



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFÍA

ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DE LA REGIÓN DE TAXCO Y ZONAS ADYACENTES.

TESIS
QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
LICENCIADO EN GEOGRAFÍA

PRESENTA:

MIGUEL SANTOS ROJAS

Asesor: DR. JOSÉ JUAN ZAMORANO OROZCO



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Esta tesis está dedicada con mucho cariño a mis padres:

Ivana y Mauricio, aunque ya no están, jamás se han ido.

A Ale,
La una mujer de mi vida, por su amor, apoyo incondicional y por estar
siempre junto a mí.

A Emiliano,
Mi hijo, que llena mi vida de alegría... y de algunos corajes.

A mis hermanos:
Oliva, Melva, Rigo, Alejandro.

A mis sobrinos:
Teixitiani, Litsi y Amaya.

Agradecimientos

En primer lugar a la Universidad Nacional Autónoma de México, por brindarme la oportunidad de salir del lumpen y haberme formado como profesionista y como persona. Además de seguir siendo mí hogar académico.

Al **Dr. José Juan Zamorano Orozco**, asesor de esta tesis, por haberme rescatado y brindado siempre su apoyo y paciencia, por aceptarme en su equipo de trabajo. Por los conocimientos geomorfológicos, las campañas de campo, pero sobretodo por enseñarme que la disciplina es fundamental en todos los campos de la ciencia y la vida.

Agradezco enormemente a mis sinodales **Mtro. Reynaldo Mauricio Aceves García, Lic. Frank Gustavo García Rodríguez, Lic. Alberto Pérez Rojas y Lic. Marcos Palemón Hernández Sánchez**, por sus comentarios y observaciones.

Al Instituto de Geografía por el uso de sus instalaciones y equipo. Así como a los investigadores del departamento de Geografía Física: Dr. José Lugo, Dr. Mario Arturo Ortiz Pérez †. Dr. Lorenzo Vázquez Selem, Dr. Gabriel Legorreta, Dr. José Ramón Hernández Santana. Por su apoyo y comentarios durante mi estancia en el Instituto.

Mi más grande agradecimiento a mis amigos y compañeros de equipo, la mayoría ya transferidos: El Chino (Raúl Gutiérrez) quien me enseñó a manipular una computadora; el Perrito (Raúl Alvarado) de quien aprendí a utilizar los estilógrafos, El klard (Carlo Mendoza) con quien, sin saber cómo nos salían los mapas bien bonitos, el Archi (Dr. Osvi) me capacitó para fabricar papalotes; el Panda (Agustín Camacho) gracias por los tramites; el Loco (Eliseo Cerecedo) la Doña (Nayelli Zaragoza); el Oso (Serch SS). A mis compañeros de generación y profesores. Infinitas gracias.

INDICE

	Pág.
Introducción	1
<i>Capítulo I. Aspectos Geográficos</i>	5
1.1. Localización.	5
1.2. Clima.	6
1.3. Hidrografía.	8
1.4. Suelos.	10
1.5. Vegetación.	14
Consideraciones finales.	16
<i>Capítulo II. Geología</i>	17
2.1. Marco tectónico y geológico regional.	17
Consideraciones finales.	28
<i>Capítulo III. Morfometría</i>	30
3.1. Altimetría.	30
3.2. Inclinación del terreno.	36
3.3. Densidad de la disección.	41
3.4. Profundidad de la disección.	45
3.5. Energía del relieve.	49
3.6. Dinámica Geomorfológica.	54
Consideraciones finales.	58
<i>Capítulo IV. Geomorfología</i>	59
RELIEVE ENDÓGENO	60
RELIEVE ENDÓGENO MODELADO	62
RELIEVE EXÓGENO	76
Consideraciones finales.	107
CONCLUSIONES Y APORTES	108
BIBLIOGRAFÍA	111

Introducción

La zona de estudio abarca un área aproximada de 968.76 km², se trata de un territorio complejo en cuanto a variedad litológica y edad, está integrado por porciones de distintas provincias fisiográficas; Cinturón Volcánico Transmexicano al norte, Depresión del Balsas en mayor extensión y la Sierra Madre del Sur en la porción austral. Administrativamente, se integra por partes que pertenecen a los estados de México, Morelos y Guerrero.

El objetivo principal de esta tesis es el análisis geomorfológico de la región de Taxco y zonas adyacentes, a partir de la elaboración de una cartografía detallada a escala 1:35,000 en la cual se representa de manera clara y precisa las formas de relieve, se utiliza como base el mapa topográfico de INEGI E14-A68. También se analizan una serie de mapas morfométricos, donde se muestran las características y dinámica del relieve desde un punto de vista cuantitativo.

Para la elaboración del escrito y los capítulos que lo integran, en primer lugar se recopiló información bibliográfica, misma que sirvió para determinar la relación de las características físico-geográficas y la dinámica geomorfológica. En otro contexto esta búsqueda permitió conocer la geología del territorio estudiado y, de manera indirecta los procesos endógenos y exógenos que intervienen en la génesis, evolución y dinámica del relieve.

En lo que respecta al análisis geomorfológico, se realizó la interpretación de fotografías aéreas a escala 1:37,500 y 1:75,000, cuyo resultado se plasmó en un mapa topográfico escala 1:35,000 tomando como base la metodología propuesta por Bashenina (1977), la cual se tuvo que adaptar a las características particulares de la zona de estudio. La clasificación del relieve toma como punto de partida parámetros genéticos dando lugar a su división en dos grandes rubros: endógeno y exógeno. El trabajo de campo fue una actividad muy valiosa que sirvió para verificar lo realizado en gabinete.

El resultado de lo anterior se encuentra estructurado en cuatro capítulos, de los cuales se hace un breve resumen:

I. ASPECTOS GENERALES. Se analizan las características físico-geográficas como: clima, hidrografía, suelo y vegetación, con el fin de conocer las condiciones naturales del lugar.

En el área de estudio se distribuyen cuatro tipos de climas que varían de los cálidos subhúmedos a los semicálidos subhúmedos, en cuanto a las características hidrográficas, los escurrimientos más importantes son el río Amacuzac con dirección general de NW a SE, al que se unen en la misma orientación los ríos Terrón, Chalma, San Jerónimo y Chontalcoatlán. El arreglo general de los sistemas fluviales es dendrítico denso, lo que sugiere que las condiciones de humedad en el pasado fueron superiores a las actuales.

Con respecto a las condiciones edáficas, se distinguieron 10 tipos de suelos que están en relación directa con la litología de la región; la correlación entre las variables citadas da como resultado el desarrollo natural de una carpeta vegetal de Bosque Mixto y Selva Baja Caducifolia además de cultivos inducidos.

II. GEOLOGÍA. Se hace una revisión y síntesis de los trabajos acerca de tectónica y geología de la zona de Taxco, que permiten conocer las estructuras y la historia geológica de la región.

En este contexto, la zona de estudio se integra por porciones del Cinturón Volcánico Transmexicano, Depresión del Balsas y Sierra Madre del Sur, cada una de estas provincias fisiográficas tiene una génesis distinta, tanto en los tipos de materiales como en edad.

El origen de la región de Taxco se remonta desde el Paleozoico hasta el Reciente, se caracterizan 12 Formaciones geológicas y 3 grupos no definidos. Las 2 Formaciones más antiguas se conforman con diversas rocas de origen volcánico y metamorfozadas en diferente grado. A partir del Jurásico Superior hasta el Terciario las rocas características son las sedimentarias, donde predominan las de origen marino, en particular las calizas y en menor grado lutitas, limolitas y areniscas. También se describen algunos depósitos continentales como los de la Formación Balsas.

Para el Oligoceno la actividad volcánica es la más característica como lo demuestran las tres Formaciones no definidas en la literatura, sin embargo la actividad más importante a partir de ese periodo y durante el Cuaternario son los procesos fluviales.

III. MORFOMETRÍA. En este capítulo se analizan seis mapas que son resultado de la toma directa de datos cuantitativos sobre un mapa topográfico y la utilización de algunos sistemas de información geográfica. Dicha cartografía forma parte de un método indirecto de análisis del relieve y sirve de sustento al análisis morfogenético.

Los mapas altimétrico y de inclinación del terreno son fundamentales en una primera regionalización del relieve en grandes unidades. Densidad y profundidad de la disección permiten la ubicación de zonas donde los procesos exógenos tienen mayor relevancia. En cuanto a la energía del relieve, pone de manifiesto la intensidad de los procesos endógenos en relación a los exógenos. Por último se elabora un mapa de la dinámica geomorfológica, en el cual se muestra áreas susceptibles o con predisposición a presentar procesos geomorfológicos: erosión-acumulación fluvial, inestabilidad de laderas y colapsos cársticos.

IV. GEOMORFOLOGÍA. En este capítulo se analiza la génesis, evolución y dinámica del relieve a partir del mapa geomorfológico; en éste se clasifican las geoformas de acuerdo a parámetros genéticos; endógeno–exógeno. Cabe destacar que dentro de los procesos que modelan el relieve, los más importantes son los fluviales, gravitacionales y los cársticos.

Para ratificar la información contenida en el mapa geomorfológico, se hace imprescindible el trabajo de campo a la zona de estudio donde se comprueba la veracidad del documento cartográfico, al mismo tiempo se recopila información directa de algunas morfologías que en gabinete resultaron complicadas de caracterizar.

CAPÍTULO I. ASPECTOS GEOGRÁFICOS

Considerar los factores geográficos tiene como finalidad contar con un marco de referencia, mediante el cual se identifican las relaciones que existen entre los distintos elementos que integran la naturaleza (morfología, suelo, vegetación e hidrografía), en un espacio determinado: Taxco y sus zonas adyacentes. Este es el objetivo del presente capítulo; a partir del análisis de los distintos factores que integran el espacio geográfico, se podrá entender y justificar la dinámica geomorfológica de la región y de sus relieves asociados.

1.1 Localización.

La zona de estudio comprende un área de 968.76 km², localizada entre los 18° 30' y 18° 45' de Latitud Norte y los 99° 20' y 99°40' de Longitud Oeste. Este territorio está incluido en la Hoja Taxco (INEGI, 1998). La superficie está dividida entre los estados de México, Morelos y Guerrero; la ciudad más importante en la zona de análisis es Taxco (Fig. 1).



Figura 1. El área sombreada representa la zona de estudio.

1.2 Clima.

Los climas cálidos y semicálidos son los más representativos, su distribución depende de la altitud y orientación de las principales estructuras montañosas. En este marco se tienen cuatro tipos de clima y a continuación se explican sus características y distribución (Fig. 2):

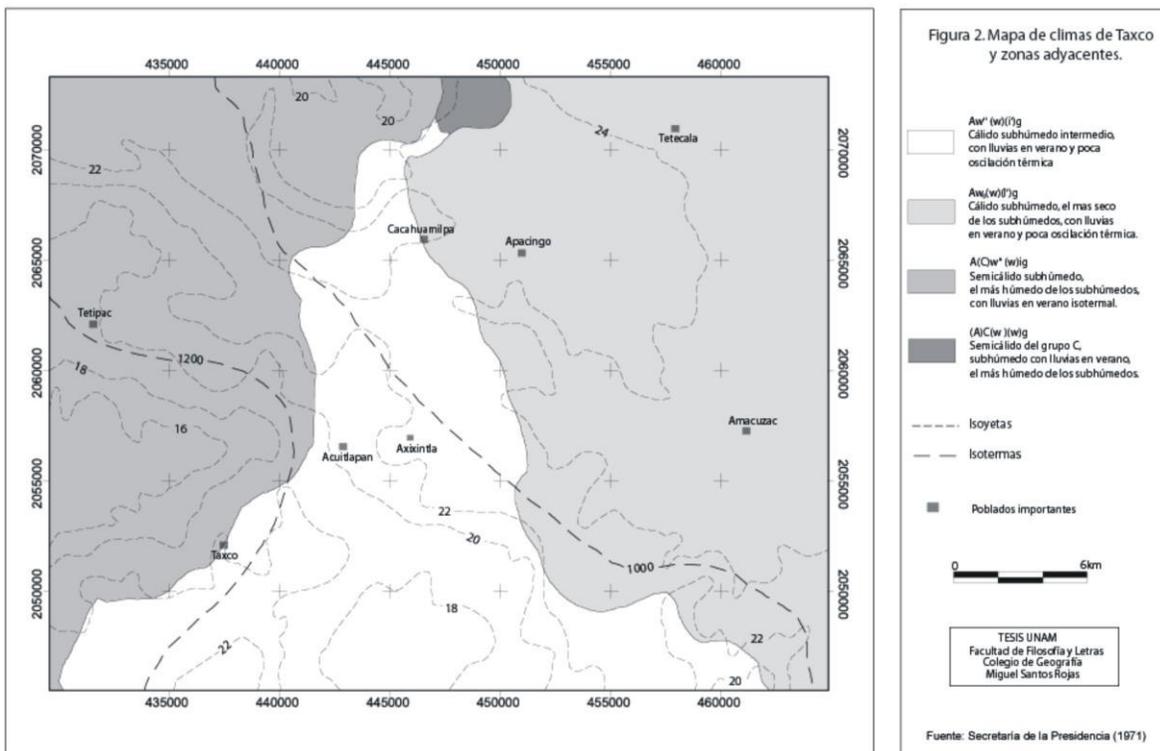


Figura 2. Mapa de climas, donde se muestran la distribución de cuatro tipos climáticos, isotermas e isoyetas.

El primer tipo de clima presente en la zona, es el *Cálido subhúmedo intermedio con lluvias en verano y poca oscilación térmica* (entre 5 y 7 °C) $Aw''1(w)(i')g$. Se considera un clima de transición entre el más seco y el más húmedo de los cálidos subhúmedos, con lluvias en verano; en invierno registra menos del 5% de la precipitación anual (1135.7 mm). El mes más lluvioso es junio (255.5 mm) y febrero el menos húmedo (1.1 mm). La temperatura media anual es de 24.1°C; los meses más calurosos son abril y mayo (27.4°C) y el más frío es enero con 21.5°C. Se distribuye en forma de cono invertido, la base ocupa el extremo sur; a partir de

este sector y con dirección norte, la franja va perdiendo anchura. La porción más angosta se localiza al sur del poblado el Tamarindo (extremo centro-norte). Este emplazamiento tan particular tiene relación con un conjunto montañoso intermedio entre la Sierra Madre del Sur (sector poniente), y relieves poco integrados a manera de rampas y elevaciones aisladas, que se localizan al oriente; la altitud promedio es de 1570 msnm.

Cálido subhúmedo, el más seco de los subhúmedos con lluvias en verano y poca oscilación térmica $A_{w_0}(w)(i)g$. En invierno su precipitación es menor al 5% del total anual (922.8 mm). La lluvia máxima se registra en el mes de agosto (239.4 mm), y la mínima en diciembre con 0.5 mm. La temperatura media anual es de 25° C; el mes más caluroso es mayo con 27.4°C. Los meses de diciembre y enero presentan las temperaturas mínimas: 21.9 y 22°C, respectivamente. Del territorio que se estudia, ocupa la mitad oriente; la máxima extensión se localiza en el extremo norte (Tetecala) y disminuye de manera brusca al sureste. Estas condiciones tienen desarrollo sobre elevaciones aisladas, estructuras mesiformes y lomeríos que presentan una altitud promedio de 1130 msnm.

Semicálido del grupo C, subhúmedo con lluvias en verano, el más húmedo de los subhúmedos $(A)C(w_2)(w)g$. Su régimen pluvial se presenta durante el verano y su porcentaje de lluvia invernal es menor de 5% del promedio anual (1427 mm). Las mayores precipitaciones se registran en agosto (302.5 mm); las mínimas en diciembre (3.9 mm). La temperatura media anual es de 21.6°C; el mes más caluroso es mayo (24.7°C) y enero-diciembre los más fríos (19.7°C). Se distribuye en el relieve montañoso (Sierra Madre del Sur) que de manera local se conoce como Sierra de Taxco. La franja climática es ancha en el centro oeste y se estrecha, casi hasta desaparecer, al suroeste. La altitud promedio de los relieves que son influenciados con las características mencionadas, es de 2240 msnm.

Semicálido subhúmedo, el más húmedo de los subhúmedos, con lluvias en verano, isotermal $A(C)w_2(w)ig$. En invierno registra menos del 5% de la

precipitación anual (1246.8 mm). El máximo de lluvia es de 275.6 mm y está presente en mayo, mientras la mínima de precipitación es característica de febrero (6.2 mm). La temperatura media anual es de 21.3°C; en mayo se registran las máximas temperaturas (23.8°C) y las mínimas en enero y diciembre (19.6°C). El área donde están presentes estas condiciones es poco significativa, se localiza al norte del poblado el Tamarindo (sector centro-norte).

El clima actual no tiene relación con el desarrollo de las formas cársticas que están presentes en Taxco y sus terrenos adyacentes. Con las condiciones de humedad que existen, no es posible un proceso cárstico superficial variado y desarrollado. Su existencia se vincula con condiciones climáticas distintas a las actuales, de mayor humedad a fines del Pleistoceno. No se descarta como otra posibilidad, la influencia de un cambio en la organización de la red fluvial; resultado de la obstrucción de antiguos valles fluviales por coladas de lava.

1.3 Hidrografía.

El escurrimiento más importante de este territorio es el Río Amacuzac, que tiene una dirección de NW a SE a él se conectan respetando la misma orientación, afluentes importantes como Terrón, Chalma, San Jerónimo y Chontalcoatlán; estos últimos dejan de ser superficiales hasta las inmediaciones del poblado El Mogote, y en la gruta de Dos Bocas su curso vuelve a ser epigeo, la unión de ambos conforman el Amacuzac.

A pesar de la existencia de climas cálidos en esta región, el Río Amacuzac presenta un escurrimiento permanente ya que su fuente de alimentación o cuenca alta, se localiza en las inmediaciones del Nevado de Toluca, territorio donde la frecuencia y los milímetros de lluvia, son mayores a los existentes en la región de Taxco.

El diseño fluvial de la zona de estudio sugiere que las condiciones de humedad eran distintas a fines del Plioceno. La existencia de un patrón dendrítico en la mayor parte de este territorio, pone de manifiesto la existencia de una precipitación importante que a pesar de escurrir sobre una superficie permeable, permite que los fluvios no desaparezcan; por tanto las condiciones de precipitación eran suficientes para siempre mantener cauces activos; así lo demuestra la presencia de una gran densidad de cárcavas y barrancos. La integración de estas formas de relieve en cuencas mayores llevó mucho tiempo de acción erosiva, tal vez el mismo lapso en que se mantuvieron las condiciones húmedas.

Desde el punto de vista hidrológico, la región de Taxco comprende la cuenca del Río Tlapaneco (Ff y Fe) y la del Río Balsas-Mezcala (Bh) (SPP, 1981; Fig. 3); la primera se divide en la subcuenca del Alto Amacuzac y del Coatlán; en conjunto ocupan la mayor parte del la zona de estudio. La que pertenece al Balsas-Mezcala está representada por la subcuenca del río Cocula, que tiene su origen en el conjunto montañoso cercano a la ciudad de Taxco.

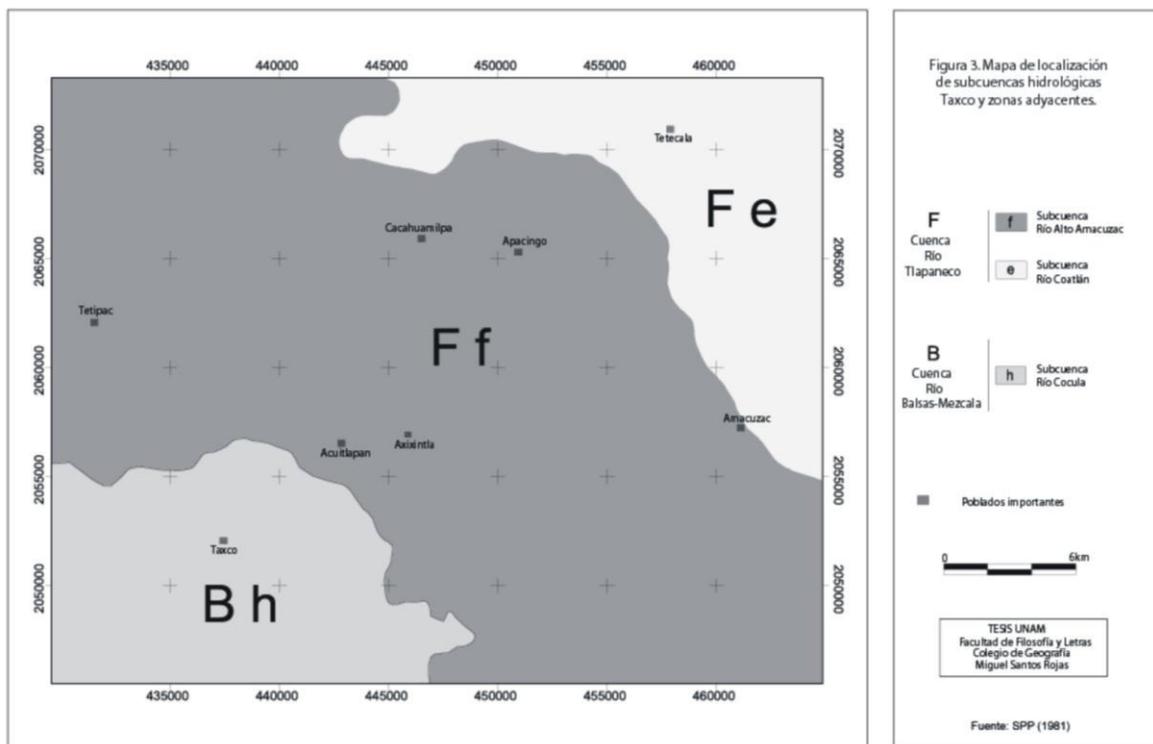


Figura 3. Mapa de distribución de cuencas y subcuencas hidrológicas.

1.4 Suelos.

La formación del suelo depende de variables como el clima, el material parental, los organismos, el relieve y el tiempo. El interés de estudiarlos bajo una perspectiva geomorfológica, se asocia a la existencia de condiciones de erosión o aparente estabilidad; es decir, un suelo que presenta un mayor número de horizontes, se considera como desarrollado y se asocia a condiciones de fitoestabilidad, en donde predominan los procesos pedogenéticos. Por otro lado, los suelos no desarrollados; es decir con pocos horizontes, sugieren la existencia de procesos erosivos agresivos que no permitieron la evolución del sustrato o bien, tiempo insuficiente para que el intemperismo actuara en el desarrollo de la capa edáfica.

Es importante mencionar que la morfología del relieve y el clima, condicionan de manera directa la existencia y la magnitud de los procesos de intemperismo. La información que se presenta tiene su origen en una cartografía especializada (CETENAL, 1982) y se reconocen las siguientes unidades (Fig. 4).

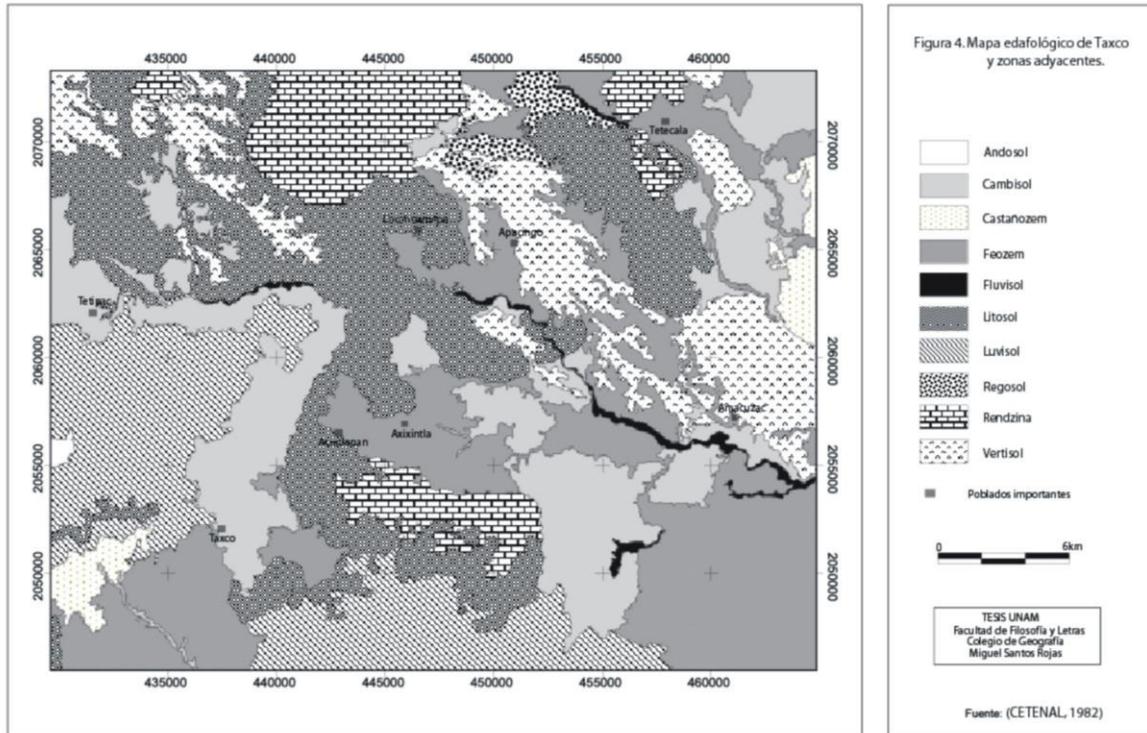


Figura 4. Mapa edafológico, en el cual se muestra la distribución de 11 tipos de suelo.

Andosol. Se deriva de materiales volcánicos, que dentro de sus propiedades pueden mencionarse su alta capacidad de retención de agua, hasta del 200 % (Cuanalo, 1990) y una susceptibilidad a procesos de erosión (fluvial y gravitacional). Estos suelos tienen poco desarrollo, así lo demuestra la existencia de dos horizontes en su evolución: A y C. La materia orgánica no sobrepasa el 10% de su volumen, estas características lo hacen un suelo típico de una región montañosa en donde es posible el desarrollo de una cubierta forestal. En este caso en particular, esta cubierta es parte de una pequeña porción montañosa de la Sierra Madre del Sur, que se localiza al NW de Taxco, donde los andosoles se desarrollan sobre un sustrato volcánico de composición ácida y de edad terciaria que corresponde a la Formación Riolita Tilzapotla (Bonet, 1971).

Cambisol. Su desarrollo ocurre a partir del intemperismo de rocas calizas, ígneas y sedimentarias; su rasgo distintivo es la existencia de un horizonte B cámbico que se distingue del sustrato que lo originó (infrayacente) y del superficial

(suprayacente). La localización de este suelo está en función de afloramientos específicos constituidos de calizas, limolitas, areniscas y rocas volcánicas (Formación Balsas), de piroclastos así como lavas de composición ácida (Formación Riolita Tilzapotla). Este tipo de suelos ocupa la mitad norte (Amacuzac-Apacingo-Tetipac) (Fig. 4).

Castañozem. Su principal elemento distintivo es la existencia de un horizonte A melánico de color pardo oscuro y acumulaciones calcáreas, también llamados horizonte cálcico o gypico; estas características los hacen un buen soporte para la actividad agrícola. Se desarrollan sobre sustratos polilitológicos; es el caso de la Formación Balsas. Los ejemplos más representativos se localizan al SE de Tetecala, constituye superficies de poca pendiente y al SW de Taxco, en laderas de fuerte inclinación que forman parte de la Sierra Madre del Sur.

Feozem. Presenta una capa superficial (horizonte A) de color gris pardo a gris oscuro, esta coloración pone en evidencia un gran contenido de materia orgánica y nutrientes. Su pH varía de ligeramente alcalino a ligeramente ácido; su textura es arenosa y arcillosa, lo que hace que el suelo presente una estructura a manera de bloques angulares y subangulares de tamaño variable. Se considera un suelo fértil, aprovechado principalmente para cultivos de temporada; en la zona de estudio tiene una amplia distribución, excepto el sector NW. Es difícil caracterizar un tipo de sustrato como responsable de su desarrollo, ya que se presenta tanto en sustratos sedimentarios como volcánicos (Fig. 4).

Fluvisol. Son suelos formados a partir de la acumulación de detritos alóctonos, principalmente de acarreo fluvial; de ahí su incipiente desarrollo y la falta de una textura definida. Su existencia depende de la intensidad de los procesos fluviales, que tienen un doble significado; por un lado, los cauces tienen la capacidad de depositar o de erosionar los acarreos. De este factor depende su desarrollo y profundidad. Son característicos de las llanuras de inundación de los ríos Amacuzac, Salado y el Chontalcoatlán.

Litosol. Es un suelo que tiene poco desarrollo, en promedio 10 cm de espesor aproximado, es característico de relieves montañosos; las laderas de fuerte inclinación y los terrenos con cambios bruscos de altitud en distancias cortas, son los ambientes propicios para su desarrollo. Estos suelos se conocen también como *serranos* y es común que se asocien con otros de mayor profundidad, como *rendzinas*, *regosoles*, *feozem*, *acrisoles*, *luvisoles* y *nitrosoles*. Su localización no responde a un arreglo aparente, debido a que la mayor parte del territorio estudiado presenta un relieve montañoso, de tal manera que es difícil reconocer un arreglo en su distribución, la Figura 4 pone en evidencia lo anterior.

Luvisol. Su característica distintiva radica en la lixiviación del horizonte A para formar el horizonte B, este último compuesto de arcillas. Los tipos de luvisoles que existen son el cálcico (con concentraciones de carbonato) y el crómico (con abundante contenido de hierro y materia orgánica). En la zona de estudio se localizan sobre materiales de origen volcánico (Formación Riolita Tilzapotla) y rocas calizas (Formación Morelos).

Regosol. Se derivan de todo tipo de depósitos no consolidados (excepto los aluviales), constituyen la etapa más primitiva en la formación de los suelos, de tal manera que guardan un parecido muy cercano al material que les da origen. Son de textura arenosa cuando se derivan de cenizas volcánicas o de otros derrubios, producto de la erosión. El contenido de arcillas es pobre, no obstante el contenido de materia orgánica es importante. La profundidad que llegan a alcanzar es de pocos centímetros, por tanto es difícil que alcancen un buen desarrollo. Su localización está limitada a un pequeño sector de la porción norte, de manera más precisa; al NW de Tetecala. En esta zona afloran conglomerados polilitológicos y depósitos de flujos de lodo, todos ellos asociados a la Formación Cuernavaca.

Rendzina. Su desarrollo se asocia a la disolución de las calizas; se caracterizan por no alcanzar una profundidad importante; tener una textura arcillosa y ser ricos

en materia orgánica. Se consideran suelos con una alta fertilidad, se localizan al sur de Acuitlapán-Axixintla y al norte de Cacahuamilpa, en todos los casos sobre la Formación Morelos.

Vertisol. Se desarrollan en terrenos planos o ligeramente inclinados (valles, llanuras y lomeríos poco pronunciados); su origen es polilitológico y en dependencia de esta característica, presenta texturas que van desde arenosas hasta las arcillosas. Por lo general, estos suelos son compactos-masivos; en época de sequía se presentan adhesivos y expandibles en la temporada húmeda del año. Esta característica favorece la existencia de grietas de expansión y contracción, de esta manera se favorece la inversión del suelo. Su espesor puede superar el metro de profundidad; son susceptibles a inundarse en la temporada húmeda o por su entorno geomorfológico. Son típicos de los territorios que se localizan al W de Cacahuamilpa y en las cercanías de Apacingo, Tetecala y Amacuzac.

Con base en lo anterior, se afirma que la diversidad edafológica es resultado de la interrelación de diversas variables donde destacan: el material parental, la topografía, el clima, los organismos y el tiempo. Las condiciones climáticas, sin duda juegan un papel determinante en la presencia de los procesos pedogenéticos; en este marco hay que mencionar que el clima actual de la región (semiárido), no corresponde con las condiciones que formaron el suelo actual. A principios del Cuaternario, existían otras condiciones climáticas, a estas hay que atribuirles el desarrollo de la carpeta edáfica que observamos hoy en día en esta zona.

1.5 Vegetación.

La amplitud altitudinal y la continentalidad, características presentes en Taxco y zonas adyacentes; determinan la existencia de una homogeneidad en el clima

(semicálido) y de manera directa limita la existencia de variaciones importantes en la vegetación.

La importancia de tomar en cuenta a la vegetación en un estudio geomorfológico, radica en su carácter protector y de amortiguamiento de los procesos de modelado. La carpeta vegetal en este territorio, está constituida por: Bosque Mixto y Selva Baja Caducifolia; la Figura 5 muestra su arreglo y distribución.

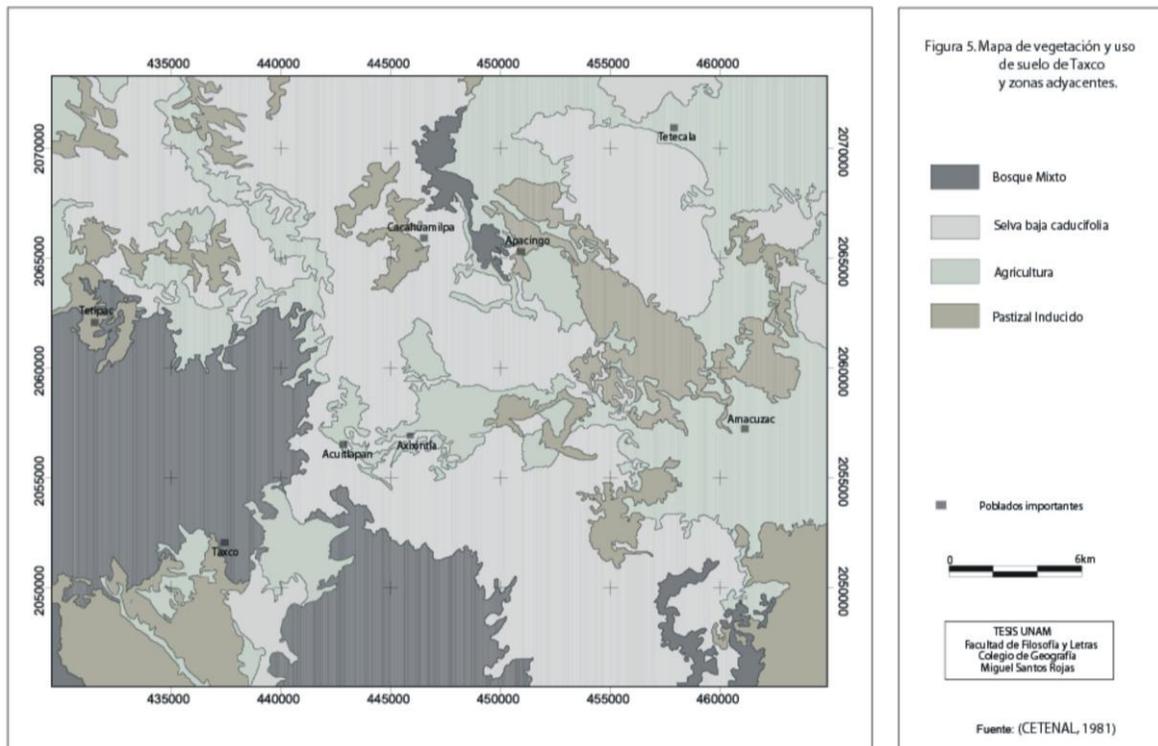


Figura 5. Mapa de vegetación y uso de suelos. Muestra la distribución de vegetación natural, así como de uso agropecuario.

Bosque Mixto. Las especies que lo componen son coníferas latifoliadas; el bosque de pino (*Pinus*) tiene un ligero dominio sobre los encinos (*Quercus*) y el enebro (*Juniperus*). Esta mezcla representa el último piso arbóreo y está influenciado por la altitud; para la región de Taxco se desarrollan desde los 1100 msnm. Si bien los climas semicálidos son los que predominan, la altitud y los consecuentes cambios de temperatura y humedad son los que favorecen la presencia de los bosques mixtos.

Selva baja caducifolia. Representa la vegetación con mayor distribución en esta región; su existencia guarda una estrecha relación con los climas semicálidos; la altura del sustrato arbóreo llega a alcanzar hasta 12 metros, de ahí deriva su nombre. Es importante mencionar que los Cuajotes (*Bursera sp*) es la especie arbórea que predomina (debido a la existencia de sustratos calizos), en la época de secas más del 70% de las especies que integran esta asociación pierden sus hojas.

Consideraciones finales. El análisis del marco geográfico representado por el clima, la hidrografía, suelos y vegetación, ayuda a identificar la complejidad de las relaciones que existen entre ellos y con la dinámica endógena y exógena. Estos factores son los que determinan el arreglo y la morfología del relieve. Del mismo modo, muestran una aproximación de la intensidad de que los procesos modeladores. Con esta información se inicia el análisis morfométrico y geomorfológico del presente trabajo.

CAPÍTULO II. GEOLOGÍA

2.1 Marco tectónico y geológico regional.

La zona de estudio se localiza en la porción centro-sur de la República Mexicana; forma parte de la Provincia Fisiográfica Depresión del Balsas (Álvarez, 1961); su orientación general es de occidente a oriente, las profundidades en esta gran depresión, llegan a ser de hasta 400 m. El límite norte lo define el Cinturón Volcánico-Transmexicano y la Sierra Madre del Sur, define la frontera austral.

El origen de la Depresión del Balsas (DB) no está del todo definido; De Cserna y Fries (1981) considera que la DB no muestra rasgos estructurales que permitan considerar su origen como tectónico. Lugo-Hubp (1990) la define como una fosa tectónica que se desarrolla en asociación con la Sierra Madre del Sur, en proceso de levantamiento, contigua a la Trinchera Mesoamericana y de extraordinaria actividad sísmica.

De acuerdo con Lugo-Hubp y Córdova (1992), la Depresión del Balsas se divide en tres subprovincias: Valle del Balsas-Tepalcatepec; Lomeríos de transición al Cinturón Volcánico Mexicano y Sierras y Valles de Morelos-Guerrero (Fig. 6); es en ésta donde se localiza la zona de estudio; y que al mismo tiempo forma parte de la región geológica: Plataforma Guerrero-Morelos (Morán-Zenteno, 1986). Esta unidad comprende gran parte del Estado de Morelos, algunas porciones de Guerrero y el Estado de México.

La complejidad geológica y estructural de la DB se hace evidente en el momento que se trata de investigar en este territorio o como en este caso, en la región de Taxco y sus áreas adyacentes. Sin duda, otro factor que se suma a la dificultad de interpretación y entendimiento, es el amplio espectro temporal que está presente en toda la DB; desde el Paleozoico hasta el presente. En este lapso, el sustrato ha sido afectado por varios eventos tectónicos; el más relevante sucedió en el Cretácico, donde un proceso de metamorfismo regional afectó extensos depósitos

de rocas volcánicas, que más tarde dieron origen al Esquisto Taxco; este sustrato es el basamento de la secuencia estratigráfica que se analiza en este capítulo.

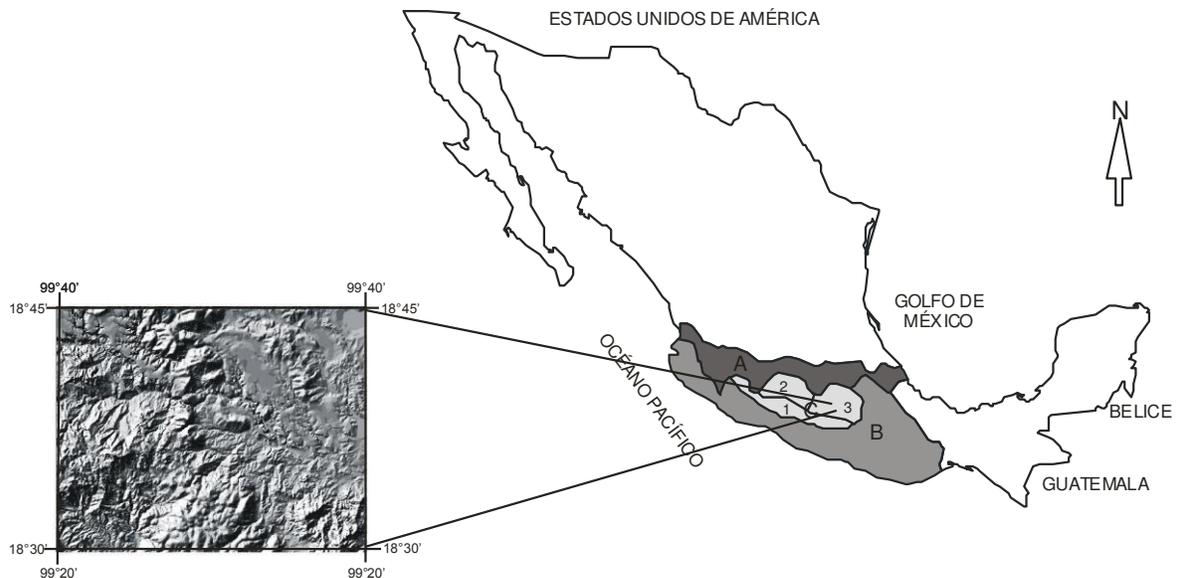
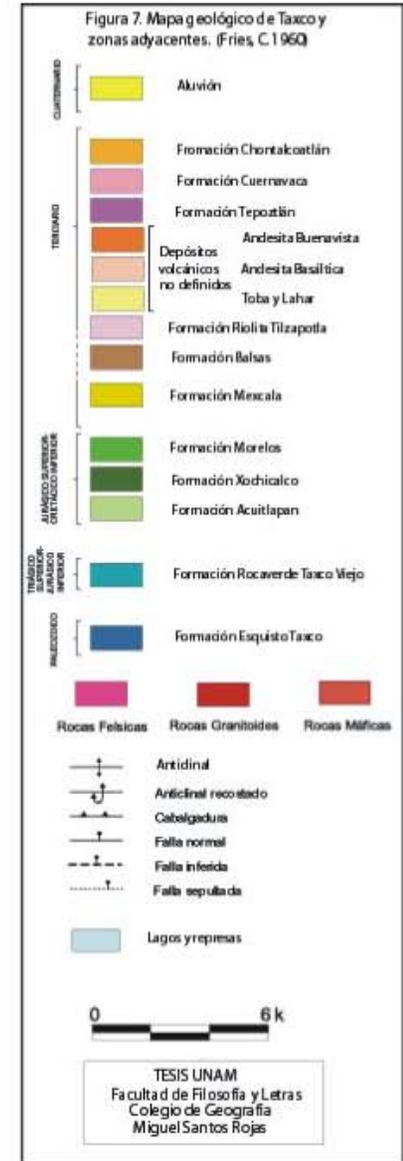
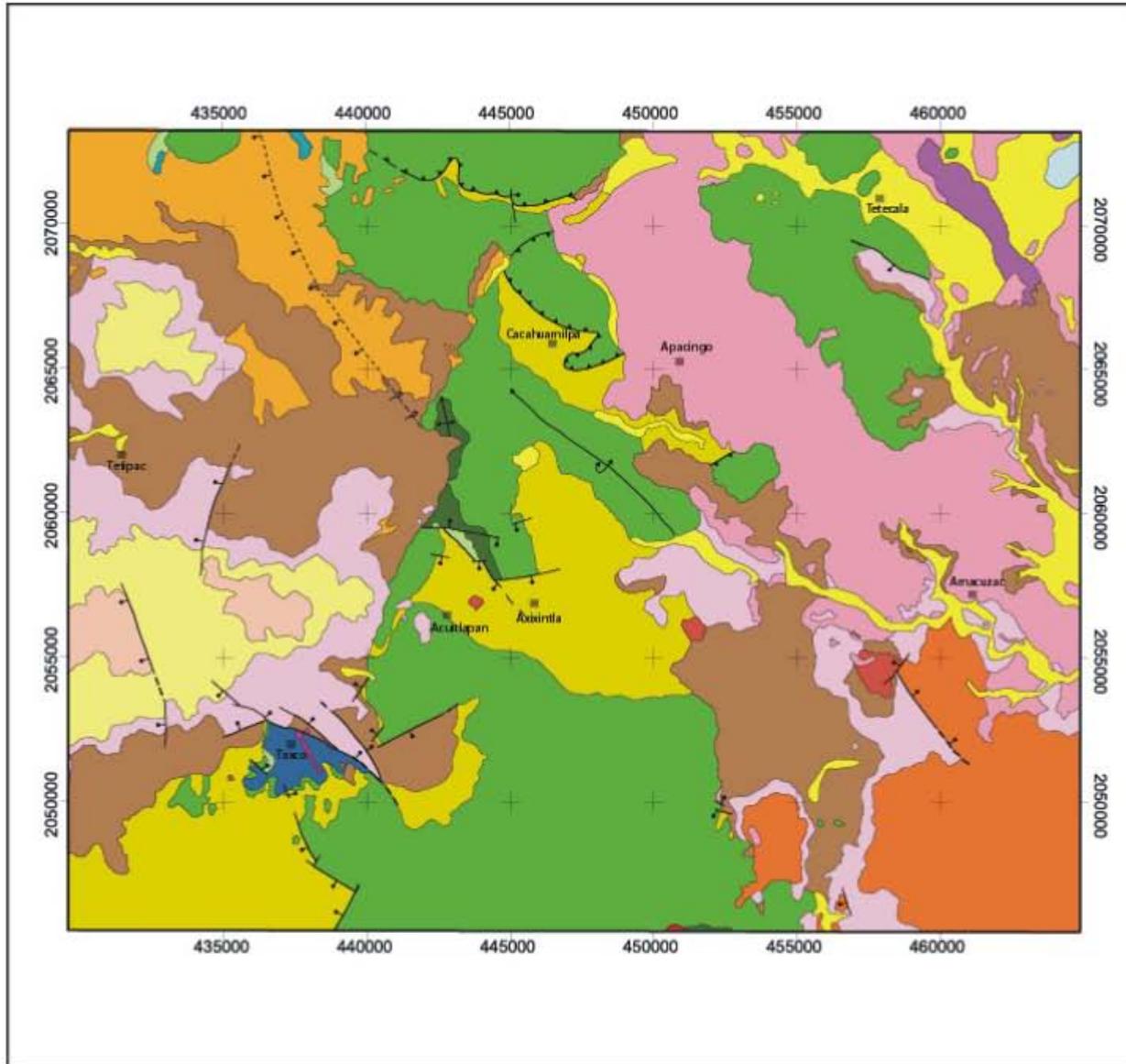


Figura 6. Localización del área de estudio en el contexto fisiográfico del centro de México: A) Cinturón Volcánico Trans-Mexicano; B) Sierra Madre del Sur; C) Depresión del Balsas: 1) Valle del Balsas-Tepalcatepec, 2) Laderas Transicionales al Cinturón Volcánico, 3) Sierras y Valles de Morelos-Guerrero.

Los datos que se exponen a continuación tienen una secuencia temporal de acuerdo con el Tiempo Geológico, de esta manera se trata de hacer una caracterización cronoestratigráfica del sustrato y en la medida de lo posible, definir la morfología que adoptan las rocas cuando afloran en superficie. Ambos aspectos son indispensables en la interpretación de las formas del relieve.

PALEOZOICO

Esquisto Taxco, se reconoce como el sustrato rocoso más antiguo de toda la región, el afloramiento se localiza al este y sureste de la ciudad de Taxco, de ahí su nombre (Fig.7); tobas, brechas y lavas riolíticas están involucradas en su origen (Fries, 1960).



Si bien su edad no está del todo definida, Bonet (1971) la remonta al Precámbrico, por otro lado; De Cserna y Fries (1981) la ubica en el Paleozoico y Fries (1960), concuerdan en el mismo periodo que el autor anterior, pero la sitúa en otra época (Paleozoico Superior). No obstante a estas discrepancias, todos ellos coinciden en dos aspectos: el Esquisto Taxco, es el sustrato más antiguo que afloran en este territorio; de igual manera, forma parte del basamento denominado “Valle de Ixtapan”, sobre el cual sobreyace los distintos materiales que serán analizados en este mismo apartado.

Una característica muy propia del Esquisto Taxco, es la susceptibilidad a los agentes erosivos. En este aspecto tiene que ver la antigüedad de los materiales, así como la alta densidad de estructuras disyuntivas que lo seccionan y hacen apto a desarrollar densas y profundas redes de barrancos. En ningún caso los ríos han llegado a cortar todo el depósito, pero una estimación aproximada del espesor del esquisto, es de más de 300 metros.

TRIÁSICO SUPERIOR – JURÁSICO INFERIOR.

Rocaverde Taxco Viejo, este depósito está constituido por lavas andesíticas, brechas y tobas; cementadas en una matriz de calcita y presenta un metamorfismo que es menor en comparación con el depósito anterior. Los afloramientos de esta Formación Geológica, son dispersos y de pequeñas extensiones, éstos se localizan al noroeste de la zona de estudio, muy cerca de las grutas de “La Estrella” (Fig.7).

De acuerdo con la posición y posibles correlaciones estratigráficas, se ubica en el Triásico Superior (Fries, 1960); el contacto de esta formación con el Esquisto Taxco, está definido por una discordancia angular.

En superficie la Formación Rocaverde Taxco Viejo, constituye las laderas inclinadas e intensamente modeladas de los valles del Salado y Tilcuates; ambos

escurrimientos localizados en el extremo NW de la zona de estudio. La competencia a la erosión que presentan estos materiales, tiene su explicación en la historia compresiva y disyuntiva a la que fueron sometidos durante el Cretácico.

JURÁSICO SUPERIOR – CRETÁCICO INFERIOR.

Formación Acuitlapán, se compone de una serie de capas de filita calcárea interestratificadas con calizas. El afloramiento se localiza al noreste de la población de la que recibe el nombre (Fig.7), en este sector el espesor expuesto es de 120 metros, el total se desconoce. En la zona de interés, los depósitos de este tipo están presentes en la cuenca del río San Jerónimo, pero no son representativos (Bonet, 1971).

La edad de la Formación Acuitlapán no está del todo determinada, De Cserna y Fries (1981) la ubica en el Jurásico Superior; Fries (1960) en el Cretácico Inferior (Neocomiano); Bonet (1971) coincide con el autor anterior en la era más no en el piso; para él corresponde al Aptiano. En cuanto al contacto, es discordante con la Formación Rocaverde Taxco Viejo y de manera ocasional sobre el Esquistos Taxco. La expresión topográfica es difícil de generalizar debido a las reducidas áreas que existen, en este territorio, no obstante se puede mencionar que estos depósitos definen laderas de geometrías rectas-convexas sin otro rasgo morfológico.

Formación Xochicalco, constituida por capas de calizas de espesor variable; en la superficie son delgadas y hacia la base aumentan un poco de espesor (Fries, 1960). El Cretácico Inferior, es la edad que se propone para el depósito (De Cserna y Fries, 1981; Bonet, 1971).

La secuencia completa alcanza los 150 metros y se localiza al noreste de Acuitlapán (Fig.7). Los afloramientos más representativos dentro de la zona de estudio, se ubican en el último sector superficial del río Chontalcoatlán. En este

sector las laderas presentan una inclinación franca, característica que manifiesta una importante consolidación de los materiales, a pesar de tratarse de estratos delgados y plegados. Otro rasgo morfológico característico, se observa en las vertientes SW de los cerros La Corona; Las Bocas y la Silla y al centro de la zona de estudio, en donde definen laderas rectas y convexas con una incipiente disección fluvial.

Formación Morelos, esta unidad está representada por una potente secuencia de calizas y dolomitas, dispuestas en capas que varían de medianas a gruesas. La edad está determinada en el Cretácico Inferior (De Cserna y Fries, 1981; Fries, 1960). En opinión de Bonet (1971), dicha secuencia comienza a depositarse durante el Albiano y termina a principios del Cenomaniano; en cuanto a su espesor real, no se tiene claro, no obstante, en las cercanías de Acuitlapán, existe un afloramiento de 800 metros; que descansa en discordancia angular sobre cualquiera de las formaciones anteriores.

En la zona que se estudia, los afloramientos de la Formación Morelos ocupan grandes extensiones; si se toma en cuenta el poblado de Taxco como punto de referencia, esta unidad ocupa un territorio continuo hacia el SW; siendo el poblado de Acuitlapán su límite norte (Fig.7). A partir de este punto los afloramientos están localizados de manera dispersa (su continuidad se ve interrumpida por rocas de la Formación Xochicalco; que son las inmediatas infrayacentes); pero todos ellos orientados al N – NW, hasta la región de las Grutas de Cacahuamilpa. Hay que mencionar que en este sector, la Formación Morelos está mantecada por flujos de escombros provenientes del volcán Nevado de Toluca (Capra, 2000). En el extremo NW, en las cercanías de Tetecala, aparece un afloramiento más que tiene importancia por el área que ocupa.

En cuanto al relieve, los materiales de dicha Formación, definen morfologías convexas; es posible observar desde promontorios aislados en forma de cúpula, hasta conjuntos montañosos, donde los interfluvios son anchos y planos; o

presentan distintas variantes de convexidad: a manera de “dorsos de ballena”. Los valles son amplios, espaciados entre ellos y sus laderas se inclinan en ángulos entre 45° y 60°. La presencia de formas de relieve tan específicas como dolinas, uvalas, poljes, valles cársticos, mogotes y extensas superficies de lapiaz; ponen en evidencia un importante proceso de carstificación de las rocas calizas; este aspecto será analizado en el capítulo de geomorfología.

TERCIARIO

Formación Mexcala, está constituida por diversas rocas de origen sedimentario: en la base de la secuencia predominan las calizas, sobre estas se depositaron, de forma interestratificada, capas de lutita y limolita. Sobreyaciendo a la secuencia anterior se presentan estratos de arenisca y por último, ocupando la porción superficial, conglomerados derivados de rocas ígneas de composición intermedia. Con respecto a la edad De Cserna y Fries, (1981), considera que esta formación comenzó a depositarse a principios del Cretácico Superior.

El espesor total de la unidad se desconoce; una vez que terminó su deposición, se vio afectado por procesos tectónicos y erosivos intensos, que deformaron y desmantelaron buena parte de los afloramientos; por esta razón la Formación Mexcala puede observarse “descansando” sobre cualquiera de las formaciones más antiguas.

Los afloramientos que se localizan en el territorio, son extensos, los más representativos se localizan al E y SW de Taxco; en las inmediaciones de los poblados de San Francisco Acuitlapán y Axixintla; de la misma forma en las cercanías de la localidad de Cacahuamilpa, hacia el norte (Fig.7).

Al término del depósito de la Formación Mexcala se presentó un periodo tectónico intenso, que dio como resultado estructuras plicativas y disyuntivas. Esta característica fue determinante en la susceptibilidad de los materiales al efecto

erosivo. De esta manera se reconocen cimas interfluviales segmentadas con morfología aguda o de cresta y patrones de drenaje dendríticos muy densos; con un ligero control estructural, donde las profundidades de disección llegan a ser de 60 m.

Formación Balsas, se trata de depósitos continentales que descansan con gran discordancia angular, sobre todas las formaciones anteriores. La litología que integra esta unidad es variada, la parte basal consiste en arcillas rojizas, pardas y verdosas interestratificadas con capas yesíferas, cubiertas por una sucesión de estratos de caliza lacustre de espesor variable. Sobreyaciendo se encuentran estratos de conglomerado de calizas, cementados por una matriz rojiza. Los conglomerados corresponden a clastos de las formaciones Cuautla y Morelos (del Cretácico). En esta unidad también es posible reconocer intercalaciones de lavas basálticas y andesíticas con sus respectivas brechas; la matriz que consolida estas rocas, tiene una composición tobácea. Es la formación más antigua del Terciario (De Cserna y Fries, 1981), aunque puede variar desde finales del Eoceno hasta mediados del Oligoceno (Bonet, 1971).

Existen cuatro afloramientos importantes en la zona de estudio, el primero, representado por dos sectores que se localizan al este y oeste del poblado de Taxco. El segundo, y más importante por su extensión, ocupa la porción NW y se asocia a la cuenca del Río Chontalcoatlán. El tercero, comprende las poblaciones de Santa Fe Tepetlapa, San José el Potrero y Huajintlán, en el sector SW; y al NE del poblado de Coauchichinola aflora el último de ellos (Fig.7). Fries (1960) estima que su espesor puede superar los 2,500 metros.

La diversidad litológica de esta unidad tiene influencia directa en la expresión del relieve, entre ellas se reconocen laderas con geometrías cóncavas y rectas de corta longitud, disectadas intensamente por drenajes de carácter dendrítico denso. En terrenos donde hay predominio de materiales deleznable como limos, arenas

y conglomerados poco cementados la disección es severa, parecida a la que caracteriza a la Formación Mexcala.

Formación Riolita Tilzapotla, según Bonet (1971), los materiales que constituyen esta formación son lavas, brechas y tobas; todos ellos de composición riolíticas y dispuestos en capas gruesas. La edad del depósito está establecida al final del Oligoceno Medio o Superior; ya que descansa de manera concordante sobre las capas más recientes de la Formación Balsas (Eoceno-Oligoceno; De Cserna y Fries, 1981). En este marco, existe otro dato al respecto; Fries, (1960) establece una edad absoluta de 26 millones de años para estas rocas.

El espesor de la unidad está calculado en 200 metros, no obstante los afloramientos que existen en la zona de estudio no superan los 60 metros; éstos se localizan de manera dispersa y sin un arreglo aparente. El más importante de ellos en cuanto a su continuidad y área que ocupa, se encuentra entre las poblaciones de Taxco y San Gregorio, porción SW del territorio en estudio (Fig.7).

La morfología que definen estos materiales es de laderas y elevaciones aisladas, que presentan una inclinación gradual así como geometrías convexas y rectas. Estas características del relieve tan poco contrastantes, favorecen la existencia de un drenaje subdendrítico o subparalelo poco integrado, donde los cauces no alcanzan los 10 m de profundidad; en estos territorios, los procesos fluviales no son del todo representativos.

Depósitos volcánicos no definidos, están constituidos de tres sustratos rocosos que no tienen categoría de Formación; se les asocia con la “Faja Tectónica Mexicana” (De Cserna y Fries, 1981) y con el “Centro Volcánico de Buenavista” (*Ibíd.*) y son los siguientes:

Toba y lahar, sobreyace a la Fm. Tilzapotla, por consiguiente su edad se establece en el Mioceno (*Ibíd.*). La composición de estos

materiales es intermedia.

Los afloramientos expuestos en el área de estudio son dos, ambos se localizan en la porción oeste; el de mayor área se ubica al N y NW de Taxco y el segundo al N y NE del poblado de Tetipac (Fig.7).

La expresión morfológica de estos depósitos está determinada por un relieve preexistente (Fm. Riolita Tilzapotla), los lahares rellenaron de forma parcial o sepultaron antiguos valles fluviales y las tobas mantearon la superficie.

Andesita Basáltica. La edad se establece en un periodo que va desde el Mioceno hasta principios del Plioceno (*Ibíd.*) y corresponden a derrames de lava que presentan una moderada disección fluvial. Existen dos afloramientos que se localizan al N y NW de Taxco; en ambos casos se disponen en la cumbre del conjunto montañoso *cerro* Huixteco (Fig.7). En este sector los depósitos volcánicos, definen cimas interfluviales continuas y simétricas. Por otro lado, la discontinuidad espacial de esta unidad, tiene relación con la existencia de estructuras disyuntivas que dividen este sector montañoso en una secuencia de bloques escalonados que descienden hacia el SW y que adoptan una morfología de gradería.

Andesita Buenavista, se trata de una secuencia interestratificada de lavas, brechas y tobas de composición andesítica; al ser suprayacente a la Riolita Tilzapotla se ubica a finales del Oligoceno Superior y principios del Mioceno (*Ibíd.*).

En la zona de estudio un afloramiento de gran extensión se localiza al SW del poblado de Amacuzac (Fig.7); su morfología

denota procesos fluviales intensos que incluso han desmembrado y modificado la expresión original del relieve.

Formación Tepoztlán, está constituida por detritos volcánicos de composición andesítica dispuestos en capas horizontales, que se intercalan con materiales heterogéneos y mal clasificados; se han interpretado como lahares. De acuerdo con la posición estratigráfica que guardan, se le asigna una edad del Terciario Medio. De acuerdo a Bonet (1971), la deposición dio comienzo a fines del Oligoceno y terminó a principios del Mioceno.

Esta Formación aparece en el extremo NE y comprende el poblado de Mazatepec (Fig.7); al no ser un sector representativo del afloramiento, no es posible dar un dato confiable respecto a su espesor, ni caracterizar su morfología ya que para este sector solo es posible distinguir dos promontorios menores a 50 m de altura relativa.

Formación Cuernavaca, se trata de un conglomerado volcánico que corresponde a un ambiente fluvial y que fue depositado en capas discontinuas de espesor variable y con distintos ángulos de inclinación. Dentro de este conjunto se han identificado materiales laharíticos provenientes del volcán Nevado de Toluca. La edad de la Formación no se conoce con exactitud, aunque a través de correlaciones estratigráficas se calcula a finales del Plioceno e inicios del Pleistoceno (Fries, 1960).

En cuanto a su localización, ocupa el cuadrante NE de la zona de estudio y de NW a SE comprende los poblados de Cavaría, Apancingo, Contlalco y San Gabriel Las Palomas (Fig.7). Una rampa ligeramente inclinada caracteriza la morfología de estos depósitos; sobre ella se ha desarrollado un patrón de drenaje que varía de subdendrítico a subparalelo; desarrolla barrancos angostos y profundos, separados por interfluvios anchos y planos.

Formación Chontalcoatlán, se trata de conglomerados cementados por una matriz aluvial-piroclástica (De Cserna y Fries, 1981); se compone de dos unidades: la primera, se reconoce por ser una secuencia de conglomerados con espesor de 100 metros. Sobre esta yace la segunda unidad, que consiste en dos depósitos de avalancha de escombros que tuvieron su origen en el volcán Nevado de Toluca y que llevan el nombre de depósitos Pilcaya y Mogote. El espesor de ambos no sobrepasa los 15 cm (Capra, 2000). La edad se establece a finales del Plioceno e inicios del Pleistoceno, se considera contemporánea de la Formación Cuernavaca.

Los afloramientos expuestos en la zona de estudio, se localizan al NW, como puntos de referencia se tienen los poblados de Piedras Negras y El Mogote. La morfología característica es de mesetas, con superficies casi horizontales y flancos abruptos de hasta 300 m.

CUATERNARIO

Aluvión, corresponde a los depósitos más recientes, se trata de arenas y gravas que se distribuyen en los amplios lechos de los principales escurrimientos fluviales. Las arenas finas, limos y arcillas son características de antiguas superficies lacustres; las arcillas residuales ocupan en el fondo de dolinas. La edad de estos sedimentos cubre un lapso de tiempo que va desde el Pleistoceno hasta la actualidad.

Consideraciones finales. El conocer la secuencia litoestratigráfica y el origen de los materiales que constituyen la región de Taxco y sus zonas adyacentes (Fig.8), es el primer paso en el reconocimiento de este territorio; el origen, la morfología y la susceptibilidad a la erosión de las formas de relieve, sólo pueden ser comprendidas en función del conocimiento de la evolución geológica, de ahí la necesidad de contar con este apartado.

ERA	SIS-TEMA	SERIE	PISO EUROPEO	EDAD M.A.	FORMACIÓN	
CENOZOICO	Terciario	Reciente Pleistoceno		0.6	Aluvión y Travertino	
		Plioceno		12	Formación Chontalcoatlán, Formación Cuernavaca	
		Mioceno		25	Andesita Basáltica, Andesita Buenavista, Formación Tepoztlán	
		Oligoceno		40	Riolita Tilzapotla	
		Eoceno		60		
		Paleoceno		70	Formación Balsas	
CRETÁCICO	Superior	Golfiano	Maestrichtiano	85		
			Campaniano			
			Santoniano			
			Coniaciano			
			Turoniano			
	Inferior	Comancheano	Cenomaniano	100	Formación Mexcala	
			Albiano Superior			
			Albiano Medio			
			Albiano Inferior			
			Aptiano			
MESOZOICO	Jurásico	Superior	Necomiano	135	Formación Morelos	
			Barremiano			
			Hauteriviano			
			Valanginiano			
			Berriasiano			
		Medio	Liásico	Tithoniano	180	
				Portlandiano		
				Kimmerigdiano		
				Oxfordiano		
				Calloviano		
Inferior	Liásico	Batoniano	220			
		Bajociano				
		Aaleniano				
		Toarciano				
		Pliensbachiano				
TRIÁSICO	Superior	Triásico Superior	220	Formación Xochicalco		
		Triásico Medio				
		Triásico Inferior				
PALEOZOICO	NODIFERENCIADO				Formación Acuitlapán, Rocaverde Taxco Viejo, Esquisto Taxco	

Fig. 8. Secuencia cronoestratigráfica de la región de Taxco y zonas adyacentes (Fries, 1960).

CAPITULO III. MORFOMETRÍA

El análisis morfométrico es la manera cuantitativa de caracterizar el relieve, el principio básico consiste en aislar características morfológicas del terreno (alturas relativas; profundidades de los valles, etc.), sobre el conjunto general del relieve. Con el fin de hacer evidentes las variaciones métricas que se suceden en el terreno (continuas, progresivas, bruscas), para poder representarlas en un mapa.

Por otro lado, los contrastes en los valores o la falta de ellos, indican en la mayoría de los casos, la existencia y la dinámica de un determinado proceso modelador, estos aspectos son tratados en el presente capítulo.

La caracterización morfogenética del territorio de Taxco es el objetivo principal de esta investigación; en este marco y con el fin de lograr la meta, se elaboraron los siguientes mapas morfométricos: altimétrico, inclinación del terreno, profundidad y densidad de la disección, energía del relieve y uno de dinámica geomorfológica donde se integraron y correlacionaron los datos obtenidos en cada uno de los mapas mencionados.

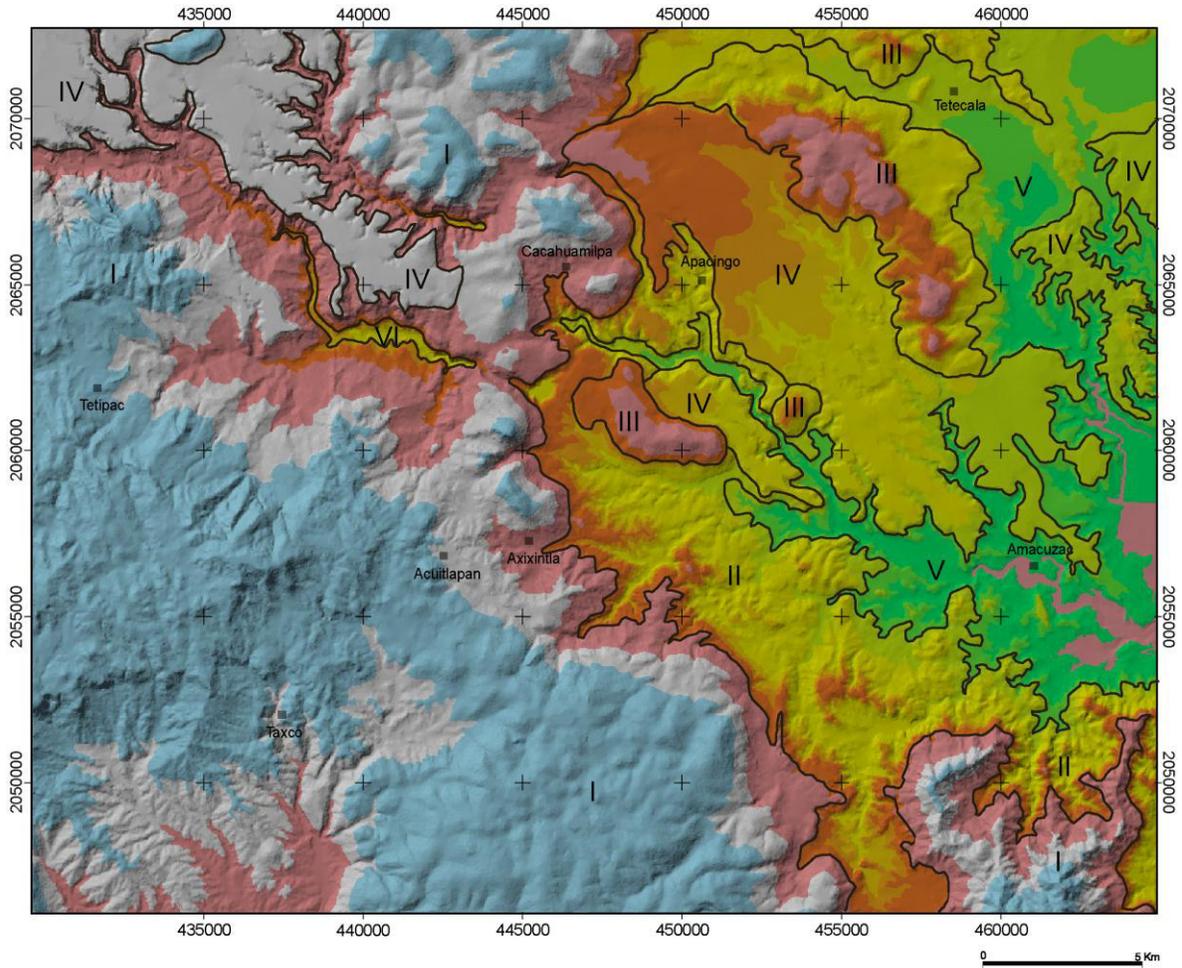
La metodología usada en la obtención de datos y elaboración de los mapas morfométricos, tiene como punto de partida la carta topográfica 1:50 000 de Taxco (INEGI, 1998). En este documento las coordenadas UTM se representan con una retícula que define superficies de 1 km², es en ellas donde se realizan las mediciones o captura de datos. Con esta información se alimentaron las hojas de cálculo del programa Excel (2007), para después continuar el proceso analítico en el Sistema de Información Geográfica, Arc View 3.3. Los mapas resultantes fueron sobrepuestos en un Modelo Digital del Terreno (MDT), con el fin de facilitar su manejo e interpretación, misma que a continuación se explica.

3.1 ALTIMETRÍA. A partir de este documento se hace posible identificar *pisos*, variaciones y contrastes altitudinales, de esta manera es posible establecer

regiones, que reflejan posibles vínculos con la tectónica local, tipo roca, la intensidad de los procesos exógenos y su dinámica. Esta gama en posibilidades de interpretación, hacen de esta cartografía el punto de partida en el análisis morfométrico.

Para su elaboración fue necesario determinar los valores altitudinales de la zona de estudio (altura absoluta), con este fin se tomó en cuenta la retícula de las coordenadas UTM. En cada intersección de dicha malla, se realizó la lectura del dato, de esta manera se obtuvo una muestra de 918 valores, en donde el mínimo fue de 880 msnm y el máximo alcanzó los 2580 msnm.

La información que se obtuvo fue procesada en el SIG ya mencionado, lo que facilitó el análisis y elaboración del mapa correspondiente. El tratamiento de los datos dio inicio con la elaboración de siete histogramas de frecuencia, cada uno con rangos variados (5, 7, 8, 9, 11, 15 y 17). El análisis de cada uno de ellos (distribución de los datos y su reflejo morfológico), determinó que el de 11 rangos tenía una relación estrecha con la topografía del lugar. Es decir, reflejaba un mayor número de detalles morfológicos (formas de relieve) en los valles principales y sus afluentes, a partir de este criterio fue posible establecer las siguientes regiones morfológicas: I. Montaña; II. Premontaña; III. Sierras menores; IV. Mesas piroclásticas; V. Valles amplios de fondo plano y VI. Valles superficiales-subterráneos (Fig. 9).



Valores en msnm	Regiones morfológicas	
1600 - 2580	I. Montaña	
1400 - 1600		
1200 - 1400	II. Premontaña	
1140 - 1200		
1120 - 1140	III. Sierras menores	IV. Mesas piroclásticas
1100 - 1120		
1000 - 1100	VI. Valles superficiales - subterráneos	
960 - 1000	V. Valles amplios de fondo plano	
940 - 960		
900 - 940		
880 - 900		

Figura 9. Mapa altimétrico en el que se muestran las regiones morfológicas de la zona de estudio. Las máximas elevaciones se concentran en la Montaña (1200 – 2580 msnm), mientras que en los Valles amplios de fondo plano, las altitudes bajas dominan dentro de un rango entre 880 y 1000 msnm.

I. Montaña. Esta región comprende desde los 1200 a 2580 msnm, representa la altitud máxima de la zona que se estudia. Se distribuye en el sector occidental la

mayor parte, también existe una pequeña porción en el sector SE. La característica de esta unidad es la existencia de marcados contrastes altitudinales en distancias cortas, morfología heterogénea y laderas con geometría e inclinación diversa.

La génesis de este territorio es múltiple, existen formas de origen volcánico de edad terciaria (edificios, domos, coladas de lava y depósitos piroclásticos). Sobre ellos se han desarrollado sistemas de drenajes bien integrados, que definen patrones dendríticos y subdendríticos; característica que pone en evidencia una dinámica intensa y prolongada de los procesos fluviales sobre esta superficie.

Las calizas mesozoicas son las rocas que predominan en la mayor parte de la zona de montaña, no obstante su antigüedad y su competencia al efecto erosivo, no favorece el desarrollo de sistemas fluviales bien integrados; por el contrario, las particularidades del sustrato hacen que el agua superficial se filtre y desarrolle importantes sistemas de ríos subterráneos. En cuanto a la morfología de las laderas de montaña, se pueden definir como superficies heterogéneas, en longitud, orientación, inclinación y con variadas combinaciones entre geometrías rectas, cóncavas y convexas.

Por último, hay que mencionar que al N-NW de la zona de montaña, existe en el piso altitudinal más alto, una amplia superficie sub-horizontal, ligeramente inclinada y con morfología de mesa. Esta particularidad se explica a partir de numerosos flujos piroclásticos que rellenaron y nivelaron la porción cumbral del mencionado sector. Estos detritos volcánicos se vinculan con el Nevado de Toluca y se explican en un apartado más adelante.

II. Premontaña. La mayor parte de esta unidad ocupa el cuadrante sureste de la zona de estudio y es aquí donde mantiene continuidad, amplitud, dirección preferencial (SE-NW) y una altitud que varía entre los 960 y 1200 msnm. Este

territorio se considera una zona de transición entre las montañas, las mesas piroclásticas y los grandes valles; por tanto, es un espacio complejo.

Las rocas al ser variadas en tipo y edad condicionan una dinámica fluvial diferencial, que se hace evidente a partir del desarrollo de relieves complejos en morfología, arreglo espacial e inclinación del terreno. Este último aspecto favorece la existencia de procesos gravitacionales (caídas), recurrentes en las laderas escarpadas que limitan las mesas piroclásticas.

III. Sierras menores. Esta unidad está integrada por cuatro conjuntos montañosos aislados que sobresalen del terreno adyacente con 250 m de altura relativa aproximada. Se constituyen de sustratos plegados de calizas del Cretácico Inferior, su origen tiene que ver con la existencia de un relieve plegado antiguo, que fue cubierto por capas potentes de acarreo fluviales; dinámica que se ve interrumpida con la deposición de detritos volcánicos (flujos piroclásticos). De esta manera la porción cumbral de los anticlinales quedaron como promontorios separados, sin arreglo aparente y con una altitud que varía entre los 1000 y 1400 msnm.

La morfología de esta unidad está caracterizada por laderas abruptas que alternan geometrías cóncavas y rectas. Los escurrimientos son escasos y no llegan a integrar un arreglo fluvial definido, debido a la alta permeabilidad del sustrato.

IV. Mesas piroclásticas. Se trata de superficies sub-horizontales, de hasta 6° de inclinación y flancos abruptos; son continuas al NE y NW, característica que se pierde en dirección SE. En la zona de Cacahuamilpa los relieves mesiformes se fragmentan en áreas muy pequeñas y su altura relativa heterogénea.

Las estructuras mesiformes del NE tienen una altitud que varía de 1200 a 960 msnm. Sobre esta superficie la erosión fluvial ha desarrollado un sistema de

drenaje subdendríticos abierto (poco denso), donde los cauces principales son largos con una ligera sinuosidad, mientras que los afluentes son de poca longitud.

Las mesas del NW se localizan dentro de la zona de montaña y por tanto presentan una mayor altitud; entre 1600 y 1400 msnm. La dinámica exógena en este sector, está a cargo de los procesos fluvial y gravitacional. La acción de los ríos, los primeros, es característica de la porción cumbre; es decir, una amplia superficie sub-horizontal que se inclina ligeramente al SE. Sobre ella se han desarrollado patrones de drenaje pinado con numerosos saltos de cabecera, característica que está condicionada por la textura de los detritos volcánicos (alternancia entre gruesos y finos) y a su disposición (pseudoestratos).

Otra particularidad de estas estructuras son sus fronteras, si se observan en planta son sinuosos; la causa, existencia de numerosos circos de erosión activos (cabeceras). En los sectores con mayor inclinación, los bordes presentan repetidos desprendimientos de materiales y dejan su huella distintiva (escarpes).

V. Valles amplios de fondo plano. Son característicos de la porción oriental y al mismo tiempo representan los territorios más deprimidos de esta zona, la altitud varía entre los 1000 y 880 msnm. Amplias llanuras aluviales con sistemas de terrazas bien definidos, son los relieves característicos de esta unidad. En este marco destacan la de los ríos Chalma y Amacuzac. En general, se puede afirmar que la deposición y el aluvionamiento, es la dinámica que predomina en esta región.

VI. Valles superficiales-subterráneos. Esta unidad es compleja, en ella se conjugan procesos cársticos, fluviales superficiales y subterráneos. En este contexto se encuentran el sector superficial de los ríos Chontalcoatlán y San Jerónimo, antes de cambiar a un sistema de drenaje subterráneo. En el primer caso el valle ciego termina a 1200 msnm y en el segundo, a 1400 msnm.

Una vez que ambos cauces recorren de manera subterránea un amplio sector de la zona de montaña, vuelven a aparecer en superficie a partir de una surgencia común que se conoce como Dos Bocas (1100 msnm) y que es parte del complejo de las Grutas de Cacahuamilpa.

El análisis del mapa altimétrico permitió establecer seis unidades mayores del relieve, cada una de ellas con una altitud y morfología particular, lo que evidencia su génesis y los procesos que actúan sobre ellas. La importancia de esta regionalización, radica en que es el punto de referencia y comparación entre los distintos parámetros morfométricos que se han obtenido en los mapas temáticos que integran este capítulo.

3.2 INCLINACION DEL TERRENO. Esta cartografía representa el declive del terreno en un plano, de esta manera es posible visualizar áreas con una misma o con distintas inclinaciones y definir relieves tan específicos como superficies planas, rampas o escarpes; además de los procesos potenciales para cada caso (sedimentación o gravitacionales)

La elaboración del mapa consiste en transformar la distancia entre curvas de nivel a valores de pendiente, basado en la función trigonométrica tangente, expresada de la siguiente manera (Alvarado-González, 2003):

$$P = Dv \div Dh \times \tan^{-1}$$

Donde:

P = pendiente

DV = distancia vertical

DH = distancia horizontal

En la elaboración de este mapa se utilizó el SIG Arc View 3.3, esta vía permitió la obtención de 4 variantes; cada uno con intervalos de inclinación diferente (3, 5, 6 y 8 rangos). El siguiente paso fue analizarlos y confrontarlos con el mapa altimétrico, de esta manera se decidió que el documento que dividía la zona de estudio en 6

rangos de pendiente era el correcto, ya que mostraba una mayor correspondencia con las unidades geomorfológicas mayores (Fig. 10).

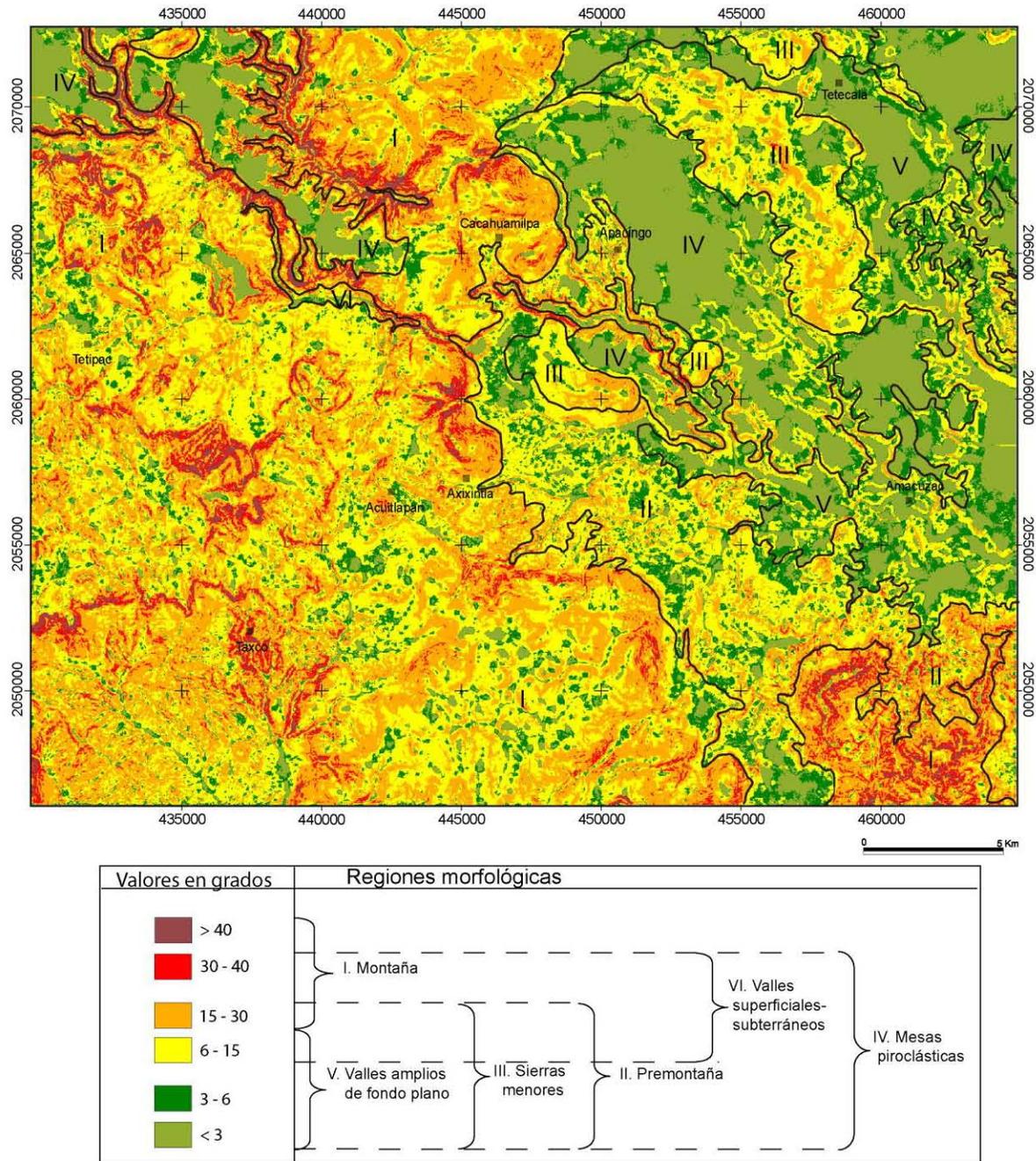


Figura 10. Mapa de inclinación del terreno. La zona de montaña muestra una marcada heterogeneidad de declives, también es posible distinguir la existencia de amplios y largos valles fluviales que seccionan este espacio. Las cinco unidades restantes, presentan una disminución gradual en cuanto a la inclinación de su superficie, cambios que tienen que ver con la existencia de sustratos sedimentarios (calizas del Cretácico), que alternan con capas potentes de detritos fluviales y volcánicos, que han suavizado el relieve.

I. Montaña. (15-30; 30-40 y > 40)

Esta unidad abarca casi un 50% del total de la zona de estudio y presenta un amplio rango de inclinaciones a lo largo de su superficie, desde 15° hasta pendientes mayores a 40°.

Las pendientes entre 15° y 30° definen el límite de esta unidad morfológica con las demás, por lo general con la Premontaña. A su vez, marcan un cambio litológico entre las calizas del Cretácico al E de dicha unidad, con las morfologías volcánicas del Terciario al SW. Este rango delimita las superficies cumbreles, con menores inclinaciones a lo largo de la Montaña y en la porción SW, cercana a Taxco, muestra con claridad numerosos valles en “V”.

El rango entre 30° y 40° se distribuye principalmente en la zona que limita con la mesa piroclástica al NW y marca un área donde los procesos gravitacionales son comunes. Este rango también se observa en la porción occidental y es frontera entre formaciones de distinta edad y material (Riolita Tilzapotla, Toba y Lahar, y Andesita Basáltica). También distingue diferentes estructuras disyuntivas con orientación E-W en las cercanías de Taxco. En el sector SE (de origen volcánico) definen laderas rectas dentro de un relieve intrincado.

Las inclinaciones que superan los 40° son características de los valles de los ríos Chontalcoatlán y San Jerónimo. También se distribuyen en las cimas de los promontorios montañosos más elevados al W (máxima altitud del territorio) y en el sector SE, así como en rupturas de pendiente relacionadas con cambios litológicos y estructuras disyuntivas.

Las pendientes de 30° - 40° y más de 40°, por lo general se ubican en los mismos sectores, se relacionan con procesos de ladera y en ocasiones definen límites entre unidades (Montaña – Mesas piroclásticas).

II. Premontaña. (< 3; 3-6; 6-15; y 15-30)

Esta unidad se integra de pendientes que varían desde las menores a 3° hasta los 30°. Las inclinaciones por debajo de 6° (menores a 3° y entre 3° - 6°) representan los fondos de los afluentes del río Amacuzac con elevaciones que van de los 960 hasta los 1100 msnm con un patrón de drenaje subdendrítico. El rango de 6° a 15° es el de mayor distribución en esta región y se relaciona con los parteaguas. Por último, los valores entre 15° y 30° definen las laderas de los valles más profundos, así como de algunas elevaciones menores dispersas en esta unidad que no superan los 1200 msnm. Esta variada gama de inclinaciones exhibe una intensa dinámica exógena donde predominan los procesos fluviales.

III. Sierras Menores. (< 3; 3-6; 6-15 y 15-30)

En esta unidad las pendientes van desde menos de 3° hasta los 30°. El intervalo que agrupa inclinaciones menores a 6° (menores a 3° y entre 3° - 6°) es más representativo en las porciones más bajas donde domina la acumulación de materiales. No obstante, estas mismas pendientes son características en las superficies cumbreles de la unidad.

El rango que abarca de 6° - 15° se dispone en una proporción predominante en esta unidad y es una transición entre los procesos de erosión y la sedimentación. Los valores de pendientes entre 15° - 30° se localizan a lo largo de las elevaciones más representativas de los dos conjuntos montañosos al NE, mientras que en los dos que se ubican al centro del territorio están relacionados con importantes rupturas de pendiente que limitan con las Mesas piroclásticas.

IV. Mesas Piroclásticas. (< 3; 3-6; 6-15; 25-30 y 30-40)

En esta unidad predominan las superficies subhorizontales caracterizadas por pendientes menores a 3°. El cambio de pendientes en los flancos de 3° - 6° en el

sector central del territorio define cabeceras que en la mayoría de los casos dan origen a barrancos alargados y sinuosos, mientras que en la porción NW indican el desarrollo de cabeceras por erosión remontante.

El rango de 6° - 15° se distribuye en la porción central de la zona de estudio y representa los fondos de los valles; por otro lado, el intervalo de 15° - 30° se ubica en el sector NW e indica las laderas de valles cortos y profundos dispuestos en un patrón de drenaje pinado, relacionados con procesos de ladera como caídas.

V. Valles amplios de fondo plano. (< 3; 3-6 y 6-15)

Son amplias extensiones de terreno ubicadas en el sector oriental del territorio. Las inclinaciones menores a 3° se relacionan con las planicies de los ríos Amacuzac y Chalma, así como la planicie lacustre del Lago Coatetelco. Tanto las pendientes que van de 3° - 6° y de 6° - 15° corresponden a las laderas de los afluentes de los cauces principales. En esta unidad predominan los procesos de acumulación que definen formas de relieve como terrazas y llanuras de inundación, en elevaciones entre los 880 y 1100 msnm.

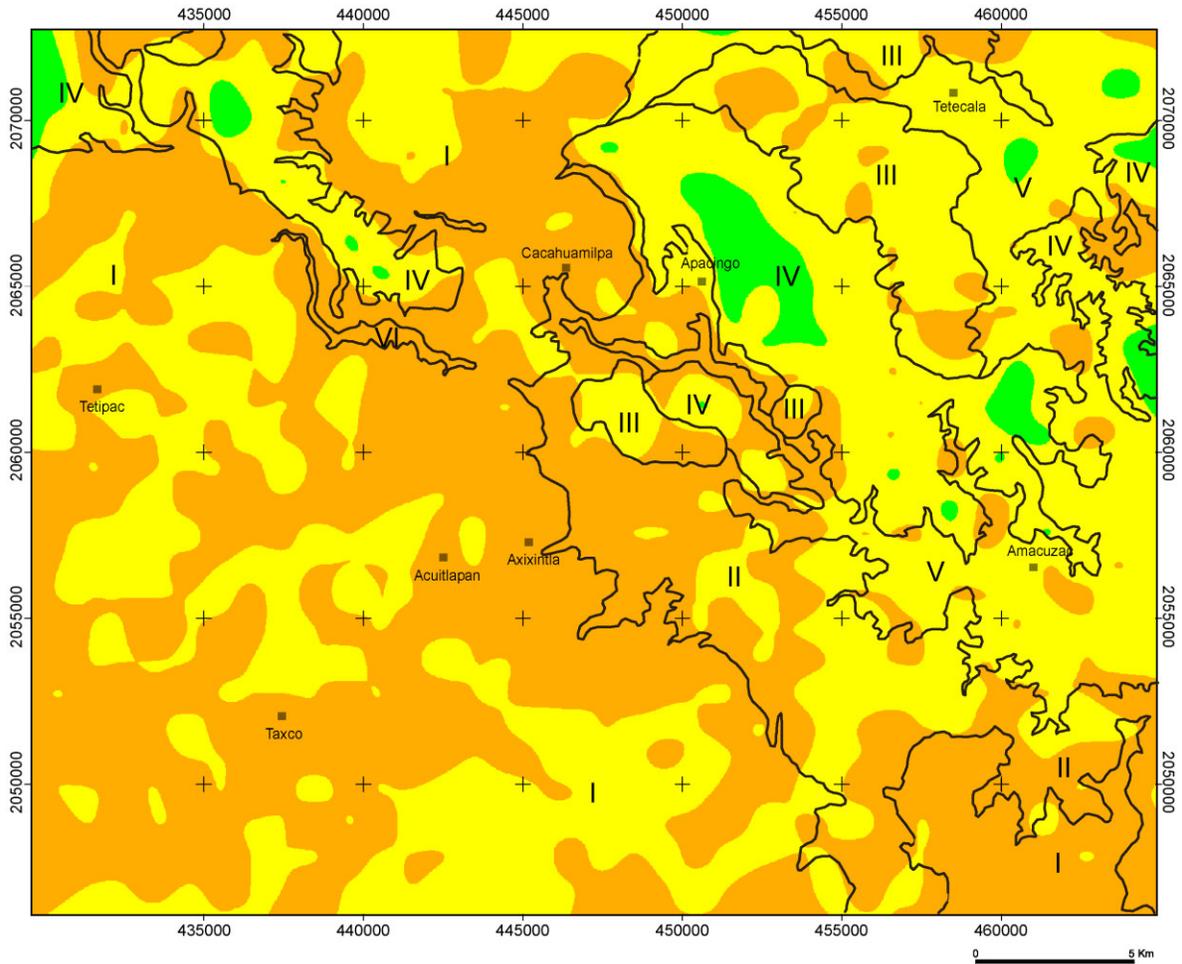
VI. Valles superficiales y subterráneos. (6-15; 30-40 y 15-30)

Esta unidad representa la porción terminal de los cursos superficiales de los ríos Chontalcoatlán y San Jerónimo, antes de adquirir un patrón subterráneo. Las pendientes en los fondos de sus cauces son menores a 3° y en ocasiones entre 3° - 6°, mientras que en las laderas adyacentes las inclinaciones varían de manera abrupta hasta incluso superar los 40°.

El mapa de inclinación del terreno permite entender la génesis y la dinámica del relieve. Esta cartografía es una útil herramienta en la determinación de procesos geomorfológicos así como la identificación de cambios litológicos y de estructuras disyuntivas.

3.3 DENSIDAD DE LA DISECCIÓN. Este método hizo posible representar espacialmente la intensidad de los procesos fluviales, a partir de cuantificar la longitud total de cauces por kilómetro cuadrado (Lugo-Hubp, 1988). Este documento, aunque de manera indirecta, es un indicador del sustrato (litología), de la existencia de estructuras disyuntivas (control estructural), de la morfología (geometría e inclinación del terreno) y las condiciones climáticas (precipitación).

La elaboración de este documento inicia con el trazo de los ríos expuestos en el mapa topográfico; así como otros, que se infirieron siguiendo un criterio geomorfológico. Una vez integrado el sistema fluvial, con un curvímetro, se midió la longitud de cauces (en km) en superficies de un km². Los datos obtenidos fueron procesados en un SIG (Arc View 3.3), se interpolaron en intervalos de 0.5 km/km² y fueron agrupados en las siguientes categorías (Fig. 11): Valores máximos (> 7 km/km²), medios (3 - 7 km/km²) y mínimos (< 3 km/km²).



Valores en km/km ²		Regiones morfológicas					
	>7 máximos	I. Montaña	III. Sierras menores	II. Premontaña	V. Valles amplios de fondo plano	VI. Valles superficiales-subterráneos	
	3 - 7 medios						
	< 3 mínimos	IV. Mesas piroclásticas					

Figura 11. Densidad de la disección. Muestra la distribución espacial de la intensidad de los procesos fluviales. Los valores máximos se concentran en la Montaña y Premontaña, mientras que los valores bajos se localizan en las Mesas piroclásticas y ciertos sectores de los Valles amplios de fondo plano.

I. Montaña. (> 7 y 3-7 km/km²)

En esta unidad la densidad de la disección por lo general supera los 7 km/km², en estas áreas predominan las pendientes mayores a 15° que inciden en los valles de litología volcánica y sedimentaria (calizas del Cretácico). En la porción norte de esta región la alta densidad de cauces se relaciona con la competencia de los materiales piroclásticos y la pendiente.

No obstante, el rango de 3 - 7 km/km² tiene una importante distribución a lo largo de esta unidad, hacia el W presenta una serie de amplias superficies con una orientación NW-SE relacionadas con morfologías ligeramente convexas en las porciones cumbrales. Al sur de la Montaña, el sustrato calcáreo favorece la concentración de estos valores, que define áreas donde prevalece la infiltración.

II. Premontaña. (3-7 y > 7 km/km²)

Dicha unidad concentra valores entre 3 - 7 km/km² y superiores a los 7 km/km², es una superficie de transición entre la Montaña y los valles. En las superficies cumbrales predominan las densidades de disección entre 3 - 7 km/km² que se relacionan con pendientes menores a 6°. En el sector NW el rango mayor a 7 km/km² define áreas con una alta concentración de cauces asociados a valles que inciden en litologías sedimentarias (lutitas, limonitas del Terciario).

III. Sierras Menores. (3-7 y > 7 km/km²)

Los valores medios (3 - 7 km/km²) son característicos en la mayor parte de esta unidad, dichas superficies están constituidas en su totalidad por calizas del Cretácico en pendientes menores a 6°, la cual, por su alta capacidad de infiltración inhibe la escorrentía y por ende la erosión superficial. El intervalo que abarca la densidad de la disección superior a 7 km/km², coincide con zonas que limitan con las Mesas piroclásticas e inclinaciones entre 15° y 30°.

IV. Mesas piroclásticas. (3-7 y < 3 km/km²)

En estas superficies la concentración de cauces varía entre los menores a 3 km/km² y entre 3 - 7 km/km². Por lo general, predominan los valores intermedios, no obstante donde la pendiente es menor a 3° la densidad de la disección es menor a 3 km/km² lo que denota una mayor estabilidad, donde los procesos erosivos son poco significativos.

V. Valles amplios de fondo plano. (3-7 y en menor medida > 7 km/km²)

Los valores medios (3 – 7 km/km²) son los de mayor distribución en esta unidad, están ubicados al E del territorio donde predominan las superficies subhorizontales con pendientes menores a 15°. En esta zona alternan los procesos tanto erosivos como acumulativos.

Debido a su poca inclinación (menores a 3°), estas superficies se asocian a valores de densidad de la disección menores a 3 km/km² en dos áreas puntuales. Al norte, cerca de Tetecala se emplazan dos alveolos que están relacionados el primero (porción más septentrional) con el Lago Coatetelco el cual es un amplio cuerpo de agua; el segundo se vincula con el desarrollo de la llanura aluvial del río Chalma.

VI. Valles superficiales y subterráneos. (predomina el > 7 y en menor medida de 3-7 km/km²)

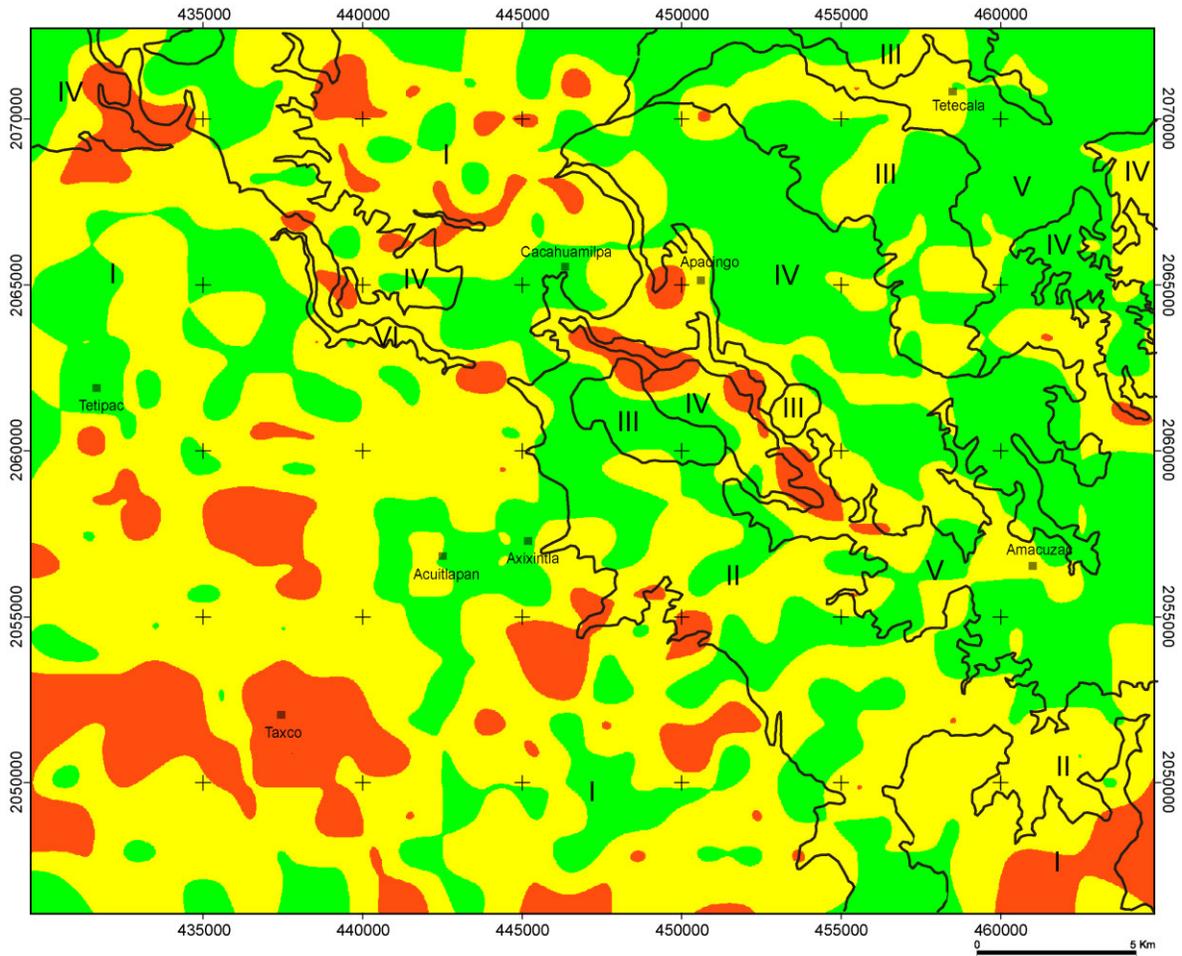
En esta unidad predominan los valores mayores a 7 km/km², zonas que están inmersas en la Montaña y presentan fuertes rupturas de pendiente de laderas francas (incluso superiores a 40°) que alternan con un fondo plano relacionado con la acumulación de materiales. Debido a la dinámica cárstica es un área de transición entre los cursos superficiales y subterráneos.

El análisis de la densidad de la disección del relieve permite establecer y ubicar áreas específicas donde los procesos fluviales actúan con mayor o menor intensidad. También infiere de manera indirecta el tiempo en el que han actuado los agentes exógenos en la evolución del relieve.

3.4 PROFUNDIDAD DE LA DISECCIÓN. Este documento muestra la capacidad erosiva de las corrientes en la vertical; es decir, desde el talweg hasta la primera ruptura de pendiente (la más representativa en un área de un km²) en una de las laderas del valle (Zamorano, 1990).

Los factores que condicionan la capacidad erosiva de los ríos, que puede evidenciarse a través de este mapa, es la existencia de estructuras disyuntivas, contactos geológicos o geomorfológicos. De manera indirecta queda implícita la inclinación del relieve, la existencia o ausencia de cubierta vegetal y las condiciones climáticas.

El mapa topográfico fue la fuente de información, sobre el que se hicieron las lecturas de profundidad de la disección, se obtuvieron valores en metros, los datos fueron analizados con ayuda de un SIG (Arc View 3.3); el resultado se muestra en la Fig. 12.



Valores en metros	Regiones morfológicas	
■ >80 máximos		
■ 40 - 80 medios	IV. Mesas piroclásticas	III. Sierras menores
■ < 40 mínimos		
		VI. Valles superficiales-subterráneos
		V. Valles amplios de fondo plano
		I. Montaña

Figura 12. Profundidad de la disección. Muestra la acción erosiva de los ríos en la vertical y su relación con las principales unidades del relieve.

I. Montaña. (40-80; <40 y > 80)

En la Montaña los valores de profundidad de la disección más representativos son los intermedios (de 40 a 80 m), distribuidos de manera homogénea. El intervalo menor a 40 m se localiza principalmente en las superficies cumbreales de los

promontorios montañosos de litología tanto volcánica como sedimentaria (calizas del Cretácico), que a su vez están alineadas de NW a SE.

Los valores máximos (mayores a 80 m) están ubicados en las cercanías de Taxco, estos se relacionan con el cambio litológico (entre sustratos volcánicos y sedimentarios) que a su vez están reflejados en rupturas de pendiente y el desarrollo de circos erosivos; este patrón también es visible en las cercanías del límite con la Premontaña.

II. Premontaña. (40-80 y < 40m)

En esta unidad geomorfológica se aprecia una alternancia entre valores mínimos (< 40 m) e intermedios (40 – 80 m). Los distintos afluentes del río Amacuzac presentan patrones de sedimentación distintos, por lo que varían entre los rangos mínimos e intermedios, no obstante en las cabeceras de dichos cauces predomina la profundidad de la disección de 40 a 80 m que se relaciona con el cambio de inclinación de 15°- 30° a áreas subhorizontales menores a 6°.

III. Sierras Menores. (< 40 y 40-80m)

En las Sierras menores los valores de profundidad intermedios (40 – 80 m) y bajos (menores a 40 m) predominan en los cuatro conjuntos montañosos que componen esta unidad. Al norte, en dos de los segmentos, las profundidades de la disección intermedias se relacionan con inclinaciones del terreno entre 15° y 30°. Por otro lado, los dos sectores al centro del territorio disecan entre 40 y 80 m de profundidad, áreas vinculadas con una densidad de la disección entre 3 y 7 km/km².

IV. Mesas piroclásticas. (< 40 y 40-80 m)

Los valores de profundidad de la disección en las Mesas piroclásticas varían de menos de 40 m hasta superar los 80 m. En los segmentos orientales donde la pendiente es menor a 3°, los valores bajos (menos de 40 m) se desarrollan en amplias superficies cumbrales. No obstante, en el sector occidental la disección de los flancos de esta morfología presenta una incisión que supera los 80 m, que en ocasiones se relaciona con procesos de ladera como deslizamientos.

V. Valles amplios de fondo plano. (< 40m, de 40-80 y > 80m)

En esta unidad la distribución de los tres rangos de profundidad de la disección es amplia, no obstante los valores mínimos prevalecen en los Valles de fondo plano, especialmente en el sector oriental posterior a la confluencia de los ríos Amacuzac y Chalma, donde se desarrolla una extensa llanura de inundación. Hacia el W, se alinean valores máximos (mayores a 80 m) que están relacionados con los valles del río Amacuzac a 1000 msnm.

VI. Valles superficiales y subterráneos. (40-80 y > 80m)

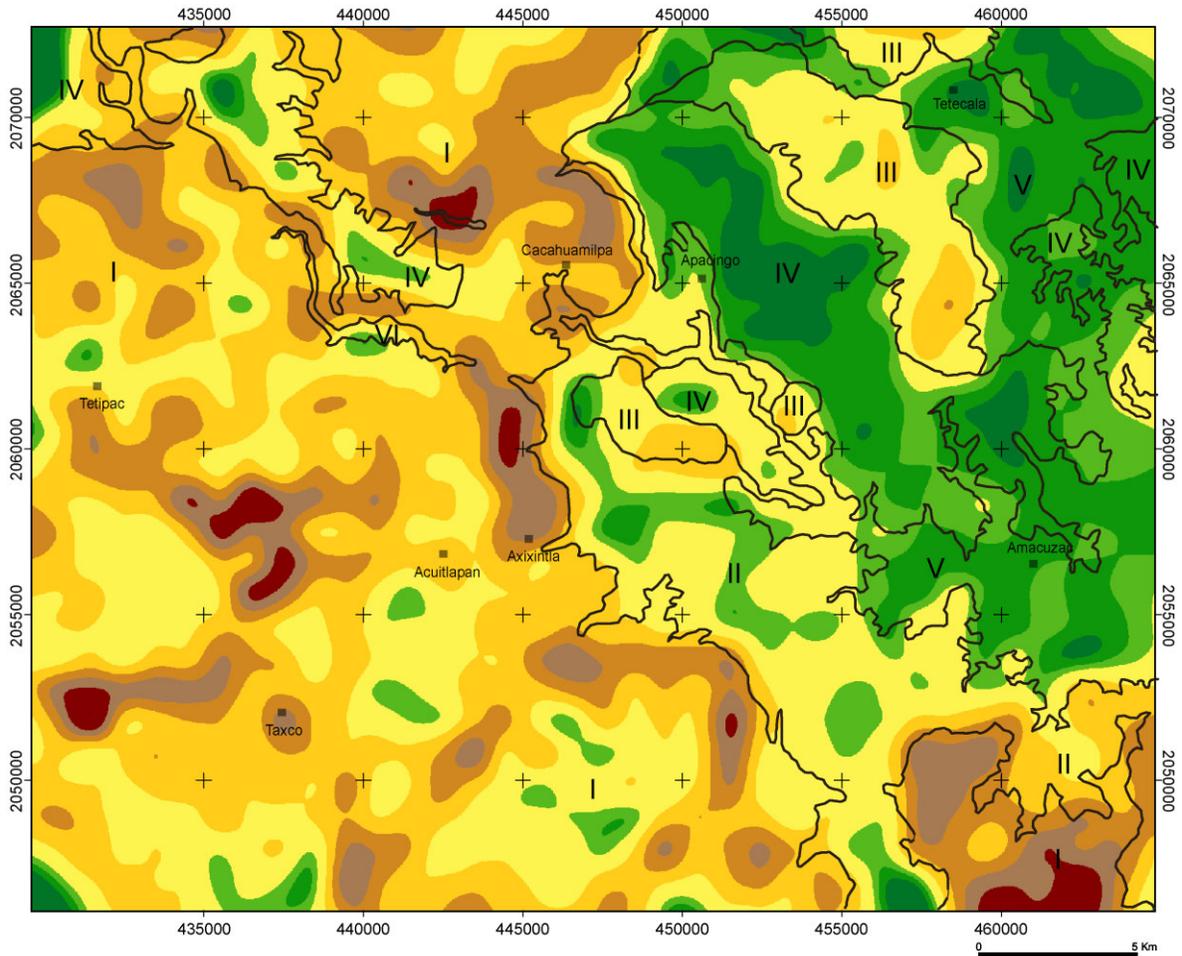
En los Valles superficiales y subterráneos la fuerte incisión indica valores de profundidad de la disección intermedios (40 - 80 m) y máximos (mayores a 80 m). El segmento que se localiza sobre el río San Jerónimo presenta el rango máximo debido a la ruptura de pendiente que existe entre el interfluvio y el talweg. El que corresponde al río Chontalcoatlán tiene una disección entre los 40 y 80 m, con pendientes que pueden superar los 40° y en ambos casos la densidad de cauces es alta.

A partir del mapa de profundidad de la disección es posible establecer la influencia de la litología en la incisión de los cauces. Los valores altos en la zona montañosa y su configuración espacial tienen relación con la presencia de fallas, fracturas y

diaclasas. En el caso contrario, los valores mínimos establecen de manera indirecta una edad relativa menor al resto de la zona de estudio debido a una dinámica acumulativa.

3.5 ENERGÍA DEL RELIEVE. Establece de manera relativa la intensidad de la actividad endógena y su relación con procesos exógenos. Los factores condicionantes en la energía del relieve son: tipo de roca, estructura geológica, fallas, pendiente y geometría del terreno (Gómez, 1998).

En su elaboración se procede a obtener la diferencia de altitud, en áreas de un km², entre el punto más alto y el bajo. Los datos obtenidos fueron procesados en un SIG (Arc View 3.3) y el resultado aparece en la Figura 13. En este mapa se observan áreas con contrastes altitudinales muy evidentes, característica que puede estar relacionada con una mayor actividad tectónica o que resalta territorios susceptibles a la incidencia de procesos fluviales (erosión remontante) y gravitacionales (desprendimientos). En contraparte, los valores altitudinales bajos, indican terrenos poco dinámicos o de aparente estabilidad (Lugo-Hubp, 1988).



Valores en metros		Regiones morfológicas	
■ > 500	máximos	<div style="display: flex; justify-content: space-around; align-items: center;"> <div style="border: 1px dashed black; padding: 5px;">III. Sierras menores</div> <div style="border: 1px dashed black; padding: 5px;">II. Premontaña</div> <div style="border: 1px dashed black; padding: 5px;">V. Valles amplios de fondo plano</div> <div style="border: 1px dashed black; padding: 5px;">IV. Mesas piroclásticas</div> <div style="border: 1px dashed black; padding: 5px;">VI. Valles superficiales-subterráneos</div> </div> <div style="text-align: right; margin-top: 10px;">I. Montaña</div>	
■ 400 - 500			
■ 300 - 400			
■ 200 - 300			
■ 100 - 200			
■ 60 - 100			
■ 20 - 60	mínimos		
■ < 20			

Figura 13. Mapa de energía del relieve. Los valores máximos se ubican en la Montaña y los mínimos se concentran en las Mesas piroclásticas y Valles amplios de fondo plano.

I. Montaña. (20-60, 60-100, 100-200, 200-300, 300-400, 400-500 y >500)

En la zona de montaña se distribuyen casi todos los rangos, desde los mínimos (20-60 m) hasta los que sobrepasan los 500 m de amplitud. El rango de 20 a 60 m no tiene gran representación espacial y junto con el de 60 a 100 m indica las

porciones cumbrales, principalmente aquellas constituidas por rocas carbonatadas y en las cuales los procesos exógenos no tienen relevancia en la superficie como si lo tienen de forma subterránea.

Los rangos de 100 a 200 m y de 200 a 300 m, se distribuyen sobre las laderas con pendientes de hasta 30° de inclinación, estas áreas corresponden a relieves de transición entre los promontorios montañosos y los terrenos planos, donde los procesos exógenos actúan de manera más intensa que los endógenos.

Los valores máximos (300 – 400 m, 400 - 500 m y > 500 m) que se distribuyen en esta región, representan zonas de alta energía debido a la influencia tanto de procesos endógenos y exógenos (fluviales y gravitacionales). De manera puntual, el rango entre 300 y 500 m permite inferir fronteras geomorfológicas y geológicas (unidades volcánicas y sedimentarias), así como estructuras disyuntivas; mientras que los valores que superan los 500 m, se distribuyen de manera aislada en las cimas montañosas y se relacionan a superficies inestables con pendientes que sobrepasan los 30° y donde la profundidad de la disección es superior a los 80 m.

II. Premontaña. (20-60, 60-100, 100- 200, 200-300)

Los valores presentes en esta unidad van desde los menores a 20 m hasta los 300 m; no obstante, el rango de 100 a 200 m es el de mayor distribución en la Premontaña, la mayoría coincide con los afluentes de los valles del río Amacuzac. Este sector es afectado de manera significativa por procesos de erosión fluvial, donde se combina una inclinación menor a 30°, valores de profundidad de la disección menores a 80 m y de densidad de la disección mayores a 7 km/km²; condición que se relaciona con un sustrato sedimentario (lutitas y limolitas) del Terciario.

El rango de valores mínimos (menos de 20 a 100 m), coinciden con los interfluvios, donde la erosión aún no ha alcanzado a afectar estas superficies de manera significativa, con pendientes menores a 15°, que se relaciona con una estabilidad aparente.

III. Sierras Menores. (20-60, 60-100, 100- 200, 200-300)

Los valores que ocupan la mayor extensión en esta unidad, corresponden al rango de 100 a 200 m, morfológicamente corresponden a las laderas de elevaciones constituidas por material calcáreo con pendientes menores a 15°; a su vez, presentan valores de densidad de la disección medios (3 – 7 km/km²) y donde la profundidad de la disección es mínima, debido a la alta infiltración del agua en estos sustratos.

En menor proporción, los valores de 200 a 300 m se presentan principalmente al SE de estos promontorios montañosos, en los sectores de mayor elevación (1200-1400 msnm). Están relacionados con pendientes entre 15° - 30° y valores de densidad de la disección altos (mayores a 7 km/km²), que indican zonas de inestabilidad afectadas por la erosión remontante.

Los valores de 20 a 100 m abarcan pequeñas extensiones que coinciden con las porciones NW de estas unidades. Están presentes en laderas con pendientes de entre 15° y 30° de inclinación, suavizadas en el pasado por los materiales que dieron origen a las Mesas piroclásticas, de una estabilidad aparente.

IV. Mesas piroclásticas. (<20, 20-60, 60-100, 100- 200)

En las Mesas piroclásticas se presentan valores desde los menores a 20 m hasta los 400 m de amplitud del relieve. En esta unidad los valores menores a 20 m hasta 60 m, corresponden a las porciones cumbreles de estas morfologías, las cuales no son afectadas por procesos erosivos ya que coinciden terrenos

subhorizontales con ángulos de inclinación, menores a 3° en su mayoría. A su vez, los valores de densidad y profundidad de la disección son medios y bajos (menores a 3 y hasta 7 km/km² y entre menos de 40 hasta 80 m, respectivamente).

El rango de valores entre 60 y 100 m corresponde a los flancos en la porción central de esta unidad y que limita con otras regiones (Montaña, Premontaña y Sierras menores), relacionado con una mayor inclinación del terreno así como un cambio en el sustrato. Las zonas que abarcan los rangos de 100 a 400 m se distribuyen en el sector NW del territorio donde se presenta una erosión remontante significativa en sus flancos, una mayor densidad de la disección y la activación de procesos gravitacionales (deslizamientos rotacionales).

V. Valles amplios de fondo plano. (<20, 20-60, 60-100, 100- 200, 200-300)

Los valores más representativos varían de < 20 m y de 20 - 60 m, se distribuyen en la porción oriental de la zona de estudio y representan el territorio más bajo altitudinalmente (menos de 1000 msnm); en este territorio los procesos de erosión-sedimentación son los más comunes. El rango de 100 a 200 m representa el curso medio del río Chalma y Amacuzac, una de sus características es que disecan tanto sectores de Sierras menores como de las Mesas piroclásticas.

El valor más alto (200 – 400 m) se concentra en la zona denominada “Dos Bocas” que corresponde a la surgencia de los ríos subterráneos San Jerónimo y Chontalcoatlán para dar origen a la cuenca del Amacuzac.

VI. Valles superficiales y subterráneos. (20-60, 60-100, 100-200, 200-300, 300-400, 400-500 y >500)

Estas dos unidades presentan valores de energía del relieve que van de los 60 m hasta los que superan los 500 m. Están localizadas en la porción NW del territorio

dentro de la Montaña, se trata de dos ríos cuyo origen se debe a la alternancia entre los procesos cársticos y los fluviales hasta alcanzar el nivel base local. Estas formas presentan elevaciones de entre 1000 y 1100 msnm al momento de adquirir una dinámica subterránea, altitud que se mantiene hasta su resurgencia en “Dos Bocas” como cauce superficial.

El mapa de energía del relieve determina cómo la composición geológica, la susceptibilidad del sustrato a ser erosionado, la presencia de estructuras disyuntivas y la inclinación del terreno ayudan a diferenciar áreas de mayor o menor amplitud. En el área de estudio, los valores superiores a 200 m se localizaron en la Montaña, asociados con la ocurrencia de procesos erosivos y gravitacionales, así como en la Premontaña y ciertos sectores de las Sierras menores. Por otro lado, los valores mínimos (menores a 200 m) están concentrados en las Mesas piroclásticas y los Valles de fondo plano donde domina una incipiente erosión y la sedimentación, respectivamente.

3.6 DINÁMICA GEOMORFOLÓGICA.

Esta cartografía se obtiene al sobreponer los valores morfométricos de 5 mapas, agrupados en dos categorías (máximos y mínimos de cada variable). El resultado fue un mapa que muestra áreas susceptibles o con predisposición a presentar procesos geomorfológicos: erosión-acumulación fluvial, inestabilidad de laderas y colapsos cársticos (Fig. 14).

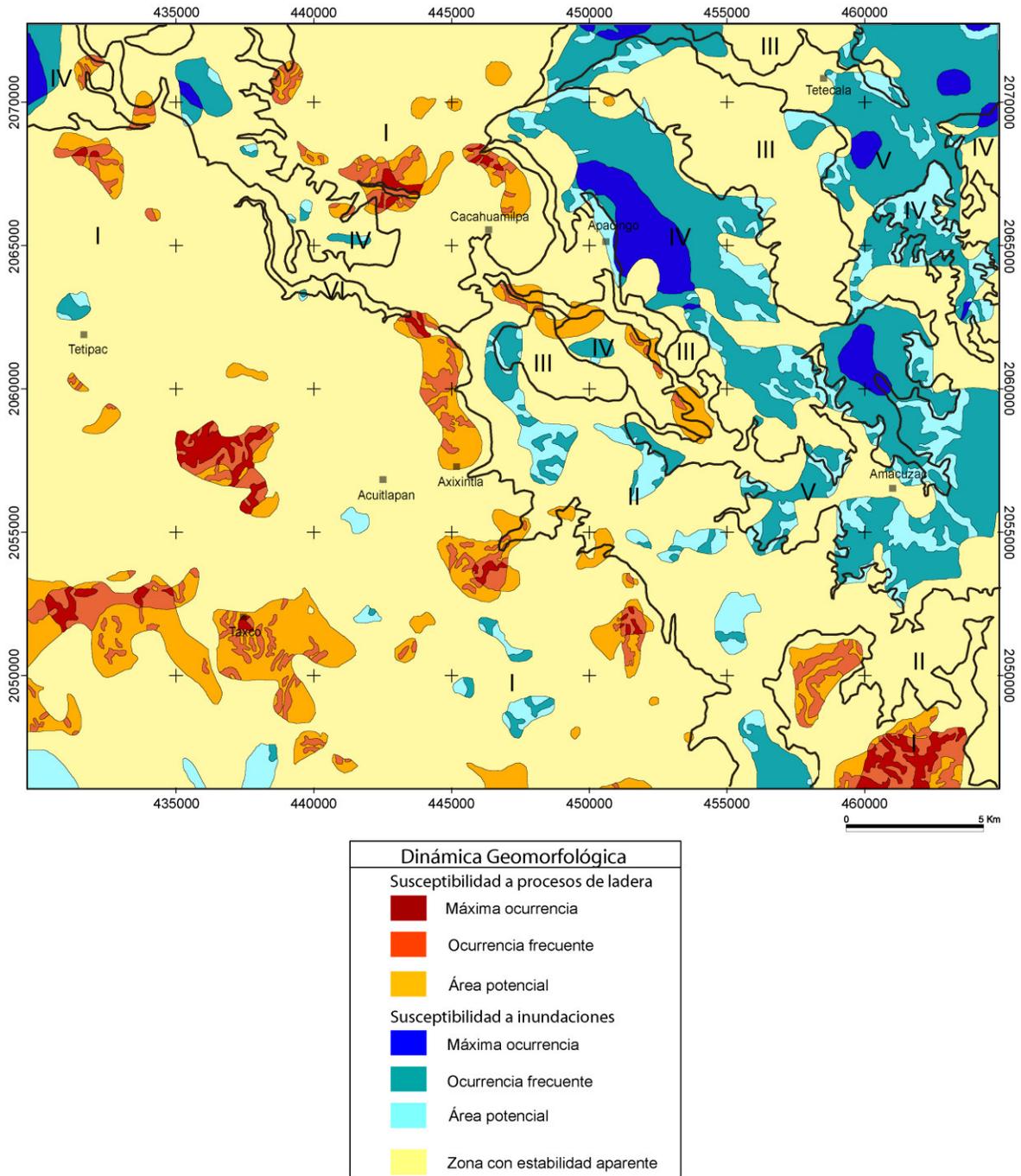


Figura 14. Dinámica geomorfológica. En este documento, se localizan las áreas donde la susceptibilidad a procesos de ladera e inundaciones es mayor según el análisis morfométrico.

Susceptibilidad a procesos de ladera. Estos valores se clasifican en tres categorías de acuerdo a las variables que se yuxtaponen: cuando se cruzan tres

variables serán de máxima ocurrencia; con dos variables de ocurrencia frecuente; el área potencial sólo contiene el valor máximo de una variable.

Máxima ocurrencia y ocurrencia frecuente. Tanto las áreas de máxima ocurrencia como de ocurrencia frecuente siempre están relacionadas con las mismas zonas. La distribución de estas asociaciones queda limitada en la Montaña con alveolos localizados en los promontorios montañosos al SE del territorio, en y al N de Taxco, así como en las cercanías de Cacahuamilpa y en el área que corresponde al río San Jerónimo.

Se relacionan con cabeceras de barrancos, circos erosivos y escarpes; principalmente en formas volcánicas y en contactos litológicos donde los procesos fluviales son significativos. Se puede inferir que por las características que presentan estas áreas, las mismas tienen un alto potencial para que los procesos gravitacionales como deslizamientos y caídas puedan ocurrir.

Área potencial. Son zonas donde una de las variables morfométricas alcanza los máximos valores; dichas áreas están relacionadas en su mayoría con la Montaña, así como un sector entre las Sierras menores y una de las porciones de las Mesas piroclásticas; en pendientes que superan los 30° y los valores de profundidad de la disección supera los 80 m. Estos sectores coinciden con interfluvios y laderas rectas, adyacentes a los valles fluviales, características morfológicas que los hace susceptibles a la ocurrencia de procesos erosivos o de ladera.

Susceptibilidad a inundaciones. En este rubro se analizan las áreas que reportaron los valores menos significativos de cada una de las variables morfométricas. Esta categoría se distribuye principalmente en el sector NE y en algunas superficies de la Montaña, las Sierras menores y una porción de las Mesas piroclásticas al NW, que se caracterizan por ser relieves homogéneos de morfologías planas o ligeramente inclinadas.

Máxima ocurrencia. Esta característica coincide con las Mesas piroclásticas, que se vinculan con una inclinación menor a 3°. En un piso altitudinal más bajo (menor a 1000 msnm), que corresponde con las llanuras de inundación del río Chalma, Amacuzac y el lago de Coatetelco, se ubican zonas que pueden ser interpretadas como susceptibles a inundarse y colmatarse. La amplitud de los valles fluviales que descienden de la Montaña favorecen los escurrimientos de agua y la deposición de detritos durante la temporada húmeda del año.

Ocurrencia frecuente. Dicha condición se dispone junto a las áreas de Máxima ocurrencia en las Mesas piroclásticas y en los Valles amplios de fondo plano; no obstante, su localización también se relaciona con sectores vinculados con las Áreas potenciales en la Montaña, la Premontaña y los Valles amplios de fondo plano. Los lugares donde esta categoría se desarrolla coinciden en superficies con inclinaciones del terreno menores a 15° en sustratos sedimentarios, tanto calizos como los conformados por lutitas y limolitas.

En las porciones cumbrales de la zona de montaña también se pueden observar valores bajos distribuidos en forma de pequeños alveolos, aunque indicarían zonas susceptibles a inundarse, el material calizo inhibe este fenómeno pero pone en evidencia puntos de infiltración de agua y depresiones (dolinás).

Área potencial. Estas áreas aunque son propensas a la inundación desde el punto de vista geomorfológico, su detonación deriva de procesos puntuales como lluvias extraordinarias o la obturación de las corrientes donde se distribuyen. Por lo general, están vinculadas tanto con las áreas de Máxima ocurrencia como de Ocurrencia frecuente en una proporción menor en las Mesas piroclásticas y los Valles amplios de fondo plano. En zona de Montaña se distribuyen de manera aislada y se relaciona con inclinaciones del terreno menores a 6° en superficies cumbrales (donde no existe un verdadero peligro de inundación).

Zona de estabilidad aparente. Ocupa un gran porcentaje de toda la zona de estudio, superior a un 70%. Desde el punto de vista morfométrico se trata de zonas con una dinámica erosiva-acumulativa que tiende al equilibrio. No obstante, esta condición no se deslinda de una probable ocurrencia de procesos modeladores del relieve.

Consideraciones finales. A partir del análisis de diversas variantes morfométricas se logró caracterizar seis regiones morfológicas: Montaña, Premontaña, Sierras menores, Mesas piroclásticas, Valles amplios de fondo plano y Valles superficiales-subterráneos. Por otro lado, el cruce de los valores máximos y mínimos de los mapas analizados permitió identificar áreas de alta dinámica geomorfológica; la coincidencia de valores álgidos determina zonas con alto potencial a procesos gravitacionales, mientras que los mínimos delimitaron zonas con susceptibilidad a inundaciones. Es importante señalar que aunque la morfometría permite un primer análisis del relieve, es un método indirecto cuyos resultados tendrán que ser confrontados con el análisis morfogenético.

CAPITULO IV. GEOMORFOLOGÍA

La Geomorfología es la ciencia que estudia el relieve terrestre a partir de su origen, morfología, dinámica, evolución y edad. En este contexto se considera la expresión de la superficie terrestre, como resultado de la interacción de procesos endógenos y exógenos.

El análisis geomorfológico permite comprender la configuración de la corteza terrestre, así como las interrelaciones espacio-temporales que puedan existir entre formas específicas. El punto de partida de este enfoque comienza con la elaboración de una cartografía morfogenética; en donde el relieve se divide en formas individuales y cada una de ellas se clasifica de acuerdo a su génesis (endógeno, endógeno-modelado y exógeno). En este contexto se explica la morfología, la edad y los procesos responsables de la evolución del territorio. Todos estos aspectos son representados en un plano a partir de colores y una simbología ya establecida para este fin.

Este trabajo se realizó con la interpretación fotografías aéreas de dos escalas diferentes: 1:37,500 (INEGI, 1996) y 1:75,000 (INEGI, 1988). El relieve identificado se clasificó de acuerdo a su génesis. Con respecto a la representación cartográfica, se tomaron en cuenta los criterios de Bashenina (1977), no obstante, en algunos casos se hicieron modificaciones, con el fin de adecuar esta metodología al territorio de estudio.

La clasificación del relieve que se presenta en el mapa geomorfológico incluye todas las formas de relieve presentes en el territorio de Taxco y zonas adyacentes, el análisis de cada una de ellas es el objetivo de este capítulo.

RELIEVE ENDÓGENO

Se refiere al grupo de formas de relieve cuyo origen está directamente relacionado a la dinámica interna de la Tierra y sus procesos asociados (magmatismo, vulcanismo y tectónica), los cuales modifican de manera continua la corteza terrestre. En el territorio de estudio, las morfologías de este tipo no presentan gran variedad, sin embargo su extensión sobre esta superficie es considerable.

1. Volcánico acumulativo

Este apartado agrupa relieves asociados con el emplazamiento de depósitos volcánicos, que fueron emitidos por la actividad explosiva del volcán Nevado de Toluca. Su conformación tiene origen a partir de la deposición de materiales provenientes de flujos piroclásticos, avalanchas de escombros y extensos lahares.

1.1 Rampas y laderas piroclásticas cuaternarias con morfología de mesa

El origen de estas morfologías se asocia al colapso volcánico del flanco sur del Nevado de Toluca, ocurrido hace 40,000 años. La alteración hidrotermal, la presencia de un antiguo casquete glaciar y las características tectónicas de la región, favorecieron la desestabilización del edificio y en consecuencia una avalancha de escombros. Debido al fracturamiento de la roca y una alta saturación de agua en el material removido, se produjeron flujos de escombros (depósito Pilcaya), que viajaron grandes distancias, rellenando depresiones (Capra, 2000).

Posterior al emplazamiento del flujo de escombros Pilcaya, la lluvia abundante provocó la saturación y movilización de las partes superiores, lo que formó lahares secundarios que viajaron hasta 75 km desde el volcán, los cuales componen el depósito El Mogote, mismo que corresponde en su totalidad a la forma aquí descrita.

Esta unidad de relieve se distribuye desde el sector NW con una altitud de 1600 msnm, desciende de manera gradual y constante hacia el SE, y llega a su punto más bajo en los 880 msnm (sector suroriental de la zona de estudio). Se conforma por una superficie ligeramente ondulada y con una inclinación que no supera los 3°, delimitadas por laderas abruptas (>30°) de hasta 300 m de altura. Los materiales piroclásticos y epiclásticos de los cuales se constituye, presentan un arreglo de pseudoestratificación, debido a su formación en varios pulsos; lo anterior favorece una erosión diferencial de las capas, que se hace evidente en la porción oriental, donde esta superficie adquiere una morfología en gradería.

A partir de la fotointerpretación se reconocieron diferentes sectores que por su grado de conservación o desmantelamiento pueden ser clasificadas como morfologías continuas, discontinuas y exhumadas. (Fig. 15).



Fig. 15. Rampas y laderas piroclásticas formadas por materiales provenientes del volcán Nevado de Toluca. Se caracterizan por ser relieves planos limitados por escarpes, son comunes los procesos gravitacionales.

Hacia el sector NW y centro norte, la unidad presenta una morfología de mesa continua, localizados en dos segmentos. El primero presenta una altitud máxima

de 1600 msnm y mínima de 1440 msnm. El segundo es más bajo y va de los 1200 msnm hasta los 980 msnm. Ambas superficies corresponden a la zona mejor conservada y más cercana al volcán, por lo cual se aprecian más homogéneas. Sus límites están definidos por escarpes francos que corresponden a los cañones de los ríos San Jerónimo y Chontalcoatlán. En este último, se localizan procesos de ladera que se encargan de ampliar el valle y erosionar las mesas. La configuración de drenaje que se presenta en estas áreas es de tipo pectiniforme y obedece a la alternancia de materiales piroclásticos de distinto tipo en las laderas de las mesas.

La mesa discontinua se distribuye en el sector oriental, a partir de los 1100 msnm, a diferencia de la anterior se observa una mayor disección fluvial. Los ríos que se han desarrollado son largos y sinuosos, en la mayoría de los casos de tercer orden e integran tributarios de poca longitud. La erosión remontante, evidenciada por la presencia de circos erosivos, ha sido la encargada del desmantelamiento y segmentación de estos terrenos. Esta superficie presenta un arreglo en gradería que es favorecido por el acomodo subhorizontal de los materiales.

En la porción distal de la unidad (NE y SE) que corresponde con la altitud más baja (900 msnm) se presenta una morfología de mesa exhumada. La superficie en ambas áreas ha sido afectada por procesos fluvio-gravitacionales intensos, los cuales se han encargado de fragmentarla en distintos niveles, sin embargo es posible observar las porciones cumbreales planas u onduladas que caracterizan a todo el conjunto.

RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

Este grupo genético incluye las formas de relieve cuyo origen es endógeno, pero que han perdido sus rasgos primarios y han sido modeladas por la acción de los agentes exógenos. En este contexto las morfologías son resultado de la susceptibilidad y tiempo de exposición a procesos de intemperismo, fluviales y

gravitacionales, de las estructuras volcánicas y lavas del Terciario, así como el relieve plegado de calizas, limolita, arenisca y conglomerado del Cretácico Inferior y Superior, que se encuentran en la zona de estudio.

2. Volcánico

En este apartado se analizan y caracterizan edificios volcánicos, lavas, domos y flujos piroclásticos formados durante el Terciario, los cuales han sido modelados, sobre todo por la actividad fluvial, perdiendo de esta manera su morfología original. El grado de erosión o conservación de las unidades se vincula con el tipo de sustrato del cual se componen, por lo que se presentan morfologías variadas y heterogéneas en la zona de estudio.

2.1 Edificios volcánicos del Terciario.

El origen de estas formas de relieve se vincula con un evento tectónico regional ocurrido en el Terciario. La conformación de la Placa del Caribe y el movimiento del bloque de Chortis hacia el sureste, dieron como resultado la presencia de un régimen distensivo y la formación de fallas de desplazamiento horizontal en el área de estudio. Los sistemas disyuntivos (fallas y fracturas) generados en este episodio tectónico, favorecieron el ascenso de magmas silícicos que originaron las diversas estructuras volcánicas localizadas al oeste y sureste de este territorio (Morán-Zenteno *et al.* 1999).

Los edificios volcánicos reconocidos forman parte del *Centro Volcánico de Taxco* emplazados en el sector occidental y al *Centro Volcánico Tilzapotla-Buenavista* al sureste (Morán-Zenteno *et al.* 1999); por lo cual se agrupan y explican en estos dos sectores.

Centro Volcánico de Taxco: se reconocieron 13 edificios volcánicos de laderas rectas y cóncavas, con pendientes que varían de 15° a 30° de inclinación,

presentan lineamientos con dos direcciones preferenciales NW-SE y NE-SW. Ocho de estas estructuras se encuentran agrupadas y tienen alturas relativas de 800 m en promedio; los cinco restantes están esparcidos alrededor del conjunto mencionado y se tratan de volcanes con una altura relativa menor; en ocasiones alcanzan los 200 m de elevación.

Debido a la antigüedad de estas estructuras, la erosión fluvial ha sido intensa y ha llegado a afectar las porciones más altas y dismantelar los cráteres, dejando como única evidencia circos erosivos. En este contexto, se han desarrollado sistemas de drenaje bien integrados en patrones dendríticos y subdendríticos, con densidades que van de los 3 a los 7 km/km² y cortes verticales de 40 m de profundidad con morfología en V, en algunos casos las corrientes principales se emplazan sobre las fronteras geomorfológicas y permiten particularizar los volcanes antiguos.

Centro Volcánico Tilzapotla-Buenavista: se localiza en el extremo SE, corresponde a las laderas noroccidentales de la caldera Tilzapotla, constituida por secuencias de lavas y flujos piroclásticos de composición dacítica. El rango altitudinal del sector va de los 980 hasta los 1920 msnm. Sobre esta superficie se ha desarrollado una red de drenaje bien integrado en un patrón dendrítico bastante denso (>7 km/km²), con cauces de hasta 40 m de profundidad, así como numerosos circos y escarpes erosivos en las partes altas, que revelan la intensa erosión remontante que ha modelado la estructura. Las laderas varían de rectas a cóncavas, con inclinaciones que superan los 15°.

En este sector existen otros cuatro edificios, cuyo origen se vincula con la resurgencia de magma posterior a la actividad de la caldera Tilzapotla. La altura relativa de los edificios es de 200 m en promedio, con cimas convexas y laderas entre 15° y 30° de inclinación. La actividad erosiva fluvial ha desarrollado escarpes erosivos y patrones de drenaje radial centrífugo que ha favorecido la pérdida de los rasgos primarios de los volcanes (Fig. 16).



Fig. 16. Edificio volcánico de edad Terciaria, localizado en el sector SE. Los procesos erosivos han actuado intensamente y la morfología original se ha perdido.

2.2 Domos.

Se forman por la acumulación de derrames de lavas viscosas con bajas temperaturas (entre 750° y 900° C), de composición variable entre andesítica a riolítica que se concentran en torno a un centro de emisión. Al solidificarse forman una masa bulbosa de laderas escarpadas con geometría convexa y ausencia de cráter. Generalmente son estructuras de tamaño pequeño que rara vez alcanzan alturas superiores a los 250 m y diámetros de 1 km (Scarth, 1994).

El emplazamiento de los domos se presenta en cráteres de volcanes poligenéticos y calderas en forma individual o conjunta. Su morfología y tamaño depende de la temperatura y viscosidad del material que lo forma, así como la topografía preexistente donde se dispone; en este sentido los tipos de domos más característicos son: cúmulo-domo o mamelón, domo anidado o toloide y los pitones o agujas (Scarth, 1994).

En el sector W se identificaron dos estructuras dómicas de composición riolítica formadas durante el Terciario. La morfología original se ha perdido debido al tiempo de exposición y la acción de los procesos modeladores. Sus laderas son rectas entre 15° y 30° de inclinación; las cimas conservan geometrías convexas, sus bases son irregulares de 350 m de diámetro en promedio, y altura relativa de 100 m (Fig. 17).



Fig. 17. Domo de composición riolítica, la morfología original se ha perdido a causa de los procesos erosivos. No obstante, aún se conserva la cima de geometría convexa.

2.3 Flujos piroclásticos antiguos.

Los flujos piroclásticos son concentraciones secas y calientes de material sólido y gaseoso, movilizados a gran velocidad sobre la superficie terrestre. Su origen se vincula con diferentes fenómenos volcánicos: por columnas de poca altura que se desbordan del cráter de un volcán, por el colapso gravitacional de una gran columna eruptiva, o por el colapso de un domo. Estos fenómenos suelen ser comunes en volcanes andesíticos y dacíticos (Scott, 1993a).

En la zona de estudio se identificó una unidad piroclástica antigua localizada en el *Centro Volcánico de Taxco*. Su morfología en planta es a manera de lengua, con una longitud de 2.8 km y un espesor promedio de 500 m, ha sido modelado por la acción fluvial que define un patrón de drenaje de tipo pectiniforme. Su origen se asocia al colapso de una estructura volcánica antigua ubicada al SW de la unidad, la cual presenta un gran circo erosivo que cobija la porción proximal del depósito, así mismo la orientación de las laderas, de esta forma erosiva coincide con la dirección general del depósito (noreste). Dichos rasgos morfológicos permiten realizar tal aseveración.

2.4 Lavas de edad terciaria.

Se distribuyen en el sector W de la zona de estudio, su emplazamiento se da en los márgenes de antiguos edificios volcánicos, no obstante, por su grado de modelado no fue posible asociarlas a un foco específico, tampoco se logró la identificación de los diferentes flujos. Están constituidas principalmente de riolitas cuya acidez y alta viscosidad, determina que los flujos sean cortos, en este caso las mayores longitudes son de 3.5 km; cabe mencionar que algunas de estas coladas están coronadas por depósitos ignimbríticos, piroclásticos y sedimentarios, por lo que no es posible calcular su espesor.

Morfológicamente, son superficies onduladas y rectas, con pendientes variables, entre 15° y 30° de inclinación (Fig. 18). La erosión fluvial ha modelado estas formas de relieve las cuales han perdido sus rasgos primarios. Los escurrimientos se han agrupado en patrones de drenaje dendríticos paralelos, característico de terrenos afectados por la tectónica, en el mismo sentido se han desarrollado circos erosivos y escarpes con orientaciones NE-SW y NW-SE.



Fig. 18. Lavas de edad terciaria. Los procesos erosivos han actuado intensamente, por lo que no es posible apreciar rasgos primarios. Las pendientes en esta unidad son variables.

2.5 Sierras volcánicas intensamente modeladas.

Al cesar la actividad volcánica del Terciario, las formas de relieve quedaron expuestas de manera inmediata a los diferentes procesos exógenos en especial a la erosión fluvial. La intensidad del modelado sobre las superficies está en dependencia de la composición de las rocas y su estructura (masiva o detrítica), por lo cual los procesos erosivos han actuado de forma diferencial sobre los territorios que componen esta unidad geomorfológica, dando lugar a un terreno de morfología heterogénea.

En la porción NW de la zona de estudio se distribuyen varias secuencias de depósitos volcánicos de edad terciaria, compuestos por diversos materiales como: lavas riolíticas, tobas, brechas y lahares andesítico-dacíticos. En esta porción la morfología está definida por laderas de geometrías compuestas (convexas, cóncavas y rectas) que se inclinan entre 3° y 40°. La unidad ha sufrido un intenso

modelado ocasionado por la acción fluvial, la cual ha desarrollado patrones de drenaje dendríticos bien integrados, donde la densidad de la disección alcanza valores superiores a los 10 km/km². Tiene un desnivel topográfico de 600 m, con su máximo altitudinal en los 2040 msnm y con un mínimo en los 1400 msnm (Fig. 19).



Fig. 19. Sierras volcánicas intensamente modeladas (NW). No es posible identificar una morfología específica, las laderas de esta unidad tienen geometrías que varían de rectas, cóncavas y convexas.

2.6 Relieves erosivos complejos con morfología de lomeríos

Esta unidad se localiza en la porción cumbre de la Sierra de Taxco, en el extremo occidental de la zona de estudio y ocupan un área aproximada de 24 km², el origen de los materiales que la componen se remontan al Terciario. Está constituida por tobas, brechas volcánicas y lahares que sobreyacen a materiales riolíticos (De Cserna y Fries, 1981).

Se trata de una serie de lomeríos con alturas relativas de 100 m en promedio, sus laderas y porciones cumbresales definen geometrías convexas y pendientes

variables desde los 3º hasta los 30º de inclinación. El origen de estas formas de relieve se relaciona con intensos procesos de erosión fluvial que incidieron sobre un relieve preexistente, probablemente plano o poco inclinado, no obstante, el drenaje no está bien integrado y los valles que se han formado son anchos y poco profundos. Lo anterior puede atribuirse a una mayor resistencia a la erosión de los materiales subyacentes, por lo que el desarrollo de los cauces se ha visto favorecido en sentido horizontal. El patrón que se configura es de tipo angular, propio de zonas afectadas por estructuras disyuntivas, en relación a lo anterior, es común el desarrollo de escarpes orientados NW-SE, así como circos erosivos activos e inactivos (Fig. 20).

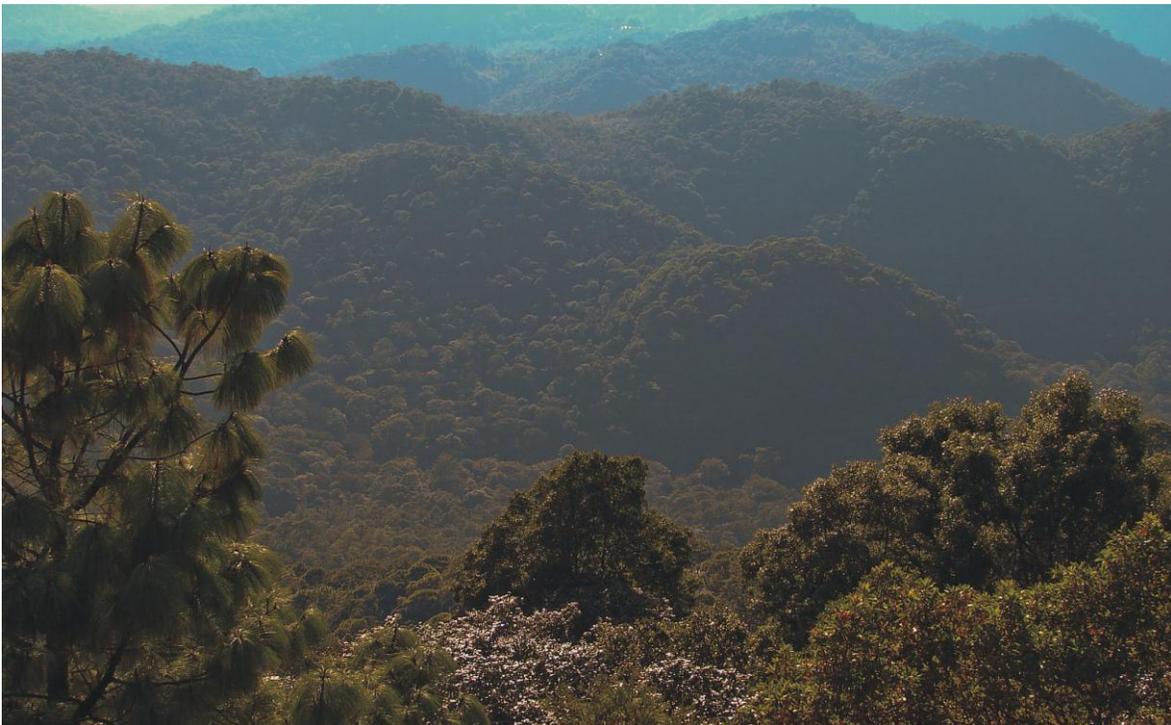


Fig. 20. Los lomeríos tienen geometrías convexas y se caracterizan por ser relieves erosivos complejos, constituidos de diversos materiales volcánicos: tobas, brechas e ignimbritas.

3. Tectónico – estructural

En este apartado se caracterizan las morfologías del relieve constituidas por materiales sedimentarios y metamórficos que han sido afectados en mayor o menor grado, por procesos tectónicos que deforman la disposición original de las

rocas. Estos procesos se ponen de manifiesto a partir de pliegues y fallas en el terreno; los primeros se definen como ondulaciones de los estratos en forma convexa (anticlinal) y cóncava (sinclinal), mientras que las fallas presentan una expresión en superficie a manera de escarpes, puertos o collados, facetas triangulares y control del drenaje (Coque, 1984).

En este trabajo se describen y analizan las formas de relieve plegado, compuestas por conglomerados, limolitas, areniscas y calizas cuya edad va del Cretácico Superior hasta el Terciario Inferior, así como un sector del basamento de la región constituido por Esquistos del Paleozoico.

3.1 Relieves plegados de:

a) Conglomerado calizo, limonita y arenisca del Terciario Inferior.

Las mayores extensiones de esta unidad se localizan en la porción W y NE de la zona de estudio, sin embargo, se pudieron identificar sectores de menor tamaño en el centro y sureste del territorio. Los sustratos que la componen son conglomerados de caliza, limolita y arenisca, así como algunos derrames antiguos de lava. En conjunto estos materiales se definen como Formación Balsas y su origen se remonta al Terciario Inferior (De Cserna y Fries, 1981).

En el sector W, la unidad en cuestión presenta laderas heterogéneas con pendientes que varían de los 15° hasta más de 30°. Los principales agentes modeladores son los fluviales, no obstante, también se presentan procesos gravitacionales; estos últimos favorecidos por la diversidad litológica de las capas plegadas.

En estas superficies se ha desarrollado una red de drenaje bien integrado con diseños dendrítico y dendrítico paralelo donde los valores de densidad de cauces están en el orden de 5 y 7 km/km². La incisión vertical de los ríos es de 40 m de

profundidad y la presencia de circos erosivos en las partes más altas pone de manifiesto la erosión remontante que en la actualidad continúa desmantelando esta unidad.

En el sector NE se definen laderas de alturas relativas menores a 100 m y de geometrías que varían de rectas a convexas con pendientes entre 3° y 15°. De manera general, el relieve es irregular y disminuye paulatinamente en altitud hacia el sur; los procesos fluviales han sido intensos, no obstante el desarrollo de los cauces es mayor en la horizontal, debido a que en esta porción predominan los materiales calizos, más resistentes a la erosión. La red de drenaje que se ha desarrollado es de tipo dendrítico donde los valores de densidad de la disección varían entre 3 y 7 km/km² (Fig. 21).



Fig. 21. Elevaciones plegadas constituidas por conglomerados (A). En el sector NE es común que estén coronadas por materiales piroclásticos provenientes del volcán Nevado de Toluca (B).

b) Lutitas, limolitas y areniscas del Cretácico Superior.

Se localizan en la porción centro y suroeste, ocupan un área aproximada de 54 km² y se constituyen de lutitas, limolitas y areniscas, con una edad que se remonta al Cretácico Superior. La unidad corresponde a la Formación Mexcala, y cuenta con una amplitud altitudinal de 700 m aproximadamente.

El origen de esta unidad se relaciona con procesos compresivos que dieron lugar a pliegues muy cerrados y de poca amplitud (De Cserna y Fries, 1981). La morfología de estos terrenos está condicionada por los ejes axiales de los plegamientos, los cuales presentan una expresión tabular, con dirección NW-SE para el sector suroeste, mientras que para la zona centro se orientan en sentido perpendicular (NE-SW).

De acuerdo con Gutiérrez (2008), cuando las partes positivas corresponden a los anticlinales y los valles se desarrollan en los sinclinales se denomina relieve *congruente*, característica que está presente en la zona de estudio. La intensidad de los procesos erosivos ha formado cimas agudas y convexas que representan parteaguas ligeramente sinuosos, flanqueados por circos erosivos activos e inactivos. Los valles que se han desarrollado son profundos y con un perfil transversal en **V**, ordenados en patrones dendríticos. En estos arreglos fluviales predominan los ríos de primer y segundo orden, de poca longitud y alta energía, los cuales disectan laderas pronunciadas de geometrías rectas y cóncavas, con inclinaciones variables entre 15° y 40° (Fig. 22).



Fig. 22. La erosión fluvial es evidente en las elevaciones de lutitas y areniscas, las cimas son agudas y los valles profundos en forma de V.

c) Calizas del Cretácico Inferior

Se distribuyen al centro de la zona de estudio a manera de una *faja* continua de norte a sur, con otro sector de considerable extensión hacia el NE y porciones dispersas por toda el área cartografiada. En conjunto, esta unidad ocupa una superficie aproximada de 300 km² y corresponde a la Formación Morelos del Cretácico Inferior, compuesta por calizas dispuestas en estratos gruesos y masivos, plegados y fracturados, a consecuencia de eventos tectónicos ocurridos hacia finales del Cretácico e inicios del Terciario (De Cserna y Fries, 1981).

Este relieve presenta laderas de geometrías convexas y cimas redondeadas con grandes contrastes altitudinales; inicia a partir de los 1100 msnm y alcanza los 2200 msnm. La amplitud del relieve define inclinaciones variadas, en las porciones cumbrales así como en la base, las pendientes son del orden de los 6° hasta los 15°, mientras que en los flancos montañosos llegan a presentar inclinaciones de 30°.

Las características litológicas y estructurales de esta unidad aunadas a las particularidades climáticas actuales y pasadas, dan como resultado que los procesos y agentes modeladores del relieve actúen de manera singular. La erosión fluvial en dicho territorio es poco significativa en superficie, ya que predomina una dinámica subterránea de los escurrimientos, sin embargo se han desarrollado patrones subdendríticos angulares y punteados (cársticos), estos últimos asociados a procesos de disolución; evidencia de ello es el desarrollo de una gran cantidad de dolinas en la porción sur de estos territorios.

Otros rasgos que se identifican son circos erosivos, así como escarpes sinuosos que alcanzan longitudes de 2 km aproximadamente, su origen se asocia a la coalescencia de varios circos erosivos. A partir de la fotointerpretación se observó que las laderas son afectadas por fenómenos de reptación (Fig. 23).



Fig. 23. Elevaciones plegadas constituidas de calizas, localizadas al sur de la zona de estudio (definidas por líneas discontinuas). Las porciones superiores son de geometría convexa, la erosión fluvial es poco significativa, debido a que los sistemas de drenaje son subterráneos.

d) Esquistos del Paleozoico

Se distribuye al W, en las cercanías de la ciudad de Taxco, en un área aproximada de 3 km², la cual está integrada por esquistos de bajo grado de metamorfismo del Paleozoico, derivados de tobas riolíticas; esta unidad corresponde al basamento de toda la región de estudio.

La morfología de este territorio corresponde a elevaciones con cimas de geometría convexa, que definen amplios interfluvios y laderas rectas que llegan a superar los 40° de inclinación. La erosión fluvial en este territorio ha desarrollado un sistema de drenaje dendrítico bien integrado y bastante denso, en el cual los valores de densidad de la disección alcanzan los 7 km/km².

RELIEVE EXÓGENO

El constante modelado de la superficie terrestre lleva a la creación de formas de relieve erosivas y acumulativas. La actividad exógena está determinada por las condiciones climáticas locales y su intensidad se ve influenciada por factores litológicos, estructurales y morfológicos.

El intemperismo, la erosión y la acumulación son factores que están involucrados en la creación de relieve exógeno, si bien pueden actuar en conjunto, lo más común es que uno de ellos sea el más importante; situación determinante en la identificación, caracterización y clasificación de las formas. De esta manera fue posible identificar en la zona de estudio conjuntos de origen fluvial, cársticos y gravitacionales; cada uno de ellos está integrado por una variante erosiva y otra acumulativa.

4. Erosivo fluvial

Las formas que se caracterizan en este rubro son consecuencia del desgaste y arranque de los materiales por un flujo de agua. Su desarrollo y dinámica están en dependencia con diversas variables como: el régimen del flujo permanente o estacional, el clima, los tipos de sustratos afectados, la inclinación y la presencia de estructuras disyuntivas (Charlton, 2008).

En este apartado se analizan y caracterizan los cauces de acuerdo a su profundidad, cinco tipos de sistemas fluviales (tipos de cuencas), circos erosivos

activos e inactivos, así como símbolos asociados al relieve fluvio-cárstico (puntos de surgencia y resurgencia de las corrientes).

4.1 Cauces:

a) < a 20 m.

Se trata de un conjunto de formas negativas del relieve originadas por flujos de agua con regímenes permanentes o estacionales, de manera progresiva van desmantelando los materiales superficiales. Su desarrollo es característico de las zonas montañosas; se disponen cerca de los parteaguas, donde la pendiente de las laderas es superior a 15° de inclinación, variable que condiciona un carácter altamente erosivo. Se distribuyen sobre todas las formas de relieve. La longitud, profundidad, densidad, así como su arreglo en planta, está en función del tipo de roca y la competencia de éstos a la erosión.

La mayoría de estos fluvios no logra desarrollar sistemas de drenaje bien definidos, sino que son afluentes de otros de mayor profundidad. No obstante para el sector sur, donde predominan sustratos calizos, se ordenan en un patrón punteado poco denso, característico de las zonas cársticas. En esta área, la presencia de estructuras disyuntivas favorece que los escurrimientos de este tipo sean largos y rectilíneos.

b) > a 20 m.

En la mayoría de los casos, se trata de corrientes permanentes, con una dinámica erosiva que actúa principalmente en la horizontal, la densidad y configuración de estos cauces está controlado por el tipo de materiales donde se han desarrollado, que por lo general integran patrones dendríticos y subdendríticos. Funcionan como corrientes colectoras y son afluentes de los ríos principales.

El desarrollo de este tipo de corrientes se da sobre contactos litológicos, fronteras geomorfológicas, estructuras disyuntivas y líneas de falla–fractura, ya que son

estas zonas las que facilitan la concentración de la escorrentía y favoreciendo la profundización y ensanchamiento de los valles.

4.2 Sistemas fluviales:

En este punto se consideran a las corrientes fluviales, tanto superficiales como subterráneas, que recogen y evacúan el agua aportada desde las vertientes; estas se agrupan en torno a grandes sistemas o cuencas con una dinámica que depende de la posición topográfica respecto al nivel de base local o regional.

En este trabajo se identificaron 5 diferentes sistemas fluviales que se describen en el siguiente orden: exorreicos, exorreicos – subterráneos, heredados, endorreicos y subterráneos.

a) Exorreicos.

La característica principal de estos sistemas, es que forman parte de cuencas abiertas que drenan al Pacífico. En la zona de estudio se reconocen dos sectores; al NE y SW, cada uno presenta una dinámica y configuración distinta.

Sector NE. Corresponde a la porción baja de la cuenca del río Chalma, donde las inclinaciones del relieve en el cual se desarrolla el sistema fluvial no sobrepasan los 15°, a la vez que los escurrimientos mantienen una dirección general NW-SE. En esta área se han desarrollado patrones de drenaje subdendríticos, con afluentes de dos tipos de morfología: rectilínea y alargada cuando disectan superficies sedimentarias, mientras que su longitud disminuye al incidir sobre materiales piroclásticos. El colector principal (río Chalma) muestra un comportamiento meandriforme, que en la actualidad ha sobreexcavado las amplias planicies aluviales adyacentes.

Sector SW. Este sistema disecta las máximas altitudes de la zona de estudio, forma parte de la cuenca alta del río Plan de Campos y sus tributarios tienen una alta capacidad erosiva como consecuencia de la pendiente general del terreno en la que se desarrollan, la cual mantiene una inclinación superior a los 30°. La morfología de los valles está en dependencia al sustrato que erosionen: sobre materiales volcánicos y rocas calizas, son alargados, sinuosos y se integran en patrones subdendríticos; en el caso contrario cuando inciden sobre las lutitas y areniscas, son cortos, rectos e integran una red de drenaje de tipo dendrítico.

b) Exorreicos – subterráneos.

Al igual que el apartado anterior, este sistema también forma parte de una cuenca abierta; sin embargo en este se llevan a cabo procesos cársticos. Estos se han reconocido en las subcuencas de los ríos Chontalcoatlán y San Jerónimo en sus cursos, tanto superficiales como subterráneos, los cuales al unirse en el área de Cacahuamilpa forman el Río Amacuzac. La dirección preferencial en que drena este sistema es de NW a SE y atraviesa toda la zona de estudio (Fig.24).



Fig. 24. Porción superficial del curso del río Chontalcoatlán, antes de iniciar su recorrido subterráneo.

Tanto el río Chontalcoatlán como el San Jerónimo, integran un gran número de afluentes provenientes de la vertiente sur del Volcán Nevado de Toluca y sus cuencas tienen un carácter criptorreico, es decir, son cauces superficiales que se transforman en subterráneos al llegar a sumideros desarrollados en materiales calizos, lo cual tiene lugar a una altitud aproximada de 1100 msnm, en ambos casos.

Cabe mencionar que en algunos sectores estas corrientes se tornan sinuosas, recorren valles estrechos y profundos, en ocasiones muestran un fondo plano debido a la colmatación de detritos en donde la incisión fluvial incluso ha permitido la existencia de terrazas. Estos cursos configuran diferentes patrones de drenaje en relación a la pendiente y a los materiales que disecan. En este sentido, los cauces que atraviesan unidades, tanto volcánicas como sedimentarias con pendientes de hasta 30° conforman patrones subdendríticos; mientras que aquellos que se desarrollan sobre las laderas de las rampas piroclásticas, con

pendientes similares al caso anterior, adoptan una morfología en planta de poca longitud que definen patrones pectiniformes.

En lo que respecta al río Amacuzac, su dinámica es distinta, el inicio de su recorrido comienza sobre un barranco estrecho con laderas de fuerte pendiente desarrolladas en material calizo, que probablemente se generó, por procesos tectónicos. En esta zona se ha construido una planicie aluvial, a partir de los detritos transportados por los ríos Chontalcoatlán y San Jerónimo. Después de atravesar estos aluviones, sigue su curso sobre materiales volcánicos, en superficies que presentan una inclinación general menor a los 15°, característica que condiciona la pérdida de energía del flujo hídrico y por lo tanto se favorece la acumulación sobre la erosión, hecho que está evidenciado por la existencia de terrazas distribuidas a lo largo de su planicie de inundación.

Los patrones que integran la cuenca del Amacuzac varían de subdendríticos a dendríticos, en relación a los materiales que disecan, en este sentido, las morfologías de los fluvios también es variable; cuando inciden sobre unidades de rocas calizas y sustratos volcánicos, son largos y rectos, mientras que al hacerlo sobre lutitas y limolitas su longitud disminuye pero aumenta la densidad.

c) Heredados.

Su reconocimiento fue posible a partir de la fotointerpretación; se identificaron tres cuencas de este tipo localizadas en las inmediaciones de las grutas de Cacahuamilpa, todas *colgadas*, aproximadamente, 100 m sobre los sistemas fluviales contiguos, sin que haya un valle bien definido que los conecte.

Se trata de sistemas fluviales densos, bien integrados en patrones dendríticos, desarrollados sobre calizas del Cretácico y que afectan áreas de pequeña extensión. Las características de integración y densidad no concuerdan con su desarrollo sobre rocas plegadas que tienen una alta capacidad de infiltración-

disolución. Una hipótesis que explica este hecho es que el sistema se consolidó en un ambiente climático distinto al actual, donde las condiciones de humedad eran mayores que la capacidad de disolución e infiltración, por lo tanto se favoreció la acción de los procesos erosivos fluviales sobre la superficie, lo que permitió su consolidación (Fig. 25).



Fig. 25. Sistema heredado o relicto (en línea punteada). El Valle queda “colgado” 100 m sobre el cauce del Río Amacuzac.

d) Endorreicos.

Estos sistemas se caracterizan porque los ríos que los integran confluyen en el fondo de una dolina, de tal manera que están íntimamente relacionados con los procesos cársticos.

En la región de Taxco se identificaron varios sistemas de este tipo, el más evidente en las cercanías de Cacahuamilpa, mientras que los demás se encuentran asociados a dolinas. El régimen de los ríos que los integran es intermitente, sólo se activa en la temporada de lluvias. Los flujos que llegan a

formarse se filtran en ponoras o sumideros, por lo que se desarrolla un patrón de tipo radial centrípeto. Debido a las características de alta infiltración en las calizas, es difícil el desarrollo de valles bien definidos.

e) Subterráneos.

Se trata de sistemas fluviales donde la roca fracturada permite la circulación de agua a través de un macizo calcáreo; en estos, se define a su vez, una zona de entrada y una de salida entre las cuales debe existir un cierto desnivel (Espinasa-Pereña, 1990). Para este caso se presentan las condiciones mencionadas y se caracterizan el curso subterráneo de los ríos Chontalcoatlán y San Jerónimo así como la gruta de Cacahuamilpa, los cuales definen un arreglo ortogonal en planta, que es indicativo de un desarrollo vinculado con estructuras disyuntivas. En conjunto forman un sistema de dos niveles: Inferior integrado por los ríos mencionados y Superior por la caverna (Bonet, 1971).

Nivel Inferior.

Se origina en cauces alóctonos, que se desarrollan fuera de la zona de estudio, cuando entran en contacto con un macizo calizo su curso superficial se pierde en sumideros; el caudal capturado forma una caverna. Tanto el Chontalcoatlán como el San Jerónimo han dejado evidencia de sus antiguos cursos y niveles, en este contexto corresponden a los sistemas heredados y a la caverna de Cacahuamilpa. En ambos ríos, el caudal epigeo se pierde aproximadamente a los 1100 msnm y resurge a los 1000 msnm, en la zona conocida como Dos Bocas, dando origen al río Amacuzac.

La porción subterránea del río San Jerónimo tiene una longitud aproximada de 5.6 km, se trata de una galería continua sin ramificaciones con una dirección norte-sur desde su inicio hasta los 2.5 km donde cambia hacia el E con una orientación similar a la gruta de Cacahuamilpa. El desnivel entre la zona de absorción y la de emergencia es de 100 m de altura.

En el caso del río Chontalcoatlán, su longitud es de 5.8 km, el recorrido subterráneo comienza en los 1080 msnm con dirección general NW-SE, y lo conserva aproximadamente por 2 km, para desviarse hacia el NE con una longitud de 700 m. En este último segmento, el curso mencionado limita con una dolina a través de la cuál se puede acceder y donde la dirección del río cambia nuevamente hacia el norte por más de 1 km. Antes de unirse al río San Jerónimo en *Dos Bocas* la corriente subterránea deriva una última vez hacia el NE (Fig. 26).



Fig. 26. Aspecto del curso subterráneo del río Chontalcoatlán, observado desde una ventana cárstica (claraboya).

Nivel Superior.

Está representado por la gruta de Cacahuamilpa, como una galería única, sin ramificaciones y obstruida en uno de sus extremos lo que le da una morfología de saco; su longitud de 1300 m representa un antiguo curso del río San Jerónimo. En

la actualidad es evidencia de la migración del nivel de base, pues está dispuesta 100 m sobre los actuales escurrimientos subterráneos. Al migrar el curso de agua, la caverna quedó inactiva y favoreció las condiciones para el desarrollo de formas endocársticas.

Símbolos complementarios asociados a los sistemas fluviales.

Punto de absorción cárstico.

Corresponde a la ubicación en donde el curso superficial de los ríos Chontalcoatlán y San Jerónimo se pierde y comienza el subterráneo.

Surgencia.

También conocida como zona de emergencia; se refiere al punto donde las aguas que han circulado de forma subterránea por un macizo calcáreo salen a superficie, lo que forma corrientes superficiales o epigeas. En este contexto se refiere a la zona conocida como Dos Bocas, lugar donde confluyen los cauces subterráneos del Chontalcoatlán y San Jerónimo, y da origen al río Amacuzac (Fig. 27).



Fig. 27. Salida a superficie de los cursos subterráneos de los ríos Chontalcoatlán y San Jerónimo en Dos Bocas para formar el Amacuzac.

4.3 Circos de erosión:

Se trata de morfologías cóncavas a manera de anfiteatro con laderas abruptas y tamaño variable, desarrollados en las cabeceras de algunas corrientes fluviales. La presencia de estas formas es evidencia de intensos procesos de erosión remontante. La clasificación de estos elementos lineales del relieve se realizó de acuerdo a su dinámica, con lo cual se dividen en activos e inactivos.

a) Activos.

Su distribución está confinada a la porción SW de la zona de estudio, cuyo desarrollo se ha presentado sobre laderas que superan los 30° de inclinación, constituidas de areniscas y conglomerados. Estos circos se caracterizan por la presencia de intensos procesos fluviales y gravitacionales, su existencia pone de manifiesto una erosión remontante activa que incluso ha alcanzado los parteaguas (Fig. 28).

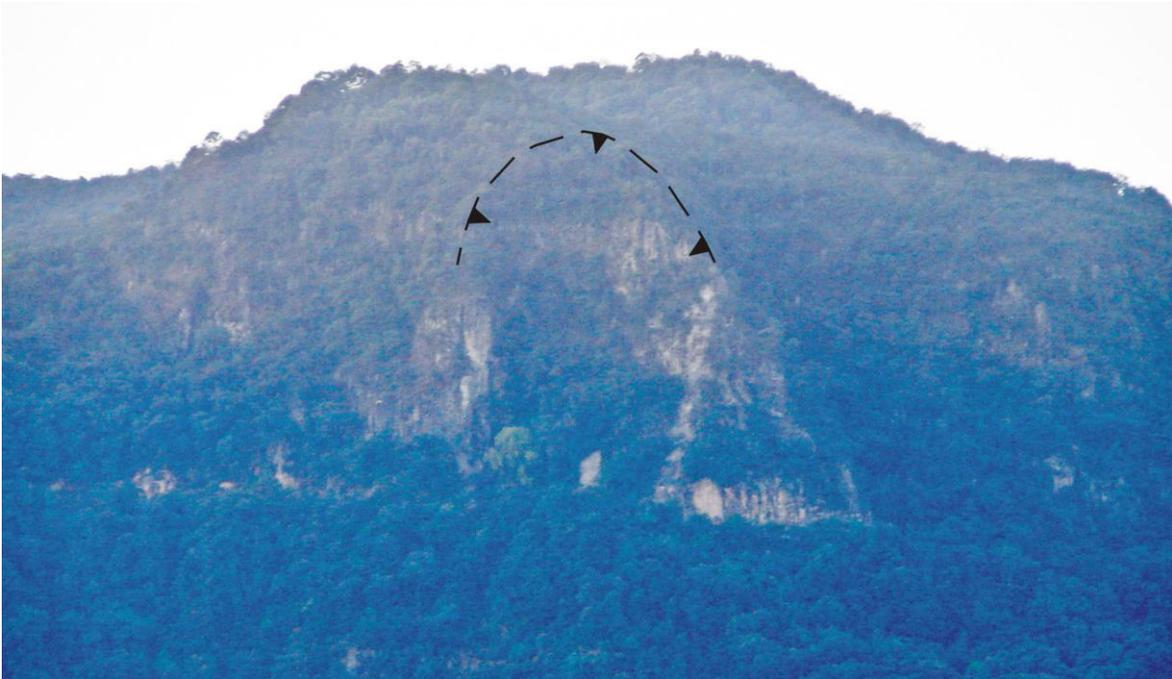


Fig. 28. Circo activo. Las laderas tienen pendientes mayores a 30° por lo que los procesos erosivos son significativos.

b) Inactivos.

Se distribuyen en toda la zona de estudio, pero a su vez, las mayores densidades se presentan en los relieves volcánicos. La acción fluvial en estos circos se ve interrumpida cuando las laderas se estabilizan y las inclinaciones son menores, por lo tanto se inhibe la erosión remontante, lo que favorece la formación de suelo y el emplazamiento de cubierta vegetal. Algunos de estos circos presentan grandes dimensiones y están asociados a edificios volcánicos, donde posiblemente hayan ocupado antiguos cráteres (Fig. 29).



Fig. 29. Circos de erosión inactivos, las pendientes suaves permiten el desarrollo de una capa edáfica que sustenta una densa cubierta vegetal.

5. Acumulativo fluvial

Se refiere a las formas originadas por la sedimentación y deposición de material detrítico transportado por una corriente fluvial, estos procesos se presentan cuando los cursos de agua pierden energía y no son capaces de transportar la carga sólida desprendida en las porciones altas. Para la región de Taxco, las morfologías identificadas son: llanuras aluviales, abanicos proluviales, planicie proluvial – lacustre, piedemonte y terrazas fluviales.

5.1 Llanuras aluviales.

Estas formas se definen como zonas de acumulación o aluvionamiento, adyacentes a una corriente fluvial cuya dinámica es de inundación. El desarrollo de las planicies se presenta de dos maneras; por acreción lateral o vertical de los

materiales (Gutiérrez, 2008). Ambas situaciones se presentan en la zona de estudio.

Las llanuras de acreción lateral se desarrollan en terrenos de poca pendiente, donde los detritos transportados se disponen hacia los lados de los cauces. Tales características se presentan en las planicies localizadas al NE de la zona de estudio y se asocian con los ríos Chalma y Amacuzac. En el primer caso se trata de superficies amplias de hasta 1500 m de anchura, ligeramente inclinadas, integradas por materiales piroclásticos en su base sobre los cuales se depositan los aluviones. En el río Amacuzac la llanura se dispone a ambos lados del cauce, de forma continua por casi 10 km de longitud, es una superficie poco inclinada y su anchura no sobrepasa los 100 m. En ambos casos, estas superficies son susceptibles a inundarse en la temporada húmeda del año (Fig. 30).



Fig. 30. Llanura aluvial del río Chalma, localizada en el sector NE, son terrenos planos utilizados principalmente para actividades agrícolas.

Las llanuras de acreción, también conocidas como intermontanas, son formas cuyo origen se debe a la colmatación de valles limitados por elevaciones de diversa amplitud, que impide el desfogue de material sólido cuenca abajo. Se identificaron 15 unidades de este tipo, distribuidas en toda la región de Taxco, su superficie es de menor extensión que las anteriores y se disponen en diferentes pisos altitudinales.

5.2 Abanicos proluviales.

Son morfologías acumulativas complejas, de forma semicónica, originadas por la descarga de material detrítico de una corriente encauzada a un relieve plano en el cual la pendiente disminuye de manera repentina. En planta describen configuraciones semicirculares, donde el centro corresponde al ápice o punto más alto, a partir del cuál se distribuyen los depósitos.

En la zona de estudio se identificaron tres unidades de este tipo; dos de ellas localizadas en el sector SW y una más en el centro. En los dos primeros, su origen se asocia al acarreo de material sedimentario (lutitas y areniscas), mientras que para el tercer abanico sus depósitos se integran de piroclastos. A partir de la fotointerpretación se pudo establecer que estas formas son activas y que el aporte de material es constante; situación que inhibe el desarrollo de cubierta vegetal. No obstante su expansión se ve limitada por la dinámica erosiva de otras corrientes que disecan sus partes distales. En este sentido solo se pudieron identificar los ápices, mas no así sus límites precisos que generalmente son difusos. Sus radios varían entre 200 y 300 m, y presentan una inclinación de 15° en promedio (Fig. 31).



Fig. 31. Abanico proluvial, la actividad ha cesado por lo que es difícil reconocer su ápice y límite distal, en la actualidad se desarrolla cubierta vegetal.

5.3 Planicie proluvial – lacustre.

Esta unidad se localiza en el extremo NE del territorio, está constituida a partir de materiales aluviales, proluviales y lacustres, con una pendiente menor a 3° , se trata de una superficie subhorizontal homogénea, distribuida en torno a un cuerpo de agua léntico que representa la porción más deprimida (Lago Coatetelco). Las características de este territorio son propicias para la actividad agrícola (Fig. 32).



Fig. 32. Son terrenos ligeramente inclinados, de no más de 3° distribuidos alrededor del lago de Coatetelco.

5.4 Rampas proluviales.

Estos mantos acumulativos son originados al depositarse material detrítico, acarreado por corrientes fluviales intermitentes en áreas de poca pendiente. El desarrollo de estas unidades tiene varias fases. Comienza con la generación de conos de deyección, que al aumentar en tamaño se yuxtaponen, coalescen y finalmente generan superficies de inclinación continua.

En la zona se identificaron dos unidades de este tipo, localizadas al NE, son superficies con pendientes que varían entre los 15° y 30°, representan zonas de transición entre la montaña y las planicies (aluviales y proluvial-lacustre). En este sentido, su límite superior se pudo reconocer con exactitud, no así el inferior, donde la pendiente es mínima y se fusiona con las llanuras adyacentes.

Por asociaciones espaciales se puede interpretar que esta unidad se integra por materiales detríticos de origen calizo y volcánico, debido a que están emplazadas

en las porciones bajas de elevaciones calcáreas y sobre estas hay remanentes de piroclastos.

5.5 Piedemonte.

Son superficies resultado de la acumulación de detritos, depositados por la acción fluvial, y en menor grado por procesos gravitacionales. Las superficies resultantes se disponen generalmente como una zona de transición entre las márgenes de zonas montañosas y las planicies.

Las unidades de piedemonte identificadas, se localizan en mayor número al norte y en menor medida al sur, son terrenos en los que la pendiente característica varía de los 6° a los 15°. Su origen se vincula con sustratos detríticos calizos, ya que su desarrollo se da en las márgenes de elevaciones calcáreas. En el piedemonte, la poca consolidación del material así como su inclinación suave y homogénea no ha permitido la integración de sistemas de drenaje bien estructurado, sin embargo los pocos ríos que lo disecan son rectilíneos, de primero y segundo orden.

5.6 Terrazas fluviales.

Son superficies planas o ligeramente inclinadas que se disponen en una posición más alta que el cauce, representan antiguos lechos fluviales que han sido abandonados. El origen de estas morfologías es complejo y su desarrollo es secuencial; en un principio se produce un ensanchamiento del cauce, ya sea por excavación lateral o aluvionamiento, generando una planicie; posteriormente el curso de agua tendrá una dinámica erosiva en la vertical, que profundiza y deja como evidencia la terraza. Estos procesos de formación y crecimiento están directamente relacionados con el régimen energético fluvial (Gutiérrez, 2008). En la región, las terrazas que se identificaron están asociadas a los ríos Chontalcoatlán, Amacuzac, Taxco y Plan de Campos.

Para el río Chontalcoatlán, localizado en el límite NW, las terrazas fluviales se disponen en un solo nivel, las más representativas se desarrollaron en un sector de ~2 km de longitud, donde la anchura y morfología de las unidades es variable debido a la sinuosidad de la corriente principal. En este sentido, las terrazas están ligeramente inclinadas hacia la corriente y tienen una altura promedio de 30 m sobre la actual llanura aluvial.

El sistema de terrazas que se asocia al río Amacuzac está emplazado a ambos lados del cauce, durante 12 km de longitud aproximada. En la margen derecha, aguas arriba se pudo identificar solo un nivel de 20 m de altura en promedio y hasta 200 m de ancho. En la margen izquierda aguas arriba existen dos niveles de terrazas, el superior corresponde al antes descrito, mientras que el inferior puede asociarse a un evento de aluvionamiento posterior. Estas terrazas son superficies planas con una ligera inclinación en el sentido de la corriente, las características de estas superficies las hacen favorables para la actividad agrícola.

En el caso de los ríos Taxco y Plan de Campos, localizados en el vértice SW, las formas que se desarrollaron son de poca extensión y están dispuestas hasta en tres niveles de aterrazamiento.

6. Erosivo cárstico

El relieve cárstico es el conjunto de formas que se desarrollan en rocas carbonatadas, donde la disolución es el proceso más significativo, a pesar de ello, en el modelado intervienen otros agentes como los fluviales y gravitacionales. En este contexto, los fenómenos cársticos se producen como resultado de un equilibrio entre la roca (caliza) y el agua, donde la primera es el elemento pasivo y el segundo el activo (Llopis, 1970).

En los ambientes cársticos las morfologías se dividen en dos tipos genéticos; exocársticas y endocársticas; las primeras están caracterizadas por depresiones

cerradas de tamaño variable (dolinas, uvalas y poljes) y un drenaje superficial desorganizado; para el segundo caso, las cuevas y sistemas de drenaje subterráneo son las más representativas. (De Pedraza, 1996; White, 1996; White, 1988, en Gutiérrez, 2008). En este apartado solo se caracterizan formas exocársticas: dolinas, cubetas de disolución y valles complejos de disolución-colapso.

6.1 Dolinas

Las dolinas son formas negativas del relieve, depresiones cerradas de forma circular o elipsoide, de dimensiones variables desde pocos hasta varios cientos de metros, no obstante diversos autores consideran que el límite máximo es de 1 km, que al superar este umbral, se consideran uvalas o poljes (Gèze, 1968).

El origen de las dolinas está asociado a procesos de disolución, colapso y subsidencia, sobre un terreno diaclasado o afallado. Cuando dos o más estructuras disyuntivas se intersectan, dan origen a puntos susceptibles a ser afectados por la disolución, y se inicia el desarrollo de estas formas. Los materiales migran hacia zonas inferiores, mientras que el proceso continúa en la lateral.

En la región de Taxco se reconocieron y cartografiaron 228 dolinas, distribuidas principalmente en el sur y centro, mientras que en menor cantidad al NE. Estas unidades se clasificaron en cuatro tipos morfológicos (embudo, artesa, cubeta y platillo) con base en los criterios de Mateo (1981), no obstante, adaptados y modificados para la zona de estudio.

a) Embudo.

Las dolinas de este tipo tienen un mayor desarrollo en la vertical que en la horizontal, sus bordes son irregulares, aunque denotan un arreglo circular, lo que

pone en evidencia la coalescencia con otras depresiones de menor tamaño. Sus laderas interiores son rectas o ligeramente convexas. Este tipo de formas son las más comunes y pueden catalogarse como la etapa inicial, pues no tienen un fondo definido, en todo caso este será un punto de absorción donde se filtra el agua.

Las dolinas de embudo son las más numerosas en la región, principalmente en el sector sur. Se identificaron en total 121, con tamaños que varían desde los 80 m hasta los 500 m de diámetro, el promedio de la mayoría es de 150 m. Cabe resaltar que la orientación de sus ejes mayores, a simple vista, no guarda relación con su disposición, sin embargo, en conjunto, ponen de manifiesto un sistema ortogonal en dos orientaciones principales: NE-SW y NW-SE (Fig. 33).



Fig. 33. Dolina en embudo, laderas rectas y cóncavas. No tiene un fondo definido, el agua se infiltra a través de una ponora. En el poblado El Mogote, cerca de Taxco.

b) Artesa.

Este tipo de dolina se asocia a un estadio de evolución posterior a las de embudo. Como evidencia, en las de artesa se ha desarrollado un fondo plano o ligeramente inclinado de tamaño reducido, producto de la depositación de materiales

insolubles contenidas en la caliza (*terra rossa*); la pequeña extensión de la base de la depresión no permitió su representación cartográfica. En estas unidades predomina una evolución mayor en la lateral que en la vertical, sus laderas son inclinadas y en algunos casos llegan a ser francas.

De este tipo de dolinas se identificaron 89 unidades, distribuidas principalmente en el sector sur. Los diámetros varían entre los 70 m a los 400 m, con profundidades que pueden llegar hasta 40 m. Los ejes mayores se orientan en dos direcciones, al igual que las de embudo: NE-SW y NW-SE.

c) Cubeta.

Se identificaron 14 unidades de este tipo, distribuidas en el centro y NE del área de estudio, en un rango altitudinal que va de los 1100 hasta los 1700 msnm; representan al tipo de dolinas de mayor tamaño en la zona. Se caracterizan por que su diámetro es mayor en comparación con la profundidad, en este sentido, los ejes mayores alcanzan hasta 900 m de longitud, mientras que la depresión alcanza hasta 100 m, todas presentan un fondo plano o ligeramente inclinado formado por *terra rossa*.

Las laderas interiores son rectas o ligeramente convexas y en ellas la erosión fluvial ha integrado sistemas de drenaje de tipo radial centrípeto (cuencas endorreicas). En algunos casos la actividad fluvial remontante ha destruido sus bordes, dando lugar a una morfología en herradura, con lo cual las dolinas en esta situación actúan como cabeceras de barranco.

Por las características antes mencionadas, estas unidades se pueden catalogar en una fase de carstificación más avanzada con respecto a los demás tipos (Fig. 34).



Fig. 34. Las dolinas de cubetas tienen un fondo plano bien definido (línea punteada) y formados por *terra rossa*.

d) Platillo.

En toda la zona se reconocieron 4 unidades de este tipo; tres ubicadas en las cercanías del poblado el Mogote, la otra a 13 km hacia el sur, presentan una morfología en planta casi circular, con diámetros entre 100 y 130 metros. Este tipo de formas se ha desarrollado más en la lateral que en la vertical, pues apenas alcanzan los 10 m de profundidad; lo que sugiere una etapa incipiente de formación, o en caso contrario que dichas formas estén colmatadas por diversos materiales. Altitudinalmente se emplazan entre los 1440 y 1600 msnm.

6.2 Cubetas de disolución.

A partir de la fotointerpretación se reconocieron en el sector sur tres unidades de este tipo (cubeta de disolución gigante), su desarrollo se llevó a cabo sobre material calizo, y su origen se asocia a intensos procesos de disolución cárstica. Si bien la presencia de estas morfologías es evidente en la superficie, el grado evolutivo que presentan, hace que estén constituidas por lineamientos concéntricos de parteaguas y laderas que no pueden ser cerrados como una unidad areal, por lo cual en la cartografía fueron representadas como elementos lineales del relieve.

Las unidades en cuestión están delimitadas por bordes curvos en planta, de geometría convexa en corte y pendientes de 5° a 20°. La cubeta de disolución más grande, tiene un eje mayor orientado en dirección NE-SW y una longitud de 2.5 km aproximadamente, la diferencia de altura entre el punto más bajo y el más alto es de 250 m en promedio. Cabe resaltar que dicha forma tiene la particularidad de no estar totalmente cerrada y el borde se prolonga hacia el interior en dos direcciones distintas, dando la impresión de que se tratan de dos unidades diferentes, también ha perdido su forma simétrica a causa de la erosión fluvial.

En los dos casos restantes, estas unidades son más homogéneas en cuanto a su simetría, con ejes mayores de 1,000 m y 600 m respectivamente una diferencia de alturas entre los puntos más bajos y altos de 70 m. En todos los casos se observó el desarrollo de dolinas en su interior.

6.3 Valles complejos: disolución – colapso.

La clasificación de los valles cársticos, es variada, los que se identificaron en la región de Taxco tienen una génesis compleja, donde intervienen procesos de disolución y colapso. Estos valles tienen características que los diferencian de los desarrollados a partir de procesos puramente fluviales, son *valles secos* y

funcionan solo en la época lluviosa. Algunas particularidades que presentan, son: el predominio de la infiltración sobre el escurrimiento superficial, por lo tanto los procesos fluviales en la horizontal (zapa) también serán limitados.

Los valles de este tipo son cuatro, distribuidos en el sector central; los que se localizan más al norte, cercanos a las grutas de Cacahuamilpa, son los de mayor longitud; las otras dos unidades se emplazan hacia el sur. Es importante destacar que en conjunto, estas formas están dispuestas en dos direcciones específicas: NW-SE y NE-SW (Fig. 35).



Fig. 35. Las laderas en este tipo de valles son francas, en planta describen semicírculos, que evidencia colapsos. Solo se activan en temporada lluviosa.

Todas las formas de este tipo se encuentran “colgadas” sobre los sistemas fluviales adyacentes. Con respecto a su origen y basados en algunos rasgos morfológicos se plantea la siguiente hipótesis: su desarrollo está vinculado a estructuras disyuntivas mismas que favorecieron los procesos de disolución y conducción de forma subterránea. Como evidencia de lo anterior, es la coincidencia de uno de estos valles con el actual curso subterráneo del río Chontalcoatlán, que indicaría que el valle superficial en algún momento correspondió a un curso hipogeo y al presentarse un descenso del nivel base fue

abandonado. Posteriormente, los techos de esas cavidades colapsaron, esto se sustenta a partir de la morfología semicircular de los bordes que indicaría antiguos colapsos aunado a paredes francas (Fig. 36).

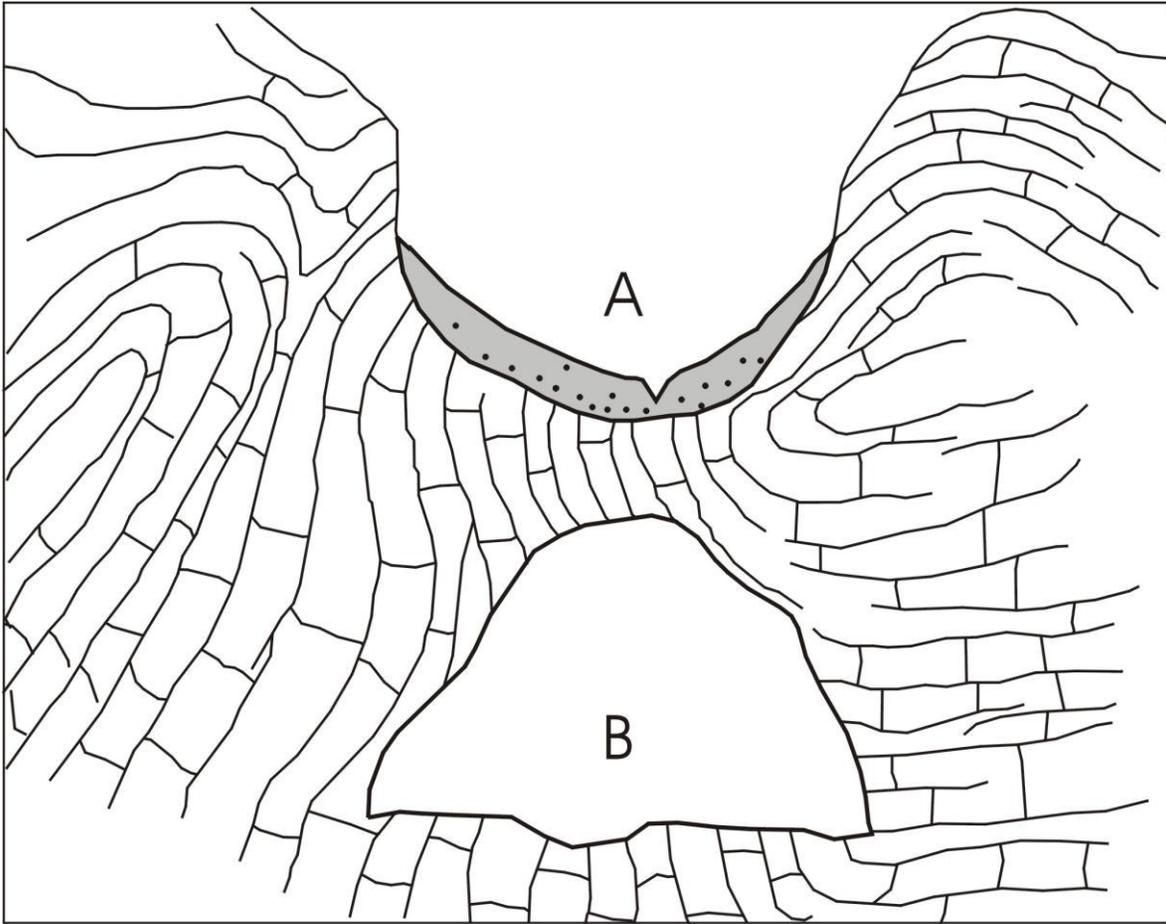


Fig. 36. Modelo idealizado de la migración del nivel base. (A) Actual valle seco, en tiempos anteriores fue un curso subterráneo cuya bóveda colapsa. (B) curso hipogeo del río Chontalcoatlán.

7. Erosivo gravitacional

Los procesos gravitacionales o de remoción en masa son aquellos que involucran el movimiento de los materiales que conforman las laderas bajo la influencia de la gravedad. (Brunsdén, 1979. en Alcántara, 2000). En otras palabras, estos procesos se presentan cuando parte de una ladera se debilita y no soporta su propio peso. Algunos de los factores que intervienen en este tipo de fenómenos

son la presencia de agua superficial y subterránea, la estructura geológica, el relieve y las diversas actividades humanas.

Los procesos gravitacionales engloban una serie de movimientos, cada uno con características específicas, por lo que la clasificación se divide en: caídas o desprendimientos; vuelcos o desplomes; deslizamientos; expansiones laterales; flujos y movimientos complejos (Alcántara, 2000).

Para el territorio de Taxco, los procesos identificados fueron: el desprendimiento de rocas y los deslizamientos. El primero de estos fenómenos se define como la caída libre de rocas, detritos o suelo ladera abajo y cuyo origen se vincula al desprendimiento del material de una superficie inclinada.

Por otro lado, Los deslizamientos son movimientos rápidos de grandes masas de material rocoso (detritos y suelo), que se desliza ladera abajo a partir de una zona de ruptura, donde se forma un circo de desprendimiento. Estos procesos se clasifican en deslizamientos rotacionales; traslacionales y planos. En la región de Taxco se cartografiaron 24 deslizamientos de tipo rotacional, la mayoría localizados en el sector NW en las laderas del río Chontalcoatlán. Su ocurrencia está asociada a estructuras disyuntivas, además en este sector se ubican los de mayores extensiones.

7.1 Circos de desprendimiento.

Conocida también como corona de desprendimiento, se caracteriza por tener una morfología cóncava a manera de anfiteatro, corresponde a la porción de terreno donde el material inicia su movimiento ladera abajo. En la región de estudio es común que en estas áreas desarrollen sistemas de grietas perpendiculares a la dirección de la pendiente. Su tamaño con respecto a sus extremos es variable, la más grande alcanza 1600 m y en promedio se presentan de 450 m.

7.2 Superficies de deslizamiento.

Es la superficie por la cual se desplazó el material removido, se caracteriza por una mayor cohesión de los materiales que la integran, por lo tanto tiene mayor resistencia al movimiento. Las superficies de deslizamiento definen áreas de geometría cóncava, donde las pendientes son mayores a 30°. La extensión de estas morfologías está en función a los volúmenes de los materiales removidos.

7.3 Superficies de desprendimiento de rocas.

Solo se identifica una unidad de este tipo, localizada al NW, en el valle del río Chontalcoatlán; se trata de una superficie con pendientes entre 30° y 45°, de geometría recta, esta característica morfológica condiciona que el material desprendido caiga de manera libre o por rodamiento ladera abajo; los cuales son procesos rápidos y son peligrosos.

8. Acumulativo gravitacional

En este apartado se describen las características morfológicas de los depósitos de los materiales vinculados a los deslizamientos rotacionales.

8.1 Depósitos.

Estas formas están vinculadas con movimientos de remoción en masa de tipo rotacional, no obstante la morfología original en bloques se ha perdido a causa de la erosión fluvial. Como evidencia se observa que en los depósitos se han desarrollado barrancos de distinta profundidad y densidad, actualmente estos depósitos se presentan como lomeríos de alturas y dimensiones variables, incluso en algunos casos solo se observan pequeños remanentes (Fig. 37).



Fig. 37. Deslizamiento rotacional en bloques; (A) circo de desprendimiento; (B) superficie de deslizamiento; (C) depósito, la erosión fluvial ha borrado la morfología en bloques.

9. Relieve antrópico

Se refiere a todas aquellas modificaciones al relieve como resultado de las actividades humanas encaminadas a la obtención de satisfactores, ya sea de índole económico, o para contener algunos procesos naturales que pueden ser peligrosos para la población aledaña, en muchos casos estos tienen resultados contrarios, pues alteran el equilibrio natural del paisaje. En el caso específico de Taxco esta actividad es la minería.

9.1 Jales.

Desde tiempos prehispánicos la minería ha sido una de las actividades económicas que han caracterizado a la región de Taxco. Después de la llegada de los españoles fue en este lugar donde se abre la primera mina de plata en América. Hasta principios del siglo XX la selección de la plata se hacía por el método de amalgamación. En la búsqueda y extracción de mayor cantidad de

metales preciosos se hizo necesaria la introducción de diversos métodos de separación como la flotación y la cianuración, al mismo tiempo provocó una gran generación de residuos, conocidos como jales (Armienta *et al.* 2004).

Los jales son formas acumulativas de origen antrópico, producto de la actividad minera. Se trata de depósitos de material residual, constituidos de partículas del tamaño de las arenas y más finas (Lugo-Hubp, 1989).

Los jales que se identificaron son seis, todos localizados al sur de la ciudad de Taxco, dispuestos sobre areniscas y lutitas de la Formación Mexcala. En estos depósitos están contenidos sulfuros metálicos de pirita, escalerita, galena y arsenopirita, que son la fuente principal de *elementos potencialmente tóxicos* (EPT) y que constituyen serios problemas ambientales al dispersarse hacia la atmósfera o ser movilizados hídricamente como ocurre en la zona de estudio y en consecuencia se contaminen los suelos, aguas superficiales y subterráneas (Romero *et al.* 2007 y Romero y Gutiérrez, 2010).

Las características antes descritas, hacen que estos depósitos representen un peligro latente, pues son materiales poco consolidados que, con lluvias extraordinarias pueden generar diversos procesos peligrosos para los pobladores (Fig. 38)



Fig. 38. Depósito de origen antrópico asociado a la actividad minera (jale).

Símbolos complementarios.

a) Cuerpos de agua.

Se refiere a lagos, presas, jagüeyes, cuyo origen puede ser natural o antrópico.

b) Escarpes erosivos fluviales - gravitacionales (35°- 90° de inclinación).

Son símbolos lineales, que indican los límites de las rampas y laderas piroclásticas, no obstante hay otros que indican la evolución de antiguos circos erosivos y gravitacionales a escarpes semicurvos sobre laderas cóncavas.

c) Contactos:

Reales. Corresponden a límites precisos y bien definidos entre formas de relieve.

Inferidos. Se utilizan cuando los límites entre unidades no están bien definidos. Aunque no son del todo precisos, debido a que los procesos erosivos y acumulativos dificultan esta tarea, son confiables.

Consideraciones finales.

A partir del análisis geomorfológico y su respectiva cartografía se logró integrar la información geológica, genética, morfológica así como de procesos que se llevan a cabo en el territorio de Taxco, de manera coherente y ordenada, en una leyenda que clasifica al relieve en función de su génesis (endógeno y exógeno).

En cuanto al mapa geomorfológico, este representa un inventario de formas de relieve y su distribución espacial a escala 1:35 000, en la cual fue posible plasmar a detalle las morfologías existentes en la zona de estudio; algunas de ellas permiten definir la existencia de estructuras disyuntivas, de acuerdo a su arreglo en alineamientos preferenciales. Tal es el caso de el río Chontalcoatlán y los procesos de ladera que se identificaron en los flancos de su valle, así como la existencia de valles cársticos y dolinas orientados en una dirección NW - SE.

Uno de los procesos más relevantes en esta región son los cársticos, de los cuales fue posible cartografiar los cursos subterráneos de los ríos San Jerónimo y Chontalcoatlán. Para morfologías exocársticas (dolinas) se propone una tipología específica donde se resalta el grado de evolución en función a parámetros geomorfológicos; como sus laderas y fondos.

Conclusiones y aportes.

El análisis de los aspectos físico-geográficos (clima, suelo, hidrografía y vegetación) presentes en la región de Taxco, permiten entender su espacialidad y su vínculo entre ellas. De esta manera fue posible determinar la relación con la dinámica endógena y exógena; el reflejo de lo anterior, es la existencia de una morfología diversa que de alguna manera tiene la influencia de la litología y la tectónica local.

Las características geológicas del territorio de Taxco y zonas adyacentes son variadas, abarcan un amplio espectro temporal que comienza desde el Paleozoico hasta el presente. La diversidad litológica es evidente, comprende rocas metamórficas, sedimentarias y volcánicas, todas ellas afectadas en diverso grado por la actividad tectónica, que da como resultado contrastes morfológicos muy marcados y que son susceptibles en mayor o menor grado a la erosión; en particular, a los procesos gravitacionales, fluviales y cársticos.

La utilización de métodos morfométricos permitió una primera aproximación, a la caracterización e interpretación del relieve a partir de la interpretación de diversos mapas. Cada uno de ellos permitió evaluar y analizar la intensidad de la actividad exógena. Por un lado, la altimetría e inclinación del terreno permitió reconocer y definir la plataforma de análisis de este trabajo, las unidades morfológicas (Montaña, Premontaña, Sierras Menores, Mesas piroclásticas, Valles amplios de fondo plano y Valles superficiales-subterráneos).

El mapa de actividad exógena es uno de los aportes de este trabajo, es resultado de la síntesis de la información morfométrica y el análisis morfológico de cada unidad mayor del relieve. Este mapa refleja superficies con dinámicas exógenas intensas y por tanto pone de manifiesto zonas susceptibles a procesos gravitacionales y a inundaciones. También hacer evidente zonas de filtración del agua que se vinculan con los procesos cársticos. Los métodos morfométricos son

confiables en el análisis de terrenos carbonatados. Por otro lado este tipo de cartografía es un punto de partida para el estudio de peligros geomorfológicos ya que muestra los territorios susceptibles a modelados que pueden afectar poblados o infraestructura.

El mapa geomorfológico fue la mejor opción para entender la región de Taxco, debido a que en este documento se integró información geológica, tectónica y geomorfológica (génesis, morfología, dinámica, evolución y edad del relieve). Al mismo tiempo es un documento que permite reconocer las causas que originaron las formas de relieve e interpretar su posible evolución. La leyenda que acompaña la cartografía, es una jerarquización del relieve original, en donde la génesis y la forma son los principales elementos de la clasificación. La cartografía geomorfológica y su análisis es un aporte más de esta investigación.

En este contexto, las formas de origen volcánico (Plioceno-Pleistoceno) que se identificaron ocupan el W y el SE y se caracterizan por presentar una morfología de mesas. El relieve de origen tectónico-estructural presenta una variada litología, su edad es del Terciario (conglomerado calizo, lutitas, limonitas y areniscas) y se reconoce por el desarrollo de formas de relieve vinculadas con la erosión diferencial. El paisaje cárstico superficial y su continuación en el subsuelo, se desarrolla en calizas del Cretácico y se dispone en el centro de la zona de estudio.

Con respecto al relieve de origen exógeno y en sustrato calizo se tiene los siguientes aportes: Una taxonomía de valles respecto a su profundidad en donde los principales rubros son: exorreicos, exorreicos-subterráneos, heredados, endorreicos y subterráneos. Cada uno de ellos está representados con una simbología original en el mapa geomorfológico. En este marco hay que considerar la taxonomía de formas de disolución exokárstica, en particular las dolinas y simas. La característica principal que se tomó en cuenta fue la morfología.

Por otro lado, el análisis de curso del río subterráneo Chontalcoatlán es analizado bajo un criterio geomorfológico y se proyecta su trayectoria en superficie utilizando para ello el mapa geomorfológico. El aporte en particular, refleja la influencia del relieve subterráneo en superficie.

El documento cartográfico, producto de esta tesis servirá como base para otros estudios, dentro de las diversas áreas del conocimiento de las ciencias de la tierra, los relacionados con la planificación del territorio o con el uso y manejo del territorio: geomorfositos. Por último, el método y la información que se ofrece, puede servir como ejemplo para la comprensión de territorios similares.

Bibliografía:

- Alaniz-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 region, southern Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118(1), 1-14.
- Alaniz-Álvarez, S. A., y Nieto-Samaniego, A. F. (2005). El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 65-82.
- Alcántara, I. (2000). Landslides: ¿deslizamientos o movimientos del terreno? Definición, clasificaciones y terminología. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 41, 7-21.
- Alcántara-Ayala, I. (2004). Hazard assessment of rainfall-induced landsliding in Mexico. *Geomorphology*, 61(1), 19-40.
- Alcántara-Ayala, I., Esteban-Chávez, O.; Parrot, J. F. (2006). Landsliding related to land-cover change: a diachronic analysis of hillslope instability distribution in the Sierra Norte, Puebla, México. *Catena*, 65(2), 152-165.
- Alvarado-González, R. (2003). Cartografía geomorfológica del complejo volcánico Sierra de San Juan, Nayarit, México. Facultad de Filosofía y Letras. Tesis de licenciatura. UNAM. México, D. F.
- Álvarez, M. (1961). Provincias Fisiográficas de la República Mexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 24(2), 5-20.
- Armienta, M. A., Talavera, O., Villaseñor, G., Espinosa, E., Pérez-Martínez, I., Cruz, O., Ceniceros, N.; Aguayo, A. (2004). Environmental behaviour of metals from tailings in shallow rivers: Taxco, central Mexico. *Applied Earth Science*, 113(1), 76-82.
- Banks, N. G., Tilling, R. I., Harlow, D. H., Ewert, J. W.; Tilling, R. I. (1993). Vigilancia volcánica y pronósticos a corto plazo. In *Curso breve sobre los peligros volcánicos* (pp. 51-82). Organización Mundial de Observatorios Vulcanológicos.
- Bashenina, B. (1977). Cartografía Geomorfológica. Ed. Educación Superior, Moscú, URSS. (En ruso).
- Bloom, A. L. (1978). *Geomorphology*. Prentice Hall, Inc.
- Bonet, F. (1971). Espeleología de la región de Cacahuamilpa, Guerrero. *Boletín número 90. Instituto de Geología*. UNAM. México D. F.

- Campa, M. F. (1978). La evolución tectónica de Tierra Caliente. *Guerrero: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 39(2), 52-54.
- Capra, L., Norini, G., Gropelli, G., Macías, J. L.; Arce, J. L. (2008). Volcanic hazard zonation of the Nevado de Toluca volcano, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(4), 469-484.
- Capra, L., Lugo-Hubp, J., y Zamorano-Orozco, J. J. (2006). La importancia de la geología en el estudio de los procesos de remoción en masa: el caso de Totomoxtla, Sierra Norte de Puebla, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 58(2), 205-214.
- Capra, L., Lugo-Hubp, J., y Borselli, L. (2003). Mass movements in tropical volcanic terrains: the case of Teziutlán (México). *Engineering Geology*, 69(3), 359-379.
- Capra, L. (2000). Colapsos de edificios volcánicos: transformación de avalanchas de escombros en flujos de escombros cohesivos. Los casos del Monte Santa Elena (EEUU), Nevado de Toluca y Nevado de Colima (México). UNAM. Tesis de doctorado en Ciencias de la Tierra. 177 p.
- Capra, L., y Macías, J. L. (2000). Pleistocene cohesive debris flows at Nevado de Toluca Volcano, central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(1), 149-167.
- Charlton, E. (2008). *Fundamentals of Fluvial Geomorphology*. Ed. Routledge.
- Coque, R. (1984). *Geomorfología*. Editorial Alianza. Madrid, España. Pp. 477.
- Cuanalo, H. (1990) *Manual para la descripción de perfiles de suelo en el campo*. Centro de edafología. Colegio de Postgraduados de Chapingo, México. Pp. 30.
- Cuanalo, O. y Melgarejo, G. (2006). Inestabilidad de laderas Sierras Norte y Nororiental del Estado de Puebla. *Elementos: Ciencia y cultura*. Septiembre-noviembre, 9, (047). 51-55. Benemérita Universidad Autónoma de Puebla. Puebla, México.
- D'Antonio, M., Capra, L., Sarocchi, D.; Bellotti, F. (2008). Reconstrucción del evento eruptivo asociado al emplazamiento del flujo piroclástico El Refugio hace 13 ka, volcán Nevado de Toluca (México). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(1), 115-134.
- De Cserna, Z. y Fries, C., Jr. (1981). Hoja Taxco 14Q-h (7), con resumen de la hoja Taxco, estados de Guerrero, México y Morelos: México, D. F.,

Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Carta Geológica de México, Serie 1:100,000*.

- De Cserna, Z., Palacios-Nieto, M.; Alor, J. P. (1978). Relaciones de facies de las rocas cretácicas en el Noroeste de Guerrero y en áreas colindantes de México y Michoacán. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 2(1), 8-18.
- De Pedraza, J. (1996). Geomorfología: principios, métodos y aplicaciones. Editorial Rueda, Madrid, España.
- Espinasa-Pereña, R. (1990). Propuesta de clasificación del Karst de la República Mexicana. Tesis Profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM. México.
- Franco, O. (2005). Geomorfología del volcán Popocatepetl. Facultad de Filosofía y Letras, Colegio de Geografía. UNAM. Tesis de Licenciatura.
- Fries, C. (1960). Geología del Estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México. *Boletín número 60*. Instituto de Geología. UNAM. México D. F. 236 p.
- García, E. 1970. Modificaciones al Sistema de Clasificación Climática de Koppen. Instituto de Geografía, UNAM.
- García-Romero, A. (1996). Inestabilidad de vertientes en el curso medio del río Jarama. *IV Reunión de Geomorfología*, Sociedad Española de Geomorfología, 313-324.
- Géze, B. (1968). La Espeleología Científica. Ediciones Martínez Roca S.A. Barcelona, España.
- Gómez, A. (1998). Análisis geomorfológico del volcán Popocatepetl escala 1:20,000. Tesis de licenciatura. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM.
- Gracia, F. J. (1987). Controles morfométricos de los campos de dolinas en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Cuaternario y geomorfología: Revista de la Sociedad Española de Geomorfología y Asociación Española para el Estudio del Cuaternario*, 1(1), 119-134.
- Guerra-Peña, F., (1980). Fotogeología. Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad Universitaria. México, D.F.
- Gutiérrez, M. (2008). Geomorfología. Pearson Educación, S. A. Madrid.
- Herrero, M. (1998). Método de trabajo para la formación y el diseño de mapas geomorfológicos. *Anales de Geografía de la Universidad Complutense*, 8. 25-40.

- Llopis, N. (1970). *Fundamentos de Hidrogeología Cárstica*. Editorial Blume. Madrid, España.
- Lugo-Hubp, J. I. (1988). *Elementos de Geomorfología Aplicada*. (Métodos cartográficos). Instituto de Geografía, UNAM. México. Pp. 128.
- Lugo-Hubp, J. I., (1989). *Diccionario Geomorfológico*. Instituto de geografía, UNAM. México.
- Lugo-Hubp, J. I., (1990). El relieve de la República Mexicana. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 9(1), 82.
- Lugo-Hubp, J. I. y Córdova, C. (1992). Regionalización geomorfológica. Geomorfología 2. *Atlas Nacional de México. Hoja IV.3.4*. Instituto de Geografía, UNAM.
- Macías, J. L. y Capra, L. (2005). *Los Volcanes y sus Amenazas. Serie: La Ciencia para todos*. No. 210, Fondo de Cultura Económica. México.
- Macías, J. L. (2005). Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 379-424.
- Martínez-Fernández, J. (1996). Características morfométricas y de la red de drenaje de algunas cuencas de la Sierra de los Álamos (Moratalla, Murcia). *Papeles de Geografía Física*, número 11. 45-51.
- Mateo, J. (1981). *Morfología Cársica*. Facultad de Geografía, Ministerio de Educación Superior. Universidad de la Habana. La Habana, Cuba.
- Molina, R; Bohnel, H. and Hernández, T. (2002). Paleomagnetism of the Cretaceous Morelos and Mezcala Formations, southern Mexico. *Tectonophysics* 6823. 1-17.
- Morán-Zenteno, D. J. (1986), Breve revisión sobre la evolución tectónica de México. *Geofísica Internacional*. Volumen 25 (1), 9-38.
- Morán-Zenteno, D. J., Alba-Aldave, L. A., Solé, J.; Iriando, A. (2004). A major resurgent caldera in southern Mexico: the source of the late Eocene Tilzapotla ignimbrite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136(1), 97-119.
- Morán-Zenteno, D. J; Alba-Aldave, L; Martínez-Serrano, R; Reyes-Salas, M; Corona-Esquivel, R.; Ángeles-García, S. (1998). Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Tertiary volcanic sequences of the Taxco-Quetzalapa region, southern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, volumen 15(2), 167-180.

- Morán-Zenteno, D. J; Tolson, G; Martínez-Serrano, R. G; Martiny, B; Schaaf, P; Silva-Romo, G; Macías-Romo, C; Hernández-Bernal, M. S.; Solís-Pichardo, G. N. (1999). Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*: 12(6), 513-535.
- Moreno, R; Barbanson, L.; Coreño, O. (2009). Neoformación mineralógica en residuos minero (jales) del distrito minero Zimapán, estado de Hidalgo, México. *Minería y Geología*, 25(2). 1-31.
- Palacios, D. y de Marcos, J. (1996). La elaboración de la cartografía de riesgos geomorfológicos y su aplicación en áreas de alta montaña. *Serie Geográfica*, (6.) pp. 59-98.
- Peña, J. L. (1997). Cartografía Geomorfológica. Básica y Aplicada. Geoforma Ediciones. Logroño, España.
- Pérez-Gutiérrez, R. (2007). Análisis de la vulnerabilidad por los deslizamientos en masa, caso: Tlacuitlapa, Guerrero. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 59(2), 171-181.
- Rodríguez-Pérez, C. (1998). Las formas de relieve y la evolución geomorfológica de la sierra de Sabia (área central de Asturias). *Ería*, (46), 131-147.
- Romero, D. (1984). Tipología de formas kársticas y relaciones morfoestructurales en la marina oriental Asturiana. *Ería*, (7). 119-132.
- Romero, F; Armienta, M. y González-Hernández, G. (2007). Solid-phase control on the mobility of potentially toxic elements in an abandoned lead/zinc mine tailings impoundment, Taxco, Mexico. *Applied Geochemistry* 22(1). 109-127.
- Romero, F., y Gutiérrez, M., (2010). Estudio comparativo de la peligrosidad de jales en dos zonas mineras localizadas en el sur y centro de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 62,(1), 43-53.
- Scarth, A. (1994). Volcanoes. First U. S. Edition. Texas A&M University Press.
- Scott, W. E., (1993a). Los peligros volcánicos. *Los peligros volcánicos*. Tilling, R.I. (ed.). 9-24.
- Scott, W. E., (1993b). Zonificación de los peligros volcánicos y predicciones a largo plazo. *Los peligros volcánicos*. Tilling, R.I. (ed.). 25-50.
- Strahler, A. N., (1979). Geografía Física. Ediciones Omega, S. A., Barcelona. Cuarta Edición.

Zamorano, J. J. (1990). Análisis ingeniero-geomorfológico de la cuenca de México. Tesis de doctorado. Universidad Estatal de Moscú, Lomonosov. Moscú; URSS (en ruso).

Cartografía

CETENAL. (1981). Carta de Vegetación y Uso de Suelo Taxco E14- A68. Escala 1:50000.

CETENAL. (1982). Carta Edafológica E14- A68. Escala 1:50000.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. (1998). Carta Topográfica Taxco E14-A68, escala 1:50000.

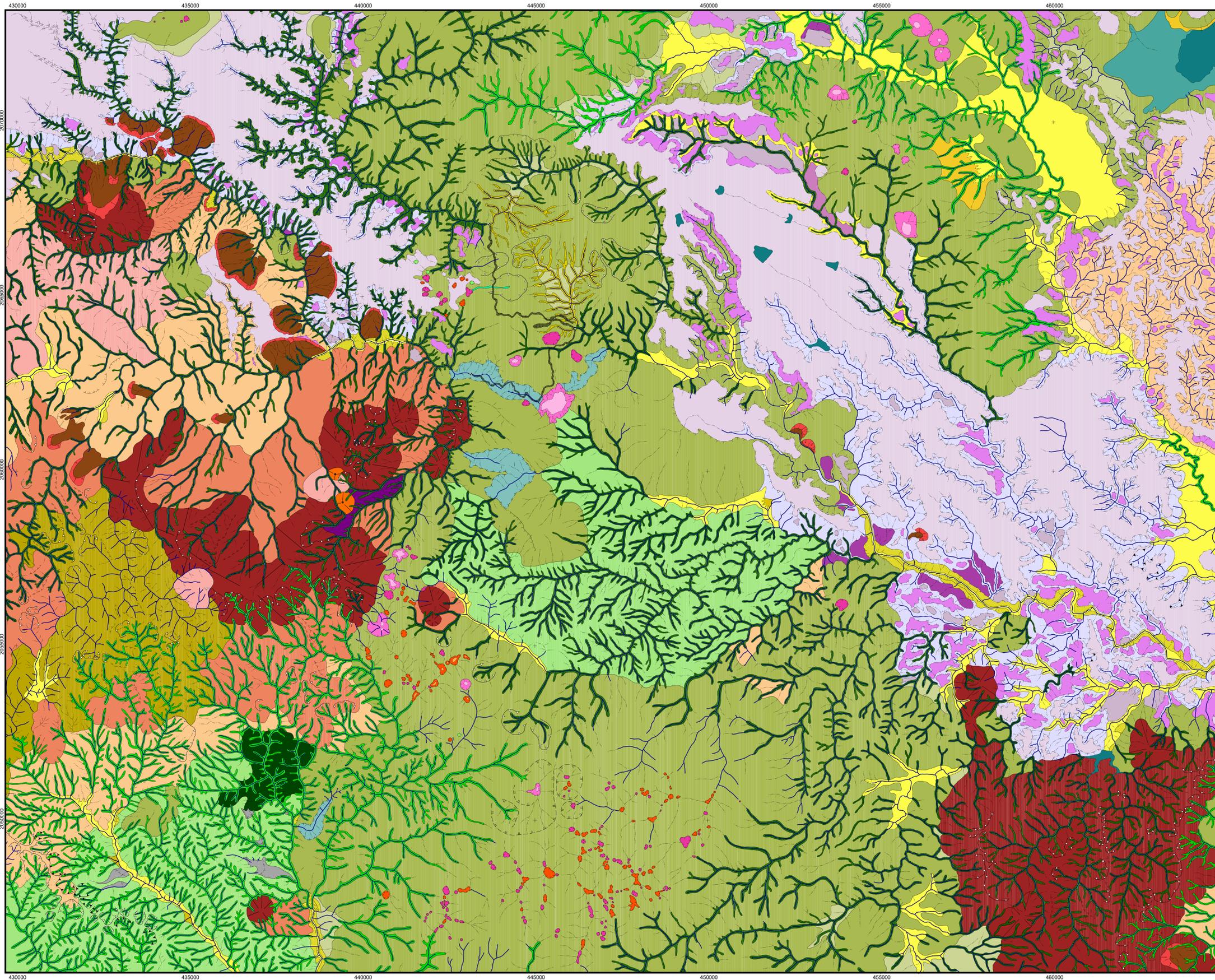
Secretaría de la Presidencia. (1971). Carta de Climas. Escala 1:250000.

SSP (Secretaría de Programación y Presupuesto). (1981). Carta de Hidrología. Escala 1:500000.

Fotografías aéreas

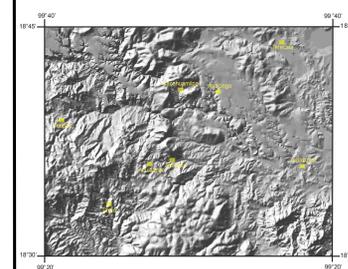
Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. (1996). Fotografías aéreas en blanco y negro de Taxco, escala 1:37500.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. (1988). Fotografías aéreas en blanco y negro de Taxco, escala 1:75000.



MAPA GEOMORFOLÓGICO DE LA REGIÓN DE TAXCO Y ZONAS ADYACENTES.

- RELIEVE ENDÓGENO**
1. Volcánico *acumulativo*
- 1.1 Rampas y laderas piroclásticas cuaternarias con morfología de mesa.
- RELIEVE ENDÓGENO MODELADO**
2. Volcánico
- 2.1 Edificios volcánicos del Terciario.
 - 2.2 Domos.
 - 2.3 Flujos piroclásticos antiguos.
 - 2.4 Lavas de edad terciaria.
 - 2.5 Sierras volcánicas intensamente modeladas.
 - 2.6 Relieves erosivos complejos con morfología de lomeríos.
3. Tectónico - estructural
- 3.1 Relieves plegados de:
- a) Conglomerado calizo, limonita y arenisca del Terciario Inferior.
 - b) Lutitas, limolitas y areniscas del Cretácico Superior.
 - c) Calizas del Cretácico Inferior.
 - d) Esquistos del Paleozoico.
- RELIEVE EXÓGENO**
4. Erosivo fluvial
- 4.1 Cauces:
- a) < a 20 m.
 - b) > a 20 m.
- 4.2 Sistemas fluviales:
- a) Exorreicos.
 - b) Exorreicos - subterráneos.
 - c) Heredados.
 - d) Endorreicos.
 - e) Subterráneos.
- 4.3 Circos de erosión:
- a) Activos.
 - b) Inactivos.
5. Acumulativo fluvial
- 5.1 Llanuras aluviales.
 - 5.2 Abanicos proluviales.
 - 5.3 Planicie proluvial - lacustre.
 - 5.4 Rampas proluviales.
 - 5.5 Piedemonte.
 - 5.6 Terrazas fluviales.
6. Erosivo cárstico
- 6.1 Dolinas con morfología de:
- a) Embudo.
 - b) Artesa.
 - c) Cubeta.
 - d) Platillo.
- 6.2 Cubetas de disolución.
- 6.3 Valles complejos: disolución - colapso.
7. Erosivo gravitacional
- 7.1 Circos de desprendimiento.
 - 7.2 Superficies de deslizamiento.
 - 7.3 Superficies de desprendimiento de rocas.
8. Acumulativo gravitacional
- 8.1 Depósitos.
9. Relieve antrópico
- 9.1 Jales.
- Símbolos complementarios**
- a) Cuerpos de agua.
 - b) Escarpes erosivo fluvial - gravitacional (35° - 90° de inclinación).
 - c) Contactos:
 - Reales.
 - Inferidos.
- Símbolos complementarios asociados a los sistemas fluviales.**
- Punto de absorción cárstico.
 - Surgencia.



Tesis UNAM
 Facultad de Filosofía y Letras
 Colegio de Geografía
 Miguel Santos Rojas
 Asesor: Dr. José Juan Zamorano Orozco