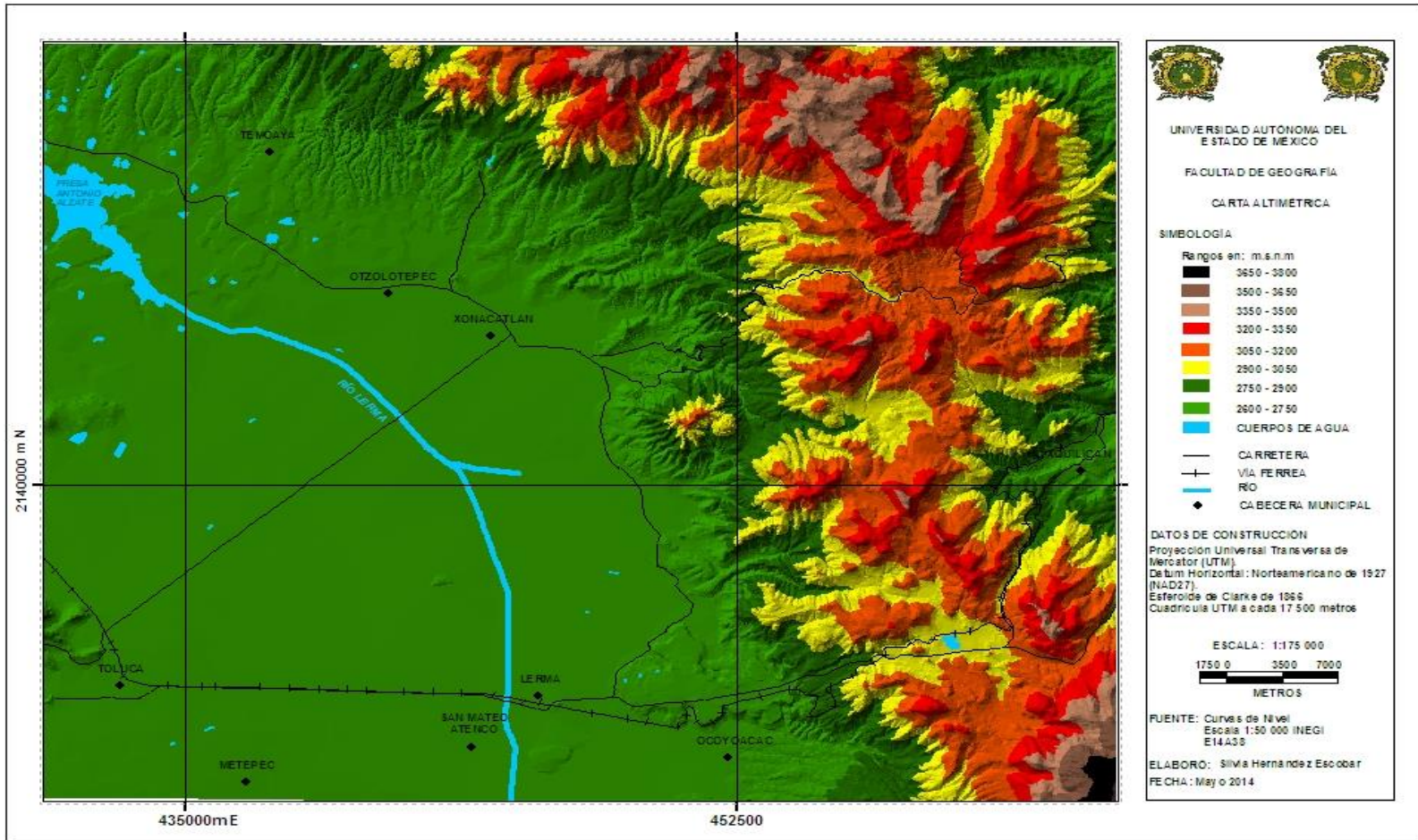
De acuerdo con este autor, la serie estratigráfica de la Formación Pómez Toluca Superior muestra un primer depósito de flujos piroclásticos intensos presentan espesores que oscilan entre los 10 y 15 metros y sepultan en ocasiones a lahares que rellenan a algunos valles fluvioglaciares. De acuerdo con la composición de este depósito, se muestran series de materiales en colores azules-grisáceos y otras rosado-amarillo-grisáceos; los primeros se asocian con la composición intermedia de los mismos, y los segundos se relacionan con la mezcla de la pómez y el paleosuelo referido.

Por su parte, el depósito intermedio se encuentra intercalado por diferentes depósitos de clastos subangulosos que muestran estadios diversos de la actividad del volcán; tiene su constitución de pómez, líticos, cenizas, tefra y algunos bloques; mientras que el estrato superior de la misma formación se encuentra sin muestras de secuencias de posicionales con cenizas intemperizadas, lapilli pumítico, bloques y pómez de granulometría incorrecta, todo ello forman una capa que supera los 2 metros de espesor.

Capítulo 4

RESULTADOS

CARACTERIZACIÓN MORFOLÓGICA Y MORFOMÉTRICA



4.1. Carta Altimétrica

La unidad de Montaña está conformada por la, Sierra de las Cruces que comprende los complejos de Chimalpa, Bobashi, Salazar y parte de san miguel contreras. La Sierra de las Cruces sigue un sistema orográfico definido por un patrón estructural NW-SE y SW-NE y el sistema de Monte Alto domina NW-SE; el cual es definido por el sistema Volcánico Transversal. De manera particular la unidad de montaña se encuentra estructurada por un sistema de lineamientos que siguen la dirección predominante del sistema.

La unidad de piedemonte es una rampa acumulativa del sistema orogénico principal que sigue el patrón estructural del sistema. Genera la porción que se observa en la cuenca de Toluca tiende hacer amplia; mientras la que va hacia la cuenca de México es más estrecha que la anterior; ello debido a los movimientos tectónicos de buzamiento y al trabajo erosivo en cada una de las vertientes.

En forma general del piedemonte tiende ser amplio y convexa; puede advertirse tres niveles bien definidos, el piedemonte superior, el piedemonte intermedio y piedemonte inferior; el piedemonte superior se encuentra disectado por corrientes de primer orden y segundo orden: lo que significa que las condiciones de este se circunscriben a la disección vertical.

El piedemonte intermedio se caracteriza por corrientes de tercer orden que tienden a ser controladas las estructuras y tienden un comportamiento erosivo y acumulativo; presentan algunas formas como los meandros.

Por su parte, en el piedemonte inferior logran observarse corrientes de cuarto y quinto orden que tienden hacer más acumulativas, presentan un importante depósito de sedimentos; en este se desarrollan conos de deyección potentes.

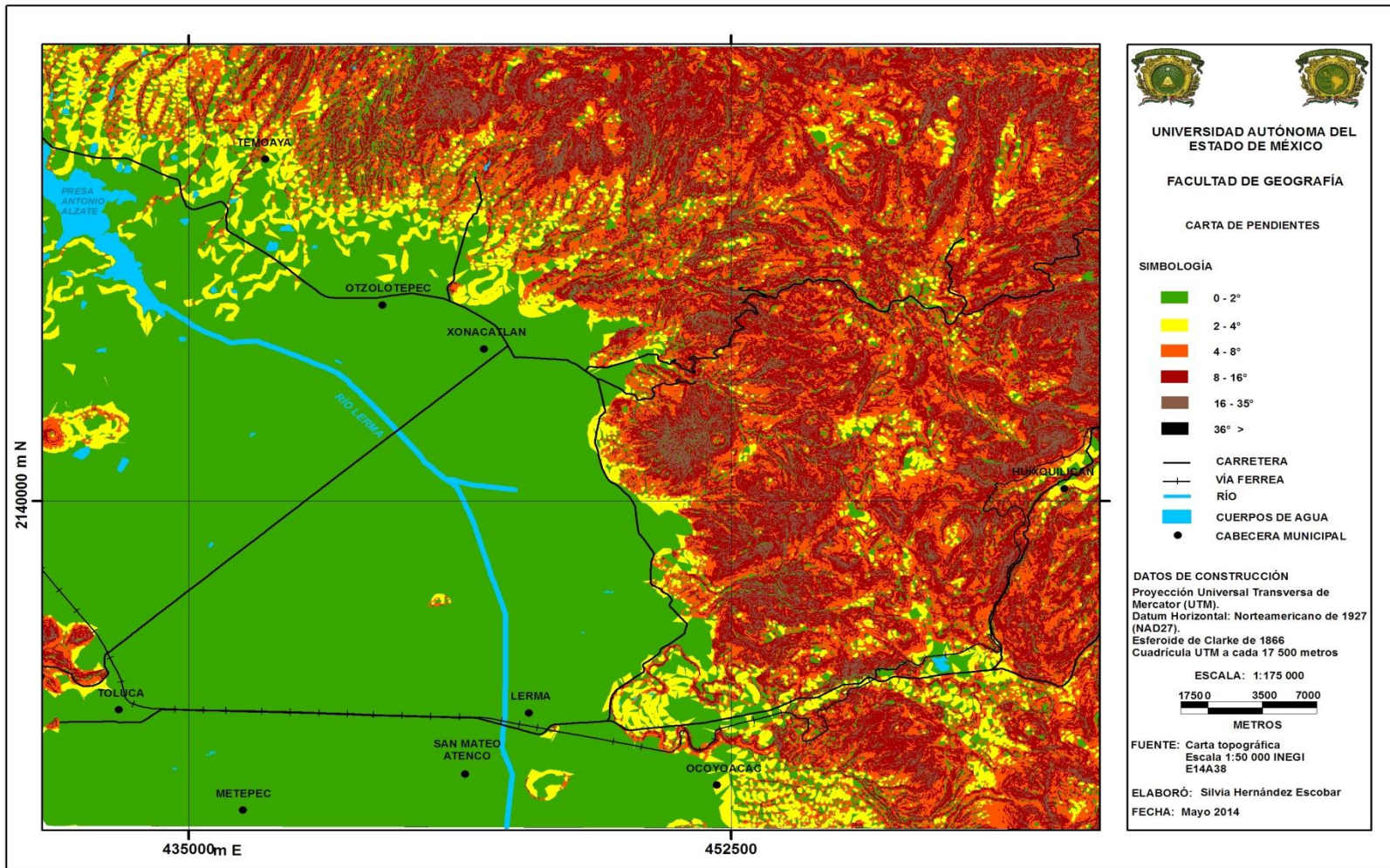
La Unidad de Planicie tiene depósitos volcanoclasticos sobre los cuales están los depósitos aluviales y lacustres; es disectada por el río Lerma y se observan diferentes niveles de bases locales que corresponden a las presas de Antonio Alzate, Santamaría Atarasquillo como depósitos que indican la migración del cauce principal del río Lerma.



Figura 4.1.1 Al fondo la unidad de montaña y en medio de la imagen la unidad de piedemonte.



Figura 4.1.2 Unidad de montaña y la unidad de planicie



4.2. Carta de Pendientes

En esta carta podemos observar el desnivel o la inclinación que existe, de acuerdo con los diferentes grados de pendiente en la que es la unidad de montaña se encuentra distribuidas de acuerdo a la litología y a la morfología son más abundantes se basan en la constitución de la roca que hace que unas sean más débiles y otras fuertes, por las causas tectónicas originan desniveles trazan, rectas y prolongan una continuidad con respecto a los fenómenos erosivos superficial por causas geológicas o por la red de drenaje y el clima.

En la unidad de piedemonte la superficie del terreno presenta en general una diversidad de valores de pendientes o inclinación que afecta a esta unidad ya que las corrientes fluviales provocan el modelado en el relieve da origen a formas con pendiente que puede ser progresivo y pasar de la horizontal hasta la vertical.

En la unidad de planicie es fácil observar que las curvas de nivel se presentan con mayor diferencia de distancia. Los valores de la inclinación más bajos provocan zonas de inundación. En una mínima cantidad, existen diferentes elevaciones, sin embargo, nos son apreciables por el rango de pendientes utilizado.

Al este de la carta se observa la unidad de montaña con un drenaje dendrítico en su mayoría de la unidad tiene corrientes de primer y quinto orden que son corrientes erosivas con características de acumulamiento, así como el lineamiento de los drenajes coinciden estos con fallas y fracturas que ocasionan el modelado del relieve.

En esta carta, la unidad de piedemonte se localiza distribuida en las laderas de la unidad de montaña con las características que el relieve es convexo alargado en la mayor parte y las corrientes se distribuyen en erosivas.

Dentro de la zona los cauces que predominan son los de primer orden los cuales se unen a otros tributarios que forman cadenas de cauce que forman uno de quinto orden. Por ejemplo el Arroyo de Ocoyoacac, río san Lorenzo, río Otzolotepec, río Mayorazgo, arroyo San Francisco tiene la característica de tipo meándrico.

Las corrientes de cuarto orden son los arroyos El Toro, San Juan, Temoaya, Los Pantanos, El Zarco, Analco, El jilguero, San Mateo y Atlapulco, río la Marquesa, arroyos Ramezha, Canalejas, Córdova y Cañada del silencio. Estas corrientes contribuyen a los procesos de acumulación hacia las zonas este y en su mayor parte al oeste de la carta.

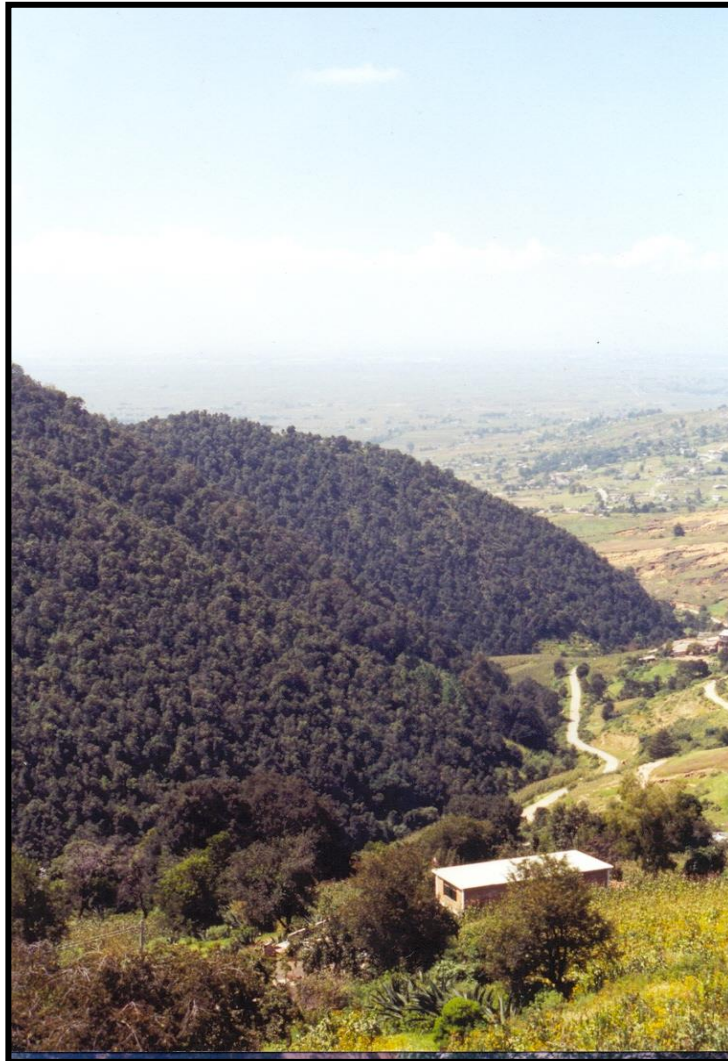
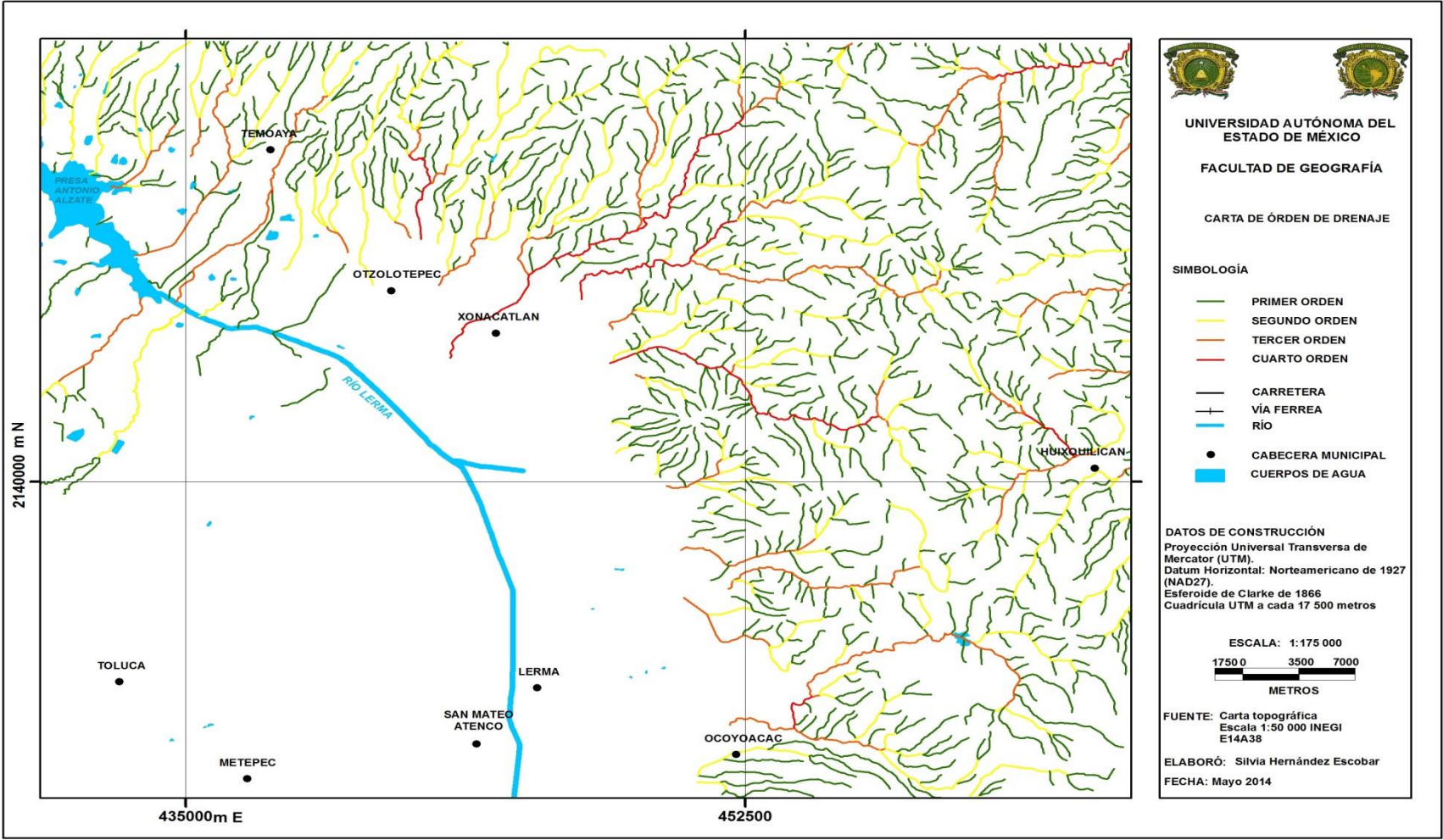


Figura 4.2.1 Piedemonte con laderas convexas con pendiente 15° a 45° y un domo andesítico.



4.3. Carta de órdenes de drenaje

En la unidad de la montaña que comprende la, Sierra de las Cruces se puede observar la configuración del drenaje que es natural y de orden regular de tipo dendrítico, de características pinada, rectangular y asimétrico al igual que en los complejos de Chimalpa, Bobashi, Salazar y San Miguel Contreras. Indican el paralelismo de los tributarios y la presencia de una pronunciada pendiente casi uniforme con la mayor abundancia de los tributarios de primer y segundo orden.

En la unidad de piedemonte en sus tres niveles superior, medio e inferior conformado por los sistemas ya mencionados antes se caracteriza por tener una configuración de drenaje natural regular de tipo dendrítico de características rectangulares, pinado, asimétrico. Tiene la configuración más abundante en donde los tributarios forman ángulos que provocan fracturamientos y denotan una pronunciada pendiente y un control estructural presentan formas de conos volcánicos.

En donde podemos observar el proceso de desarrollo del drenaje a través del tipo de relieve así como la relación que está en función de la litología y disposición de la estructura de la roca de la topografía expresada por la pendiente y la intensidad de erosión en los tres niveles ya mencionados.

En la unidad de la planicie se observa una configuración de drenaje natural en una mínima cantidad que tiene como mayor tributario al río Lerma de origen natural, regular ya que en su mayoría son drenajes artificiales por ejemplo el Plan Cutzamala, en donde podemos observar el proceso de desarrollo del drenaje a través del tipo de relieve así como la relación que está en función de la litología y disposición de la estructura de la roca de la topografía expresada por la pendiente y la intensidad de erosión en las tres unidades ya mencionadas.



Figura 4.3.1 Unión de dos drenajes de primer orden para formar una de segundo orden.

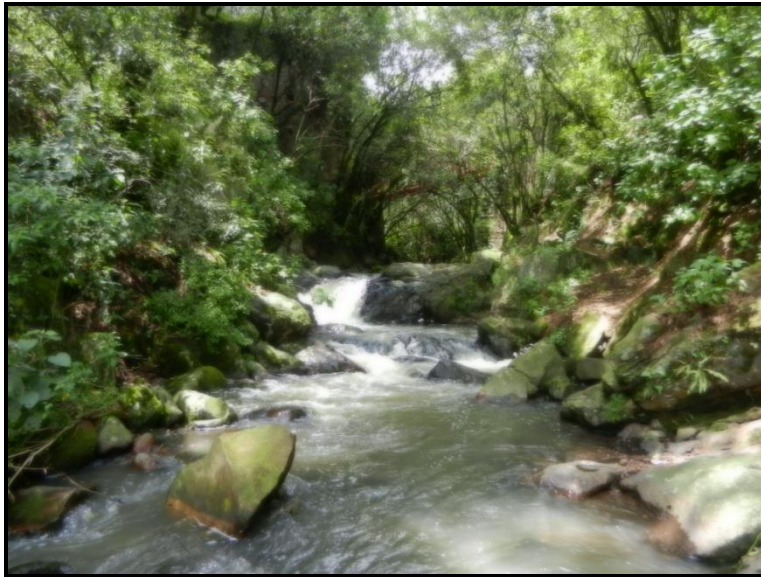


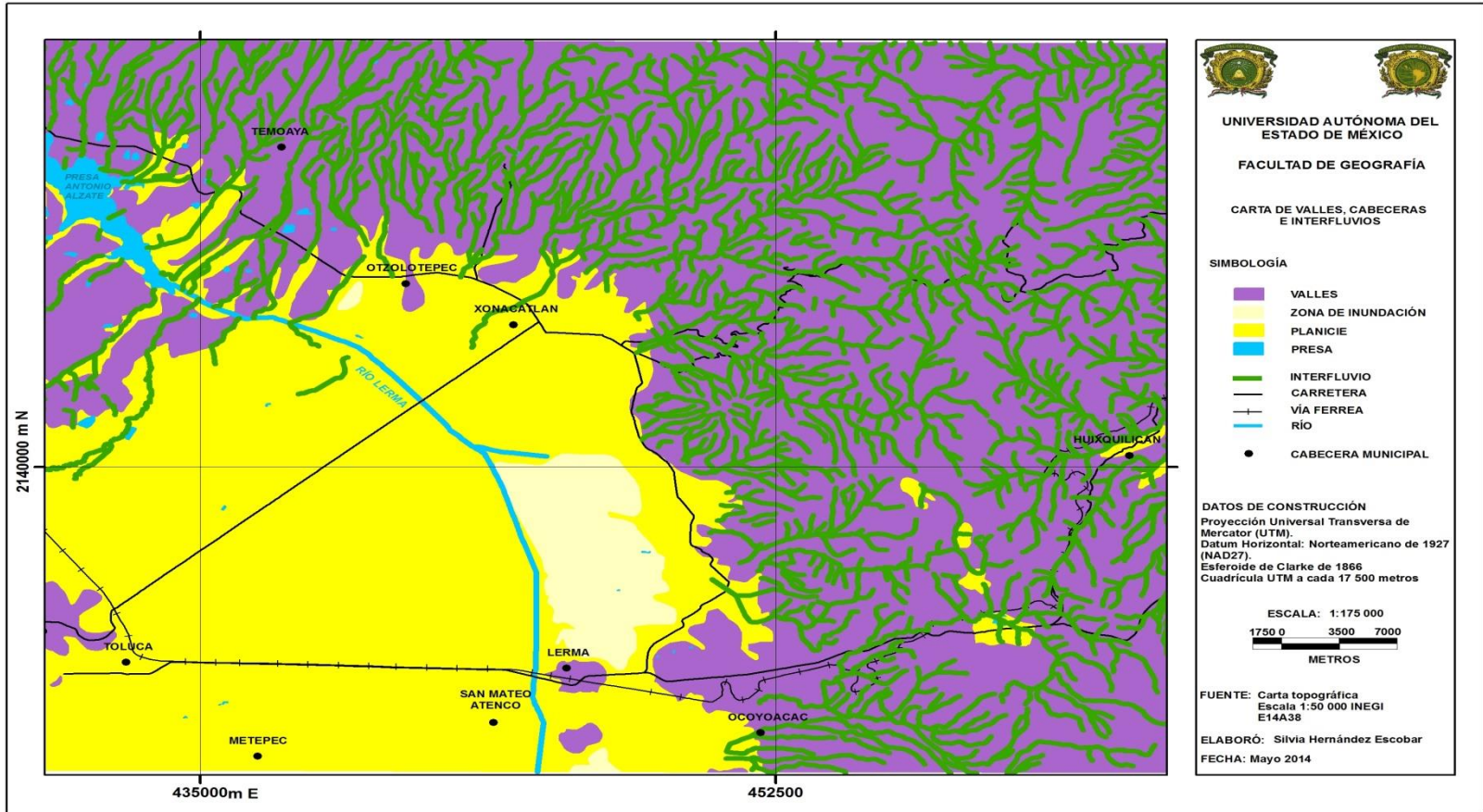
Figura 4.3.2 Drenaje de tercer orden.



Figura 4.3.3 Drenaje de cuarto orden.



Figura 4.3.4 Río Lerma.



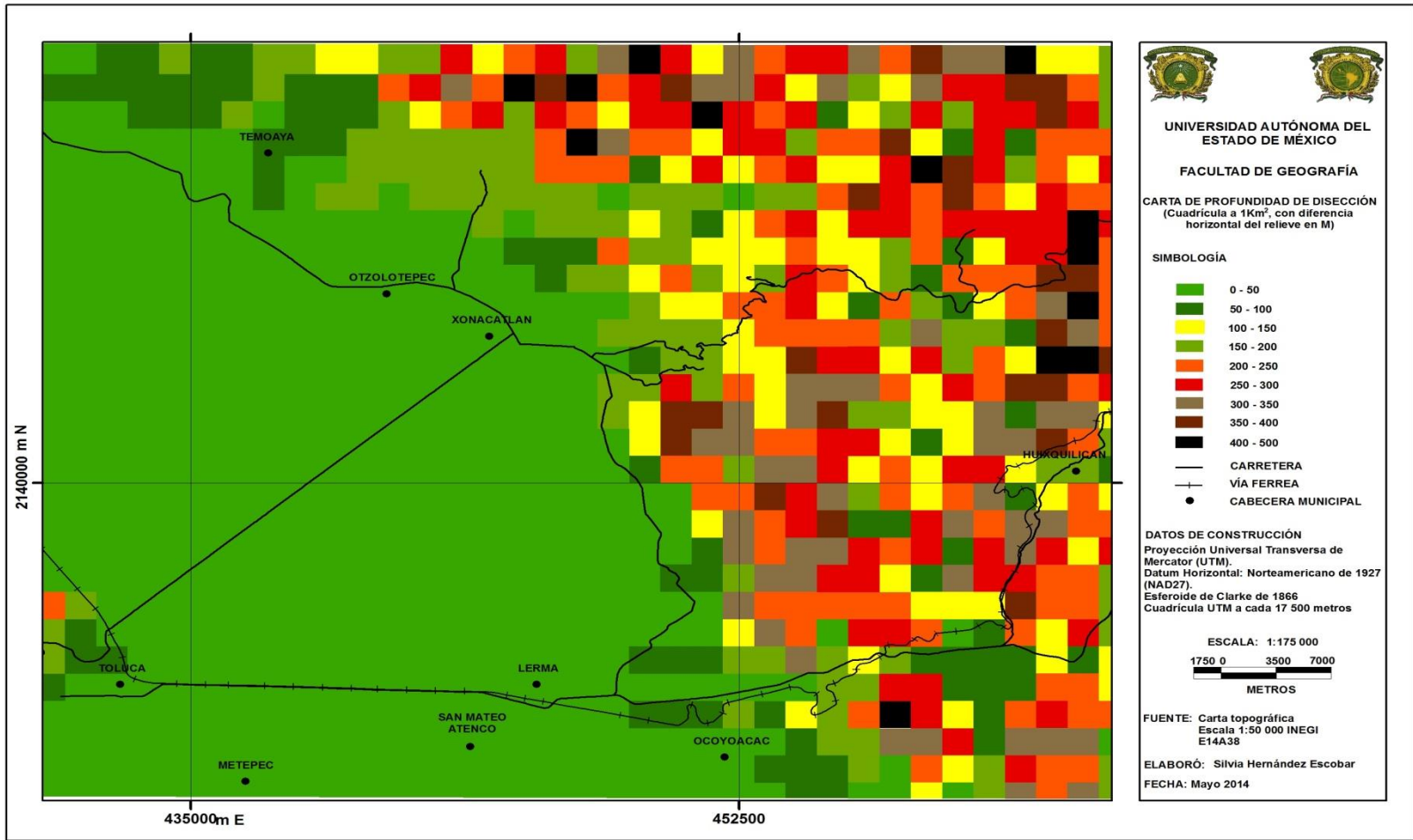
4.4. Carta de valles interfluvios y cabeceras

En la Unidad de montaña se puede observar la configuración del interfluvio transversal que presenta convexidad en una fase de transición entre el relieve más reciente y el más antiguo ya modelado. Sobre la cual se ubica la superficie de nivelación que se inclina hacia los flancos, limitados casi siempre por una ruptura de pendiente a partir de la cual se entra a los declives de mayor pendiente que constituyen los flancos del interfluvio presenta una distribución de valles cortos y angostos, estos valles tienen la característica de erosión vertical.

La configuración de los valles asimétricos y simétricos que se conjugan con el agua está relacionado con la estructura geológica existen superficies de nivelación tanto acumulativas como denudativas desde el inicio mismo del levantamiento de áreas montañosas recientes, o las que se han formado en la etapa pre orogénica, propician con ello una distancia en la amplitud vertical y areal del relieve los valles erosivos se encuentran distribuidos en lo que es la unidad de montaña también disectan el relieve en forma vertical. Las cabeceras presentan una erosión alta.

La unidad de piedemonte ubicada en la zona se distribuye el piedemonte inferior en donde predominan los valles acumulativos y en el medio y superior predominan los erosivos.

En la planicie aluvial se observa que la morfología de dicha configuración corresponde a una explanada que puede ser de origen acumulativo sedimentaria de relieve volcánica y Volcanoclásticas y por acción Exógena en donde los valles se encuentran distribuidos alrededor de la planicie con las características de ser valles anchos y largos estos valles son acumulamientos depositados, al final en la planicie.



4.5. Carta de Profundidad de la Disección

En esta carta se puede observar que lo que corresponde a la montaña se encuentran los valores altos de disección debido que se desarrollan ahí las corrientes de primer y segundo orden, lo que provoca la frecuencia de barrancos en áreas determinadas según el grado de disección y las direcciones predominantes de las zonas de fracturas y elementos lineales del relieve.

En el piedemonte se observa que la profundidad de disección es menor tiene corrientes de tercer, cuarto y quinto orden provocan la longitud de valles fluviales en determinadas áreas establecidas de acuerdo a los procesos neotectónicos y a las diferentes estructuras identifican un contacto litológico en lo que es el piedemonte y la planicie que es de material aluvial y la unidad de piedemonte es de material lahárico y depósitos volcanoclásticos que es la zona donde se presentan las corrientes erosivas debido a la pendiente del terreno que va de los 6° a los 30° y a la morfología de las laderas que son convexas y alargadas formadas por materiales Volcanoclásticas compuestas por andesitas, dacitas, basaltos y brechas sedimentarias.

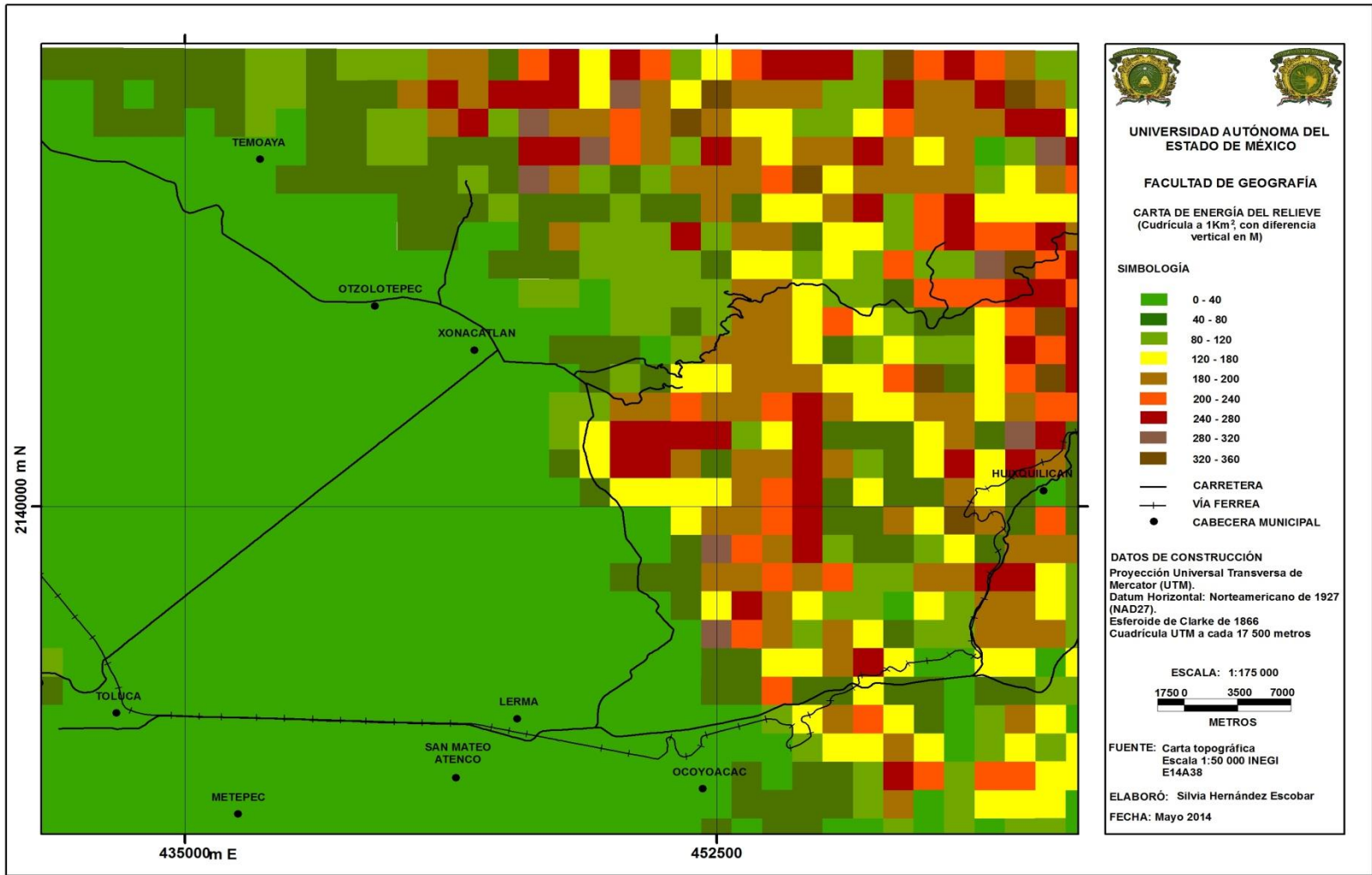
En la unidad de planicie es disectada por el Río Lerma que presenta poca profundidad de disección debido a que las pendientes del terreno no sobre pasan de 0° a 3°excepto las elevaciones que existen en esta unidad por lo tanto las corrientes no tienen suficiente energía para disectar la planicie en forma vertical y a pesar de que están constituida por materiales de gravas, arenas, limos y arcillas que son materiales característicos de las zonas acumulativas la disección es la mínima.



Figura 4.5.1 Piedemonte y al fondo las unidades de montaña.



Figura 4.5.2 La disección en la planicie está representada por el Rio Lerma



4.6. Carta de energía del relieve

En esta carta podemos observar la intensidad de la unidad de montaña con la energía del relieve en contrastante, permitiéndonos conocer la intensidad relativa de la actividad endógena en relación de la exógena reconoce la inferencia de la predominancia de procesos endógenos por la debilidad estructural provocada por fracturas y la resistencia a la erosión y los distintos procesos endógenos como son los deslizamientos de bloques estructuras volcánicas de composición de basalto y andesita con pendientes 15° a 45° aceleran los procesos exógenos por la disección del relieve originada también por las corrientes altamente erosivas las cuales presentan valores altos en la profundidad de disección originados por la actividad tectónica por la serie de escalonamientos que presenta la energía del relieve intensidad media y alta.

La unidad de piedemonte nos muestra una intensidad baja y moderada debida que es la zona donde la actividad tectónica se encuentra estable donde la disección de la red fluvial es lenta.

La unidad de planicie es el 50% de la carta es una zona donde la tectónica se encuentra aparentemente in activa es la zona acumulativa que representa una intensidad muy baja y casi nula.



Figura 4.6.1 Planicie al fondo la montaña.

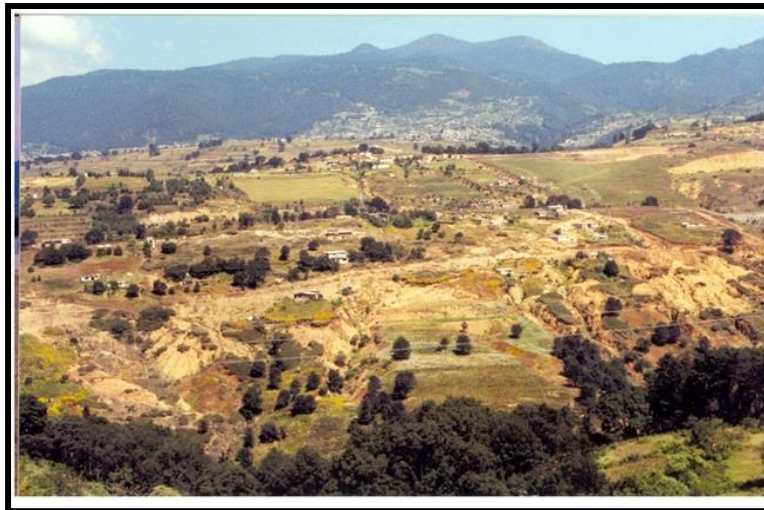
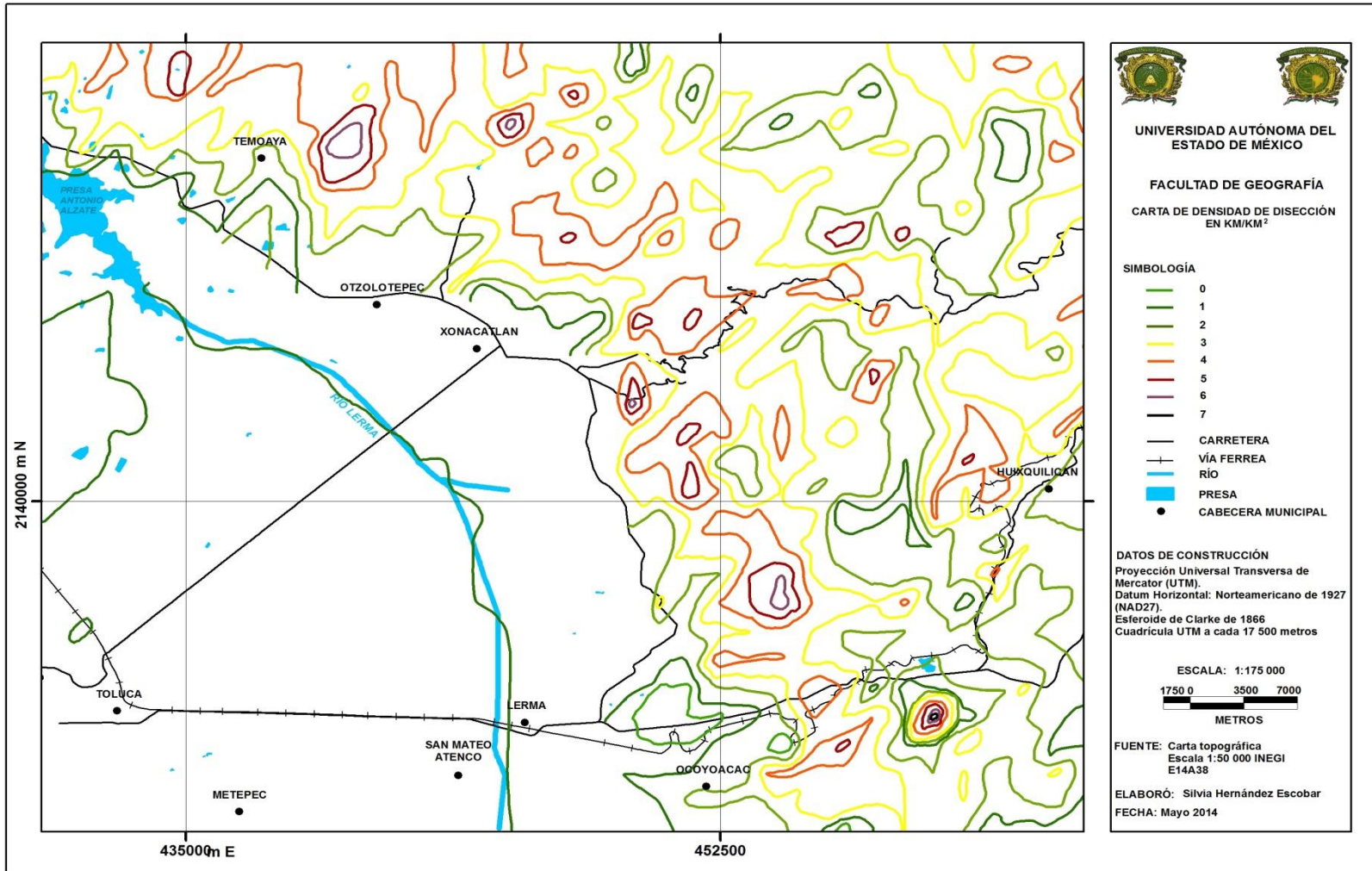


Figura 4.6.2 Pie de monte y la montaña.

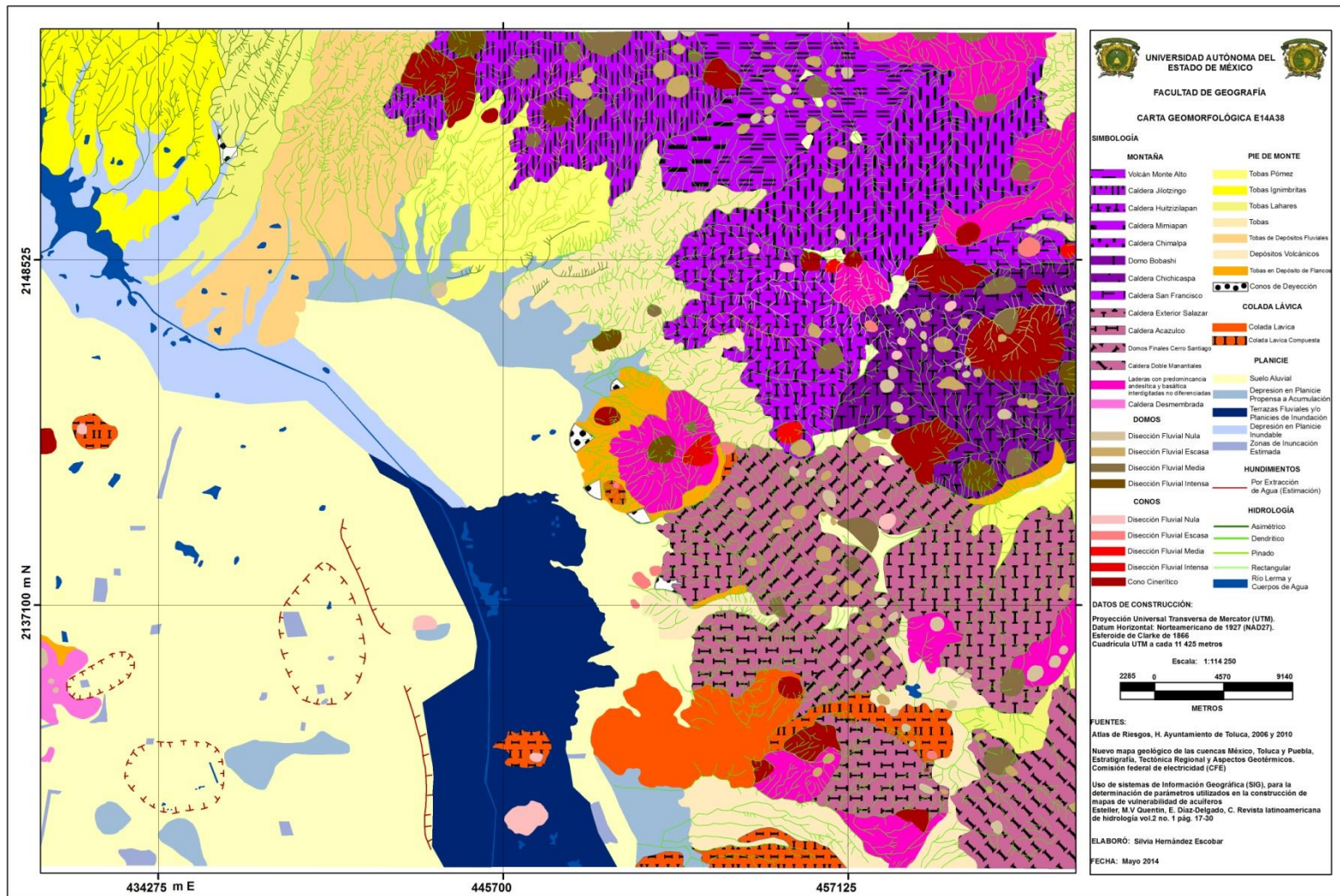


4.7. Carta de densidad de disección

Unidad de montaña en esta zona existen valores altos de densidad de disección, se observa que está relacionada con las fuertes pendientes que existen en el área que favorecen a los escurrimientos y que aceleran la disección. Se debe a que el material es fuertemente fracturado por ser más antiguo y es menos resistente a la erosión.

Unidad de piedemonte se presentan valores también altos lo cual indica que los materiales son menos resistentes a la erosión y de un alto grado de fracturamiento por la intemperización y es poco resistente a la erodabilidad lo que constituye que sea una zona de alta debilidad y que favorece el encauzamiento de corrientes

La unidad de planicie presenta valores bajos de disección que van de 0 a 1.0 de km/km^2 lo que representa que el grado de fractura que tiene es mínimo.



4.8. Carta Geomorfológica

En la carta geomorfológica Toluca se distinguen cuatro unidades que corresponden a la unidad de montaña, unidad de piedemonte la unidad de planicie y coladas lávicas. La caracterización de las unidades geomorfológicas que se elaboran en base a las formas del relieve y de los procesos exógenos y endógenos dominantes en relación con la forma del relieve como la influencia de la tectónica en la dinámica actual.

La zona de estudio se caracteriza por la diversidad litológica de rocas ígneas y rocas sedimentarias. Ambas se encuentran relacionadas con procesos exógenos que las modelan, sin embargo, el arreglo estructural del relieve es producto de los procesos endógenos con plegamientos y diversas estructuras disyuntivas que tiene expresión en el relieve.

En la unidad de montaña conformada por la sierra de las cruces que comprende a los complejos de Chimalpa dividido en cinco unidades: Volcán Monte Alto, caldera Jilotzingo, caldera Huitzitzilapan, caldera Mimiapan y caldera Chimalpa; complejo Bobashi; domo Bobashi, caldera Chichicaspa y caldera San Francisco; complejo Salazar caldera exterior Salazar, caldera Acazolco, domos finales del Cerro Santiago; complejo San Miguel Contreras, caldera doble manantiales como las calderas con predominancia ande sitica y basaltos interdigitadas no diferenciadas, la cual representa diferentes grados de erodabilidad que depende de su estructura y basamento litológico, ya que está conformada de roca volcánica extrusivas intermedias, tobas, brechas volcánicas y andesitas en su mayoría. Los procesos erosivos son intensos.

En el piedemonte, donde el substrato litológico está formado por ignimbritas, pómez, depósitos fluviales, tobas lahares, tobas, depósitos volcánicos conglomerados volcánicos y areniscas tobaceas se concentran los escurrimientos y tiene la cubierta vegetal escasa.

La planicie se caracteriza por depresión presenta de pósitos con predominio de formas acumulativas como terrazas y abanicos aluviales de roca y al vulcanismo antiguo que las originó. El relieve endógeno está representado por formas volcánicas del terciario en sus diferentes etapas aunque sus rasgos originales no han sido borrados por la erosión fluvial debido al tipo de roca y al vulcanismo antiguo que las originó.

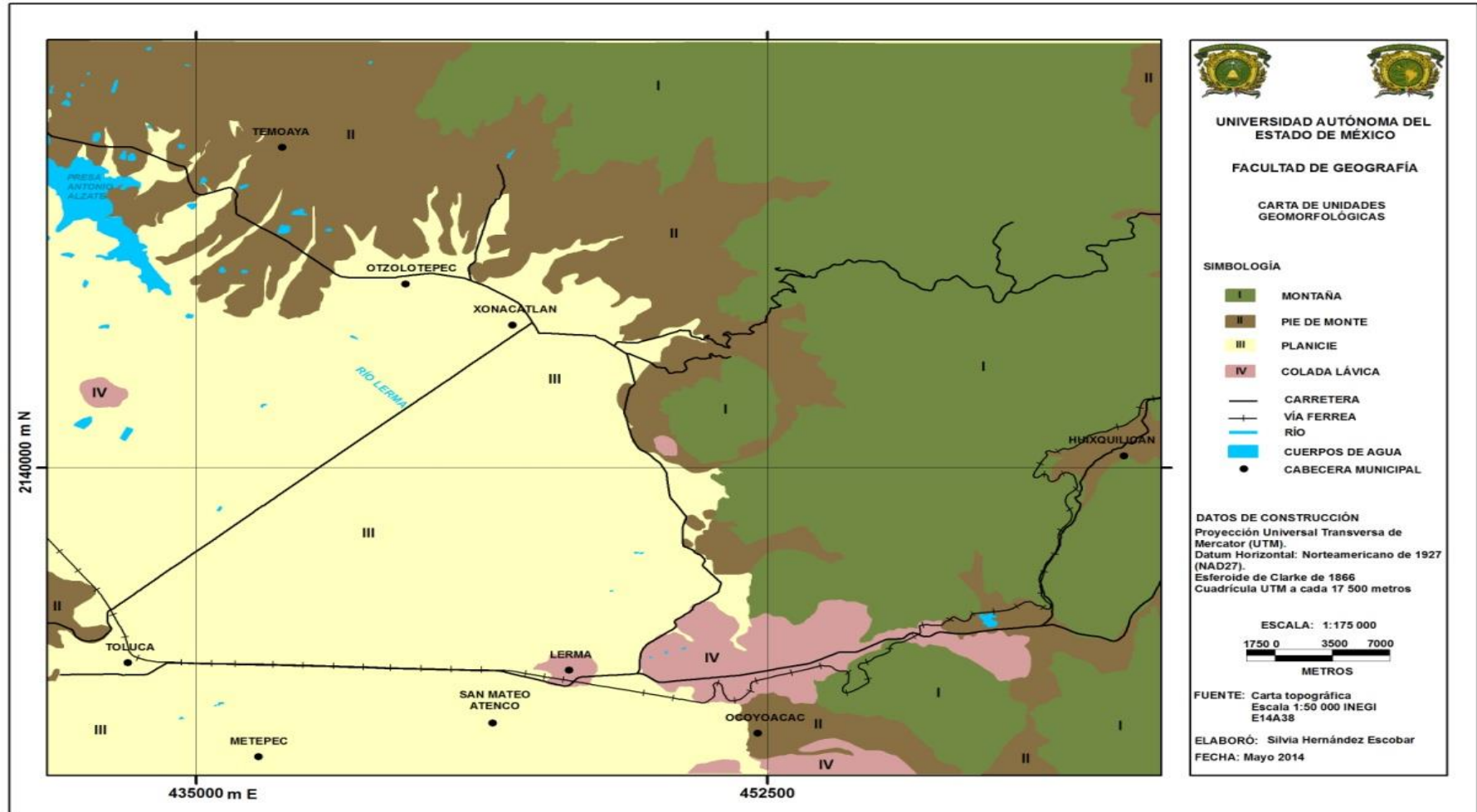
El relieve endógeno modelado corresponde a las brechas y tobas volcánicas de la formación de estas formas han sido modificadas por la erosión fluvial donde se han desarrollado escarpes y superficies divisorias, debido a la erodabilidad de la roca, a la poca cubierta vegetal y a las actividades agropecuarias.

El relieve exógeno erosivo se encuentra ya relacionado con el tipo de roca tiene mayor representación la erosión fluvial en los conglomerados volcánicos así como areniscas tobaceas, presentan barrancos y escarpes.

El relieve exógeno acumulativo se localiza en la planicie en las corrientes el lecho de inundación es angosto, las terrazas son numerosas, los abanicos aluviales representan el depósito de acarreo de los materiales, producto de los procesos denudatorios del piedemonte.



Figura 4.8.1 Parte de la unidad de montaña en la que se observa un lineamiento volcánico con una orientación NW-SE compuesto por material andesítico sierra de Salazar y al centro un domo andesítico.



4.9. Carta de las Unidades Geomorfológicas

A partir del análisis de la cartografía morfométrica y morfológica realizada de la hoja Toluca E14A38, se elaboró la carta de unidades geomorfológicas de la misma hoja; en esta se representaron cuatro grandes unidades: la primera corresponde a la unidad de montaña, la segunda corresponde a la unidad de piedemonte, la tercera es la que corresponde a la unidad de planicie y la cuarta es la que corresponde a las coladas lávicas.



Figura 4.9.1 Piedemonte con laderas convexas pendientes 6° a 45° con depósitos fluviales. Se observa el escalonamiento de las estructuras hacia la planicie



Figura 4.9.2 Domo andesítico.



Figura 4.9.3 Ignimbritas y dacitas.



Figura 4.9.4 Colada lávica de tobas basálticas.



Figura 4.9.5 Conglomerado de Cenizas volcánicas encontrado en el piedemonte



Figura 4.9.6 Cono cinerítico de tobas



Figura 4.9.7 De flujos piroclastos.



Figura 4.9.8 Ceniza volcánica.

Conclusiones

El resultado de elaborar la cartografía morfológica y morfo métrica aplicando los métodos cartográficos conocidos para cada una de las cartas nos permitió construir la carta geomorfológica con el apoyo principalmente de la carta geológica de Federico Mooser representando las formas primordiales del relieve dominante de forma general y así conocer los procesos endógenos, exógenos en relación con el origen, evolución dinámica de la zona de estudio y cubriendo con el objetivo de este trabajo de caracterizar el relieve en base a un análisis morfológico y morfométrico como la elaboración de la leyenda de la carta Toluca E14A38 escala 1:50 000 se caracterizaron cuatro unidades que son:

Unidad de montaña: se localiza al este del área de trabajo comprendida por la Sierra de las Cruces conformado las unidades Chimalpa, Bobashi, Salazar y parte de San Miguel Contreras presentando una orientación NW-SE y NE-SW que se extiende desde el municipio de Otzolotepec, Jilotzingo Naucalpan de Juárez, Huixquilucan, Lerma y Ocoyoacac, presenta una altimetría de 3050 a 3650 *msnm* de altura con una pendiente de 15° a 70 ° constituida por rocas de origen ígneo como son tobas, basalto andesíticas perteneciente a una edad que corresponde mioceno al plioceno que presenta una estructura litológica y tectónica de domos, conos y conos cineríticos, con disección nula hasta intensa con una vegetación de pino y encino en donde se desarrollan sistemas de drenaje de primer orden, segundo orden y hasta tercer orden donde se observan a los interfluvios que son transversales teniendo la característica de ser convexos presentándonos una transición entre el relieve más reciente y el más antiguo originando la configuración de los valles asimétricos y simétricos que dependen de la pendiente que los constituye, ello debido a que presentan los valores más altos de disección ocasionados por las corrientes de primer orden.

Unidad de piedemonte: tiene una altitud de 2,600 a 2,900 *msnm*. Siguiendo el mismo patrón estructural, el sistema tiende hacer amplio y convexo caracterizando ocho unidades que son: la unidad de tobas pómez, tobas ignimbritas, tobas lahares, tobas, tobas con depósitos fluviales, tobas con depósitos en flancos, depósitos volcánicos y conos de eyección pertenecientes a la formación Tarango con una edad del plioceno teniendo un uso de suelo agrícola urbano con escasa vegetación, presenta una diferencia de drenaje y diversidad de pendiente de 2° a 15° en su mayoría y de 2° a 70° donde las

corrientes fluviales son progresivas, de tipo dendrítico que se subdivide en asimétrico, pinado, rectangular de acuerdo al tectonismo de la roca predominando los valles acumulativos siendo menor la disección ya que tiene corrientes de tercer orden, cuarto orden y quinto orden. Diferenciados por los procesos neotectónicos dando origen a una morfología de laderas alargadas y convexas teniendo una intensidad baja y moderada de la energía del relieve en cuanto a la densidad de disección la zona es débil y poco resistente ya que están conformado por tobas y flujos piroclásticos.

La unidad de planicies se localiza al centro y oeste de la zona de estudio lo cual permitió caracterizar en seis unidades que son: suelos aluviales depresión en planicie y/o peniplanicie propensa a acumulación, depresión en planicie inundable, zonas de inundación (estimadas), terrazas fluviales y/o planicies de inundación y en zonas de hundimientos por extracción de agua (estimadas). Tiene una altimetría de los 2600 a 2750 *msnm*. Con un drenaje disectado por el río Lerma.

Coladas lávicas: se localizan al sur este de la carta, se divide en dos unidades de coladas lávicas y coladas compuestas. Tienen una altitud de 2600 a 2750 *msnm*. Presentan una pendiente variada de 2° a 30° con poco drenaje teniendo un valle ancho con disección baja, presenta escasa energía de relieve con una densidad de disección mínima compuesta por lavas y tobas perteneciente a la formación Chichinautzin que tiene un origen de del cuaternario.

La caracterización morfológica y morfométrica de la carta Toluca E14A38 es de gran importancia ya que es una herramienta cartográfica que sintetiza los principios metodológicos de la geografía en general y de la Geomorfología permitiendo entender la relación que existe entre cada una de ellas caracterizando el relieve primordial, así como la leyenda de las unidades geomorfológicas, a través de la teoría general de sistemas, que es la base fundamental para el ordenamiento territorial, reconocimiento del espacio y elaboración de estudios más detallados presenta cuatro unidades geomorfológicas importantes que es la unidad de montaña, el piedemonte, planicie y coladas lávicas que tiene una altimetría de 2600 a 3650 *msnm*.

Con pendientes de 0° a 70° y un drenaje natural de tipo dendrítico con características asimétrico, pinado y rectangular que van desde el primer orden a cuarto orden como drenajes artificiales como el plan Cutzamala y un tributario muy importante el río

Lerma perteneciente a la cuenca de Toluca en su mayoría presenta interfluvios transversales que presentan convexidad en una fase de transición entre el relieve más reciente y el más antiguo ya modelado presentando valles cortos y angostos característicos de una erosión vertical. Presentando en la unidad de montaña valores altos de disección en el pie de monte valores menores y la disección es mínima en la planicie originando en la unidad de montaña un contraste con la energía del relieve permitiendo conocer la intensidad relativa de la actividad endógena por la debilidad estructural provocada por fracturas y la resistencia a la erosión y deslizamientos de bloques estructuras volcánicas por los procesos endógenos.

Finalmente es importante considerar que la caracterización de la carta geomorfológica se puede aplicar en estudios de planificación y evaluación territorial, evaluación de riesgos, cartografía ambiental como en análisis de terreno: agricultura, obras civiles, infraestructura transporte hidráulica, prospección minera, conservación del suelo.

Glosario

El presente glosario es un guía para el lector no especializado en el tema. Las letras que se encuentran en mayúscula dentro del paréntesis hace referencia a la fuente bibliográfica consultada en cada uno de los conceptos, de tal forma que los autores quedaron registrados de la siguiente manera: Guerasimov (G); Lugo (L); Hernández (H); Pedraza (P); Leet y Judson (LJ); Espinosa y Arroyo (EA); Strahler (S); y Kearey (DG).

Abanico aluvial (L). Forma acumulativa con aspecto de medio cono recostado, inclinado, con el ápice hacia arriba. Se origina en la desembocadura de una corriente montañosa, en una superficie plana o de poca inclinación. El cambio brusco de pendiente provoca que la corriente deposite su carga hacia el frente expandiéndose. Cono de eyección o de deyección son sinónimos.

Acreción (S). Proceso de creación de litósfera oceánica nueva en un borde de placa de expansión activo por ascenso y solidificación de magma de composición basáltica.

Afanítica (S). Textura de las rocas ígneas cristalinas consistente en cristales demasiado pequeños para distinguirlos como partículas individuales sin la ayuda del microscopio.

Almohadilla (EA). Roca volcánica con forma redondeada formada en una fisura dentro de un ambiente acuático, donde el agua, por temperatura y presión genera un proceso de enfriamiento. Son comunes en fisuras oceánicas como la Atlántica.

Aluvial (L). **Aluvión.** Depósitos sedimentarios formados por corrientes fluviales en el cauce y llanura de inundación de los valles fluviales.

Arco volcánico (S). Cadena larga y angosta de volcanes compuestos en un margen continental activo o arco insular, paralela a un borde de subducción activa y formado por el ascenso de magma original generado en la superficie superior, o encima del, de la placa litosférica descendiente.

Astenosfera (L). Se considera una capa viscosa y plástica del manto superior, que yace bajo la litosfera. Bajo los continentes se encuentra a una profundidad de unos 100 km, bajo los océanos a 50 km; el límite inferior se reconoce a una profundidad de 250-350

km. La astenosfera es la fuente principal del magma; en ella se llevan a cabo los movimientos subcorticales.

Bandeamiento (EA). Arreglo de sedimentos en una columna estratigráfica que presenta capas continuas de materiales en forma de bandas o capas paralelas.

Basamento (L). Gran conjunto de rocas que subyacen con discordancia a la cubierta de rocas sedimentarias; poseen un estilo tectónico definido y han sido afectadas por metamorfismo y deformaciones, aunque éstas pueden estar ausentes. El término fue propuesto por E. Suess en 1885.

Bezmianny (EA). Erupción volcánica que presenta un alto grado de explosividad la cual se compara con la ocurrida en el volcán Santa Elena.

Blokógenos (H). Son moviltones que de acuerdo con su posición geográfica recibieron la influencia de la Orogenia Alpina con deformaciones disyuntivas y de bloques como ocurrió en las montañas europeas centrales.

Brecha (L). Roca consistente en detritos gruesos, angulosos, mayores de 10 mm, dispuestos en forma irregular (sin clasificación u orientación) y unidos con cementantes diversos. Por su génesis, las brechas pueden ser sedimentarias, kársticas, químicas, volcánicas y tectónicas.

Buzamiento (L). Ángulo de inclinación de una línea de un rasgo estructural que se mide con respecto a un plano horizontal.

Cabalgadura (L). Falla inversa de inclinación suave (hasta unos 30°) a lo largo de la cual se produce el desplazamiento de bloques. J. Hall utilizó el término en 1815, para explicar las fallas horizontales como mecanismo de la formación de pliegues; King, en 1960 describió la cabalgadura como una dislocación disyuntiva con movimientos inversos, la que se deprime con ángulos suaves, de tal manera que la porción desplazada hacia arriba se convierte en el bloque elevado.

Caldera (L). Depresión volcano-tectónica que se origina por un colapso, una explosión volcánica o ambos procesos. En el plano es de forma circular, ovalada o irregular, en ocasiones limitada por fallas normales anulares o semianulares, escalonadas. Hay calderas de forma rectangular, tipo fosa tectónica. El fondo de la caldera puede ser

dividido por fallas normales, radiales, transversales o longitudinales en varios bloques hundidos en grado diverso. Algunas calderas son depresiones cerradas, con un cráter en su centro, en ocasiones ocupado por un lago. En otros casos, la caldera se encuentra abierta hacia un lado. Por actividad volcánica posterior se pueden presentar uno o más conos volcánicos en el interior de la caldera. Ésta se forma por un colapso de la cámara magmática que alimenta el volcán se encuentra a poca profundidad y la emanación de material hacia la superficie provoca una disminución de la presión en el fondo, mientras aumenta en la parte superior; así se produce una caldera de colapso. Las calderas de explosión se forman por erupciones de gran magnitud en un volcán. Es común que el proceso explosivo o acompañe o suceda a las erupciones catastróficas que arrojan una gran cantidad de productos volátiles y piroclásticos, en especial pómez y cenizas y origina nubes ardientes. El hundimiento puede alcanzar 1-2 km y más y el diámetro que varía de 1 km a 15-30 km, es en ocasiones mayor. Texto resumido de E. Milanovsky.

Cenozoico (DG). Era geológica más reciente, comprende los periodos paleoceno y cuaternario (Q).

Cima (L). Parte más alta de una elevación (loma, colina, montaña, cadena montañosa), desde la cual se reconoce una disminución en la altitud del relieve hacia todos lados. Está limitada por una línea de base cerrada. Las cimas pueden ser aplanadas, en domo, agudas y en pico.

Cizallamiento (S). Desplazamiento a lo largo de un gran número de capas paralelas muy delgadas.

Colada de lava. Forma en que fluye y se dispone la lava en la superficie terrestre. Las dimensiones dependen de la viscosidad de la lava, del volumen y velocidad de salida del magma y la superficie, y de la pendiente del terreno colapsó.

Columna eruptiva (EA). Se forman durante las erupciones volcánicas y se libera presión en la chimenea del volcán formándose así una columna de gases, vapor de agua, cenizas y materiales volcánicos de diverso calibre. Las columnas llegan a alcanzar varios kilómetros de altura.

Coluvión (L). Detritos rocosos producto del intemperismo, desplazados ladera abajo por acción de la fuerza de gravedad. Se depositan en las laderas con aspectos de capas

delgadas y al pie de ellas. El tamaño de los detritos es muy variable, son angulosos y sin clasificación.

Conglomerados (L). Roca de material detrítico consistente, en guijarros cementados en una matriz de material más fino: limo arena, grava. El cementante general es óxido de hierro, carbonatos, material limoso, y raras veces sílice. Hay varias clasificaciones basadas en las condiciones de su formación, en el tipo de cementante, tamaño, origen, y composición de los detritos.

Conos cineríticos (L). Conos de pequeñas dimensiones constituidos de cenizas.

Cratones (H). Grandes fragmentos de superficies basales de planeación (peniplano mesozoico global), conservadas en el relieve actual, elaborados sobre sustratos cristalinos de edades precámbricas y paleozoicas como el Escudo Canadiense.

Cretácico (LJ). Periodo geológico perteneciente a la era Mesozoica que duró 72 m.a. y culminó hace 63 m.a.

Cronogenéticos (EA). Refiere a la génesis de algún sistema, proceso o estrato en un mismo tiempo o periodo.

Cuaternario (L). Último periodo de la era cenozoica de la escala geocronológica y último de la historia de la Tierra, mismo que transcurre en el presente. Se inició hace 1.5 a 3.5 m.a. según diversas interpretaciones. Se subdivide en pleistoceno y holoceno.

Densidad de la disección (L). Suma de todas las longitudes de las corrientes fluviales o Talwegs de una porción de la superficie terrestre, dividida entre el área de la misma. Generalmente el valor de la densidad de la red fluvial se da en km/km^2 y depende de varios factores. Estructura geológica, relieve, clima, cubierta de suelo-vegetación, permeabilidad, entre otros. El método de análisis de la densidad de la red fluvial, original ideado para cuencas hidrológicas, tiene amplia aplicación en los estudios del relieve y se realiza a partir de cartas topográficas de escala grande. Los valores de la densidad de la red fluvial se obtienen en áreas pequeñas de la carta, en figuras geométricas, y se anotan en el centro de cada una de éstas; antes, por interpolación se obtienen valores complementarios que permitan realizar una configuración para obtener la carta de densidad de la disección del relieve.

Denudación (L). Conjunto de procesos por medio de los cuales se produce separación de los productos del intemperismo del sustrato original. La erosión puede ser plana o lineal; en el primer caso el transporte es en distancias reducidas, en general no sigue una dirección fija; ejemplos son las acciones de los glaciares continentales, el viento y los movimientos gravitacionales. El segundo caso se refiere a una remoción o transporte con una dirección fija, en una superficie bien delimitada, la erosión que llevan a cabo los ríos, los glaciares del valle. Los agentes principales de la erosión son el agua superficial (en manto, arroyos, ríos), el hielo, el viento, las aguas subterráneas (en el caso de los procesos de karst y la sufusión), las olas marinas, organismos, y, en los últimos milenios, el hombre. La gravedad es un proceso fundamental que controla los procesos erosivos. La intensidad con que éstos actúen depende de muchos factores: topografía, clima, litología, estructura geológica, actividad tectónica (tipo, intensidad y duración en el tiempo), entre otros. En condiciones submarinas también se llevan a cabo procesos erosivos que se manifiestan por deslizamiento, corrientes marinas, de mareas y de turbiedad, tsunamis y otros. La erosión es uno de los grandes procesos geológicos exógenos, sigue al intemperismo y precede a la acumulación. En un sentido restringido la erosión se refiere a la remoción de partículas por procesos gravitacionales y escorrentías. Sin.: erosión.

Diatomita (L). Roca terrosa incoherente o débil cementada, silícea, de color blanco, gris claro o amarillo. Consiste en un 50% de sustancias de diatomeas, algunas veces mezcladas con radiolarios, material limoso, y arcilloso. Son de origen marino, lacustre y palustre.

Discordante (EA). En estratigrafía se emplea dos estratos geológicos no tienen correspondencia o se interrumpen en una columna.

Disección (EA). También se puede encontrar como disecación y se refiere al corte vertical que genera una corriente de agua a través del talweg.

Distintivo (EA). Término que refiere a dos esfuerzos tectónicos que poseen dirección contraria como en el caso de las fosas tectónicas y los rifts.

Echado (EA). Ángulo de inclinación que presentan los estratos de los flancos que pertenecen a un plegamiento.

Echelon (EA). Patrón estructural que afecta a estructuras disyuntivas como las fosas tectónicas. El echelon presenta una forma de torcedura de la estructura primaria que forma una "S" vista en planta (Ej. Fosas del Sistema Volcánico Transversal).

Ejes orogénicos (EA). Dirección predominante de las cimas y parte aguas de los sistemas montañosos. Los ejes son evidencia de los esfuerzos orogénicos del relieve y pueden ser correlacionados con líneas de costa y bordes de plataformas marinas.

Emersión (EA). Levantamientos regionales de la corteza terrestre provocados por la dinámica endógena.

Endógenos (EA). Con este término se hace referencia a los procesos orogénicos y tectónicos que se fraguan dentro de la superficie terrestre tales como el plutonismo, el volcanismo, la tectónica y la neotectónica.

Endorreica (EA). En el desarrollo de cuencas hidrográficas, este término establece al tipo de sistemas fluviales que desde los parte aguas y cabeceras el sentido de los escurrimientos se encamina hacia el nivel de base regional, es decir, hacia el océano.

Energía del relieve (EA). Refiere a un valor cuantitativo asignado entre la diferencia altitudinal de dos puntos en una unidad de superficie. Llamada también como amplitud del relieve, en cartografía geomorfológica se utiliza para descubrir e interpretar rasgos estructurales dominantes.

Enjambre de diques (S). Plutones discordantes a menudo subverticales o muy empinados, que ocupa una fractura ensanchada abierta en la roca encajante y que se caracteriza por atravesar planos rocosos más antiguos.

Pirógenos (H). Formados en antiguos moviltones y poseen actual una morfoestructura compleja de cúpula bloque. Ej. Tian Shan en Asia Central.

Erosión (L). Conjunto de procesos por medio de los cuales se produce separación de los productos del intemperismo del sustrato original. Puede ser plana (areal) o lineal.

Escarpes de falla (L). Se definen como laderas abruptas a desplome, donde la altura es variable y la génesis obedece a distintas causas.

Escoria (L). Fragmentos de lava esponjosos arrojados por un cráter durante las

erupciones volcánicas, que se enfrían en el aire. Se forman en magmas muy fluidos de los cuales se desprenden fácil los gases. Las cortezas mayores con frecuencia son de forma irregular o fuerte alargadas. Se forman también en las superficies de los derrames al enfriar por bruscos desprendimientos de gases.

Esfuerzo tensional (EA). Son impulsos de origen tectónico que generan fuerzas de tensión entre bloques de roca con direcciones convergentes, divergentes, ascendentes, descendentes y mixtas que se relacionan con el desarrollo de fracturas y fallas geológicas.

Estratos (EA). Son diferentes capas de roca, sedimentos y en ocasiones de paleosuelos que forman columnas con diferentes características de posición, por ejemplo existen paralelos y cruzados, con diferentes espesores y tamaños.

Estratovolcán (L). Montaña volcánica poligenética constituida por corrientes de lava y material piroclástico. En general, las erupciones se inician por explosiones, arrojan piroclastos; posterior el material arrojado se cubre por la emanación de corrientes de lava. En ocasiones el proceso ocurre al revés, o es cíclico. El stratovolcán es la forma más común de volcanes de tipo central; su cono alcanza alturas de cientos de miles de metros; el cráter con mucha frecuencia tiene forma de embudo ampliado por colapsos de la pared, y su diámetro puede alcanzar 1 km y más.

Exógeno (EA). El término refiere los procesos de modelado de la superficie terrestre generados por los diferentes agentes: agua, hielo, viento y hombre.

Facetas triangulares-trapezoidales. Las facetas triangulares ponen en evidencia

Facies (S). Término general relativo al aspecto total o global de una disposición estructural compleja de propiedades o sustancias, como en el caso de una serie o sucesión de estratos.

Falla geológica (L). Plano o zona de ruptura en el sustrato rocoso a lo largo de la cual se produce un desplazamiento. Las fallas con desplazamiento vertical forman un bloque levantado y otro hundido; la falla esta inclinada resulta un bloque del bajo y un bloque del alto: los tipos principales de fallas son: normal, inversa, desplazamiento horizontal, y de desplazamiento lateral: las dimensiones de los desplazamientos varían de algunos

centímetros de longitud hasta las de fallas profundas que cortan toda la corteza terrestre: Con frecuencia, los planos de falla sirven como conductores para el ascenso de soluciones hidrotermales que forman las vetas iniciales. J Playfair utilizó el término falla ("fault") por primera vez en 1802.

Fenocristales (S). Grandes cristales minerales completos englobados en una pasta de textura fina en un pórfido.

Fisiografía (L). Disciplina que se encarga de la descripción de los rasgos físicos de la superficie terrestre y de los fenómenos que en ella se producen.

Fisural (EA). El término es empleado para definir una grieta que presenta morfología lineal en la cual el magma es inyectado hacia la superficie terrestre forman así derrames lávicos (Ej. Teotenango, Estado de México).

Fitoestabilidad (EA). Término empleado en morfoedafogénesis que se ha retomado de Tricart (1989) en el cual se representa un dominio de condiciones de estabilidad de la vegetación y formación de suelos en contraparte con bajos niveles energéticos de erosión lineal o areal.

Fluvio-lacustre (EA). Refiere territorios propensos a inundaciones. La dinámica de los mismos se relaciona con aportes de agua de carácter fluvial y cuerpos de agua como lagos o lagunas.

Flysch (L). Serie potente de capas de rocas sedimentarias marinas, consistente en una repetición rítmica: hacia debajo de conglomerados o areniscas, y hacia la parte superior, de limos y margas, algunas veces calizas. Es característico de las fosas geosinclinales y de piedemonte, originado por la erosión de las montañas en levantamiento. El ritmo es controlado regular por las corrientes de turbiedad.

Formación (L). Creación de las formas de la superficie terrestre por acción de los procesos endógenos y exógenos y sus agentes (de la morfogénesis). La formación del relieve tiene lugar con un ritmo que se manifiesta en las diversas etapas de su evolución.

Fosa (L). Porción hundida de la corteza terrestre, rellena de sedimentos, de material volcánico o volcánico-sedimentario. La fosa general contigua a los bloques levantados y se desarrolla a lo largo de las zonas de fractura. La palabra fosa se utiliza esencial para

estructuras alargadas (con relación de anchura y longitud de 1:3) negativas. Existen varios tipos de fosas cratónicas, geosinclinales, orogénicas: compensadas y no compensadas y otras más.

Fosa tectónica (L). Zona de hundimiento tectónico, delimitada por fallas paralelas, de longitud considerable mayor que la anchura. Las dimensiones de una fosa tectónica son muy variables. El término es equivalente en español de "Graben" (alemán), utilizado en la geología de minas del siglo XVIII en Alemania. F. Suess amplió el concepto en 1885, que en práctica se han conservado.

Fractura (L). Ruptura de las rocas sin desplazamiento de los bloques que separa. Se aplica también como sinónimo de falla.

Fragmentos angulosos. En sedimentología se refiere a fragmentos de sedimentos o clastos que presentan caras planas y con ellas aristas que pueden ser filosas o estar bien marcadas define diferentes caras en el material. Se relacionan con ambientes de depósito de alta energía.

Freatomagmático. Se refiere a una erupción volcánica de carácter violento debido a la explosividad que genera al liberar altas concentraciones de energía cinética. El desarrollo de la misma se presenta el magma ascendente alcanza un manto freático causa una reacción de liberación súbita de energía.

Genético. Se refiere al origen, principio, raíz o naturaleza de un proceso u evento geológico o geomorfológico.

Geomorfología (L). Ciencia geológico-geográfica que estudia el relieve terrestre: su estructura, origen, historia de desarrollo y dinámica actual. La geomorfología se subdivide en cuatro disciplinas principales: general, aplicada, regional y planetaria.

Geomorfología-estructural (L). Rama de la geomorfología que estudia los grandes elementos del relieve en relación con los factores endógenos (estructura geológica, movimientos tectónicos, entre otros).

Geosutura (Hz). Fractura profunda que tiende a separarse en una dirección generalizada. Debido a la fragilidad y debilidad de la corteza el magma proveniente de la astenosfera se inyecta a la superficie y forma volcanes alineados a sistemas de

fracturas.

Geotecturas (G). Unidades mayores cuya formación está relacionada con la manifestación de los procesos planetarios generales de interacción interplacas tales como los macizos continentales, las cuencas oceánicas y otras),

Graben (L). Sinónimo de fosa tectónica.

Granulometría (EA). Término empleado en sedimentología que refiere al estudio y análisis del tamaño, diámetro y morfología de los sedimentos.

Grauvaca (S). Nombre tradicional de la arenisca lítica que contiene rocas de grano fino y tiene un color entre gris y negro. Se asocia con turbiditas, es decir, sedimentos terrígenos del océano profundo formados por avenidas reiteradas de corrientes de turbidez.

Heterométricas (E). En sedimentología se refiere a la presencia de clastos de diferente tamaño en un depósito.

Holoceno (DG). Periodo más reciente del cuaternario, comprende los últimos 10,000 años.

Hummocks. Depósitos de avalancha caracterizados por lomas cónicas de dimensiones excepcionales que su vez están redondeados por materiales piroclásticos más finos. Los depósitos consisten en mezclas heterométricas de clastos pobre clasificados.

Jurásico (LJ). Periodo geológico perteneciente a la era Mesozoica que duró aproximada a 46 m.a.

Lahar (L). Término indonesio que se refiere a un flujo rápido consistente en una mezcla de derrubios y agua que surgen en las laderas de un volcán. Contiene detritos de todos tamaños, generalmente angulosos.

Lacustres (EA). Ambientes de inundación de media y baja energía. El término refiere a cuerpos de agua como lagos.

Limonita (DG). Roca sedimentaria formada por la litificación del barro.

Máfica (DG). Término general para referir a los minerales ferromagnesianos.

Magma (DG). Fluido que genera contiene cristales suspendidos y gases disueltos y/o volátiles.

Matriz (S). En una brecha, conglomerado, río de fango o mezcla tectónica, el sedimento o rocas de textura más fina que engloba partículas o masas mayores.

Meándrica (S). Curvas sinuosas de un río en equilibrio que discurre por el depósito aluvial de un llano de crecidas.

Melange (S). Roca metamórfica originada en forma de brecha constituida por bloques de diversos tamaños y tipos litológicos variados englobados en una matriz fuerte cizallada de sedimentos plásticos dúctiles deformados que pueden consistir en turbiditas o arcillas de origen terrígeno; se interpreta como el material con el que se construye un prisma de acreción sobre una placa que subduce.

Morfoesculturas (G). Elementos más pequeños de la superficie terrestre genética relacionados con la acción de los procesos exógenos formadores del relieve.

Morfoestructuras (G). Son los principales elementos de la superficie terrestre formados por los movimientos tectónicos deformadores de la corteza terrestre como las cadenas montañosas, cuencas intramontañas, mesetas, llanuras.

Moviltones (H). Fragmentos del peniplano global antiguo conservados en el relieve actual, reelaborados por los esfuerzos deformantes de los plegamientos de edades precámbricas formados en los límites de antiguas líneas de sutura del interior de los continentes. Ejemplos: los Montes Urales y los Apalaches.

Neoorógenos (H). Actuales zonas de sutura continental-oceánica con movimientos de subducción de formación Alpina tardía (edificaciones insulares montañosas y volcánicas, fosas oceánicas profundas: ej. Los Andes).

Neotectónica (G). Abarca el periodo oligoceno-cuaternario, donde se produce la transformación del plano morfoestructural de la Tierra.

Nivel de base de denudación (L). Límite marcado por una ruptura de pendiente en el perfil de una vertiente, separan una porción de inclinación fuerte de otras en inclinación suave.

Nivel de base de erosión (L). Superficie del terreno donde una corriente de agua (río, arroyo) pierde la fuerza viva, por debajo de la cual no puede profundizar su lecho.

Nivelación (L). Destrucción de las formas de relieve convirtiéndose en superficies planas a causa de la denudación en las regiones de levantamiento y de acumulación en las de hundimiento.

Órdenes de corriente (EA). Refiere al estudio cuantitativo de los sistemas de drenaje en donde se correlacionan variables de número, longitud y pendiente de los segmentos que conforman a las cuencas entre otras. Se relaciona con el crecimiento alométrico de las cuencas.

Orogenia (LJ). Se refiere al proceso de formación de las montañas, la cual llega a durar m.a. en donde los esfuerzos endógenos se contraponen con el desarrollo de procesos erosivos.

Orogenia Larámide (T). En México se destaca por importantes esfuerzos de ajuste tectónicos desarrollados a finales del Paleoceno y hasta inicios del Eoceno. Se relaciona con la Sierra Madre Oriental que formaron pliegues de deslizamiento (decóllements) los cuales involucra afectación y esfuerzos de diferentes litologías y fuerzas de gravedad. Los esfuerzos regionales tienen una dirección SW-NE que provocaron basculamientos y desarrollo de relieve positivo.

Orógenos (H). Zonas de sutura continental-oceánica formadas bajo intensos procesos orogénicos alpinos de plegamiento y sobre corrimiento. Ej. Faja mediterránea alpino-caucasiana.

Paleogeomorfológico. Refiere a estructuras del relieve antiguas que han sido modeladas y retrabajadas tanto por procesos exógenos y endógenos. Las evidencias de relieve antiguo son utilizadas para hacer la reconstrucción de paisajes.

Paleógeno (L). Periodo más antiguo de la era cenozoica. Se inició hace 67 m.a. y tuvo una duración total de 42 m.a.

Paleoorogenos (H). Formados en antiguas zonas de sutura continental-oceánica, los cuales experimentaron plegamientos mesozoicos y en menor medida influencia de la Orogenia Alpina. Ej. Siberia nororiental.

Paleozoico (LJ). Era geológica compuesta por los periodos Pérmico, Pensilvánico, Mississípico, Devónico, Silúrico Ordovícico y Cámbrico. Inició aproximadamente hace 600 m.a. y culminó hace 230 m.a.

Pendiente (EA). Grado de inclinación de la superficie terrestre expresada en grados o en porcentaje.

Piedemonte (L). Superficie marginal de las montañas de las que se distingue por una pendiente y alturas considerables menores.

Pilar tectónico (L). Es un bloque elevado delimitado por fallas de orientación paralelas, cuya longitud es mayor que la anchura. Un sinónimo es horst.

Piroclasto (S). Roca y fragmentos minerales vomitados por una grieta volcánica bajo la presión de gases que expanden rápido durante una erupción volcánica.

Plataforma (S). Cubierta sedimentaria de estratos paleozoicos y más modernos apoyada sobre rocas antiguas de escudo continental.

Platógenos (H). Plataformas antiguas con coberturas sedimentarias y efusivas con desarrollo de superficies de planeación, formadas durante el Mesozoico medio que experimentaron ascensos neotectónicos y deformaciones suaves y onduladas. Ej. La llanura rusa y la cuenca de la meseta de París.

Plenógenos (H). Plataformas antiguas que experimentaron descensos neotectónicos y deformaciones suaves con la formación de coberturas de sedimentos jóvenes (Q), y expresadas en formas de llanuras en sistemas de terrazas acumulativas. Ej. Llanuras europeas centrales y septentrionales, Llanura de Siberia occidental.

Pliegue (L). Arqueamiento individual o en serie de una superficie geológica.

Plioceno (L). Segunda época del periodo neógeno; se calcula hasta unos 5 m.a.

Plutónismo (L). Teoría geológica que daba un significado especial a la formación y transformación de las rocas de la corteza terrestre por los procesos endógenos, en especial el magmatismo y el volcanismo.

Poligenético. Término genérico para indicar que un volcán se caracteriza por tener dos o más periodos eruptivos.

Pómez (L). Roca ígnea vítrea porosa de origen volcánico que se forma durante erupciones por un rápido enfriamiento de magmas ácidos o intermedios saturados de vapores y gases.

Pórfido (S). Clase textural de roca ígnea consistente en grandes cristales muy distantes entre sí englobados en una pasta de grano fino.

Pull apart. Valles o zonas deprimidas que se asocian a esfuerzos tectónicos distensivos, que vistos en planta presentan una forma rómbica. Se relacionan con la aparición de estos relieves deprimidos.

Radial centrífugo (G). Las corrientes se desplazan a partir de una superficie hacia la periferia en forma de rayos.

Relieve (L). Conjunto de todas las formas de la superficie terrestre en una porción específica de la misma o en toda. Se forma por la interacción de los procesos endógenos y exógenos de la corteza terrestre.

Rift (L). Estructura tectónica disyuntiva de la corteza terrestre con extensión lineal de cientos a miles de kilómetros.

Sedimentos (L). Materiales depositados por los diversos agentes de la morfogénesis: agua, hielo, viento, corrientes fluvio-glaciáricas.

Shelfs (H). Sectores marginales de los continentes actuales con diferente carácter morfoestructural y con distinto nivel de reelaboración por los movimientos neotectónicos.

Sinclinorio (L). Gran estructura plegada, compleja que comprende un conjunto de anticlinales y sinclinales a manera de pliegues menores.

Sistemas disyuntivos. Se refiere a sistemas o familias de fallas, las cuales pueden ser paralelas, ortogonales o en tijera.

Subducción (L). Se aplica al movimiento de una placa litosférica oceánica bajo otra continental.

Subsidencia (L). Hundimiento progresivo del fondo de una cuenca de acumulación paralelo al proceso de depositación de sedimentos.

Superficies de planeación (L). También conocida como de nivelación. Porción nivelada del relieve terrestre situada en las montañas y en las planicies de génesis diversa; se forma en condiciones de compensación completa o no de los procesos endógenos por los exógenos, a causa de lo cual su forma y altitud inicial se aproximan al nivel superficial del campo gravitacional de la Tierra.

Sutura. Por lo regular son grandes fallas o complejas fronteras tectónicas y se caracterizan por la presencia de una deformación penetrativa.

Tefra (L). Término para referir a material piroclástico poco consolidado.

Terciario (L). Sistema de la era Cenozoica correspondiente al primer periodo geológico. En Europa ha sido sustituido por el de paleógeno (paleoceno, eoceno, oligoceno) y neógeno (mioceno y plioceno).

Triásico (LJ). Periodo geológico perteneciente a la era Mesozoica que duró aproximada a 49 m.a.

Tobas (L). depósito formado por materiales arrojados por erupciones volcánicas, tales como ceniza, arena y lapilli, posteriormente compactados. Las tobas pueden ser basálticas, andesíticas o riolíticas.

Valles asimétricos (L). Posee laderas distintas en cuanto a pendiente (una de mayor inclinación que otra), longitud y morfología.

Vitrolíticas. Se refiere a composición vítrea en los sedimentos o clastos

Volcanes en escudo (S). Acumulación cupuliforme de coladas de lava basálticas que salen de fisuras radiales.

Bibliografía general y de referencia

- Aceves J. (1997). *Geología y Geomorfología del volcán Nevado de Toluca*. Tesis de Maestría en Ciencias. Facultad de Ciencias. México: Universidad Nacional Autónoma de México.
- Aguayo J., Marín C. y Sánchez D. (1989). *Evolución geológica de la Cuenca de México*, en Memoria del Simposio sobre Tópicos Geológicos de la Cuenca del Valle de México. Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos. México.
- Alanís-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Morán-Zenteno, D. J., Alba-Aldave, L. (2002). *Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco región, southern Mexico*: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 118, 1-14.
- Arroyo K. 2008. *Geomorfología: teoría y pensamiento*. Tesis de licenciatura para optar por la Licenciatura en Geografía y Ordenación del territorio.
- Bashenina N.V., Gellert J., Joly F., Klimaszewski E. (1975). *leyenda unificada para cartas geomorfológicas de detalle*. En: la cartografía geomorfológica en escalas grandes. Ed. MGU, Moscú (en ruso),
- Bloomfield, K. (1974). *Reconocimiento geológico en el Nevado de Toluca, México*. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma De México, Serie Divulgación.
- Bloomfield, K, and y Valastro S. (1977). *Late Quaternary tephrocronology of Nevado de Toluca Volcano, Central Mexico*, In: Overseas Geol. Miner Resource.
- Bloomfield, K., Sánchez G. y Wilson L. (1979). *Plinian eruptions of Nevado de Toluca, México*. (1977) Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau Band Stuttgart. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, LIII, 27-58 p.
- Cantagrel, J.M., C. Robin y P. Vincent. (1981). *Les grandes étapes d'évolution d'un volcan andésitique composite: Exemple du Nevado de Toluca (México)*. Bull. Vulcanologie, 44(2): 177-188. 1981.
- Castillo M., (2006). *Delimitación de unidades ambientales biofísicas en el volcán La Malinche con base en el análisis de unidades morfogenéticas*. Tesis para optar por el grado de maestro en Geografía. Departamento de Geografía. División de Estudios de Posgrado de la Facultad de Filosofía y Letras. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Cholley, A. (1950). *Morphologie structurale et Morphologie climatique*. Ann. Geogr.
- Chorley, R.J. (1962). *Geomorphology and general system theory*, US Geol.
- Demant A. (1981). "Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neo volcánico Tras mexicano". En: Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México. (a).
- Demant A. (1981). "L'Axe Neo-volcanique Transmexican. Etude Vulcanologique et Petrographique e Signification Geodynamique". These du Doctorat d'Etat Université D'Aix-Marseille, 259 p (b).

- Demant, A. (1981) "Interpretación geodinámica del vulcanismo del Eje Neovolcánico Trasmexicano". Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Demant, A. y C. Robin, (1975) "Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico". En: Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México
- Demant, A. (1978). "Características del Eje Neovolcánico Trasmexicano y sus problemas de Interpretación". En: Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México,
- Demant, A. (1979). "Vulcanología y petrografía del sector occidental del Eje Neovolcánico". En: Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 3:39-57.
- Demant, A., (1981). "L'Axe Neo-volcanique Trasmexican. Etude Vulcanologique et Petrographique e Signification Geodinamique". These du Doctorat d'Etat Université D'Aix-Marseille, 259 p.
- Demant, A., Mauvois, R., Silva-Mora, L. (1975). Estudio geológico de las hojas Morelia Maravatío (escala 1:100000) estado de Michoacán: México, Comisión Federal de Electricidad, Gerencia de Proyectos Geotérmicos, Informe Inédito, 30 p.
- Demant, A., R. Mauvois y L. Silva (1976). "Eje Neovolcánico Trasmexicano". En: Excursión No. 4. III del Congreso Latinoamericano de Geología. Acapulco-México. Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México. 1976.
- Demek, J. (1972). *Manual of Detailed Geomorphological Mapping*. Academia Praga.
- Elías M. (1993). Estratigrafía y recursos minerales del Estado de México. Gob. Del Estado de México. Dir. General de Industria, Minas y Artesanías. Instituto de Geología. UNAM. 356 pp. 4 mapas.
- Elías M. (1993). Geology of the Valle de Bravo and Zacazonapan areas, south-central Mexico, en Ortega-Gutiérrez, F., Centeno-García, E., Morán-Zenteno, D. J., Gómez-Caballero, A., eds., Guidebook of field trip B, First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terranes Conference: Guanajuato, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 12-21.
- Elías M. y Sánchez J. (1992). *Relaciones tectonoestratigráficas del Terreno Guerrero en la porción suroccidental del Estado de México y su interpretación geodinámica*, en Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional 11, Resúmenes: México, Sociedad Geológica Mexicana, 70-71.
- Demant A, R. Mauvois y L Silva. (1976). *Eje Neo volcánico Trasmexicano*. En: Excursión No. 4. In Del Congreso Latinoamericano que Geo! QQ1e. Acapulco-México. Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Elías M., Lozano R., Villaseñor M., Hidalgo J., Núñez A. (1993). *Carta tectónica del Estado de México con explicaciones: Estratigrafía del Estado de México*. UNAM.
- Elías M., Sánchez J. y Macías C. (2000). *Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Tejupilco area, Southern Mexico: new constraints on its tectonic interpretation*: Journal of South American Earth Sciences, 13, 355-375.
- Espinosa L. (2000). *Enfoques disciplinarios en geomorfología*. En: Espacio Geográfico. Facultad de Geografía, Universidad Autónoma del Estado de México, Toluca, México.

- Espinosa L.(2001).*Geomorfología del No reste de Nevado de Toluca México*. Tesis para optar por el Grado de Maestro en Geografía, División de Estudios de Posgrado, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Espinosa L, Reyes A, Nuncio A, Graniel H., Castañeda I., Vilchis M., Anaya S. (2001).*Geomorfología de la Región I Toluca*. Facultad de Geografía, Universidad Autónoma del Estado de México, Toluca, México, (en prensa).
- Espinosa L. (2001). *Procesos geomorfológicos en el noreste del Nevado de Toluca*. Tesis para obtener el Grado de Maestría en Geografía. Departamento de Posgrado de la Facultad de Filosofía y Letras. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Espinosa L., (2006). *Propuesta de evaluación morfoedáfica de paisajes en sistemas de laderas*. Tesis para obtener el Grado de Doctor en Geografía. Departamento de Posgrado de la Facultad de Filosofía y Letras. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Espinosa y Arroyo (en prensa).*Diccionario Enciclopédico geomorfológico y geológico*. Facultad de Geografía, Universidad Autónoma del Estado de México.
- Espinosa L. y Arroyo K. 2011. *Geomorfología en México. Una visión histórica, metodológica y aplicada*. Editorial Académica Española. ISBN 978-3-8454-9761-7, España. Saarbrücken Alemania
- Espinosa, L. (2000). *Enfoques disciplinarios en geomorfología*. En: Espacio Geográfico. Facultad de Geografía, Universidad Autónoma del Estado de México, Toluca, México.
- Espinosa, L. y Hernández J. (2014) *Estudio de riesgo. Análisis multifactorial, multinivel y multitemporal. En papeles de población*. Universidad Autónoma del Estado de México (en galeras).
- Espinosa, L. (2010). *Reporte geomorfológico estructural del estado de México*. Dirección general del Estado de México.
- García P., Zamorano M., Miguel, Galván C. y Ortega, V. (2008). *El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces*, México central. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. Vol. 25, núm. 1. P. 158-178.
- Guerra, F. (1980). *Fotogeología, Universidad Nacional Autónoma de México, UNAM*. Primera Edición. México. 337 pp.
- Instituto de Fomento Minero del Estado de México (IFOMEGEM) (2000). *Carta geológica del Estado de México*. Gobierno del Estado de México.
- Fonseca R. (1999). *Las zonas volcanicas del estado de México*. Para obtener el título de licenciado. En geografía, Universidad Autónoma del Estado de México.
- Hernández E. (2007).*procesos geomorfológicos en las vertientes del municipio de Lerma*. Para obtener el título de licenciado. En geografía, universidad Autónoma del estado de México.
- Kostenko N. (1991). *Aspectos Teóricos del Análisis Geomorfológico Estructural*. UAEM, Toluca, México.
- Kostenko N., (1975). *Geomorfología Estructural*. Instituto de Geografía. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Leet y Judson (LJ). *Fundamentos de geología física*. Ed. Limusa S.A. México.

- Lugo J. (1984). *Geomorfología del sur de la Cuenca México*. En: Serie Varia 1. 1 (8). Instituto de Geografía. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Lugo J. (1982) "*Geomorphological zonation of the southern región of the Basin of México*". In: Geographical topics of Mexican City and its environment. Laid American Regional Conference.IGU, Brasil. Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México. 1982.
- Lugo J. (1984). *Geomorfología de la cuenca de México*. México, D. F. Serie Varia T.1. núm. 8. Ed. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geografía.
- Lugo J. (1988). *Elementos de Geomorfología Aplicada. Métodos cartográficos*. México, D. F. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geografía.
- Lugo J. (1989) *Geomorfología Aplicada, métodos cartográficos*. Instituto de Geografía, UNAM México.
- Lugo J., (1989).*Diccionario de términos geomorfológicos*. Instituto de Geografía. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Lugo J., (1990). *La superficie de la tierra; un vistazo a un mundo cambiante*. La ciencia desde México. No. 54. SEP, CFE, CONACYT.
- Lugo J. (1990)"*El relieve de la República Mexicana*". En: Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México. 1990.
- Lugo J., Ortiz M., Palacio J., y Bocco G. (1985) "*Las zonas más activas del Cinturón volcánico Mexicano (entre Michoacán y Tlaxcala)*". En: Geofísica Internacional, 1985.
- Lugo J. (1992) "Regionalización geomorfológica de la República Mexicana" En: Boletín No.25 del Instituto de Geografía, UNAM. 1992
- Martínez G. (2003) *carta geomorfológica E14A18* tesis para obtener el título de licenciado en geografía Facultad de Geografía, Universidad Autónoma del Estado de México, Toluca, México.
- Mooser F. (1975). "*La cuenca del valle de México*" En: Memorias de las obras del Drenaje Profundo del Distrito Federal. Departamento Del Distrito Federal.
- Mooser F. (1996). "*Carta geológica de las cuencas de México, Puebla y Toluca*" Comisión Federal de Electricidad. México.
- Mooser F., Montiel A. y Zúñiga A. (1996) "*Nuevo mapa geológico de las cuencas de México. Puebla y Toluca*" Estratigrafía, tectónica regional y aspectos geotérmicos. Comisión Federal de Electricidad. México
- Mooser, F. (1975).*La Cuenca del Valle de México* En: Memorias de las obras del Drenaje Profundo del Distrito Federal. Departamento Del Distrito Federal I: 8-38.
- Nieto-Samaniego, Á. F., Alaniz- Álvarez, S. A., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M. H., Mendoza-Rosales, C. C. 2006.Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures: Geological Society of America Bulletin, 118(1-2), 1868-1882.
- Nieto-Samaniego, Á. F., Ferrari, L., Alanís-Álvarez, S. A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, R. 1999. Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern

- Sierra Madre Occidental volcanic province, México: Geological Society of America Bulletin, 111, 347-363.
- Ortiz M. (1985). Geomorfología de la Disección Fluvial de los depósitos de piedemonte, por cambios del nivel base (Caso: Sierras de Monte Alto y Monte Bajo, México). Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, México, D. F., 75 pp.
- Ortiz M. 1985. Los cambios de nivel base como mecanismo morfo genético de la asimetría de valles. UNAM. México D. F.
- Ortiz M. Y Bocco G. "Análisis morfo tectónico de las depresiones de Ixtlahuaca y Toluca, México". En: Geofísica Internacional. 1989.
- Ortiz M. y Bocco G. análisis morfotectónico de las depresiones de Ixtlahuaca y Toluca, México. En: Geofísica Internacional. 1989.
- Ortiz M., Bocco G. (1989). Análisis Morfotectónico de las Depresiones de Ixtlahuaca y Toluca, México. Geofísica Internacional. Volumen 28,3. Instituto de Geografía. UNAM, México.
- Ortiz M., Bocco G., Moya J., Zamorano J. (1985). *Una Interpretación de los Depósitos Recientes en el Bloque de Ixtlahuaca. Estado de México*. Memorias X. congreso Nacional de Geografía. Instituto de Geografía, UNAM, México.
- Ortiz M., Zamorano J., Fausto O. y Mendoza M. (1994). *Evidencias de una Rivera Fluvial y Lacustre en la Cima de un Pilar Tectónico. Bloque Perales, México*. En: Geografía y Desarrollo. No.11. INEGI. Colegio Mexicano de Geografía. A. C. México.
- Palacio G.1995. *Ensayo metodológico geosistémico para el estudio de los riesgos naturales* Tesis de Maestría en Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México
- Palacio J. *Destrucción de tierra en el flanco oriental del Nevado de Toluca, el caso de la cuenca del arroyo el Zaguán* En: Boletín No. 18, Instituto de Geografía Universidad Nacional Autónoma de México. 1988.
- Palomo A, Zamorano J. López C. Galván A. Valerio, Ortega R. Macías J. (2008). *El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, México central*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 25, núm. 1. Pág. 158 – 178.
- Pasquare G., Ferrari L., Perazzolli V. Y Turchetti. (1987). *Morphological and structural analysis of the central sector of Transmexican Volcanic Belt* : En Geofísica Internacional. No 26. México,
- Pasquare, G., Ferrari, L., Garduño, V. H., Tibaldi, A., Vezzoli, L. (1991). *Geology of the central sector of Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacán*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Map and Chart Series, MCH 072, 1 map, 22 p. 94
- Paterson, S. R., Fowler, K, Jr. (1993). *Reexamining plutón emplacement processes*: Journal of Structural Geology, 15, 191-206.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H. (1995). Bursting the bubble of ballooning plutons: a return to nested diapirs, emplaced by multiple processes, Geological Society of America Bulletin, 107, 1356-1380.
- Pedraza J. (1996). *Geomorfología; principios, métodos y aplicaciones*. Rueda. España Madrid. Pág. 36, 47, 51 – 55, 57, 113 – 117, 120 – 121,

- Peña, M (1997), *cartografía geomorfológica, básica y aplicada*, geofoma ediciones, Logroño, España, pp.227.
- Ramírez M. (1988) *Análisis morfoestructural de la Faja Volcánica Transmexicana centro oriental*. Coordinación General de Investigación Científica, Escuela de Geografía, Universidad Autónoma del Estado de México, 1(10) ,25 p. Toluca.
- Ramírez J, Vázquez J., Salas H. (1999). Texto guía de la carta geológico-minera Ciudad Altamirano, E14-4 Guerrero, Michoacán y Estado de México, Esc.
- Ramírez M. (1988). *Análisis morfoestructural de la Faja Volcánica Transmexicana (centro-oriental)*. Coordinación General de Investigación Científica, Escuela de Geografía, Universidad Autónoma del Estado de México, 1(10), 25 p. Toluca.
- Ramírez-Espinosa, J., Campa-Uranga, M. F., Talavera-Mendoza, O., Guerrero-Suástegui, M. (1991). *Caracterización de los arcos insulares de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones tectónicas*, en Rubinovich-Kiga, R., Carreño, A. L., eds., Congreso sobre la Evolución Geológica de México y Primer Congreso Mexicano de Mineralogía, Memoria: México, D.F.; Pachuca, Hidalgo, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; Universidad Autónoma de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, 163-166.
- Ramos L. y Ortiz M. (1984). *Estudio Geomorfológico del extremo norte de la Cuenca de México y zonas adyacentes*. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, México D. F., 97 pp.
- Sánchez-Rubio G. *Notas sobre la vulcanología cenozoica de la región entre Temascaltepec y la Marquesa, Estado de México*. En: libro guía de la excursión a Tierra Caliente. Estados de Guerrero y México. IV Convención Geológica Nacional. Sociedad Geológica Mexicana. México, 1978. Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M. S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H.
- Selby, M.j (1985). *Earths changing surface*, Oxford University press, N. York, 607 págs.
- Silva A. y Medina L. (2003). *Estudio Geomorfológico de la carta Atlacomulco, México, escala 1:50 000*, UAEM, Toluca, México, 94 pp.
- Strahler A. (2000). *Geología Física*. Barcelona, España. Editorial Omega.
- Strahler A. Y Strahler A. "Elements of Physical Geographv" John Willey & Sons.
- Summerfield, M.a. (1991). *Global Geomorphology*, Longman y john Wiley sons, London y N. York. 537 págs.
- Tricart J. (1969). *La epidermis de la Tierra*. Nueva Colección Labor. Barcelona.
- Tricart J. (1985). *Prolagos. los lagos del eje Neo volcánico de México*. Instituto de geografía. UNAM. México.
- Thornbury. (1966). *principios de geomorfología* editorial kapelusz
- Valerio V. Palomo A. Miguel C. García A. (2007). *Geología y procesos de remoción en masa asociados a un domo volcánico tipo coulée: cerró El Tenayo, Tlalnepantla, Estado de México*. Boletín de la sociedad geológica mexicana. Volumen 59, núm. 2. Pág. 183 – 201

- Van Zuidam R. (1985). Aerial Photo-interpretación in terrain analysis and geomorphologic Mapping. ed. smits Publishers, the Netherlands.
- Vilchis M. (2001) *estudio Geomorfológico de la carta nevado de Toluca, mex.* Tesis para obtener el título de licenciado en geografía Facultad de Geografía, Universidad Autónoma del Estado de México, Toluca, México.