



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS**

**COLEGIO DE GEOGRAFÍA**

**ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DEL RÍO VENADOS, VEGA DE METZTITLÁN,  
ESTADO DE HIDALGO.**

**TESIS**

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE**

**LICENCIADO EN GEOGRAFÍA**

**PRESENTA**

**JORGE LUIS ZAVALA RIVERA**

**DIRECTOR DE TESIS**

**DR. MIGUEL E. CASTILLO RODRÍGUEZ**

**CIUDAD UNIVERSITARIA, CIUDAD DE MÉXICO. NOVIEMBRE DE 2016**



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.

*“La realidad es simplemente una ilusión, aunque una muy persistente”*

*Albert Einstein*

## AGRADECIMIENTOS

A mis padres María Remedios Rivera y Luis Enrique Zavala, coautores de este proyecto de investigación y quienes me ayudaron e impulsaron a llegar al final de este ciclo. Sin sus consejos nada habría sido posible. Mis más grandes agradecimientos para mis amados padres que siempre han hecho todo por mí para verme realizado.

A mis hermanos Viridiana y Luis Yosef. La primera gran profesionalista y estudiante, que me enseñó a luchar por mis ideales, el segundo por enseñarme a que te puedes levantar de las más letales sacudidas que te da la vida y aun así tener una gran sonrisa.

A Sofía León, talentosa y brillante estudiante quien fue una pieza fundamental en esta tesis de licenciatura. Gracias por calmarme y hacerme entrar en razón cuando pensaba que ya no podía más. Sin ti nada de esto sería posible.

A Jorge Francisco Zavala, tío y padrino que extrañaré toda la vida, que se me fue antes de poder mostrarle de lo que soy capaz, pero que siempre confió en mí y mis virtudes. Gracias por apoyarme y hacer caso omiso de las palabras de las personas, que en eso quedaron, simples palabras, burdas y equivocadas. Le estaré eternamente agradecido por su cariño y afecto. Lo amo.

A mi tía Juana Díaz que siempre tuvo las mejores palabras de aliento e influyó en mi forma de afrontar la vida.

A los Doctores Miguel Castillo y Esperanza Muñoz, por sus grandes aportaciones en este proyecto. Ellos me mostraron el mundo de la investigación y me abrieron las puertas del Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía. Gracias por apoyarme en todo momento y por compartir conmigo sus conocimientos.

A mi amigo e Ingeniero Alberto Pérez Rojas que me mostró lo maravilloso que es el mundo de la docencia y me dio la oportunidad de apoyarlo en los cursos de licenciatura de Geografía Física 1 y 2. Agradezco también al Maestro Pedro Montes Cruz por tomarse el tiempo de revisar esta tesis y por enseñarme el apasionante mundo de la Geomorfología. Al Doctor Abraham Navarro, por enseñarme que la Cartografía no es sólo una ciencia, sino un arte.

A mis amigos Alejandro Guzmán, Ismael Enciso, Masato, Jair Salas, David, Diego Morales, Raúl García, Alejandro Luque, Samuel Ovilla y Edwin Morales, quienes me impulsaron a llegar a mi meta.

A Teresa Inés Ramírez, profesora de primaria que siempre ha estado al pendiente de mi formación académica y me ha brindado todo su apoyo.

A la Universidad Nacional Autónoma de México por darme la oportunidad de pertenecer a la mejor universidad de México y enseñarme el camino de las ciencias.

Muchas gracias a todos por ser parte de este proyecto de investigación en todo momento, sin sus consejos mi vida habría sido muy distinta.

<b>Índice</b>	<b>Página</b>
<b>Introducción.....</b>	<b>1</b>
<b>Capítulo I Marco teórico.....</b>	<b>6</b>
<b>1.1 Definición, objetivos e historia de la geomorfología.....</b>	<b>6</b>
<b>1.2 Análisis geomorfológico.....</b>	<b>19</b>
<b>1.3 Cartografía geomorfológica.....</b>	<b>20</b>
<b>1.4 El sistema ITC para levantamientos geomorfológicos.....</b>	<b>21</b>
<b>1.5 Morfometría.....</b>	<b>29</b>
<b>Capítulo II Marco Físico.....</b>	<b>32</b>
<b>2.1 Localización y delimitación del área de estudio.....</b>	<b>32</b>
<b>2.2 Geografía Física.....</b>	<b>33</b>
<b>2.3 Clima e Hidrografía.....</b>	<b>35</b>
<b>2.4 Actividades Antrópicas.....</b>	<b>49</b>
<b>Capítulo III Geología.....</b>	<b>50</b>
<b>3.1 Geología Histórica.....</b>	<b>50</b>
<b>3.2 Estratigrafía.....</b>	<b>63</b>
<b>3.2.1 Precámbrico.....</b>	<b>64</b>
<b>3.2.2 Paleozoico.....</b>	<b>65</b>
<b>3.2.3 Mesozoico.....</b>	<b>65</b>
<b>3.2.4 Cenozoico.....</b>	<b>70</b>

3.3 Geología Estructural.....	72
Capítulo IV Metodología.....	75
4.1 Obtención de información documentada y gráfica.....	75
4.2 Trabajo de campo.....	77
4.3 Análisis morfométricos y elaboración del mapa geomorfológico definitivo.....	77
Capítulo V. Geomorfología.....	94
5.1 Descripción del mapa geomorfológico.....	94
5.1.1 Relieve endógeno.....	94
5.1.2 Relieve exógeno.....	98
5.2 Interpretación de la evolución geomorfológica del valle del río Venados.....	100
Capítulo VI. Conclusiones.....	103
Referencias bibliográficas.....	105

## **Introducción**

### ***Presentación del tema***

Esta investigación busca comprender la evolución del relieve en el valle del río Venados el cual se localiza en el municipio de Metztlán, en el Estado de Hidalgo. El análisis temporal comienza a partir del Cretácico Superior cuando se presenta la primera etapa de deformación de la secuencia sedimentaria, producto de la Orogenia Laramide y hasta su actual configuración morfológica consecuenta a la obturación del drenaje superficial hace aproximadamente 500 a 1100 años, originado por un depósito de remoción en masa de materiales calcáreos pertenecientes a la Formación El Abra.

El proceso de remoción en masa fue condicionado por fallas normales correspondientes al estilo de deformación frágil con orientaciones NW-SE y E-W y desencadenada por un sismo de fractura superficial (Suter, 2004). El resultado fue un depósito con un área de 2.5 km<sup>2</sup>, un volumen de ~ 0.6 km<sup>3</sup>, un espesor de ~ 400 m a lo largo de la dirección del valle, una longitud máxima de 2600 m y un desnivel de 860 m (Suter, 2004). Posterior a su obturación, el valle comenzó a rellenarse de sedimentos de materiales volcánicos transportados por el río Venados y sus afluentes a lo largo de su trayectoria desde la zona de Huasca de Ocampo hasta su desembocadura en la laguna de Metztlán.

Debido a la compleja relación que existe entre las condiciones litológicas, estructurales, geomorfológicas y de actividad sísmica que resultaron en un cambio drástico en la dinámica del relieve por la formación del deslizamiento, fue necesaria la implementación de un método que involucró análisis de tipo geológico, morfométrico y geomorfológico para evaluar el cambio en la dinámica erosiva y la evolución de las formas del relieve en el valle del río Venados.

## ***Trabajos previos***

La vega de Metztlán es una zona de interés desde distintos enfoques debido a su ubicación en el límite entre las provincias fisiográficas de la Sierra Madre Oriental (SMO) y el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM). Los trabajos realizados en esta área son de biología, hidrología, estratigrafía, geomorfología y geología, estos dos últimos son los más relevantes para esta investigación, debido a que permiten llegar a una explicación sobre la obturación del valle del río Venados y al origen de la laguna de Metztlán, no obstante, que éstos dos proponen dos modelos distintos. El trabajo con un enfoque geomorfológico (García *et al.*, 1996) se utilizan métodos indirectos para la evaluación del deslizamiento mientras que en el de tipo geológico (Suter, 2004) se basa en un enfoque estructural con observaciones y registros tomados en trabajo de campo.

## ***Planteamiento del problema***

El origen de la vega de Metztlán es producto de un deslizamiento que ha sido estudiado desde dos enfoques: el geomorfológico y el geológico. En el enfoque geomorfológico, García *et al.* (1996) mencionan que el deslizamiento que originó la vega, fue una remoción en masa de tipo rotacional compuesto de dos bloques de roca caliza en la ladera occidental, con lo cual se obstruyó el curso del río Metztlán. Consecuente al bloqueo del drenaje, el río tuvo una reorientación y comenzó a socavar la ladera oriental, este proceso junto con la inclinación de los estratos altamente fracturados, produjo un segundo evento asociado a un desprendimiento de un paquete de estratos que cerró de forma definitiva el valle.

En el enfoque geológico-estructural planteado por Suter (2004), se sugiere que el proceso gravitacional corresponde de forma específica a una avalancha de detritos producto de la conjugación del fallamiento normal del Cenozoico en la ladera oriental del valle y de un sismo de ruptura superficial sobre las fallas hace aproximadamente de 500 a 1100 años. Este autor propone que la edad del sismo concuerda con la edad de la avalancha de detritos, misma que provocó el represamiento del río Metztlán.

Debido a la controversia que existe en el origen de la vega de Metztlán, es necesario utilizar una metodología con criterios geológico-estructurales y geomorfológicos, para identificar cuál fue su posible génesis. Asimismo, es necesario evaluar el efecto que produjo la obturación del valle en la dinámica erosiva del relieve y cómo este evento cambió la evolución de las formas del relieve. En esta tesis se propone integrar los análisis geológicos, morfométricos y geomorfológicos con el fin de comprender la formación y evolución del relieve a lo largo de la vega de Metztlán y en las zonas adyacentes.

### ***Justificación***

Los relieves neotectónicos se caracterizan por presentar una alta sismicidad y elevados valores en las tasas de erosión (Montgomery y Brandon, 2002). Tales condiciones propician, en las zonas montañosas, una remoción importante de los materiales de las laderas hacia el sistema fluvial. Los procesos geomorfológicos pueden afectar a los distintos asentamientos humanos, así como a las actividades económicas que ahí se realizan (Verstappen, 1983). Debido a que la zona del río Venados se encuentra afectada por procesos tectónicos que acentúan la dinámica erosiva en el relieve, se hace necesario contar con un estudio geomorfológico en el área de estudio para obtener información sobre aquellos procesos exógenos que pueden en un futuro, afectar a pobladores y ponerlos ante una situación de peligro geológico. Para cumplir con dicho objetivo es fundamental construir la información de base del relieve y sus procesos, los cuales pueden sintetizarse en el mapa geomorfológico (Verstappen y Van Zuidam, 1991).

La importancia de la investigación radica en que se utilizará un enfoque integral con el cual se evaluarán las condiciones previas y posteriores a la obturación del drenaje dada por la remoción en masa de una porción de la ladera. Con la investigación se pretende llegar a conocer la evolución del valle del río Venados mediante análisis geomorfológicos, geológicos y morfométricos. Para cumplir con ello, se plantea hacer también un análisis comparativo con el valle del río Amajac, el cual se encuentra al occidente del valle del río

Venados, éste no presenta una obturación del drenaje por deslizamientos, no obstante, ambos valles tienen una evolución geológico-geomorfológica similar.

### ***Hipótesis***

El arreglo estructural, el control tectónico, el grado de fracturamiento que presentan las calizas del Cretácico, así como los procesos erosivos fluviales propiciaron un movimiento de remoción en masa que dio lugar a la obturación del drenaje y la formación de la vega de Metztlán. Aguas arriba de la laguna de Metztlán, el relieve experimentó un aumento súbito en el nivel de base, lo cual propició que las tasas de erosión en el relieve se disminuyeran de forma drástica. Debido a que gran parte del deslizamiento muestra pocos rasgos de erosión, éste es un evento reciente en la escala de tiempo geológico y es posible que, a través de un análisis detallado del relieve, junto con evidencias geomorfológicas y geológico-estructurales en trabajo de campo y en gabinete se pueda esclarecer la presencia de geomarcas que permitan precisar dónde ocurrió el deslizamiento que obturó el valle. El efecto de la obturación del drenaje en la dinámica erosiva y en la evolución del relieve puede analizarse a través de un análisis morfométrico comparativo entre las cuencas de los ríos Venados y Amajac.

### ***Objetivos***

#### ***General:***

- Proponer la evolución geomorfológica del valle del río Venados a partir de análisis geológico-estructurales, morfométricos y geomorfológicos.

#### ***Particulares:***

- Conocer el medio físico y la historia geológica del área de estudio.
- Elaborar el mapa geomorfológico de las cuencas de los ríos Amajac y Venados.
- Determinar el origen del deslizamiento a través de análisis estructurales y morfométricos aplicados a las laderas del valle del río Venados.

- Realizar el análisis morfométrico comparativo entre el río Amajac y el río Venados.

### ***Estructura de la tesis***

El presente trabajo de investigación consta de 5 capítulos y las conclusiones. En el capítulo uno se hace una exposición de las bases teórico-metodológicas de la geomorfología y el levantamiento geomorfológico; en el capítulo dos se realiza una síntesis sobre el marco físico-geográfico del área de estudios; el capítulo 3 contiene la historia geológica de las cuencas de los ríos Metztlán y Amajac, así como la estratigrafía y la geología estructural; el capítulo 4 trata del análisis de la información morfométrica y la metodología que se siguió a lo largo de la investigación; el capítulo 5 contiene la descripción del mapa geomorfológico final y, el capítulo 6, son las conclusiones de la tesis.

## Capítulo I. Marco teórico

### 1.1 Definición, objetivos e historia de la geomorfología

#### *Definición y objetivos de la geomorfología*

El término geomorfología deriva del griego *γεω* (Tierra), *μορφή* (forma) y *λογος* (tratado) y hace referencia al estudio de la forma de la Tierra. Huggett (2007) menciona que la geomorfología estudia las características físicas de la superficie de la Tierra, como lo son: ríos, laderas, planicies, playas, dunas, y otras morfologías. Por su parte Lugo (2011) propone una definición más amplia e indica que la geomorfología es una ciencia geológico-geográfica que se encarga del estudio del relieve terrestre e incluye la descripción de las formas, su estructura, su origen, la historia de su desarrollo, su dinámica actual, su diagnóstico a futuro y su relación con la actividad humana.

A partir de la definición dada por Lugo se entiende que el relieve terrestre es producto de la interacción entre procesos endógenos y exógenos, también llamados factores formadores del relieve (Kostenko, 1991). Los primeros, producto de la geodinámica interna de la Tierra y los segundos consecuencia de la circulación general de la atmósfera, que da como resultado la distribución de los climas sobre la superficie del planeta y su modelado acorde (Gutiérrez, 2008).

Las fuerzas endógenas crean las grandes elevaciones y depresiones de la superficie sólida de la Tierra mediante movimientos corticales (Gutiérrez, 2008; Kostenko, 1991) ascendentes y subsidentes por deformación o vulcanismo, ambos productos de la tectónica de placas. Los procesos exógenos modelan, desnudan y nivelan de manera constante y paulatina las formas creadas por la actividad endógena, por medio del intemperismo, la erosión y la acumulación que se dan bajo la acción de la fuerza de la gravedad (Gutiérrez, 2008; Kostenko, 1991). Estos procesos exógenos son producto de las condiciones climáticas de una zona o región determinada.

La constante lucha entre fuerzas internas y externas (Lugo, 1988; Kostenko, 1991) ha existido a lo largo de la historia de la Tierra y ha dado origen a una gran variedad de morfologías sobre la superficie terrestre, las cuales están en función del tiempo, espacio y procesos actuantes.

En cuanto a las subdivisiones o enfoques de la geomorfología, éstas dependen del peso ideológico de las escuelas donde se ha desarrollado y del avance tecnológico, por lo tanto, no existe un consenso internacional concreto entre científicos en el que se establezcan las subdivisiones de la geomorfología. Huggett (2007) y Lugo (2011) mencionan una serie de subdivisiones de la geomorfología como son: climática, dinámica, volcánica, cárstica, estructural, planetaria, marina, tropical, de montaña, tectónica, ambiental, aplicada, histórica, antrópica entre otras. Para Gutiérrez (2008) en la actualidad la geomorfología tiene dos grandes vertientes: la histórica y la cuantitativa o de procesos.

Gutiérrez (2008) expone que la geomorfología histórica se ha centrado en el análisis de los diferentes eventos geomorfológicos que originaron el relieve actual al pasar del tiempo y se basa en la ley del uniformismo de Lyell, la cual dice que “el presente es la clave del pasado”, es decir, que los procesos geomorfológicos actuales pueden ser utilizados para inferir las causas del cambio del paisaje en el pasado (Huggett, 2007).

Huggett (2007) menciona que la geomorfología histórica ayuda a entender la historia de los paisajes por medio de mapas geomorfológicos y características sedimentarias. Esta vertiente de la geomorfología ha tenido un desarrollo desde los tiempos de Davis y su ciclo geográfico (del cual se hablará más adelante), no obstante, la historia del relieve no necesariamente está sujeta a dicho ciclo geográfico.

En la actualidad existen métodos más sofisticados de apoyo como son los análisis cronológicos relativos, los cuales se basan en el estudio estratigráfico de sedimentos del Cuaternario y la apreciación de los procesos geomorfológicos y tectónicos (Huggett, 2007). Asimismo, las cronologías absolutas proveen de datos cuantitativos obtenidos mediante análisis de diversas técnicas como son el radiocarbono, la dendrocronología, la

luminiscencia ópticamente estimulada, el paleomagnetismo, entre otros. Este tipo de datos son más precisos y ayudan a entender las principales tasas de cambio en los paisajes y pueden ser aplicados a valles, como es el caso de Claudio Vita Finzi, quien en 1969 generó un modelo que le permitió explicar el origen y evolución de los valles rellenados en Tripolitania en el occidente de Libia (Figura 1) (*Ibidem*). Dicho modelo se apoyó en técnicas cronológicas que le permitieron distinguir tres diferentes depósitos de distintas edades, el primero acumulado durante el Pleistoceno y asociado a la última etapa glacial, el segundo evento fue depositado después de la construcción de presas romanas para almacenar agua y retener sedimentos (1200-1500 DC) y el último depósito, y el más joven, fue acumulado durante el periodo medieval (500-1500 D.C.) producto de fases de erosión durante las últimas etapas del imperio romano y principios del oscurantismo en la Edad Media, periodo durante el cual ocurrió un incremento en la erosión asociado al clima cálido de la edad media o a una pequeña edad de hielo.

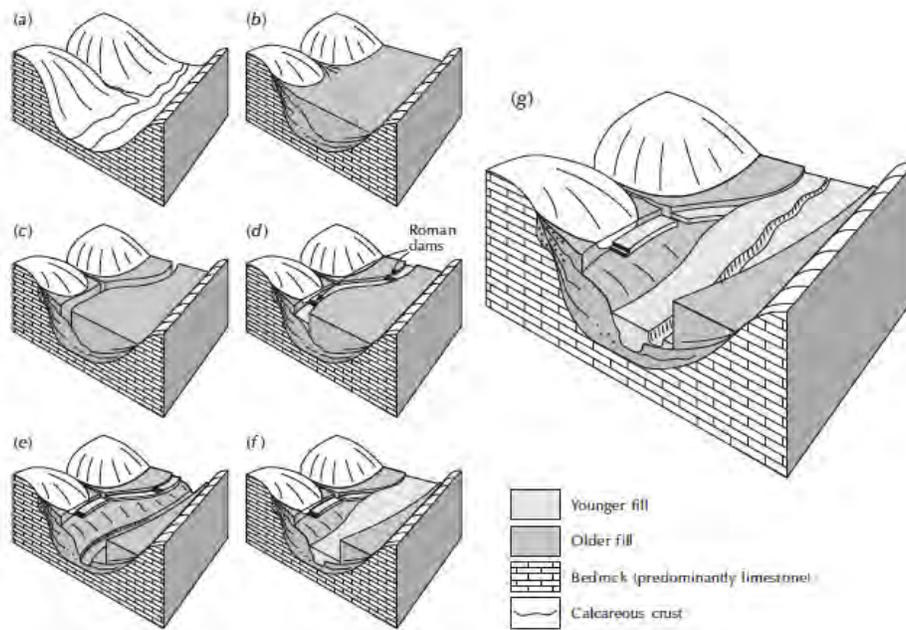


Figura 1. Reconstrucción de la historia geomorfológica del cauce de un valle en Tripolitania. (a) Valle original modelado sobre un sustrato calcáreo. (b) Deposición del antiguo relleno. (c) Río que corta al antiguo relleno. (d) Presa romana para retener sedimentos. (e) Los ríos cortan aún más el antiguo relleno y el aluvión romano. (f) Deposición del relleno más joven. (g) Valle actual y sus depósitos aluviales. (Tomado de: Huggett, 2007).

Huggett (2007) menciona que la geomorfología cuantitativa estudia los procesos responsables del desarrollo de las formas del relieve y que algunos de los estudios más sobresalientes son los realizados por G.K. Gilbert y J. Hack, ambos investigadores de EUA. Gilbert en 1877 publica su “Tratado sobre las montañas Henry de Utah, EUA” en el cual realiza una discusión sobre los mecanismos de los procesos fluviales. Más adelante, en 1960, John Hack retoma las ideas de Gilbert y desarrolla las nociones sobre equilibrio dinámico, este concepto se basa en la idea de que los paisajes podrían alcanzar un estado de equilibrio continuo, en el cual las formas del relieve no presentan cambios a pesar de una tectónica activa debido a la constante remoción de material hecha por los procesos geomorfológicos. Un tema de gran interés en esta área de la geomorfología es la construcción de modelos que permitan predecir los cambios de las geoformas a corto y largo plazo (*Ibidem*).

A partir de las dos grandes vertientes en geomorfología que han sido mencionadas anteriormente y con base en el libro “Elementos de geomorfología aplicada. Métodos cartográficos” de Lugo (1988) se puede decir que la geomorfología tiene seis principales objetivos:

1. Conocer la superficie terrestre, en su totalidad o en porciones.
2. Clasificar las formas del relieve a partir de los procesos que las originaron.
3. Determinar la edad absoluta o relativa de las formas del relieve.
4. Estudiar la historia del desarrollo del relieve.
5. Conocer los procesos endógenos y exógenos que modifican la superficie terrestre.
6. Cuantificar la magnitud e intensidad de los procesos geomorfológicos.
7. Predecir los cambios en las morfologías a corto y mediano plazo.

## ***Historia de la geomorfología***

Aunque el término de geomorfología fue posiblemente utilizado por primera vez por McGee y Powell en la década de 1880 (Gutiérrez, 2008) la historia de esta ciencia se remonta a filósofos de las antiguas civilizaciones griega y romana quienes se preguntaban y especulaban sobre la formación de las grandes montañas y otras características de la superficie terrestre, Aristóteles, Heródoto y Estrabón son algunos de estos pensadores (Huggett, 2007), posterior a ellos Tales de Mileto (624-565 a.C.) consideró que el estudio del medio natural se podía lograr mediante la observación y el razonamiento. Por su parte Anaxágoras (500-428 a. C.) señaló que los cambios que experimenta la Tierra son tan lentos que pasan desapercibidos (Gutiérrez, 2008).

La etapa posterior se caracteriza por ideas catastrofistas fundamentadas en el pensamiento teológico, el cual explicaba los hechos naturales como una obra de la divinidad. Estas teorías catastróficas encontraron su contraparte a finales del siglo XVIII en el principio del actualismo o uniformismo de Hutton (1726-1797) y desarrollado después por Lyell (1797-1875) en su libro “Principios de Geología”, éstos geólogos escoceses establecieron las bases de la geología moderna y los fundamentos del razonamiento geomorfológico (*Ibidem*) a partir de la frase “el presente es la clave del pasado” acuñada por Sir Archibald Geikie (Albritton, 1970) de la cual se establece que las formas del relieve terrestre se formaron por procesos similares a los actuales que operaron por largos intervalos de tiempo (Gutiérrez, 2008).

El principio del uniformismo dio paso a la siguiente fase del pensamiento geomorfológico, donde las ideas evolutivas de Charles Lyell y Charles Darwin están reflejadas en el ciclo geográfico de William Morris Davis propuesto en la década de 1880 (Castillo, 2006; Huggett, 2007), en el cual se explica de manera gráfica e idealizada la evolución del relieve (Figura 2). Este modelo consta de 3 etapas: juventud, madurez y senectud (*Ibidem*).

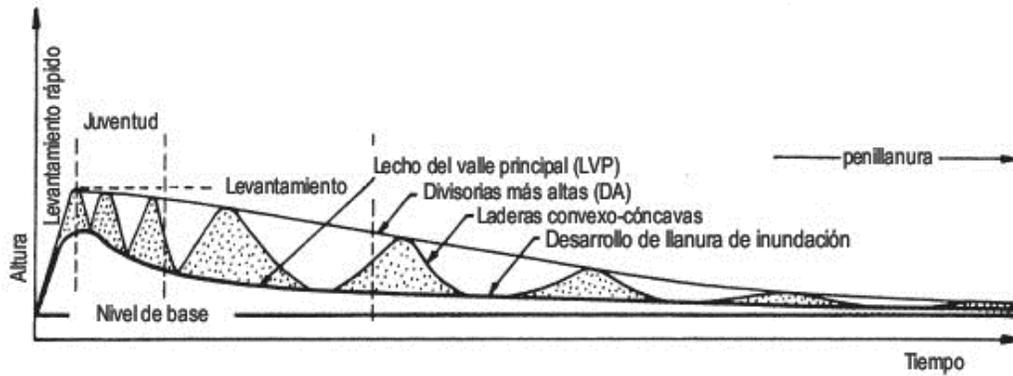


Figura 2. Ciclo geográfico de Davis. En este gráfico se muestra la evolución del relieve en función del levantamiento tectónico y la dinámica exógena. Como ejes principales del gráfico se tiene la altura y el tiempo (Tomado de: Gutiérrez, 2008).

El ciclo geográfico comienza por un súbito levantamiento tectónico que da como resultado un relieve con bastante altitud (Castillo, 2006), aquí es donde comienza la fase de juventud en la cual los procesos erosivos actúan con mayor intensidad, reflejo de esto son las altas tasas de incisión de la red de drenaje en el terreno, la formación de valles en “V”, la falta de desarrollo de planicies de inundación y áreas extensas de interfluvios; la etapa de madurez se caracteriza por que las irregularidades del terreno se mantienen, se extiende la disección fluvial, los parteaguas comienzan a modelarse, las áreas de interfluvios comienzan a reducirse, los valles se tornan más anchos y las corrientes generan planicies de inundación, de forma resumida el relieve comienza a ser suavizado; la fase de senectud se distingue por la paulatina nivelación de la topografía, elevaciones poco considerables respecto al nivel del mar, ríos amplios y el máximo desarrollo de meandros, reflejado en la penillanura (*Ibidem*).

Aunque el ciclo geográfico de Davis fue aceptado en primera instancia por la comunidad científica no tardaron en desacreditarlo por la falta de argumentos climáticos en su modelo, con lo que empezaron los fundamentos de la geomorfología climática (Gutiérrez, 2008). Contemporáneo del ciclo geográfico, Walter Penk elaboró un modelo evolutivo del paisaje (Figura 3) en su escrito titulado “Análisis geomorfológico” en el cual indicó que el relieve se produce por un levantamiento tectónico paulatino que genera una superficie primaria y laderas cóncavas, de manera posterior la velocidad de levantamiento

se incrementa lo que provoca el retroceso de las laderas, la incisión de la red de drenaje y el origen de terrazas o escalonamientos que evidencian antiguos niveles base, cuando el levantamiento tectónico declina la erosión fluvial y los procesos acumulativos dominan el paisaje lo que genera laderas convexas (Castillo, 2006; Gutiérrez, 2008; Huggett, 2007). Al igual que en el modelo davisiano, éste también termina en el desarrollo de una superficie plana terminal.

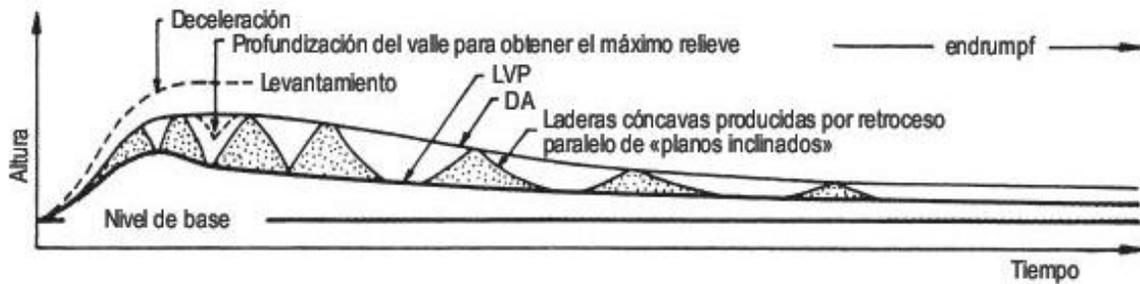


Figura 3. El modelo evolutivo del paisaje de Penk comienza por un gradual levantamiento tectónico que intensifica la dinámica superficial, lo que genera distintos modelados de las laderas a través del tiempo (Tomado de: Gutiérrez, 2008).

Un tercer modelo de evolución del relieve es el propuesto por Lester Charles King en 1953 en su artículo “Cánones de la Evolución del Relieve” y en su libro de 1962 “La Morfología de la Tierra” (Gutiérrez, 2008). Al igual que el ciclo geográfico de Davis y el modelo de King propone la evolución del relieve a partir de un súbito levantamiento tectónico, posterior a éstos, los procesos erosivos se intensifican y provocan el retroceso paralelo de los escarpes y la formación de un *pedimiento* de perfil cóncavo en su base (Castillo, 2006; Gutiérrez, 2008) (Figura 4). Cuando los *pedimentos* coalescen y forman *pediplanos* que se mantiene relativamente estables hasta que se reactive una nueva fase de levantamiento tectónico (Gutiérrez, 2008; Summerfield, 1991).

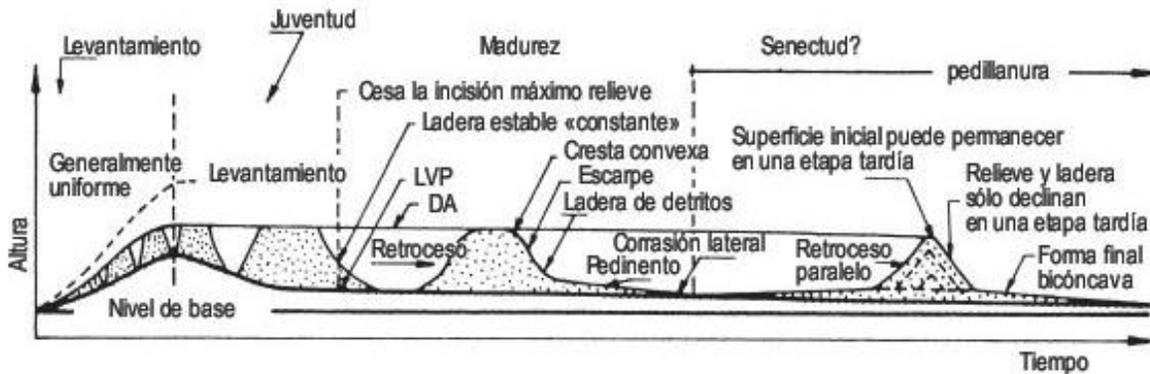


Figura 4. Modelo de evolución del paisaje de King o ciclo de erosión epigénico. Se muestra de manera gráfica la evolución del relieve en relación con el retroceso paralelo de los escarpes a partir de un súbito levantamiento tectónico (Tomado de: Gutiérrez, 2008).

Estos modelos de evolución del paisaje, aunque fueron grandes aportes en su momento a la ciencia geomorfológica, carecen de su aplicación universal debido a que fueron elaborados a partir de los conocimientos que los autores tenían sobre ciertas condiciones tectónicas y exógenas de zonas específicas del relieve terrestre.

Castillo (2006) realiza indicaciones pertinentes respecto a los modelos evolutivos del paisaje: 1) los modelos presentan problemas en cuanto a las escalas espaciales y temporales y 2) uno de los problemas teóricos más importantes es resolver el impacto del clima y sus variaciones en el modelado del relieve y en la intensidad de los procesos erosivos. Este mismo autor menciona que la geomorfología está sujeta a cambios ya que el sustento teórico de esta disciplina se basa en paradigmas de otras ciencias.

Para la década de los sesenta la postulación de la Tectónica de Placas y la Teoría General de Sistemas tuvieron una gran influencia en el desarrollo teórico de la geomorfología. La Teoría de la Tectónica de Placas planteada por Alfred Wegener revolucionó a las Ciencias de la Tierra y con ello a la geomorfología a partir del desarrollo de nuevas especialidades como la geomorfología estructural, tectónica y volcánica, en las cuales se analiza el desarrollo de las geoformas como resultado directo o indirecto de procesos tectónicos; por su parte la Teoría General de Sistemas de Ludwing Von Bertalanffy impulsó a que en la geomorfología se propusieran nuevos modelos que

explicarán el desarrollo de las formas del relieve bajo concepciones sistémicas, es decir como un sistema complejo de interacciones físico-químicas (*Ibidem*).

Sobre las bases de las dos teorías antes mencionadas se concretan los sistemas geomorfológicos que funcionan bajo el principio del movimiento de energía y materia a través de sistemas dinámicos y complejos interconectados entre ellos y que a su vez pueden estar divididos en subsistemas (Castillo, 2006; Gutiérrez, 2008).

Para Chorley y Kennedy, los sistemas geomorfológicos pueden ser considerados abiertos, cerrados y aislados (Gutiérrez, 2008). Un sistema abierto es aquel en el cual la transferencia de materia y energía es posible; un sistema cerrado se caracteriza por la transferencia de energía, pero no materia, mientras que un sistema aislado no tiene la capacidad de importar o exportar materia o energía (Huggett, 2007).

Summerfield (1991), Ahnert (1998) y Huggett (2007) mencionan los siguientes sistemas geomorfológicos:

1. *Sistema morfológico*: Se establecen relaciones estadísticas entre las propiedades morfológicas de los elementos del relieve (Castillo, 2006) (Figura 5a).
2. *Sistema en cascada o de procesos*: Se definen a partir del transporte de energía o de materia a través del sistema (Figura 5b).
3. *Sistema de procesos-respuesta*: Éste se vincula a los sistemas anteriores y es mediante el cual se realizan conjeturas acerca de la respuesta que tiene un sistema ante un cambio, es decir, la interrelación entre proceso y forma (Figura 5c).

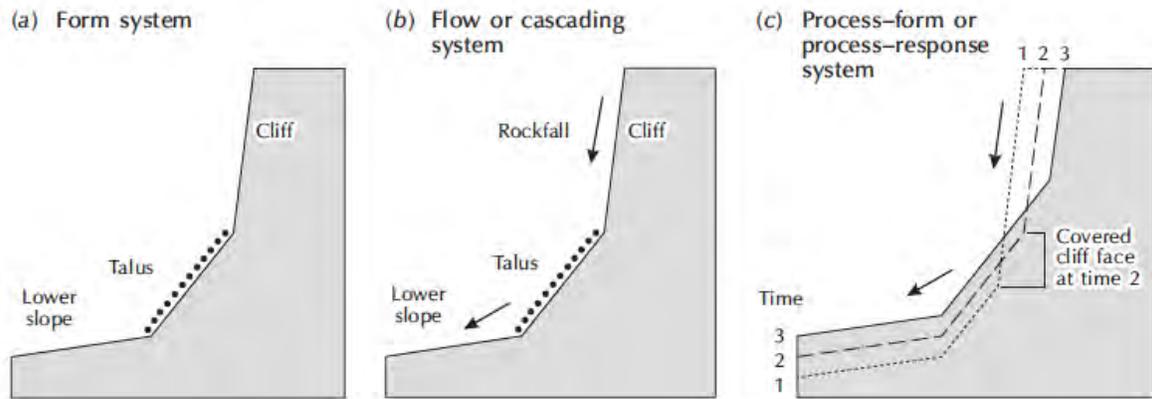


Figura 5. Funcionamiento de sistemas geomorfológicos en un talud. (a) Sistema Morfológico, (b) Sistema en cascada y (c) Sistema proceso-respuesta (Tomado de: Huggett, 2007).

La integración del pensamiento sistémico en geomorfología permite expresar de forma más precisa las relaciones entre los principales procesos formadores y modeladores del relieve, es decir, los procesos endógenos y exógenos. Éste enfoque conduce a la implementación del concepto de *equilibrio* (Gutiérrez, 2008). Summerfield (1991), Huggett (2007) y Gutiérrez (2008) concuerdan con los ocho modelos de equilibrio en geomorfología propuestos por Chorley y Kennedy en 1971 (Figura 6), y son los siguientes:

- a) *Equilibrio estático*: Se encuentra cuando un sistema no presenta cambio alguno a lo largo del tiempo.
- b) *Equilibrio estable*: Aquí el sistema tiende a regresar a su estado original después de haber experimentado una mínima perturbación.
- c) *Equilibrio inestable*: Se produce cuando una pequeña perturbación fuerza al sistema a encontrar un nuevo estado de equilibrio.
- d) *Equilibrio metaestable*: Se refiere a una fuerte alteración del sistema por parte de un mecanismo, esta alteración provoca que el sistema llegue a un umbral y posteriormente a un nuevo equilibrio.
- e) *Equilibrio estacionario*: Existe cuando el sistema presenta constantemente fluctuaciones alrededor de un estado de equilibrio medio.
- f) *Equilibrio termodinámico*: Tendencia de algunos sistemas hacia un estado de máxima entropía.

- g) *Equilibrio dinámico*: Se define como un conjunto de fluctuaciones en torno a un estado principal que provocan que el sistema cambie a una condición distinta de equilibrio a la original.
- h) *Equilibrio dinámico metaestable*: Es la combinación de tendencias tanto dinámicas como metaestables, con fluctuaciones alrededor de una tendencia en la cual se atraviesan umbrales y el sistema encuentra un nuevo estado de equilibrio dinámico.

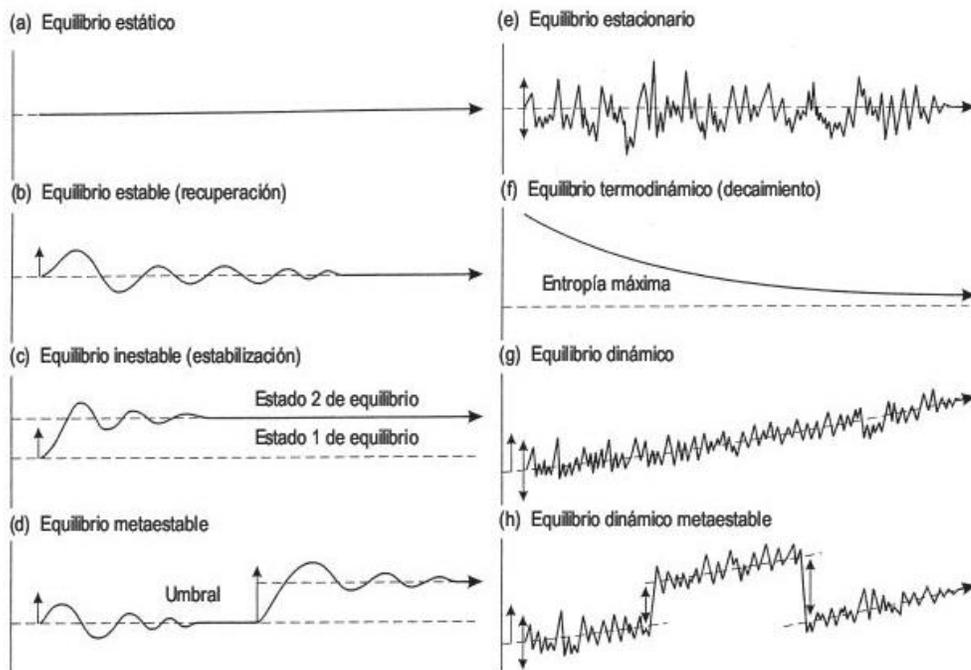


Figura 6. Modelos de equilibrio en geomorfología. Estos modelos explican desde un enfoque sistémico como los umbrales geomorfológicos (eventos que produce una modificación en el sistema relieve, ya sean intrínsecos o extrínsecos) pueden afectar de forma directa la evolución del relieve (Tomado de: Gutiérrez, 2008).

A partir de la falta de viabilidad de aplicación de los modelos evolutivos de Davis, con Penk y King surge el problema de las escalas (Gutiérrez, 2008). Las formas del relieve al tener distintas dimensiones espaciales no pueden ser tratadas o estudiadas de la misma manera, debido a que a determinadas escalas algunas variables llegan a ser más dominantes que otras, además de que se debe de tener presente que el trabajo de los procesos

geomorfológicos es diferencial, en función de las distintas escalas. Huggett (2007) propone una clasificación espacial de las unidades del relieve donde relaciona: extensión en km<sup>2</sup>, tiempo de persistencia y los mecanismos genéticos que controlan su desarrollo (Figura 7). En cuanto a las escalas temporales, éstas son mucho más complejas de determinar, debido a que el tiempo es la medida de cambio en el sistema (*Ibidem*).

Otros conceptos relevantes en el enfoque sistémico de la geomorfología son los de magnitud y frecuencia, que están vinculados al tiempo. Huggett (2007) indica que estos conceptos se basan en las variaciones de las tasas de los procesos geomorfológicos a través del tiempo y que lo más relevante es saber que evento realiza un mayor trabajo geomorfológico, los pequeños y frecuentes, los medianos y de frecuencia moderada o los grandes eventos, pero raros. La relación entre magnitud y frecuencia de muchos procesos geomorfológicos se muestra en gráficos mediante los cuales ha sido posible interpretar que a menor magnitud mayor frecuencia y a mayor magnitud menor frecuencia (*Ibidem*).

Kirby y Crozier mencionan que la ventaja de utilizar un enfoque sistémico es la capacidad de aplicación en escalas espaciales y temporales, ejemplo de esto son los estudios de retroceso de escarpes o de erosión en las cuencas fluviales (Castillo, 2006). Ahnert (1998) por su parte expone que los cambios en el relieve son posibles de explicar a partir de un sistema morfodinámico, donde el principal punto de interés es el análisis de las relaciones entre las formas, los materiales y los procesos. Otro gran aporte de Ahnert es el término funcional para el entendimiento del sistema morfodinámico en términos de relieve, denudación y levantamiento (Castillo, 2006).

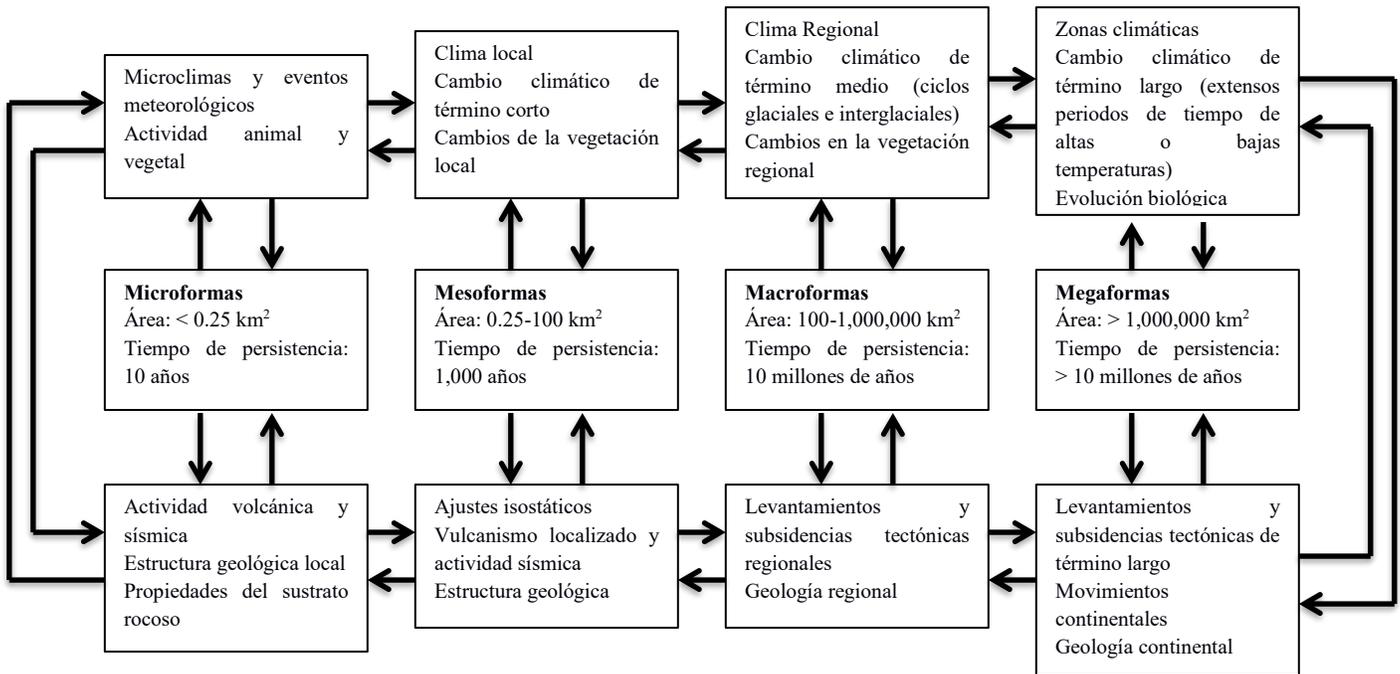
Según Castillo (2006) el pensamiento sistémico es la base del marco teórico de la geomorfología moderna, lo que está reflejado en los 10 enunciados propuestos por Brunsden en 1990:

1. El cambio de las formas del relieve en espacio y tiempo está determinado por la actividad tectónica.

2. El modelado de las formas del relieve está controlado por procesos endógenos y exógenos que actúan de forma simultánea y que evidencian el vínculo entre la operatividad de los procesos.
3. El nivel eustático del mar influye en el desarrollo de las formas del relieve.
4. Las condiciones ambientales resultan en un conjunto específico de procesos geomorfológicos que con el tiempo producen morfologías características.
5. Las formas del relieve están sujetas a perturbaciones ambientales que se presentan en todas las escalas, por lo que los cambios en el relieve se deben de considerar episódicos y complejos.
6. Los procesos formativos del relieve están asociados a regímenes tectónico-climáticos, por lo tanto, la construcción de las formas del relieve se da bajo procesos específicos.
7. Las geocatástrofes se originan por un cambio en el régimen tectónico-climático que resulta en un nuevo sistema y en nuevas morfologías.
8. Cuando una perturbación excede la resistencia del sistema, éste se relajará hacia un nuevo estado de equilibrio que se expresará mediante nuevas formas.
9. La estabilidad del paisaje está controlada por la distribución espacial y temporal de las fuerzas de resistencia y perturbadoras, las cuales son diversas y complejas.
10. Los cambios de las formas del relieve están en función de las variaciones de los controles ambientales, los eventos formativos, las catástrofes y la actividad tectónica.

Los 10 enunciados anteriores están basados sobre la Tectónica de Placas que explica la presencia y construcción del relieve y la Teoría General de Sistemas que trata a los procesos geomorfológicos desde un enfoque sistémico y de equilibrio (Castillo, 2006). Es importante destacar que las bases teóricas de la geomorfología se encuentran en constante cambio debido al estrecho vínculo que tiene con otras ciencias como la geología, la hidrología, la edafología y la climatología, además de que el enfoque sistémico ha permitido el desarrollo de modelos con una aplicación universal (*Ibidem*).

Procesos exógenos



Procesos y factores endógenos

Figura 7. Escalas de las formas del relieve y su interacción con los procesos endógenos y exógenos. (Modificado de: Huggett, 2007).

## 1.2 Análisis geomorfológico

El análisis geomorfológico es una metodología que ayuda a entender la configuración del relieve de la superficie terrestre a partir de su desintegración en sus distintos elementos que lo componen, para así poder dar una interpretación más acertada del relieve de un área determinada.

Según Spiridonov (1981) el análisis geomorfológico puede ser dividido en las tres etapas siguientes:

1. *Etapa preparativa:* Aquí comienza la investigación sobre el área de estudio mediante diversas fuentes de información que permitan tener una primera

caracterización geomorfológica-geográfica de la zona de trabajo. Estos documentos son: libros, artículos sobre el área de estudio de temáticas geomorfológicas o de ciencias afines, material cartográfico (ej. mapas topográficos, geológicos, edafológicos, hidrológicos y de vegetación) e imágenes aeroespaciales (ej. fotografías aéreas e imágenes satelitales).

2. *Etapas de campo:* En ésta, se corrobora la veracidad de los datos obtenidos en la etapa anterior mediante la confrontación de los mismos con las observaciones en campo, para finalmente realizar un mapa geomorfológico donde se incluye información geológica y sobre los procesos geomorfológicos actuales.
3. *Etapas de gabinete:* Para esta fase se emplea toda la información obtenida durante las dos etapas previas, se hace un procesamiento de la información y se genera un mapa geomorfológico definitivo acompañado de la interpretación del relieve realizada por el autor.

### **1.3 Cartografía geomorfológica**

Para entender la cartografía geomorfológica se recomienda empezar por definir de manera general y sintética qué es un mapa geomorfológico, cuál es su función y qué documentos son indispensables para su elaboración.

Lugo (1989) define a la cartografía geomorfológica como una expresión a escala sobre una base topográfica de un conjunto de formas del relieve, las cuales pueden dividirse según su dinámica externa, génesis y edad. La función de la cartografía geomorfológica es transmitir de forma clara, concreta y sintética la configuración espacial de las formas del relieve de una región de la Tierra (Peña, 1997). Por lo tanto, se puede entender que el mapa geomorfológico es un documento gráfico que representa a escala la localización y distribución espacial de las formas del relieve.

Esta representación gráfica se realiza mediante una serie de símbolos y colores que hacen referencia a los procesos creadores y modeladores del relieve. La elaboración de la cartografía geomorfológica, independientemente de los objetivos y de su escala, depende de

una serie de documentos básicos, éstos son imágenes aeroespaciales, cartas topográficas y mapas geológicos (*Ibidem*).

#### **1.4 El sistema ITC (*International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences*) para levantamiento geomorfológicos**

El propósito de un levantamiento geomorfológico es proporcionar información concreta y ordenada sobre las formas del terreno, los procesos geomorfológicos y los fenómenos naturales conexos. Los mapas elaborados no son solamente documentos científicos, sino también aportan información para los estudios de recursos naturales y particularmente para la evaluación de riesgos, debido a que las relaciones entre las características geomorfológicas del terreno y otros factores ambientales son parte del análisis geomorfológico (Verstappen y Van Zuidam, 1991).

Para obtener buenos resultados no basta con delimitar las grandes unidades y las formas menores del relieve, también debe complementarse con un análisis encaminado a entender el desarrollo geomorfológico de una zona sujeta a procesos endógenos y exógenos que han actuado a través del tiempo, esto se logra mediante la integración de datos de morfometría, morfodinámica, morfogenésis, morfocronología, geología y ambientales (ej. hidrología, clima, suelo, vegetación, entre otros) que en conjunto permitirán la comprensión de las interrelaciones que existen entre las formas del relieve y los factores ambientales (*Ibidem*).

#### ***Tipos de mapas geomorfológico (Según el Sistema ITC)***

Verstappen y Van Zuidam (1991), distinguen tres tipos de levantamientos geomorfológicos que dan origen a sus correspondientes mapas, siendo el primero el más relevante para la presente investigación, debido a que proporciona la información necesaria para entender la evolución del relieve.

### ***Mapas geomorfológicos analíticos***

Este tipo de mapas proporcionan información general sobre las formas y los procesos a los que están sujetas, además de jerarquizar: a) génesis, b) morfoestructura, c) datos morfométricos y d) morfocronología del relieve.

- a) *La génesis o morfogénesis del relieve* ocupa en la leyenda del mapa la jerarquía número 1 y se refiere al origen de las formas del relieve en relación con la historia de su desarrollo (Lugo, 1989; 2011). Se representa por medio de símbolos areales o lineales. El tipo de símbolo que se usará dependerá de las dimensiones de la unidad y la escala de trabajo mientras el color está vinculado a la morfogénesis (Tabla 1).

<b>Morfogénesis</b>	<b>Color</b>
Estructural	Púrpura
Volcánico	Rojo
Denudatorio	Marrón
Fluvial	Verde
Lacustre / marino	Azul oscuro
Glacial / Periglacial	Azul claro
Eólico	Amarillo
Cárstico	Naranja
Antrópica / Biológica	Gris / Negro

Tabla 1. Color del símbolo según la morfogénesis (Tomado de: Verstappen y Van Zuidam, 1991).

- b) *La morfoestructura* se refiere a la naturaleza de los materiales, debido a que las formas del relieve y los procesos que actúan sobre éstas tienen una relación directa con el sustrato rocoso, por esta razón tiene en la leyenda la jerarquía de orden 2. La forma de representar esta característica geomorfológica es mediante reticulados en color gris o marrón claro.
- c) *La morfometría o información cuantitativa* de las formas del relieve tiene la jerarquía número 3 dentro de la leyenda. Esta información se plasma en el mapa por

medio de símbolos lineales, los cuales se utilizan por lo general para representar rupturas de pendiente, profundidad de disección, líneas de crestas, escarpes entre otros rasgos geomorfológicos.

d) *La morfocronología* se refiere al periodo de formación de las unidades geomorfológicas y su desarrollo a través del tiempo. En particular se suele hacer una diferenciación de las morfologías heredadas de las recientes. Esta información en la leyenda de los mapas geomorfológicos analíticos tiene una jerarquía de orden 4 y se representa mediante la implementación de letras que guardan una relación con la edad de las formas, en caso de ser incierta la edad de las morfologías se omite la letra y se ponen signos de interrogación.

### ***Mapas geomorfológicos sintéticos***

Este mapa es una síntesis del paisaje y se obtiene a partir de estudios vinculados a la explicación de las relaciones ambientales que existen entre las formas y otros elementos del paisaje como el clima, el suelo, la vegetación y la hidrografía. En este mapa se distinguen 4 jerarquías de unidades del terreno en función de la escala. Su elaboración consiste en delimitar las unidades del terreno y complementarlas con información temática (ej. clima, suelos, vegetación e hidrología). Las jerarquías son:

1. *Los componentes del terreno* constituyen las unidades de menor dimensión espacial y en general se representan en escalas iguales o menores a 1:10,000. El relieve es el criterio de clasificación más influyente y aunque las unidades presentan homogeneidad en morfología, litología, suelo, vegetación, hidrología y procesos, suele dominar una característica.
2. *Las unidades del terreno* son una forma o conjunto de formas del relieve que están definidas por su morfogénesis y se representan en mapas con escalas de 1:10,000 a 1:100,000. Estas unidades se diferencian entre sí por sus características internas y externas.
3. *Los sistemas del terreno* son considerados unidades del paisaje y se vinculan al desarrollo del relieve en un ambiente específico, dicho desarrollo está

controlado por la morfogénesis, la naturaleza de los materiales y el clima. Estas unidades son adecuadas para mapas a mediana escala y su límite son los mapas 1:250,000.

4. *Las provincias del terreno* son las unidades de mayor dimensión espacial. Aquí se combinan las asociaciones y complejos de las dos unidades anteriormente descritas. Por lo general se delimitan por medio de una línea negra acompañada por una letra y/o símbolo numérico.

### ***Mapas geomorfológicos pragmáticos***

Son mapas realizados para propósitos específicos y pueden derivarse o no de los datos analíticos y sintéticos, debido a que a veces es mejor enfocarse en las formas del terreno que tiene una relevancia directa con el propósito del levantamiento. Dentro del campo de la geomorfología aplicada estos mapas son de suma importancia para la evaluación y prevención de riesgos naturales. La prevención se realiza en función del seguimiento y mapeo del riesgo que resulta en una zonificación del riesgo.

A continuación, se describe la zonificación de distintos tipos de riesgos:

1. *Zonificación del riesgo de inundación*: Consiste en el mapeo del área inundada y su extensión de las mayores inundaciones registradas recientemente. Los levantamientos para este tipo de riesgo comienzan con un mapeo geomorfológico en el cual se resaltan los rasgos de las zonas planas (ej. albardones, cauces, planicies de inundación, barras, entre otros) y se añade información acerca del origen y duración de la inundación.
2. *Zonificación de riesgos en montañas*: Involucra procesos como la erosión y la remoción en masa. En el mapa final se demuestra el patrón de la distribución de los tipos de riesgos. La zonificación se logra mediante la estimación de procesos activos y/o latentes en combinación de la situación geomorfológica que prevalece en el patrón de distribución.

3. *Zonificación del riesgo de sequía:* Depende de los conocimientos que se tenga de un área determinada en cuanto a clima, desertificación, características de crecimiento vegetal y la configuración del terreno en relación con el escurrimiento superficial.
4. *Zonificación de riesgos sísmicos:* Se realiza solo a nivel de reconocimiento por lo que resulta muy general y es complementaria de estudios sismológicos. En este tipo de zonificación debe especificarse la susceptibilidad de ocurrencia de deslizamientos, colapsos, caída de bloques, licuefacción, entre otros fenómenos asociados o desencadenados por sismicidad.
5. *Zonificación del riesgo volcánico:* Se trata de una zonificación compleja debido a que existen diferentes tipos de riesgos volcánicos en un área, entre los más relevantes se encuentran la caída de bombas, lapilli y cenizas, los flujos de lava, las nubes ardientes, los lahares y los flujos piroclásticos. Este tipo de zonificación resulta mucho más eficiente si se incorpora una base geomorfológica del volcán y datos sobre las condiciones meteorológicas.

### ***El proceso de levantamiento geomorfológico***

El mapeo geomorfológico comienza en gabinete con la interpretación de imágenes aeroespaciales ya sean fotografías aéreas o imágenes satelitales. El objetivo de esta interpretación es tener un panorama general del área de estudio y así poder establecer vínculos o relaciones con las áreas circundantes mediante el análisis simultáneo de cartografía temática y literatura disponible (Verstappen y Van Zuidam, 1991).

Para establecer la escala y tiempo de trabajo del mapeo geomorfológico es importante tener en cuenta el propósito del levantamiento, el tipo de información requerida y la visibilidad de imágenes aeroespaciales (*Ibidem*). Por lo tanto, las imágenes satelitales como las fotografías aéreas son un documento indispensable en el proceso del levantamiento geomorfológico, ya que estos documentos representan la realidad de los elementos morfológicos y la configuración de la superficie terrestre a partir de dichos elementos.

Los documentos esenciales del mapeo geomorfológico son las imágenes aeroespaciales, el mapa topográfico y el mapa geológico (Peña, 1997; Verstappen y Van Zuidam, 1991). A continuación, se da una breve definición de cada uno de estos documentos y se resalta su importancia en este proceso.

### ***Las imágenes aeroespaciales***

La *fotografía aérea* es una imagen directa y objetiva de la superficie terrestre que muestra grandes cantidades de información debido a que es un registro del espectro electromagnético reflejado por la superficie terrestre (Silva, *et al.*, 2001) y sólo está limitada por sus características técnicas y por su escala. Las fotografías aéreas son necesarias en levantamientos geomorfológicos a detalle (Peña, 1997; Verstappen y Van Zuidam, 1991).

Las *imágenes satelitales* en la actualidad parecen tener una ventaja sobre la fotografía aérea, y es que con ellas es posible trabajar con grandes superficies, es decir escalas medias y pequeñas. Verstappen y Van Zuidam (1991) mencionan que las imágenes satelitales de resolución de 30 m o menos bastan para el mapeo a nivel de reconocimiento, este es el caso de escalas menores que 1:100,000, aunque en áreas donde exista cierta incertidumbre se deberá realizar una fotointerpretación complementaria. En caso de un levantamiento más detallado estas imágenes sólo servirán para tener un panorama general y deben ser complementadas con una fotointerpretación a mayor escala.

Una técnica muy relevante para el mapeo geomorfológico que se realiza en la etapa de gabinete y que puede llevarse a cabo con ambos documentos gráficos es la estereoscopia, ésta permite tener una primera delimitación de las unidades del relieve, debido a que muestra de manera tridimensional el área de estudio.

Tanto las fotografías aéreas como las imágenes de satélite son una pieza fundamental en el levantamiento geomorfológico, ya que a partir de “la interpretación detallada de las imágenes resultará la delimitación de unidades geomorfológicas mayores,

su división en sub-unidades, el trazado de formas del relieve individuales y procesos usando símbolos lineales” (Verstappen y Van Zuidam, 1991: 33).

### ***El mapa topográfico***

Para Peña (1997) un mapa topográfico constituye una representación precisa y a escala de la localización, forma, clase y dimensiones de los accidentes de la superficie terrestre. Por su parte Silva *et al.* (2001) definen a un mapa topográfico como un documento que muestra la posición correcta de los rasgos naturales (ej. bosques, colinas, ríos, pantanos, embalses, etc.) y culturales permanentes (ej. ciudades, pueblos, vías de comunicación, canales, acueductos, entre otros) de la superficie terrestre.

La cartografía topográfica tiene un diseñado bien estructurado, por lo que los elementos representados en ella son seleccionados de forma ordena para ayudar a satisfacer los requerimientos de los usuarios tanto en trabajo de campo como en gabinete (Pavlopoulos *et al.*, 2009; Verstappen y Van Zuidam, 1991).

El propósito general del mapa topográfico es ofrecer una representación completa y fiel de los elementos superficiales, así como transmitir de forma equilibrada y armónica el arreglo y configuración de todos los elementos del terreno (Silva *et al.*, 2001), que en conjunto representan a la superficie terrestre como una unidad.

Esta representación gráfica en ciencias sirve como base para el mapeo y trabajo de campo, debido a que la topografía es considerada una superficie continua en la cual pueden ser mapeadas las formas del relieve a partir de las variaciones de los parámetros topográficos (Pavlopoulos *et al.*, 2009), además de ser una herramienta muy útil para localizar fenómenos observados en las imágenes aeroespaciales (Verstappen y Van Zuidam, 1991). El mapa topográfico al igual que las fotografías aéreas e imágenes satelitales sirven para realizar una primera delimitación del relieve en función de los elementos más notorios contenidos en la base topográfica. Peña (1997) menciona que la delimitación puede ser simple (ej. zonas planas, montañosas y de pie de monte) o compleja

(ej. llanuras, colinas, crestas, cubetas, *talwegs*, escarpes, divisorias, cambios en la pendiente, etc.).

Una recomendación que hacen Verstappen y Van Zuidam (1991) es la transferencia de toda la información marcada en las fotografías aéreas e imágenes satelitales al mapa topográfico, con el fin de realizar de manera práctica y sencilla la verificación de información en campo. Esta información es la red de drenaje, datos litológicos y la delimitación provisional de las unidades del relieve.

### ***El mapa geológico***

Peña (1997) define al mapa geológico como una representación sobre un fondo topográfico de la distribución de materiales aflorantes en una zona determinada, así como de la edad, sucesión estratigráfica y deformaciones que presentan. Sin embargo, Silva *et al.* (2001) definen al mapa geológico como una herramienta de análisis que permite comunicar de forma sintética la conformación y evolución geológica de una región. Por lo tanto, se puede entender que un mapa geológico es una representación gráfica y a escala de los cuerpos de roca que conforman una zona determinada de la superficie terrestre y que, a partir de la localización y distribución de los materiales, es posible concatenar los eventos geológicos que han ocurrido en la zona para poder explicar su evolución a través del tiempo.

Peña (2007) indica que la información de mayor interés que brinda el mapa geológico para el mapeo geomorfológico es la distribución de los materiales que afloran, la relación espacio temporal que existe entre ellos, la resistencia de los cuerpos rocosos y las estructuras geológicas secundarias. Este mismo autor menciona que de forma paralela al análisis de la cartografía geológica se debe desentrañar la relación existente entre la red de drenaje y las estructuras geológicas presentes.

## **1.5 Morfometría**

Lugo (1988) se refiere a la morfometría o geomorfometría como una serie de métodos matemáticos útiles para el estudio de la superficie terrestre y también para comprender los procesos endógenos y exógenos actuales. Estos métodos se basan en la cuantificación de ciertos elementos del relieve como son longitud, superficie, volumen, altura (absoluta y relativa), pendiente, orientación y otros elementos numéricos. Huggett (2007) por su parte menciona que la morfometría es la rama de la geomorfología que se encarga del estudio cuantitativo de las formas de la superficie terrestre y que es un componente muy importante para los análisis terrestres y el modelado de la superficie. Para Pike *et al.* (2008) la geomorfometría es una parte de la geomorfología que realiza análisis cuantitativos de los parámetros hidrológicos, climáticos, meteorológicos y orográficos de la superficie terrestre. En forma sintética los métodos morfométricos permiten la elaboración de mapas específicos que contribuyen al conocimiento del relieve terrestre (Lugo, 1988).

### ***Mapas morfométricos***

Los mapas morfométricos son un tipo de cartografía temática interpretativa que expresan de forma cuantitativa parámetros específicos del relieve. A continuación, se hace una breve mención de éstos y de la información que proporcionan al investigador, así como sus principios de elaboración, aunque para este trabajo de investigación se procedió a construirlos de forma automatizada.

### ***Hipsométrico***

Es relativo a la elevación del relieve. El problema fundamental para la elaboración del mapa hipsométrico o altimétrico es definir a partir de la altura máxima y mínima de un área los intervalos o rangos con los que se va a trabajar, para lo que no hay una regla, sino criterios. La ventaja de este mapa es que simplifica la lectura de la topografía de determinada área, respecto al parámetro de altura. La información que proporciona este

documento gráfico es básica para los estudios de procesos exógenos, morfoestructuras y morfogénesis (Lugo, 1988).

### ***Pendientes***

Es relativo a la inclinación del relieve. La problemática para la elaboración de este mapa es establecer rangos para los valores que se expresarán. Depende de la escala, la equidistancia entre curvas de nivel, las condiciones fisiográficas y de los objetivos del trabajo. Este documento gráfico se basa en transformar las distancias entre curvas de nivel en valores de pendientes (*Ibidem*) y se parte de la función trigonométrica  $\tan \theta = \text{cateto opuesto} / \text{cateto adyacente}$ . Este mapa morfométrico permite visualizar de manera sintética las variaciones de pendiente en el terreno y se pueden expresar en porcentaje o bien en grados.

### ***Órdenes de corrientes***

Hace referencia al número de afluentes que confluyen en una corriente de agua. Lugo (1988) menciona que el requisito principal para elaborar este mapa es que el área de trabajo cubra por lo menos una cuenca fluvial en su totalidad. Su elaboración es muy sencilla y consiste en marcar todas las corrientes fluviales de la cuenca. Una vez hecho esto, se procede a asignar un orden creciente a los afluentes, bajo los siguientes 2 principios propuestos por Strahler (1965):

- a) Las corrientes en las que no confluye ningún tributario, se les denomina de orden 1.
- b) Cuando dos afluentes del mismo orden confluyen, dan lugar a una corriente del orden inmediatamente superior. Así, dos afluentes de orden 2 dan lugar a uno de orden 3, pero un afluente de orden 2 con otro de 1, se mantiene como 2.

La utilidad de este mapa parte de la consideración de que los órdenes de las corrientes son reflejo de un proceso evolutivo. Por lo tanto, se dice que las corrientes de orden 1 son las más jóvenes y forman valles incipientes, mientras que las órdenes mayores reflejan las etapas más antiguas de desarrollo de la red de drenaje y en muchos casos son indicadores de estructuras sobre las que se han desarrollado los valles fluviales, como anticlinales, grietas y fallas (Lugo, 1988).

## Capítulo II. Marco Físico

### 2.1 Localización y delimitación del área de estudio

El área de estudio se encuentra en la porción centro-este del Estado de Hidalgo e incluye una parte de los estados de Veracruz y Puebla, comprende del paralelo 19°52' al 20°48' de latitud norte y del meridiano 98°4' al 99°14' de longitud oeste (Figura 8). La zona de trabajo abarca las cuencas del río Metztlán y una parte del río Amajac, su extensión es de aproximadamente 4365 km<sup>2</sup> y se localiza en las provincias fisiográficas de la SMO y el CVTM.

Desde el punto de vista hidrológico el área Metztlán-Amajac se ubica en la zona SE de la cuenca del río Moctezuma y está delimitada al norte por las subcuencas de los ríos Calabozos y Los Hules, al este por la cuenca del río Tuxpan, al sur por las subcuencas Lagunas de Tochac y Tecocomulco y río Tezontepec, y al oeste por la subcuenca del río Actopan. Cabe mencionar que la zona de estudio se delimitó hasta la confluencia del río Venados con el Amajac, ya que esto permitió hacer la comparación entre los valles de estos ríos, lo cual se consideró que ambos ríos se desarrollaron bajo condiciones similares, tanto geológicas como geomorfológicas.

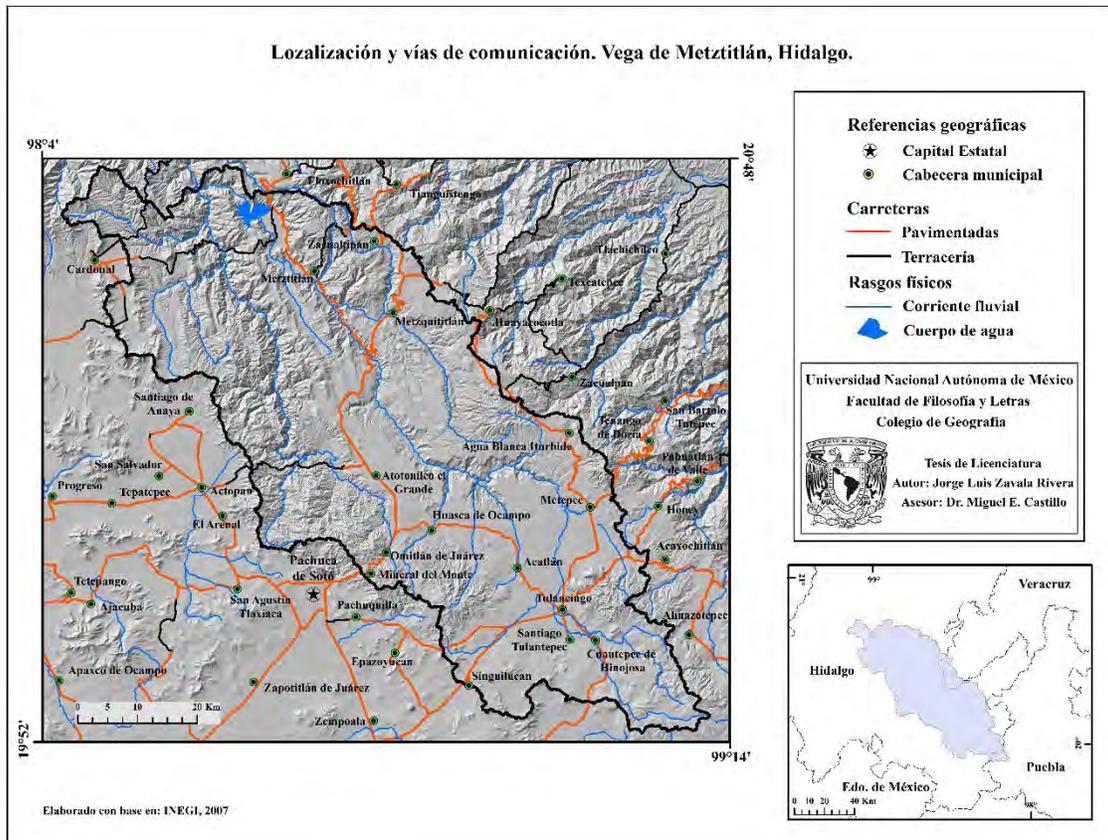


Figura 8. Área Metztlán-Amajac.

## 2.2 Geografía física

Las provincias fisiográficas donde se ubica la zona de investigación corresponde a la SMO y al CVTM. A continuación, se hace mención de las características más sobresalientes de estas dos provincias, entre las cuales destacan su localización, origen, litología, orientación, máxima elevación, extensión y las principales formas del relieve.

La SMO se sitúa en el oriente de la República Mexicana, se caracteriza por ser una cordillera producto de la deformación tanto de rocas sedimentarias calcáreas de edad mesozoica de origen marino y de su complejo basal, que fueron levantados, comprimidos y transportados hacia el NE, formando pliegues y cabalgaduras durante la Orogenia Laramide. La orientación general de este macizo montañoso que alcanza altitudes que sobrepasan los 2,500 msnm es NW-SE y tiene una extensión de más de 800 km de longitud

por 100 km de anchura (Eguiluz *et al.*, 2000). En cuanto al relieve en esta provincia se encuentran, a grandes rasgos, montañas altas, escarpes, cañones, valles en “V” con laderas escalonadas, morfologías cársticas en mesas, poljes, dolinas y cavernas de desarrollo vertical controladas por sistemas de fracturas regionales (Lugo, 1990).

El CVTM se ubica en el centro del país, se trata de un arco volcánico producto de la subducción de las placas Rivera y Cocos a lo largo de la trinchera de Acapulco. Los materiales de los cuales está constituido es variado, en su porción occidental, éstos son de composición dacítico-riolíticos y basálticos, en el sector central son de composición basáltica o basáltico-andesítica, en tanto que la parte oriental está compuesta por rocas de composición andesítica a riolítica y basáltica (Ferrari, 2000) (Figura 9). El CVTM tiene aproximadamente 1,000 km de longitud y una anchura que varía de 80 a 230 km, se distribuye con una orientación preferencial E-W en su parte central y oriental mientras que en la occidental es WNW-ESE (Ferrari *et al.*, 2011). Algunas de las cumbres más relevantes de esta provincia fisiográfica se elevan a más de 5,200 msnm y corresponde con los estratovolcanes Pico de Orizaba, Popocatepetl e Iztaccíhuatl. El relieve de esta provincia consiste en una serie de planicies escalonadas que se extienden desde cerca de las costas de Colima y Nayarit hasta la región de los volcanes Pico de Orizaba y Cofre de Perote, en el estado de Veracruz (Lugo, 1990) (Figura 10).

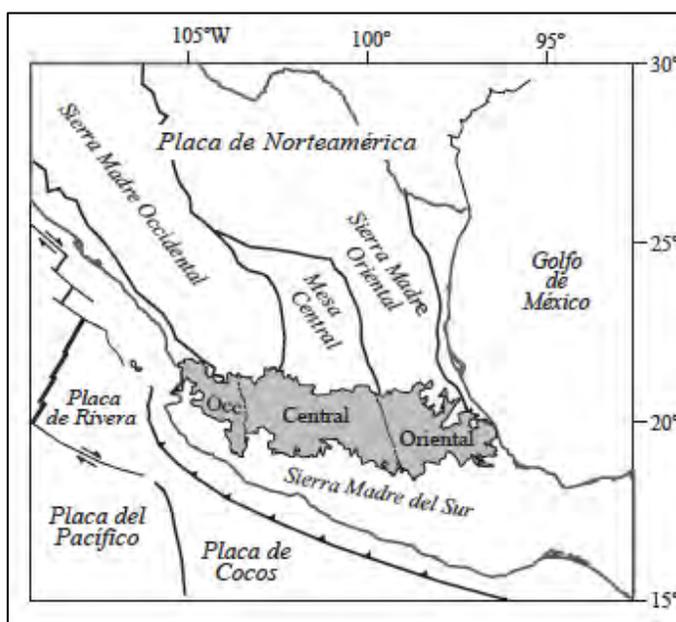


Figura 9. Ubicación de las principales provincias geológicas de México. En gris se muestra el CVTM, y la ubicación de sus tres sectores. También se muestran las placas tectónicas de Rivera y Cocos que condicionan el desarrollo del CVTM (Tomado de: Gómez *et al.*, 2005).

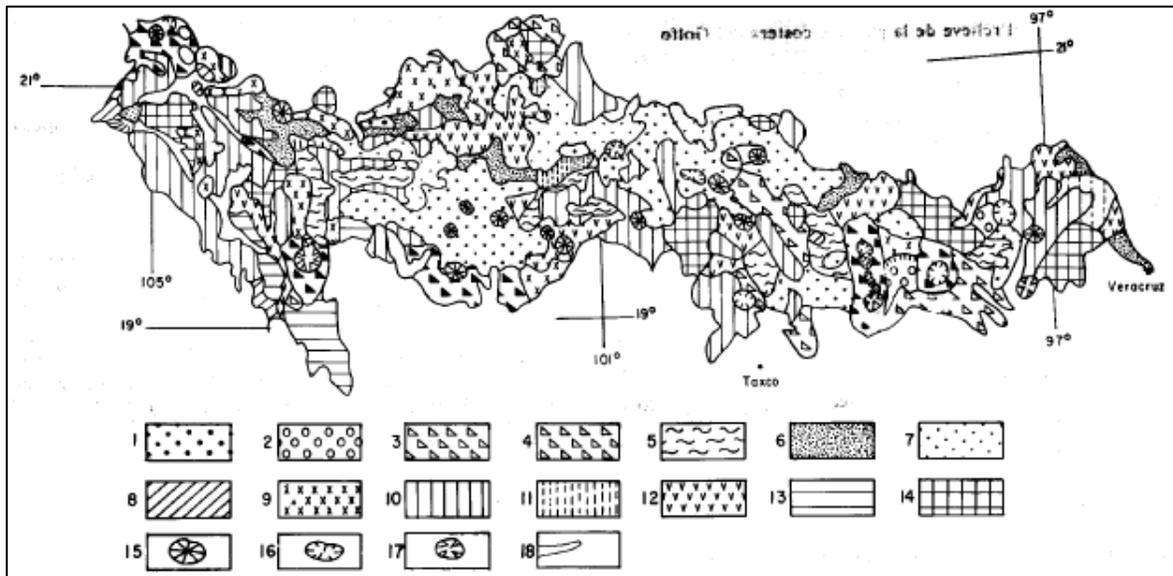


Figura 10. Formas del relieve del Sistema Neovolcánico Transmexicano. Cuaternario (1 a 7): 1, Campos volcánicos (conos monogenéticos, lavas y piroclastos); 2, Altiplanicies de tefra; 3, Superficies de acumulación (proluvial) de piedemonte; 4, Piedemonte de acumulación volcánica; 5, Altiplanicies de acumulación lacustre; 6, Altiplanicies de acumulación fluvial; 7, Altiplanicies de acumulación fluvio-lacustre. Precuaternario (estructuras asociadas con otras provincias): 8, Montañas bloque de rocas intrusivas o metamórficas; 9, Altiplanicies de riolitas; 10, Elevaciones menores constituidas de riolita; 11, Montañas constituidas de riolita; 12, Lomeríos volcánicos (erosivos); 13, Elevaciones plegadas o de bloque, no diferenciadas. Otras formas cuaternarias: 15, Volcanes monogenéticos principales; 16, Calderas; 17, Estratovolcanes mayores; 18, Valles montañosos principales (Tomado de: Lugo, 1990).

### 2.3 Clima e Hidrografía

Los climas que se distribuyen sobre el área de estudio son: semicálido subhúmedo  $[(A)C(w_2)$  y  $(A)C(w_0)]$ , templado húmedo  $[C(m)]$ , semifrío húmedo  $[Cb'(m)$  y  $Cb'(m)(f)]$ , semifrío subhúmedo  $[Cb'(w_1)$  y  $Cb'(w_2)]$ , templado subhúmedo  $[C(w_1)$ ,  $C(w_2)$  y  $C(w_0)]$ , semiárido semicálido ( $SB/hw$ ), semiárido templado ( $BS/kw$ ) y árido templado ( $BS/okw$ ), siendo los últimos cuatro los predominantes (Figura 11). Los climas guardan una cierta similitud en cuanto a sus parámetros de temperatura, mientras que los de precipitación varían en su porcentaje de lluvia invernal y los índices de lluvias de verano. En la tabla 2 se hace una breve descripción de las principales características de los climas presentes en las cuencas de los ríos Metztitlán y Amajac.

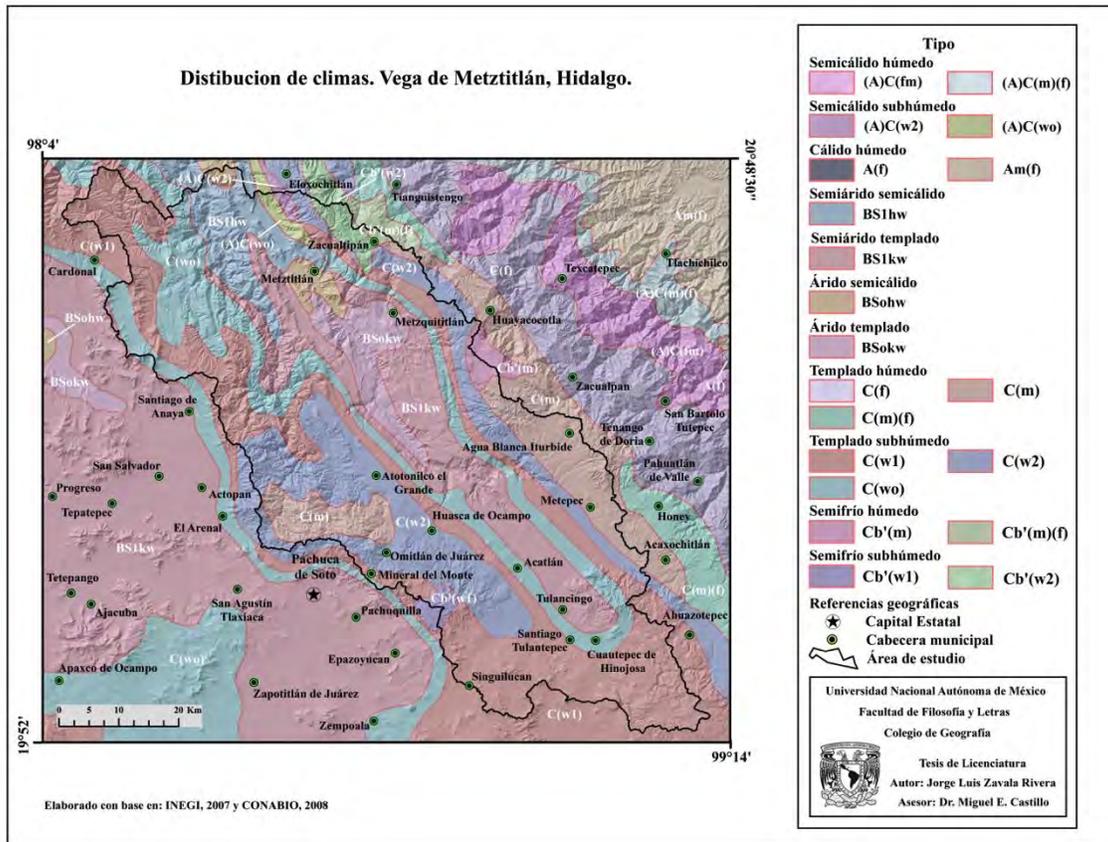


Figura 11. Tipos de climas del área de estudio, ver descripción en la Tabla 2.

Clave	Tipo de clima	Datos de temperatura (°C)	Datos de precipitación
(A)C(w2)	Semicálido subhúmedo	Temperatura media anual > 18	Precipitación del mes más seco < 40mm Lluvias de verano con índice P/T entre 43.2 y 55 Porcentaje de lluvia invernal entre 5 y 10.2 % del total anual
(A)C(w0)		Temperatura del mes más frío < 18 Temperatura del mes más caliente > 22	Precipitación del mes más seco < 40mm Lluvias de verano con índice P/T de 43.2 Porcentaje de lluvia invernal entre 5 y 10.2 % del total anual
BS1hw	Semiárido semicálido	Temperatura media anual entre > 18	

		<p>Temperatura del mes más frío &lt; 18</p> <p>Temperatura del mes más caliente &gt; 22</p>	<p>Lluvias de verano</p>
$BS_{1kw}$	Semiárido templado	<p>Temperatura media anual entre 12 y 18</p> <p>Temperatura del mes más frío entre -3 y 18</p> <p>Temperatura del mes más caliente &lt; 22</p>	<p>Porcentaje de lluvia invernal entre 5 y 10.2 % del total anual</p>
$BS_{0kw}$	Árido templado	<p>Temperatura media anual entre 12 y 18</p> <p>Temperatura del mes más frío entre -3 y 18</p>	
$C(m)$	Templado húmedo	<p>Temperatura media anual entre 12 y 18</p> <p>Temperatura del mes más frío entre -3 y 18</p> <p>Temperatura del mes más caliente &lt; 22</p>	<p>Precipitación del mes más seco &lt; 40mm</p> <p>Lluvias de verano</p> <p>Porcentaje de lluvia invernal entre 5 y 10.2 % del total anual</p>
$C(w_1)$	Templado subhúmedo		<p>Precipitación del mes más seco &lt; 40mm</p> <p>Lluvias de verano con índice de P/T entre 43.2 y 55</p> <p>Porcentaje de lluvia invernal entre 5 y 10.2 % del total anual</p>
$C(w_2)$			<p>Precipitación del mes más seco &lt; 40mm</p> <p>Lluvias de verano con índice de P/T &gt; 55</p> <p>Porcentaje de lluvia invernal entre 5 y 10.2 % del total anual</p>
$C(w_0)$			<p>Precipitación del mes más seco &lt; 40mm</p> <p>Lluvias de verano con índice de P/T &lt; 43.2</p> <p>Porcentaje de lluvia invernal entre 5 y 10.2 % del total anual</p>

$Cb'(m)$	Semifrío húmedo	Temperatura media anual entre 5 y 12	Precipitación del mes más seco < 40mm Lluvias de verano Porcentaje de lluvia invernal entre 5 y 10.2 % del total anual
$Cb'(m)(f)$		Temperatura del mes más frío entre -3 y 18  Temperatura del mes más caliente < 22	Precipitación del mes más seco < 40mm Lluvias de verano Porcentaje de lluvia invernal > 10.2 % del total anual
$Cb'(w_1)$	Semifrío subhúmedo	Temperatura media anual entre 5 y 12	Precipitación del mes más seco < 40mm Lluvias de verano Porcentaje de lluvia invernal entre 5 y 10.2 % del total anual
$Cb'(w_2)$		Temperatura del mes más frío entre -3 y 18  Temperatura del mes más caliente < 22	

Tabla 2: Descripción de los parámetros de temperatura y precipitación de los climas presentes en el área de estudio. Elaborado con base en los datos climáticos de CONABIO, 2008 y García, 1964.

Al ser la precipitación pluvial la principal fuente de aporte de agua para las corrientes fluviales superficiales, fue necesario realizar una interpretación de la distribución de precipitación en el área de estudio, ésta se presenta en el siguiente párrafo y fue elaborada a partir de la información obtenida de las estaciones meteorológicas (Tabla 3 y Figura 12) contenidas en la base de datos climatológicos CLICOM (*Climate Computing Project*) del CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California).

Estación	Número de la Estación
San Cristóbal	13087
Zacualtipán	13050
Metztitlán	13077
Venados	13093
Santa María Amajac	13121
Agua Blanca	13095
Atotonilco el Grande	13096
Mineral del Chico	13112
Omitlán	13100
Huasca	13098
Alcoholoya	13061
Metepec	13099
El Zembo	13116
Presa la Esperanza	13082
Santiago Tulantepec	13031
San Lorenzo Sayula	13029

Tabla 3. Nombre y número de las estaciones meteorológicas activas.

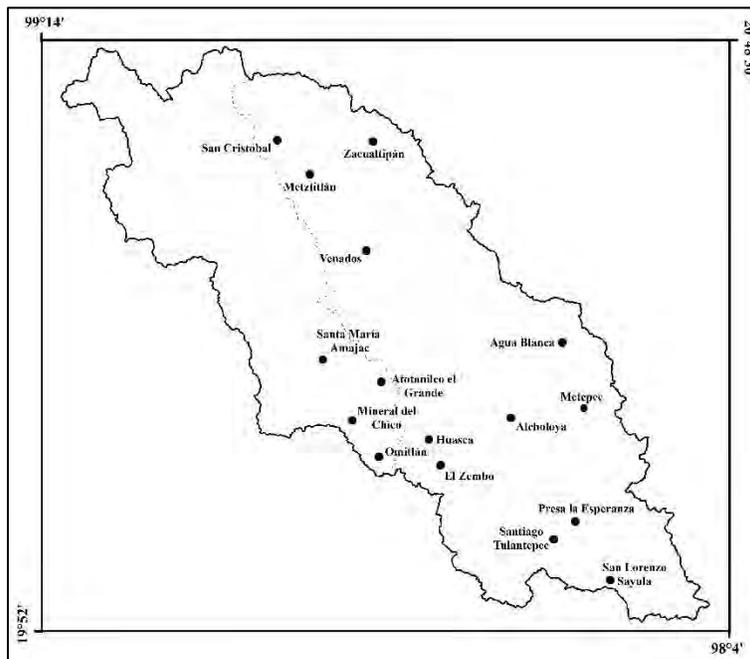


Figura 12. Distribución de las estaciones meteorológicas. La línea punteada representa el parteaguas entre las cuencas de los ríos Amajac (izquierda) y Metztitlán (derecha). Elaboración propia.

En la zona oriental que corresponde a la cuenca del río Metztitlán se puede interpretar a partir de los climogramas (Figuras 13 a 24) que las precipitaciones en los últimos 20 años oscilan entre 300 y 600 mm por año. Esto contrasta con los niveles de precipitación en la cuenca del río Amajac situada en la porción occidental, donde en los últimos 20 años varían de 700 a 1100 mm (Figuras 24 a 27).

La hidrografía está representada por corrientes fluviales intermitentes y perenes. En la zona destacan por su longitud los ríos Metztitlán y Amajac con una longitud de ~169 y ~290 km respectivamente según datos del INEGI, la orientación preferencial de estos ríos es NW. Aguas abajo el río Metztitlán cambia de nombre a Venados hasta encontrar su desembocadura en la laguna de Metztitlán, la cual es otro de los rasgos hidrográficos más relevantes del área Metztitlán-Amajac (Figura 28). La zona se ubica dentro de la región hidrológica del Pánuco, con un coeficiente de escurrimiento que va del 5 al 10 % en la cuenca del río Metztitlán y del 10 al 20% en la cuenca del río Amajac.

Dentro del agua subterránea de la zona, es conocido que el acuífero de Metztitlán tiene una superficie aproximada de 1100 km<sup>2</sup> y está constituido en el valle del río por una secuencia de materiales granulares de origen sedimentario como gravas, arenas gruesas a finas y limos, que varía su espesor de 25 a 250 m, mostrando su máximo espesor en las inmediaciones de la laguna de Metztitlán (CONAGUA, 2015).

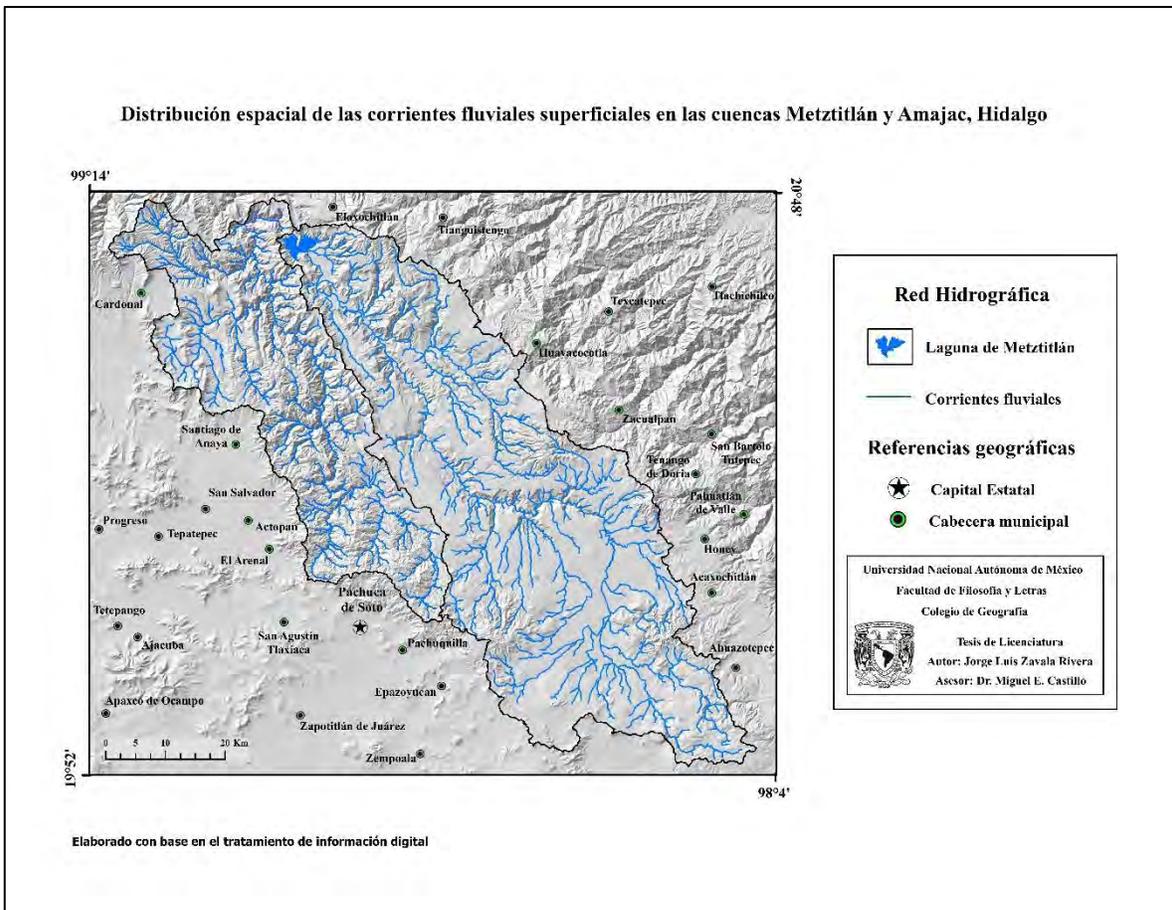


Figura 28. Red de drenaje del área de estudio. En este gráfico se muestra la red hidrográfica de las cuencas de los ríos Metztlán y Amajac, Hidalgo.

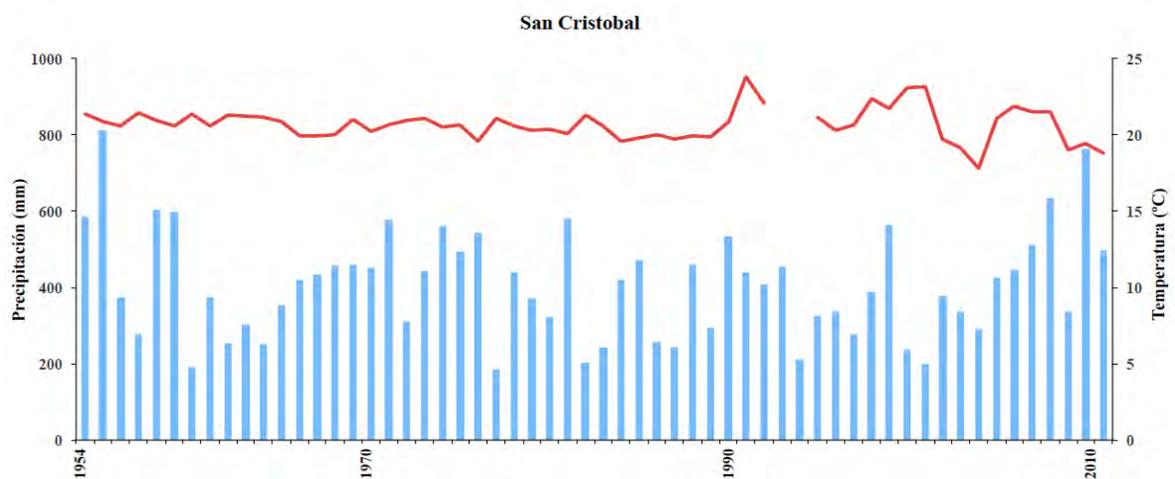


Figura 13. Climograma de San Cristóbal (Estación número 13087). Las barras azules corresponden a los datos de precipitación y la línea roja a los de temperatura. Elaborado con base en CLICOM.

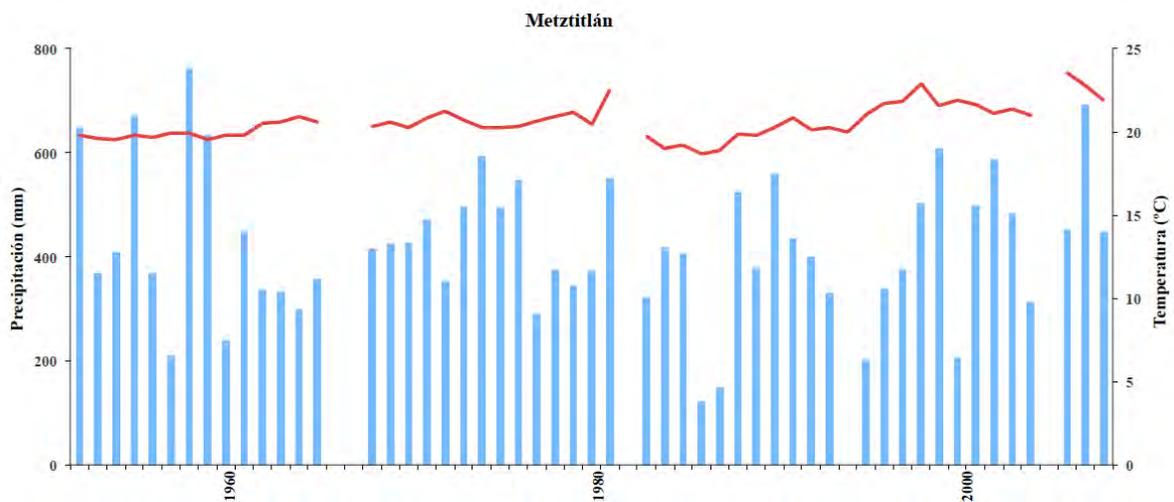


Figura 14. Climograma de Zacualtipán (Estación número 13095). Las barras azules corresponden a los datos de precipitación y la línea roja a los de temperatura. Elaborado con base en CLICOM.

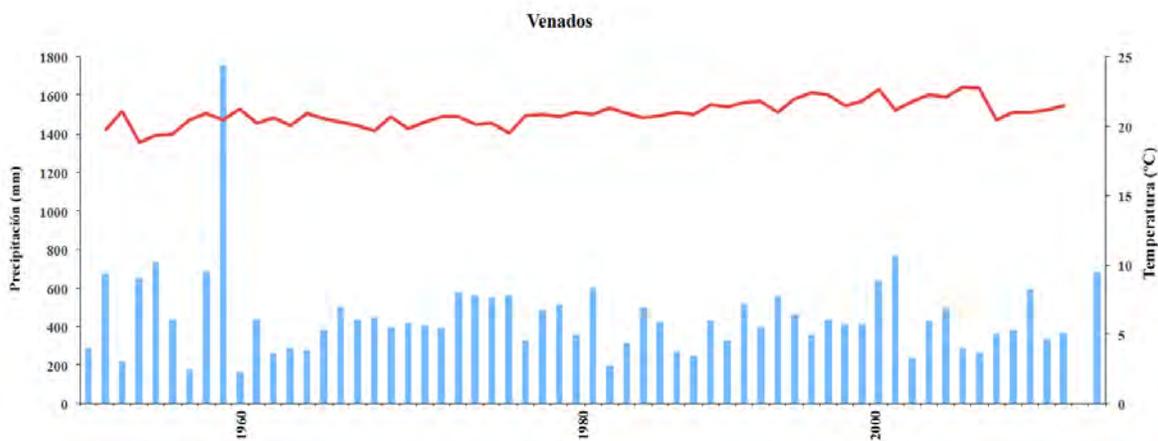


Figura 15. Climograma de Venados (Estación número 13093). Las barras azules corresponden a los datos de precipitación y la línea roja a los de temperatura. Elaborado con base en CLICOM.

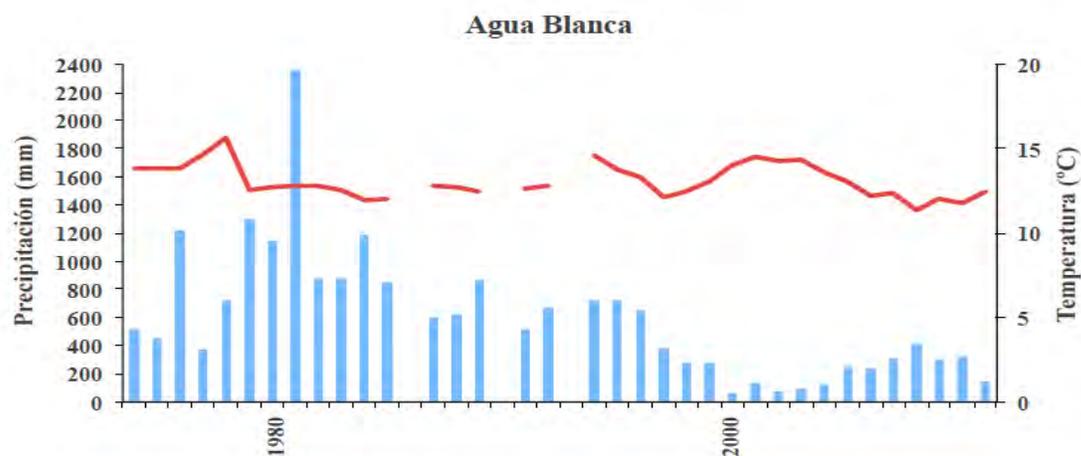


Figura 16. Climograma de Agua Blanca (Estación número 13095). Las barras azules corresponden a los datos de precipitación y la línea roja a los de temperatura. Elaborado con base en CLICOM.

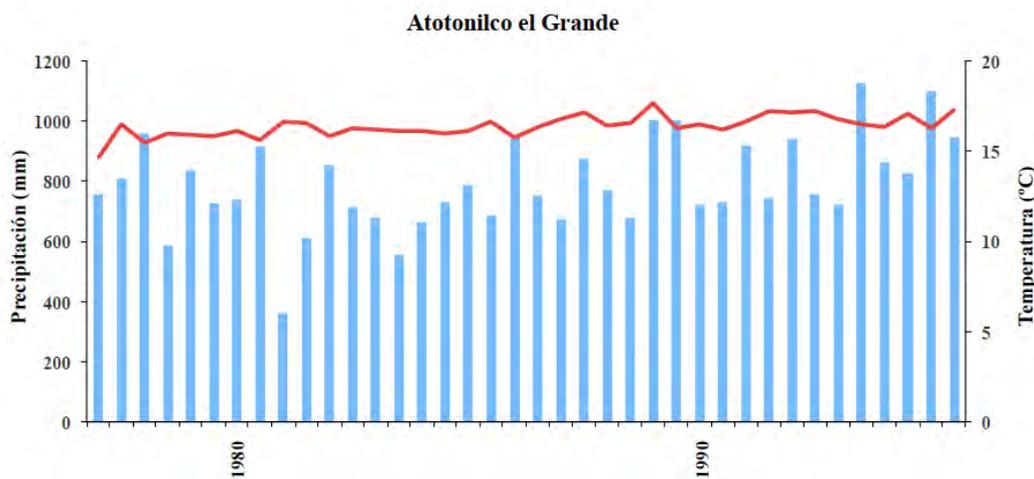


Figura 17. Climograma de Atotonilco el Grande (Estación número 13096). Las barras azules corresponden a los datos de precipitación y la línea roja a los de temperatura. Elaborado con base en CLICOM.

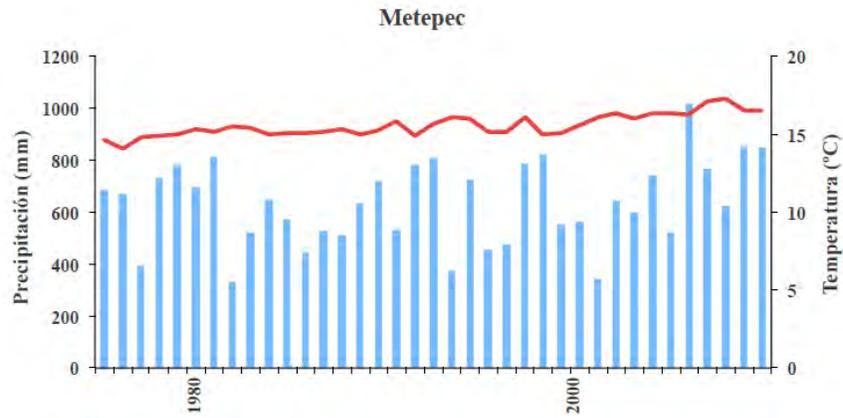


Figura 18. Climograma de Metepec (Estación número 13099). Las barras azules corresponden a los datos de precipitación y la línea roja a los de temperatura. Elaborado con base en CLICOM.

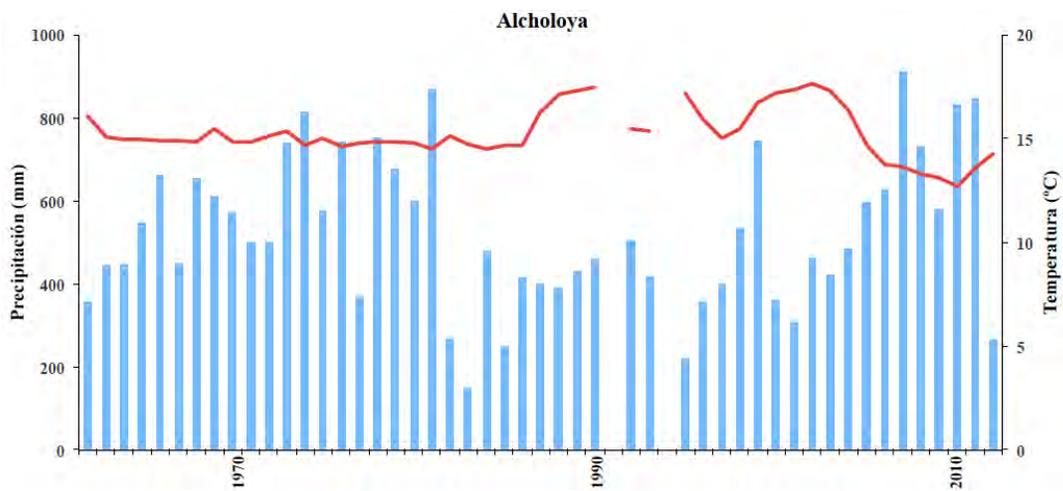


Figura 19. Climograma de Alcholya (Estación número 13061). Las barras azules corresponden a los datos de precipitación y la línea roja a los de temperatura. Elaborado con base en CLICOM.

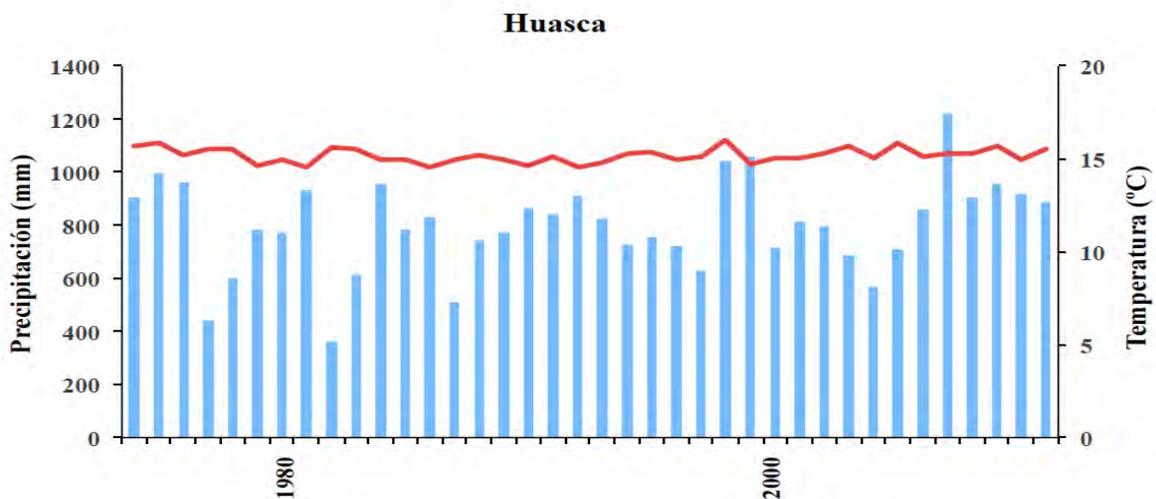


Figura 20. Climograma de Huasca (Estación número 13098). Las barras azules corresponden a los datos de precipitación y la línea roja a los de temperatura. Elaborado con base en CLICOM.

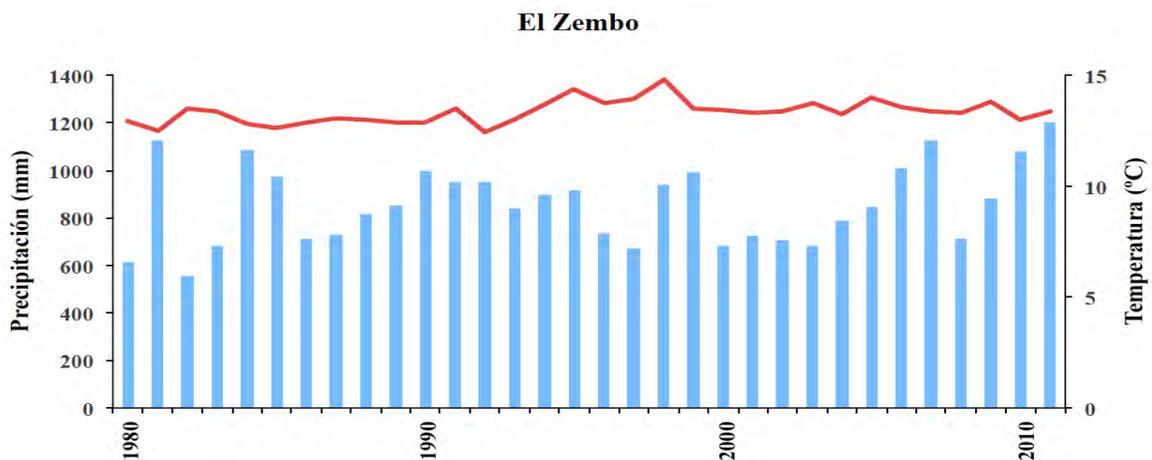


Figura 21. Climograma de El Zembo (Estación número 13116). Las barras azules corresponden a los datos de precipitación y la línea roja a los de temperatura. Elaborado con base en CLICOM.

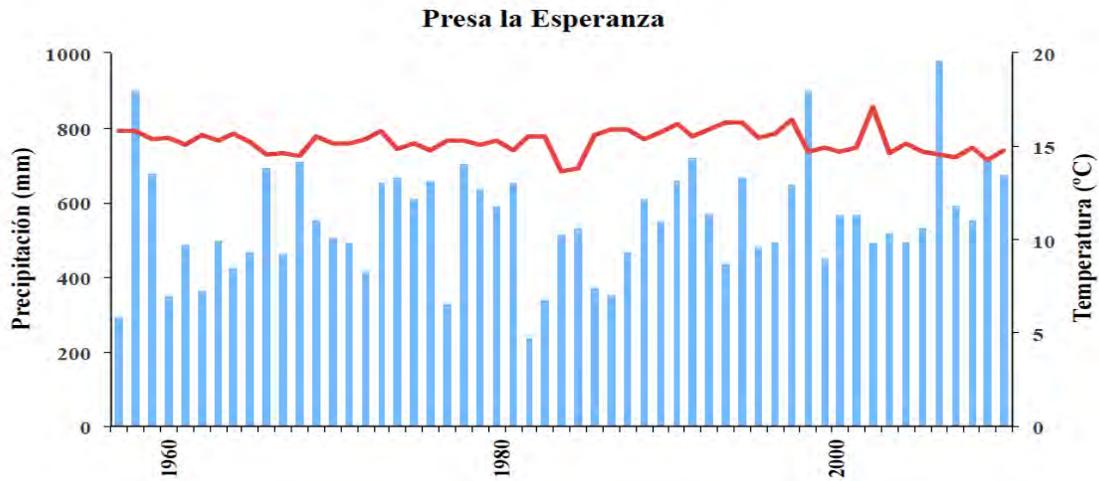


Figura 22. Climograma de la Presa la Esperanza (Estación número 13082). Las barras azules corresponden a los datos de precipitación y la línea roja a los de temperatura. Elaborado con base en CLICOM.

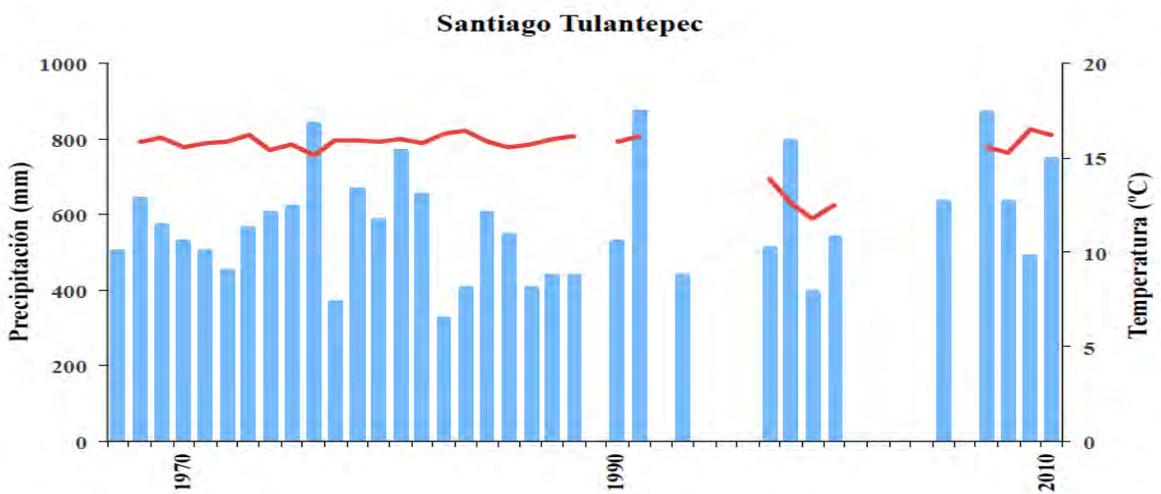


Figura 23. Climograma de Santiago Tulantepec (Estación número 13031). Las barras azules corresponden a los datos de precipitación y la línea roja a los de temperatura. Elaborado con base en CLICOM.

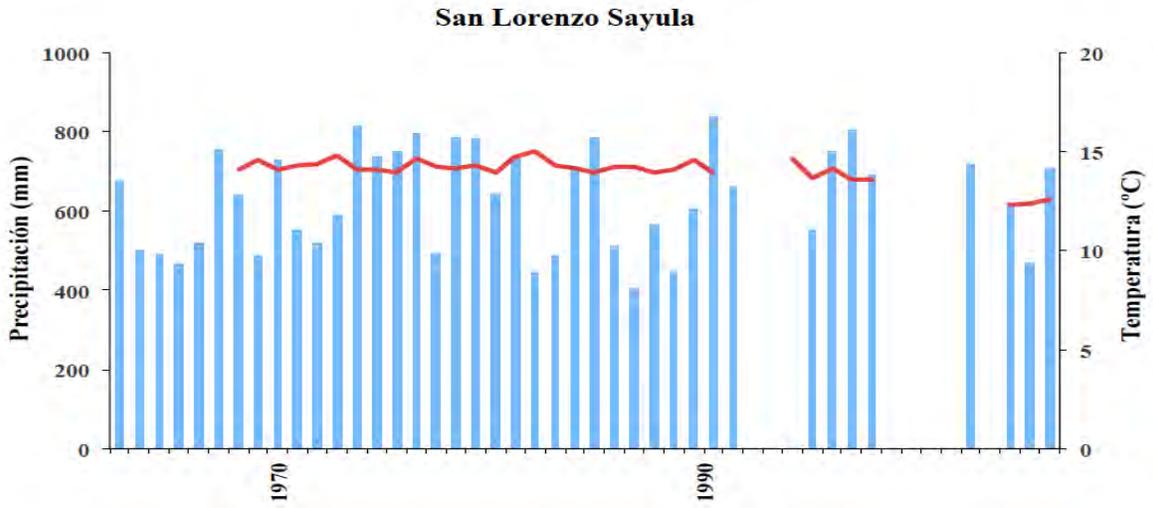


Figura 24. Climograma de San Lorenzo Sayula (Estación número 13029). Las barras azules corresponden a los datos de precipitación y la línea roja a los de temperatura. Elaborado con base en CLICOM.

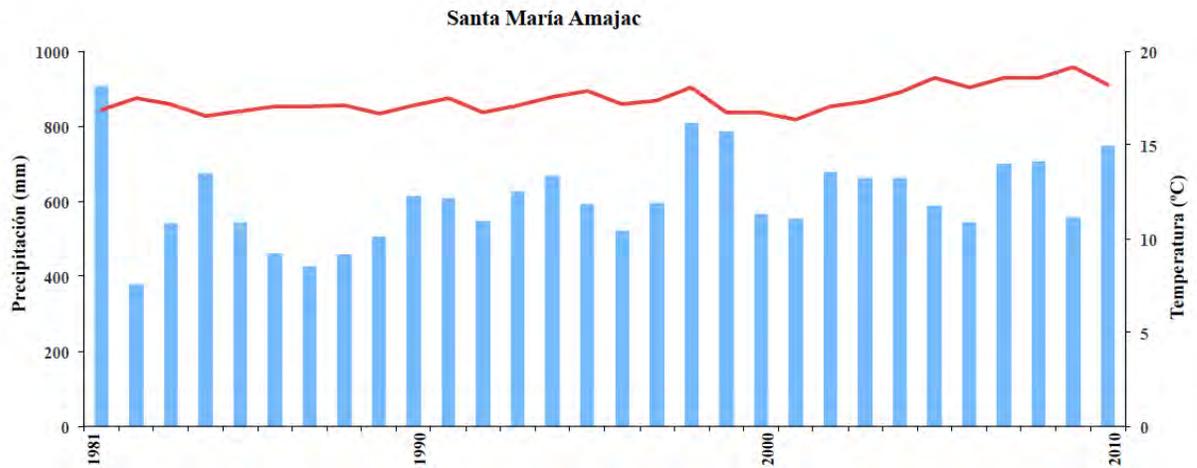


Figura 25. Climograma de Santa María Amajac (Estación número 13121). Las barras azules corresponden a los datos de precipitación y la línea roja a los de temperatura. Elaborado con base en CLICOM.

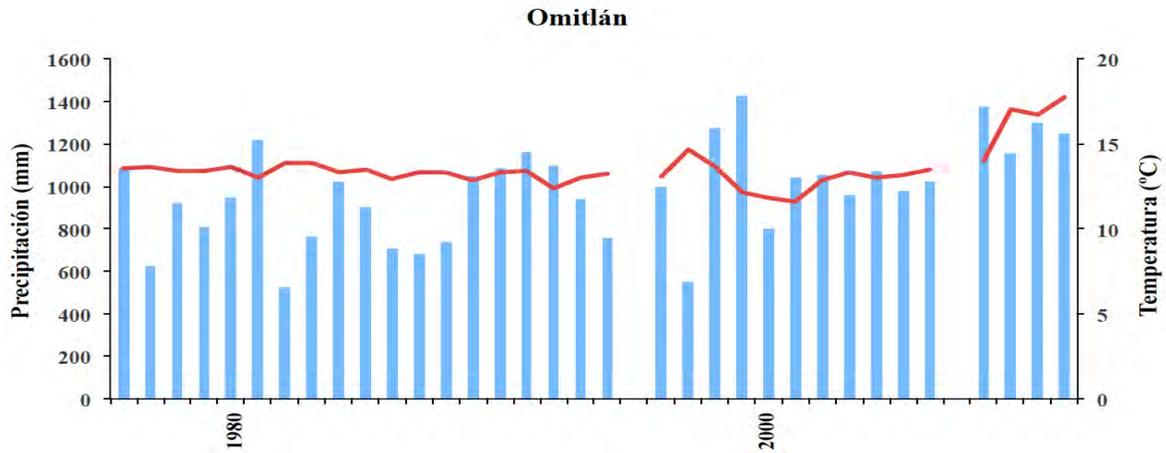


Figura 26. Climograma de Omitlán (Estación número 13100). Las barras azules corresponden a los datos de precipitación y la línea roja a los de temperatura. Elaborado con base en CLICOM.

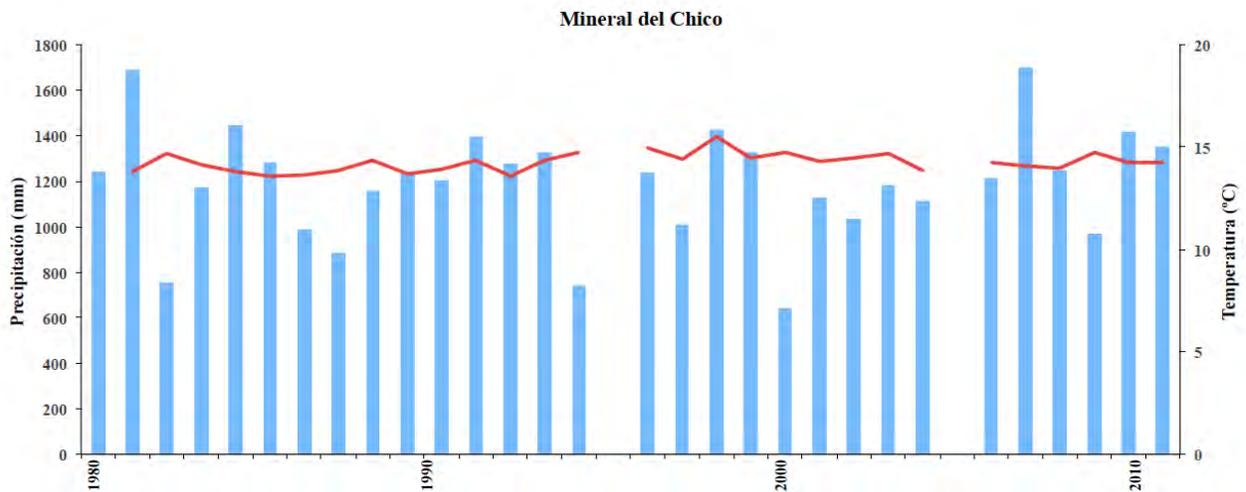


Figura 27. Climograma de Mineral del Chico (Estación número 13112). Las barras azules corresponden a los datos de precipitación y la línea roja a los de temperatura. Elaborado con base en CLICOM.

## 2.4 Actividades Antrópicas

La agricultura es la actividad económica más importante en la zona, en ella se emplea más del 70% de la población de los municipios circundantes a la vega de Metztitlán. Los tipos de agronomía que se llevan a cabo son de dos tipos, de temporada y de riego. Se organiza en parcelas en las cuales se produce maíz, papa, frijol, calabaza, chile verde, tomate verde, jitomate y cultivos perennes de café (CONANP, 2003). Cabe mencionar que la producción es de autoconsumo y los excedentes se canalizan al mercado para su venta; el desarrollo de este distrito de riego se debe a la fertilidad de los suelos, la disponibilidad de agua, a la red de canales alimentados por el río Metztitlán, manantiales y pozos que se utilizan en temporada de estiaje (*Ibidem*).

La ganadería que se practica es porcina, bovina y caprina. Tiene una menor importancia en cuanto a la economía de la zona, ya que es considerada un complemento en el ingreso de los habitantes. Otra actividad económica relativamente reciente es la pesca y se lleva a cabo en la laguna de Metztitlán desde hace aproximadamente 20 años, cuando se introdujeron especies de tilapias, carpas y bagre. El único inconveniente de esta actividad es que se practica de forma periódica pero no sistemática, debido a las fluctuaciones del nivel de agua de la laguna (CONANP, 2003).

El atractivo turístico que tiene el área de estudio es el ex convento de los Santos Reyes, el cual se ubica en las proximidades de la cabecera municipal de Metztitlán en medio de un paisaje árido, esta edificación fue construida en el siglo XVI (De la Cruz, 2009).

## Capítulo III. Geología

### 3.1 Geología histórica

La historia geológica es fundamental en este trabajo de investigación, ya que a partir de ésta, es posible entender la distribución, relaciones espacio-temporales y naturaleza de las unidades litológicas y estructuras geológicas secundarias que constituyen las cuencas de los ríos Metztitlán y Amajac. Las distintas fases geológicas del área de estudio se presentan a continuación.

#### *Paleozoico*

Los periodos Carbonífero y Pérmico se caracterizan por una sedimentación de plataforma clástica y carbonatada que evolucionó a un ambiente de aguas profundas. Después la región fue afectada por la Orogenia Apalachiana-Ouachita-Marathon lo que provocó la acreción sobre el cratón de Norteamérica. El resultado de este proceso de colisión fue la formación de rocas metamórficas (Nava y Alegría, 2001) que son parte del basamento igneo-metamórfico Pre-Mesozoico fuertemente deformado y transportado por orogenias anteriores (Eguiluz *et al.*, 2000). A finales del Pérmico se produjo una actividad intrusiva, se cerraron los océanos y se creó el súper continente Pangea (De Anda, 2013).

#### *Mesozoico*

Durante ésta Era se produjeron importantes eventos tectono-estratigráficos que influyeron en la paleogeografía del país, las evidencias de dichos eventos son grandes secuencias sedimentarias que afloran en la SMO al occidente de la cuenca de Chicontepepec (De Anda, 2013).

En el Triásico temprano y medio, México presenció una serie de transgresiones que están documentadas por secuencias marinas del Cárnico, Nórico y Rético que afloran al oeste de Zacatecas (*Ibidem*). A finales del Triásico los sedimentos continentales producto

de la erosión de rocas del basamento se depositaron de forma discordante en las zonas continentales más deprimidas. Durante esta etapa ocurrieron procesos tectónicos extensionales que produjeron la separación de la placa Norteamericana de la Africana y como consecuencia se formaron *horst* y *grabenes* (Figura 28) (De Anda, 2013). Posterior a esta actividad se depositaron capas rojas compuestas de clastos continentales que dieron origen a la Formación Huizachal (De Anda, 2013).

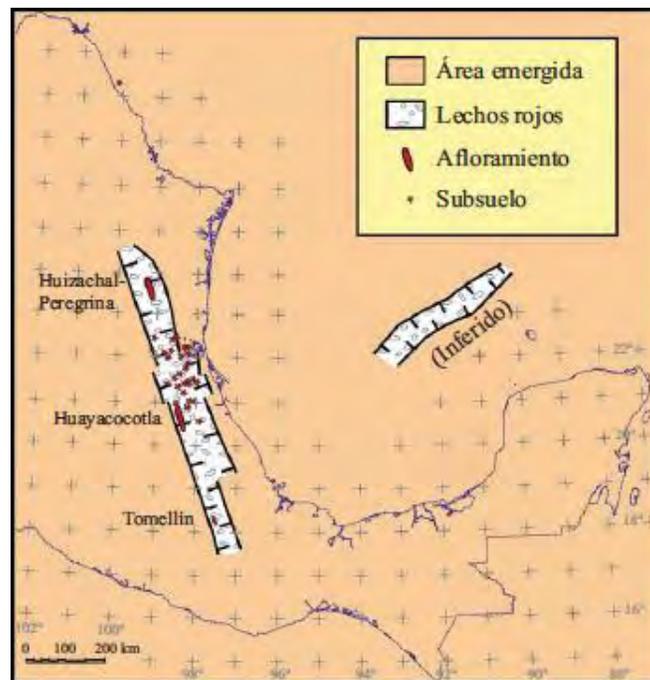


Figura 28. Paleogeografía del Triásico tardío en el área del Golfo de México. La ubicación de los *horst* fue esquematizada por Salvador en 1991 basado en datos superficiales y de subsuelo. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia (Tomado de: Padilla, 2007).

Pangea se fragmentó en diversos puntos triples en los cuales dos ramas evolucionaron por procesos de divergencia hasta generar corteza oceánica (Canseco, 2015). Estos procesos tectónicos originaron la separación de la placa Norteamericana respecto a la Africana, evidencia de esto es la apertura del Océano Atlántico en el Jurásico temprano y del Golfo de México en el Jurásico medio (De Anda, 2013). Este evento propició la formación de extensos cuerpos de agua con altas concentraciones de sales y con una circulación sumamente restringida (*Ibidem*). El clima desértico favoreció el depósito de

evaporitas durante el Calloviano en la parte central del Paleogolfo de México (De Anda, 2013) (Figura 29).

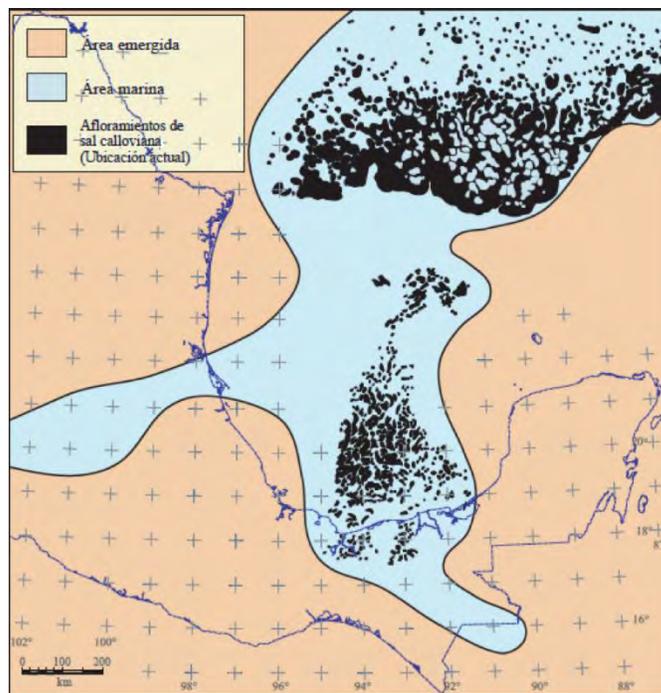


Figura 29. Paleogeografía del Jurásico medio en el área del Golfo de México. En negro se muestra la distribución actual de la sal depositada durante el Calloviano. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia (Tomado de: Padilla, 2007).

El Jurásico se caracterizó por una transgresión marina y la reestructuración en *graben*es y *semigraben*es del basamento igneo-metamórfico de edad permotriásica. Esta nueva paleogeografía dejó una marcada influencia en la estratigrafía y paleogeografía del Jurásico debido a que controló la invasión oceánica, así como el origen de las plataformas carbonatadas y rampas, en tanto las márgenes protegidas de los *graben*es y *semigraben*es formaron cuencas (De Anda, 2013).

Durante el Jurásico temprano una transgresión cubrió las áreas topográficamente bajas. Esto generó la cuenca de Huayacocotla donde fueron depositadas las lutitas y areniscas, posterior a esto la expansión del piso oceánico provocó a escala regional la apertura del Atlántico Norte y el Golfo de México, y a escala local el plegamiento y

exhumación de la cuenca de Huayacocotla sobre la cual comenzaron a actuar los procesos de intemperismo y erosión, esto dio lugar al depósito de clastos que constituyen a la Formación Cahuascal del Jurásico medio (Arellano y Yussim, 2004; Ochoa *et al.*, 1999).

En el Calloviano comenzó una transgresión regional que permitió la entrada del mar y a consecuencia la formación de mares someros, cuencas profundas y elementos paleogeográficos positivos aislados, estos últimos asociados a sistemas de fallas transformantes (De Anda, 2013).

Durante el Jurásico tardío se produjo la transgresión marina y entre el Kimeridgiano y Tithoniano tardío se generalizó la sedimentación calcáreo arcillosa que originó a la Formación Pimienta en un ambiente de aguas profundas, donde se infiere la presencia de islas que aportaron sedimentos arenosos al erosionarse (*Ibidem*) (Figura 30). Mientras que en el sector Nonoalco-Pemuxco ya se había comenzado a acumular la parte basal de la Formación Tamán en un ambiente de aguas someras con aportes de sedimentos arcillosos (Hernández y Hernández, 1991).

En el Cretácico la placa Farallón comenzó su proceso de subducción lo que generó ajustes tectónicos, separando y desplazando masas continentales (De Anda, 2013). La velocidad de incidencia entre la placa oceánica Farallón y la continental de Norteamérica registró en el Pacífico un incremento de 6 a 7 cm por año hasta finales del Cretácico. Posterior a esto la placa Paleopacífica experimentó un cambio en su ángulo de inclinación a menos de 10° que provocó la migración de la actividad magmática al oriente y con esto se inició un nuevo evento tectónico de deformación y convergencia hacia el NE conocido como la Orogenia Laramide (*Ibidem*), proceso que creó a la Sierra Madre Oriental.

La transgresión que inició en el Jurásico tardío continuó hasta el final del Cretácico tardío con la formación de bancos, rampas y plataformas carbonatadas en las que se favoreció el crecimiento de núcleos arrecifales, lo que originó la plataforma Faja de Oro, el complejo arrecifal que rodea a la Plataforma Valles-San Luis Potosí y la Formación El Abra; en tanto a las partes profundas se depositaron los sedimentos y calizas con pedernal

de las Formaciones Tamaulipas inferior y superior, en el talud se depositaron brechas calcáreas correspondientes a la Formación Tamabra (Arellano y Yussim, 2004).

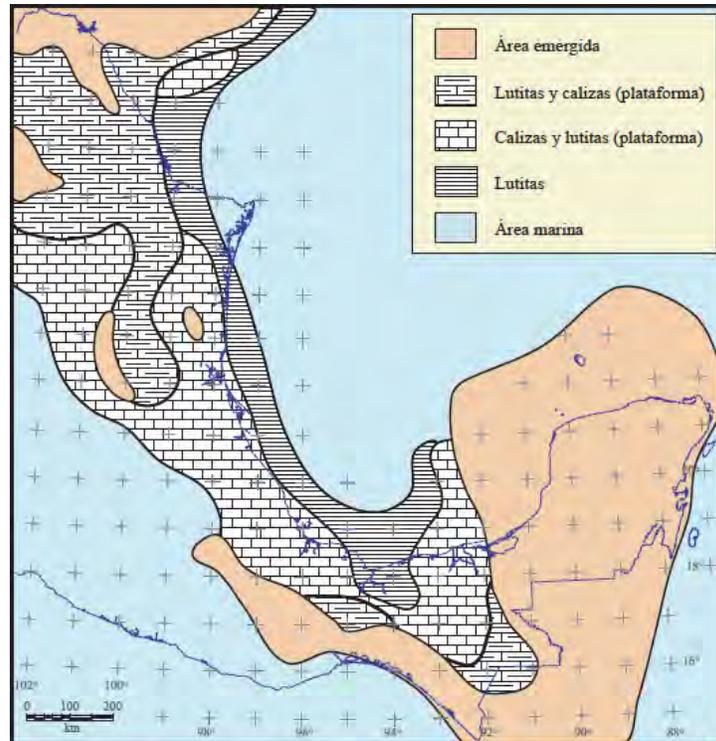


Figura 30. Paleogeografía del Tithoniano tardío. Nótese la gran extensión de las áreas de plataformas someras (Tomado de: Padilla, 2007).

De Anda (2013) menciona que durante el Cretácico el nivel medio del mar registra su mayor profundidad en todo el Eón Fanerozoico y como consecuencia la formación de grandes mares epicontinentales durante el Albiano-Cenomaniano (Figura 31), en éste mismo intervalo de tiempo la placa Farallón sigue su proceso de subducción.

A finales del Cenomaniano e inicios del Turoniano la región experimentó esfuerzos que se expresaron mediante levantamientos y la formación de terrenos volcánicos continentales al occidente que aportaron el material clástico a las cuencas marinas del sector centro-oriental del país, este aporte de sedimentos originó las formaciones calcáreo-arcillosas de Agua Nueva, San Felipe y Méndez (Canseco, 2015). Estas unidades

litoestratigráficas de grandes espesores se depositaron al inicio del evento orogénico el cual afectó a toda la secuencia mesozoica.

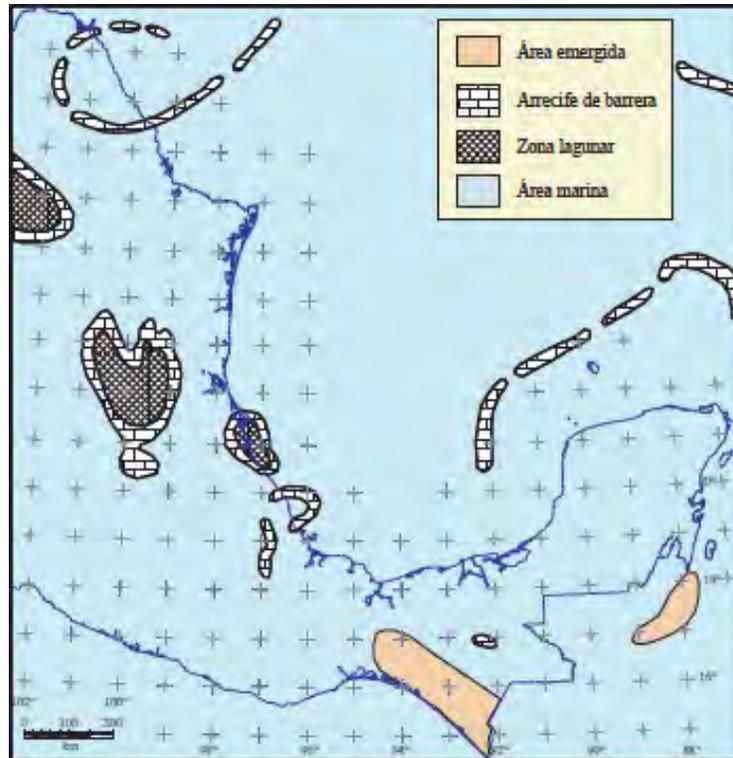


Figura 31. Paleogeografía del Albiano-Cenomaniano. En este periodo la topografía del Jurásico tardío se encontró debajo del nivel del mar y como consecuencia la sedimentación dominante en la cuenca del Golfo de México fue de carbonatos. El contorno del país se muestra como referencia (Tomado de: Padilla, 2007).

### ***Cenozoico***

Para el Cretácico tardío e inicio del Paleógeno ocurrió la fase compresiva conocida como Orogenia Laramide la cual generó estructuras como pliegues y cabalgaduras al oriente (Canseco, 2015), el resultado de la deformación dúctil fue un acortamiento promedio menor a 35 % en zonas con presencia de evaporitas y mayor a 40% en zonas ausentes de éstas (Eguiluz *et al.*, 2000). Cabe destacar que la deformación migró de NW a SE y cesó en el Eoceno.

Durante el periodo Paleógeno se acumuló una secuencia de conglomerados continentales en las depresiones delimitadas por estructuras laramídicas y posteriores. Ya en el Neógeno la SMO y el área de estudio estuvieron expuestas a la erosión. Otra característica de este periodo es la fase distensiva (fallamiento normal) que dislocó a las estructuras laramídicas y permitió el emplazamiento y acumulación de rocas volcánicas por medio de estructuras de régimen frágil con una orientación preferencial NW-SE (Canseco, 2015).

Gómez *et al.* (2005) mencionan que existe una serie de fechamientos isotópicos realizados en las últimas décadas, mediante los cuales se sabe que la evolución del CVTM comenzó hace ~19 Ma a finales del Mioceno temprano en la parte central de México. Éste arco volcánico está construido sobre la parte sur de la placa Norteamericana, la cual es subducida por la porción occidental de la placa de Cocos y la microplaca de Rivera a lo largo de la Trinchera de Acapulco (Ferrari *et al.*, 2000; 2011) (Figura 32).

Ferrari *et al.* (2011) dividen al CVTM en dos sectores: occidental y oriental. La parte occidental se caracteriza por la paulatina migración del frente volcánico en dirección sur que empieza a final del Mioceno y termina en el Pleistoceno. En cuanto a la porción oriental que corresponde al área de estudio, la actividad del arco empieza a mediados del Mioceno y el frente volcánico migra gradualmente al norte hasta los 10 Ma, para después invertir su dirección de desplazamiento hacia el sur durante el Pleistoceno. Esta constante migración del frente volcánico explica el ancho del CVTM de 150 km en su sector occidental y de 200 km en el oriental.

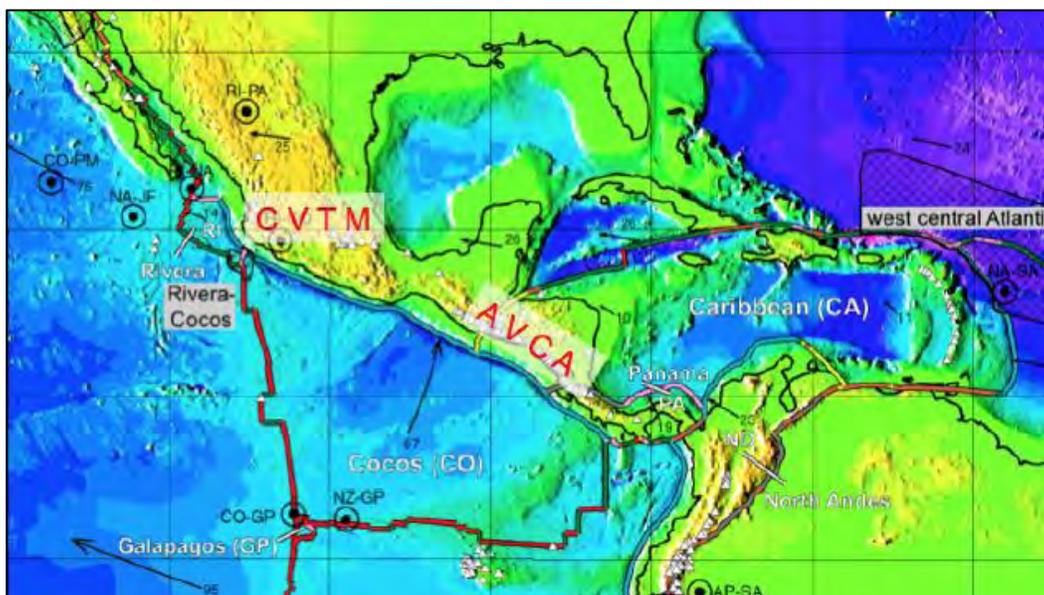


Figura 32. Contexto tectónico del CVTM. Se pueden observar los límites de placas en rojo y su desplazamiento absoluto mediante las flechas negras. AVCA son las siglas para referirse al Arco Volcánico Centroamericano (Tomado de: Bird, 2003).

De acuerdo con la distribución espacial del vulcanismo y su composición, la geología histórica del CVTM se divide en 4 episodios: 1) la instauración de un arco de composición intermedia en el Mioceno medio y temprano en el sector oriental, 2) el episodio máfico en el Mioceno tardío que migra de Oeste a Este y se localiza al norte del antiguo arco, 3) el episodio silícico a finales del Mioceno y que llega a ser bimodal en el Plioceno temprano, y 4) la reinstauración de un arco con gran variabilidad composicional a partir del Plioceno tardío (Gómez *et al.*, 2005; Ferrari *et al.*, 2011) (Figura 33). A continuación, se describe de forma más amplia cada uno de los 4 episodios magmáticos propuestos anteriormente.

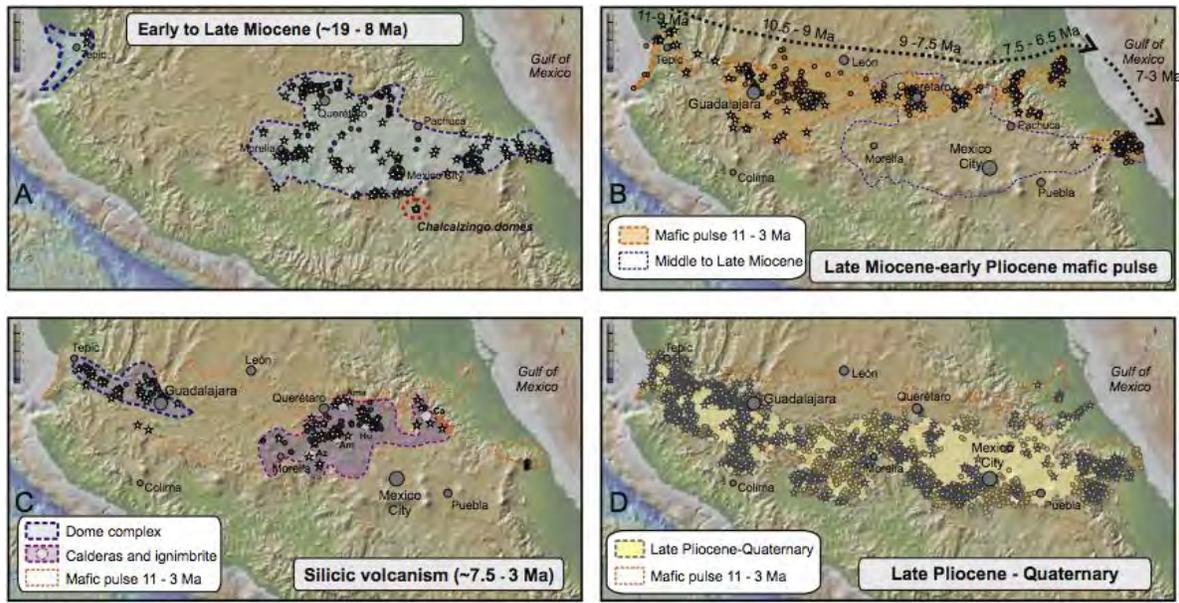


Figura 33. Episodios magmáticos del CVTM. En las imágenes se puede notar la extensión en superficie de cada evento magmático de acuerdo a su composición y su edad (Tomado de: Ferrari *et al.*, 2011).

### 1) Arco del Mioceno

La actividad volcánica del CVTM comienza en el Mioceno con el emplazamiento de un arco de orientación E-W en el centro de México, entre Morelia y las costas del Golfo de México (Figura 34), algunos de los vestigios de ésta actividad son la Sierra Mil Cumbres y la Sierra de Angangueo en el Estado de Michoacán y el área de Tenancingo y Minalinalco en el Estado de México (Gómez *et al.*, 2005).

De forma posterior el vulcanismo comienza a alejarse de la trinchera y forma estratovolcanes y conos de lava con edades de entre ~13 y 10 Ma (*Ibidem*), estas estructuras primarias se encuentran en Querétaro, Guanajuato, Puebla y al noroeste de la Ciudad de México (Carrasco *et al.*, 1989; Verma y Carrasco, 2003). De forma general se sabe que las rocas volcánicas emplazadas durante este episodio son de composición andesítica y dacítica principalmente y que la migración hacia el norte del arco volcánico corresponde con la subducción subhorizontal de la placa de Cocos (Ferrari *et al.*, 2011).

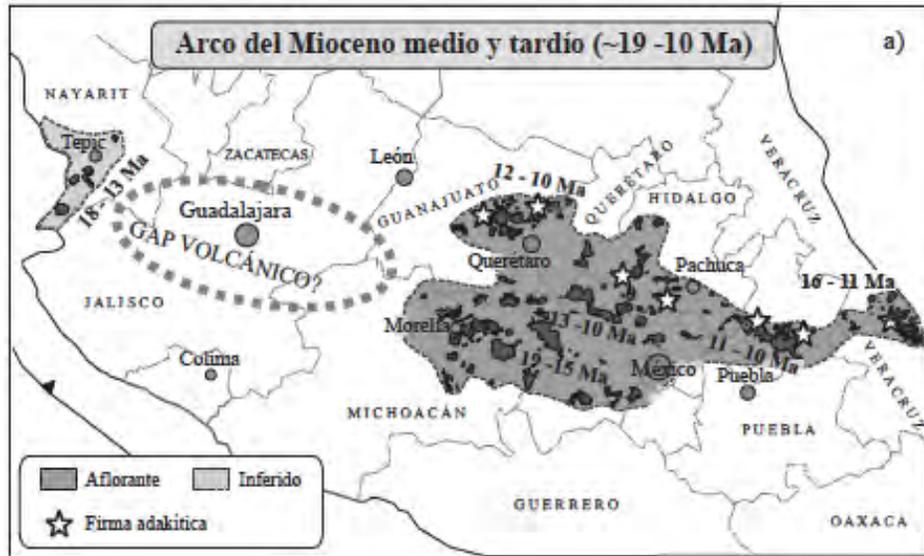


Figura 34. Arco del Mioceno emplazado en el centro de México (Tomado de: Gómez *et al.*, 2005).

## 2) Episodio máfico del Mioceno tardío

El vulcanismo de composición intermedia que se desarrolló durante el Mioceno medio es interrumpido a los 11.5 Ma en el Mioceno tardío (*Ibidem*) por un episodio máfico emplazado desde las costas de Nayarit hasta las de Veracruz al norte del antiguo arco (Figura 35), con edades cada vez más jóvenes hacia el este en el estado de Veracruz, donde las edades son de 7.5 a 6.5 Ma (Ferrari *et al.*, 2000; 2005; 2011; Gómez *et al.*, 2005). Este episodio se caracteriza por el emplazamiento del magma a través de fracturas y la formación de mesas de basalto (Gómez *et al.*, 2005; Ferrari *et al.*, 2011), que son características del área de estudio.

Este pulso volcánico ha sido asociado por diversos investigadores a la propagación hacia el Este del desgarre de la placa en subducción (Cocos), proceso que comenzó hace ~13 Ma en el Golfo de California al cesar la subducción de la microplaca Magdalena (Ferrari *et al.*, 2011).



Figura 35. Episodio máfico del Mioceno tardío. Las flechas muestran la dirección de migración del pulso volcánico (Tomado de: Gómez *et al.*, 2005).

### 3) Vulcanismo silíceo del final del Mioceno y vulcanismo bimodal del Plioceno temprano

A finales del Mioceno y durante el Plioceno el vulcanismo del CVTM es de tipo silíceo y bimodal caracterizado por el emplazamiento de complejos de domos de composición dacítica y riolítica, grandes volúmenes de ignimbritas emitidas por calderas y basaltos de tipo intraplaca (Gómez *et al.*, 2005). Esta evidencia de la evolución del CVTM se localiza al sur del material emitido por la etapa máfica (Figura 36).

En esta etapa de actividad magmática se distinguen tres sectores a partir de los materiales emitidos y las estructuras primarias formadas. Gómez, *et al.* (2005) describen los sectores occidental, central y oriental como se hace a continuación.

- a) *El sector occidental* comprende la zona sur de Nayarit y la parte NW de Jalisco (Figura 36) y se caracteriza por un episodio silíceo de materiales con edades de entre ~3.5 y 7.5 Ma, los cuales están representados por importantes coladas riolíticas e ignimbritas, al igual que complejos de domos exógenos y flujos piroclásticos. Posterior a esta actividad a finales del Mioceno y principios del Plioceno se registra

un vulcanismo bimodal caracterizado por basaltos alcalinos de tipo intraplaca, riolitas, domos e ignimbritas silíceas (Ferrari *et al.*, 2001).

- b) *El sector central* abarca partes de los estados de Michoacán, Querétaro y Estado de México (Figura 36) y está representado por grandes calderas y lavas de composición máfica a intermedia producto del vulcanismo del Mioceno tardío y Plioceno temprano.
- c) *El sector oriental* comprendido entre Pachuca y Tlanchinol en el Estado de Hidalgo (Figura 36), corresponde al borde de la SMO donde se localiza el área de estudio y han sido reportadas secuencias piroclásticas del Plioceno temprano (4.9-4.5 Ma) que se encuentran intercaladas y cubiertas por lavas de composición basáltica, lo que constituye un arreglo petrológico bimodal.

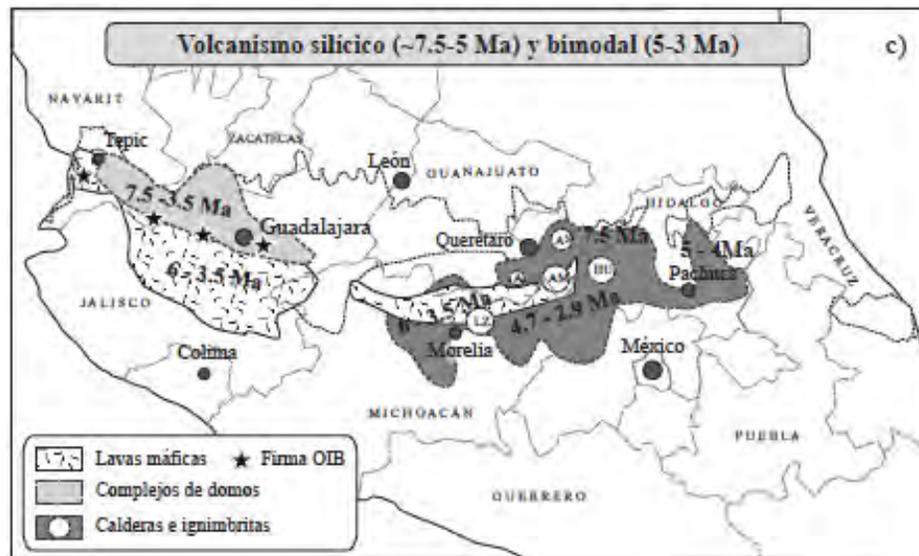


Figura 36. Vulcanismo silíceo y bimodal del CVTM (Tomado de: Gómez *et al.*, 2005).

De forma general los productos de composición intermedia asociados a las calderas del Plioceno temprano evidencian los procesos de mezcla entre magmas silíceos y máficos; la migración hacia el sur del vulcanismo ácido sugiere un aumento del ángulo de

subducción y retroceso de la placa (*slab rollback*). Bajo este panorama el vulcanismo silícico bimodal se puede asociar a la fusión parcial de la corteza inferior que ha sido progresivamente expuesta al manto astenosférico como consecuencia de la ruptura y retroceso de la placa inferior, en tanto la composición de magmas riolíticos se explica mediante la influencia de la naturaleza y espesor de la corteza (Gómez *et al.*, 2005; Ferrari *et al.*, 2011).

#### 4) Arco del Plioceno tardío-Cuaternario (CVTM moderno)

El vulcanismo silícico y bimodal es remplazado por un arco volcánico de composición andesítico-basáltica cuyo desarrollo se da entre el Plioceno tardío y Cuaternario (Gómez *et al.*, 2005) (Figura 37). En la porción occidental sigue el emplazamiento de lavas con características intraplaca (Gómez *et al.*, 2005; Ferrari *et al.*, 2001; 2011), mientras que el frente volcánico está dominado por campos de volcanes monogenéticos y la parte trasera se caracteriza por la construcción de estratovolcanes durante el Cuaternario. Entre éstos destacan el volcán de Fuego de Colima que se explica por su localización sobre la zona de desgarre entre la placa de Cocos y la placa Rivera (Ferrari *et al.*, 2011), el Ceboruco, San Juan, Tequila y las Navajas, que se encuentran alineados a lo largo de fallas regionales de orientación WNW-ESE (Gómez *et al.*, 2005; Ferrari *et al.*, 2011).

En la porción central del CVTM se encuentra el campo volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) constituido por más de 1000 conos monogenéticos y domos de composición intermedia a silícica, además de 400 centros poligenéticos. Este campo volcánico tiene una edad de ~2.8 Ma y sigue activo en la actualidad como lo atestiguan las erupciones históricas del Parícutin (Gómez *et al.*, 2005; Ferrari *et al.*, 2011). Gómez *et al.* (2005) señalan que al oriente del campo Michoacán-Guanajuato se encuentran las calderas de Los Azufres y la de Zitácuaro.

El vulcanismo en la porción oriental dónde se localiza el área de estudio experimentó un hiato a finales del Mioceno y todo el Plioceno temprano y se restablece a

los ~3.7 Ma con el emplazamiento de centros poligenéticos alineados NNW-SSE, sin embargo, la mayor parte del vulcanismo en este sector se desarrolla durante el Cuaternario (Gómez *et al.*, 2005). El vulcanismo máfico tuvo como consecuencia la formación de sierras y cadenas volcánicas de orientación N-S como la Sierra Nevada y la cadena volcánica constituida por el Cerro Tláloc, complejo Iztaccíhuatl y el volcán Popocatepetl (Gómez *et al.*, 2005; Ferrari *et al.*, 2011).

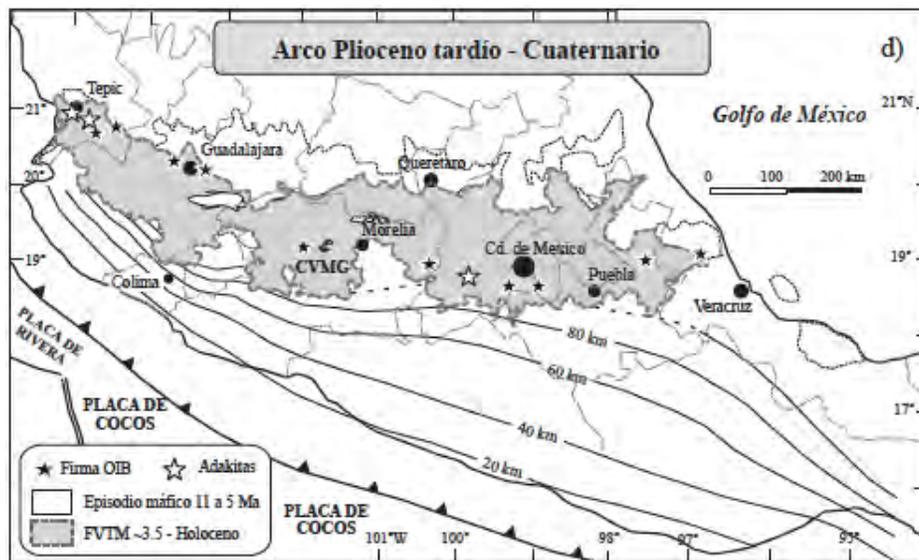


Figura 37. Arco volcánico del Plioceno tardío y Cuaternario. Las isolíneas representan el grosor cortical (Tomado de: Gómez *et al.*, 2005).

### 3.2 Estratigrafía

En este apartado se describe la composición litológica, espesor, edad y ambiente de depósito de cada una de las 27 unidades litoestratigráficas y los depósitos aluviales cuaternarios que se distribuyen en el área Metztlán-Amajac (Figura 38). Las formaciones abarcan el periodo de tiempo que va del Precámbrico al Cenozoico.

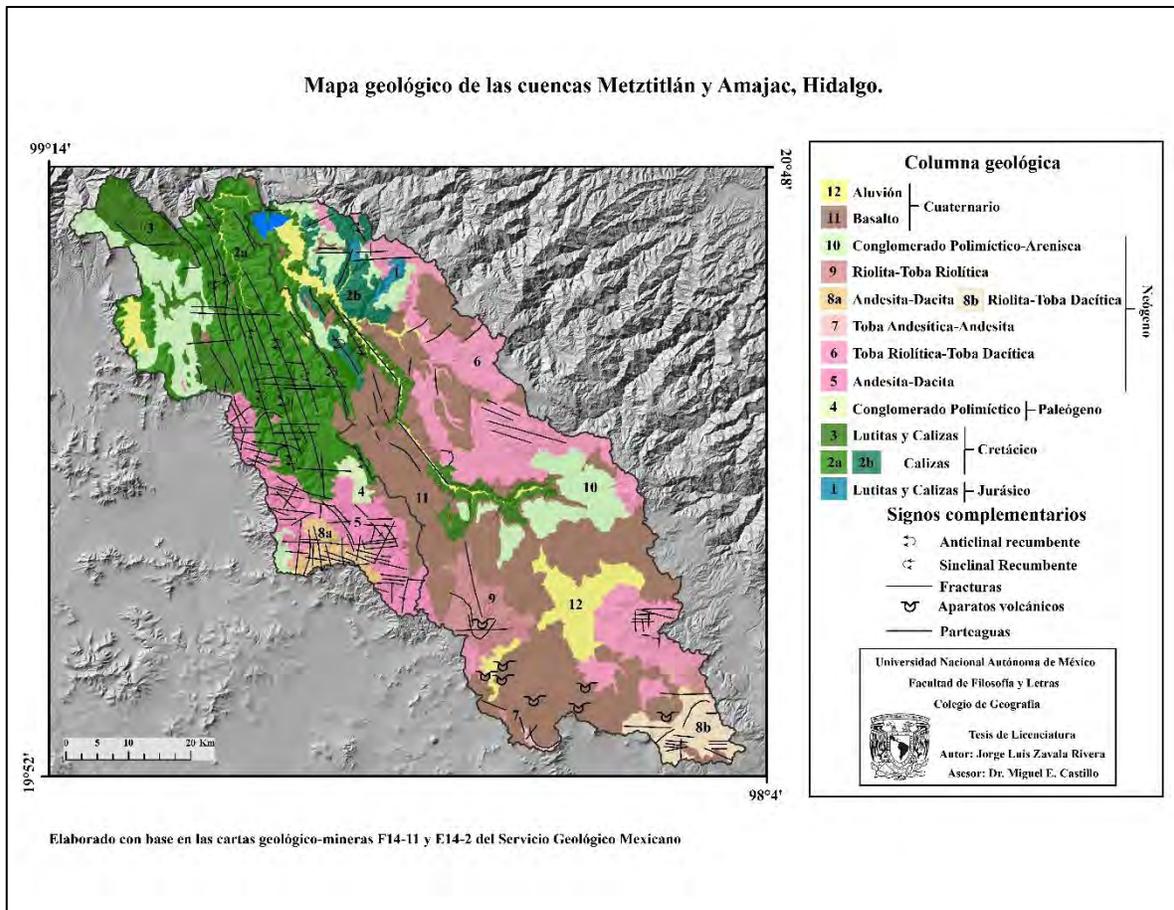


Figura 38. Mapa geológico sintético del área de estudio. Este mapa presenta la distribución espacial de las distintas estructuras geológicas, así como de las unidades litoestratigráficas. Jurásico: 1, Formaciones Pimienta y Santiago. Cretácico: 2a y 2b, Formaciones el Abra y Tamaulipas; 3, Formaciones Soyatal y Mexcala. Paleógeno: 4, Fanglomerado El Morro. Neógeno: 5, Grupo Pachuca; 6, Formación Don Guiño; 7 y 8b, Unidades del complejo volcánico Los Húmeros-Acocolco; 8a, Formación Zumate; 9, Formación Riolita Navajas; 10, Formación Atotonilco el Grande. Cuaternario: 11, Derrames de basalto de origen fisural y Traquita Guajolote; 12, Depósitos aluviales.

### 3.2.1 Precámbrico

#### *Gneis Huiznopala*

Parte del basamento cristalino ígeno-metamófico. Está conformado por dos litofacies, una secuencia de capas delgadas de gneises cuarzo feldespáticos con abundantes granates y grafito y otra secuencia ortognésica de metaanortositas de andesina asociadas a

gneis gabroícos con bandas de gneis máficos (Ortega *et al.*, 1997 citado en SGM, 2012a). El espesor del Gneis Huiznopala varía de 1200 m a 1700 m y su edad es del Ectasiano-Steniano (Fries y Rincón, 1965).

### **3.2.2 Paleozoico**

#### ***Formación Guacamaya***

Constituida por una potente secuencia sedimentaria de más de 1000 m de areniscas, conglomerados y lutitas de color gris oscuro y negro que se presentan en estratos delgados y medios (Carrillo, 1961). La edad de esta unidad litoestratigráfica es del Cisuraliano y su ambiente de depósito es de aguas profundas y corresponde a un depósito *flysch* (Stinnesbeck, 1994 referido en SGM, 2013a).

### **3.2.3 Mesozoico**

#### ***Formación Huizachal***

Carrillo (1965) menciona que en el río Tianguistengo se muestra una sección de más de 1120 m de espesor y está conformada de muro a techo como se describe a continuación:

1. 20 m de conglomerado mal clasificado compuesto de clastos de arenisca negros y grises, además de fragmentos de lutita de color gris verdoso.
2. De 175 a 200 m de conglomerados de cuarzo blanco estratificados en capas delgadas.
3. 300 m de arenisca color crema amarillento y gris verdoso en capas que varían de medias a gruesas con estratificación cruzada y que se alternan en ocasiones con capas delgadas de lutitas de color verde o gris verdoso.
4. 300 m de arenisca y lutitas de color verde; 300 m de areniscas color verde en estratos que van de medios a gruesos y se alternan con lutitas oscuras.

La edad de la Formación Huizachal es del Triásico tardío (Nórico)–Jurásico inferior (Hettangiano) y su ambiente de depósito corresponde a una cuenca tipo *rift* con una alta tasa de subsidencia y sedimentación, asociada a la apertura del Proto-Golfo de México (Michalzick, 1987; Salvador, 1987 citados en SGM, 2006).

### ***Formación Huayacocotla***

Unidad del Jurásico temprano (Sinemuriense-Pliensbacheiense) con espesor de más de 1000 m constituida por 3 miembros: inferior, intermedio y superior; todos formados por conglomerado, arenisca, limolita y lutita. En el miembro inferior se encuentran exoclastos que contienen fósiles retrabajados, el intermedio contiene amonites y el superior se caracteriza por las plantas fósiles continentales (Ochoa *et al.*, 1999). Salvador (1987 citado en SGM, 2012b) menciona que los fósiles indican que el oriente de Hidalgo correspondía a un ambiente marino.

### ***Formación Cahuwasas***

Carrillo (1965) menciona que en la barranca del río Amajac afloran más de 1200 m de espesor de conglomerados mal clasificados y arenisca que presentan estratificación cruzada, además de limolitas y lutitas, todos estos materiales presentan una coloración rojiza. Su ambiente de formación corresponde a abanicos aluviales, depósitos fluviales y lacustre (Salvador, 1991 referido en SGM, 2007a). Su edad de formación es del Aaleniano-Bathoniano, del Jurásico medio.

### ***Formación Santiago***

Esta formación del Jurásico tardío (Caloviano medio-Oxfordiano tardío) en la región de Molango en el Estado de Hidalgo está constituida por limolita negra intercalada con capas de caliza negra, en sus partes superior e inferior se encuentran amonites, mientras que su parte intermedia se distingue por la ausencia de fósiles (Ochoa *et al.*, 1998). Por su parte Pedrazzini y Basáñez (1978) mencionan que la composición limolítica calcárea y la

ausencia de fósiles en su parte media, indican que el depósito se originó en condiciones marinas reductoras en facies de cuencas.

### ***Formación Tamán***

Unidad litoestratigráfica del Jurásico tardío (Kimmeridgiano-Tithoniano) constituida por 400 m de espesor en el valle del río Amajac (Suter, 1990) y compuesta por dos miembros: inferior y superior. El inferior está conformado por estratos medios y gruesos de caliza micrítica de color gris oscuro a negro intercalados con capas de lutitas de grises a negras, mientras que el miembro superior consta de caliza micrítica de estratificación delgada con alternancias de lutita negra y limolita; su contenido paleontológico indica que su depósito corresponde a profundidades abisales (Pessagno, 1987 citado en SGM, 2008a).

### ***Formación Pimienta***

Esta unidad estratigráfica del Jurásico tardío (Tithoniano)-Cretácico temprano (Berriasiano/Vallanginiano) se compone de muro a techo como se describe a continuación: en la parte inferior calizas negras arcillosas de estratificación delgada alternadas con capas de lutita negra, de bentonita y pedernal negro; la parte superior se constituye de calizas arcillosas pardas con intercalaciones de lutita y nódulos de pedernal negro (Hermoso y Martínez, 1972). Su ambiente de depósito es de baja energía y varía de plataforma a cuenca, por otra parte, la presencia de estratos de bentonita y pedernal indican la existencia de actividad volcánica probablemente en el oeste de México (Salvador, 1991 referido en SGM, 2007b).

### ***Formación Tamaulipas Inferior***

Unidad litoestratigráfica de ~250 m de espesor constituida por capas gruesas de más de 4 m de micrita fosilífera de color gris claro con presencia de *calpionélidos*, nódulos de

pedernal y estilolitas paralelas y transversales a la estratificación (Carrasco *et al.*, 2008). La edad de la formación es del Berriasiano-Barremiano, del Cretácico inferior.

### ***Formación Otates***

Formación del Aptiano tardío cuyo espesor es de 15 m y está constituida por intercalaciones de capas delgadas de micrita fosilífera de color gris oscuro, caliza arcillosa y lutita de color gris oscuro con amonitas (*Ibidem*).

### ***Formación Tamaulipas Superior***

PEMEX (1988 citado en SGM, 2013b), describe a esta unidad como una secuencia de calizas *mudstone* y *wackestone* de color gris claro a crema que se presentan en estratos medios y gruesos con nódulos y bandas de pedernal de color gris a negro, además de estratos delgados de caliza arcillosa y láminas de marga; la edad de esta unidad es del Albiano-Cenomaniano y su ambiente de depósito es marino de aguas profundas y de baja energía, donde la presencia de pedernal marca la concentración de sílice.

### ***Formación El Abra***

Aguayo (1998) menciona que la unidad litoestratigráfica está conformada de caliza *mudstone* de color crema a gris y caliza *wackestone* bien estratificadas con espesores de 1 a 5 m; la edad que se le asigna a esta formación es del Albiano-Santoniano y su ambiente de depósito corresponde a una plataforma amplia y estable de aguas someras con dos facies principales: post-arrecifal o lagunar y arrecifal (PEMEX, 1988 referido en SGM, 2009a).

### ***Formación Soyatal***

Suter (1990) menciona que esta unidad del Turoniano-Campaniano (Cretácico tardío) se compone en su base por estratos delgados de caliza negra y lutita de color amarillo rojizo, mientras que la parte superior de esta formación se desconoce. Respecto al

ambiente de depósitos Carrillo (1971) interpreta que es de tipo transgresivo y la presencia de material clástico indican condiciones inestables en el área donde se originaron.

### ***Formación Agua Nueva***

Unidad del Cenomaniano-Turoniano caracterizada por la intercalación de estratos de caliza de grano fino a medio y estratos de lutita calcárea color negro, además de la presencia de lentes de pedernal negro. Dicha alternancia de lutita y caliza indica que el depósito se efectuó en condiciones inestables, en un ambiente nerítico, cerca de una fuente de material terrígeno (Carrillo, 1971).

### ***Formación San Felipe***

Esta unidad del Coniaciano-Santoniano está constituida por la intercalación de capas de 10 a 20 cm de espesor de micrita fosilífera con margas y bentonita, que presentan un color beige amarillento al intemperismo (Carrasco *et al.*, 2008) y su ambiente de depósito es de una cuenca epicontinental (Suter, 1990).

### ***Formación Mexcala***

Esta unidad del Cretácico tardío (Cenomaniano-Maastrichtiano) tiene una litología variable tanto en lo vertical como en lo horizontal, incluye capas interestratificadas de arenisca, limolita y lutita calcárea con escasos lentes de caliza clástica (Fries, 1960 citado en SGM, 2008b). El ambiente de depósito de esta unidad es marino epipelágico de baja energía y temperaturas frías (Zamudio, 2005 referido en SGM, 2008b).

### ***Formación Méndez***

De Golyer (1915 citado en SGM, 2007c) menciona que esta unidad estratigráfica está compuesta principalmente por lutita y margas. La edad de estos materiales corresponde al Campaniano-Maastrichtiano y sus características litológicas sugieren un ambiente de

cuenca de depósito que perteneció a un mar somero y regresivo en la que se depositaron sedimentos arcillo-arenosos (López ,1979 referido en SGM, 2007c).

### **3.2.4 Cenozoico**

#### ***Fanglomerado El Morro***

Cuerpo de roca bien consolidado constituido por fragmentos angulares y subangulares de caliza de color gris y cementados principalmente por detritos de materiales calcáreos del tamaño de arenas, una peculiaridad de esta formación es que en ciertas partes es posible identificar la imbricación de los clastos (Simons y Mapes, 1956 citado en SGM, 2009b). La edad de esta unidad corresponde al Bartoniano-Chattiano y su ambiente de depósito es continental, producto de la intensa erosión y acumulación del material en las zonas topográficamente más bajas (*Ibidem*).

#### ***Grupo Pachuca***

Del Oligoceno-Plioceno (Paleógeno-Neógeno) constituido por dos paquetes de rocas cuyo espesor es de 2000 m, el paquete más antiguo es de tipo andesítico y está formado por lavas, tobas y brechas, mientras que el segundo tiene una composición riolítica e incluye estratificaciones de lavas, tobas y aglomerados. Dichos materiales presentan una coloración que varía de blanco a rosa (López 2009).

#### ***Formación Las Espinas***

Unidad conformada por derrames, tobas y brechas de composición andesítica-basáltica del Mioceno-Plioceno (López *et al.*, 1997).

### ***Formación Don Guiño***

Formación del Plioceno formada por tobas riolíticas y brechas riolíticas y dacíticas, que representan derrames piroclásticos e ignimbritas (Maruri, 2012).

### ***Formación Zumate***

Geyne *et al.* (1963 citado en SGM, 2009c) mencionan que esta unidad del Plioceno es constituida en su parte basal por materiales dacíticos, riolíticos y andesíticos, estos últimos de textura porfídica, mientras que su parte superior está formada por depósitos de lahar mal clasificados derivados de la misma formación. El mismo autor argumenta que la base esta unidad se formó por derrames de lavas que fluyeron hacia el sureste del distrito minero de Pachuca-Real del Monte.

### ***Formación Riolita Navajas***

Formación del Plioceno-Pleistoceno (Neógeno-Cuaternario) constituida por un complejo volcánico de composición riolítica y domos intercrecidos con depósitos de caída y de flujo, así como derrames de basalto (Sánchez *et al.*, 1998). Esta unidad de 500 a 600 m de espesor corresponde a depósitos fluidales producto de la actividad volcánica de la Sierra las Navajas (López *et al.*, 1997).

### ***Formación San Cristóbal***

Esta unidad de más de 300 m de espesor en el valle del río Metztlán (Geyne *et al.*, 1963 referido en SGM, 2009d) se caracteriza por la intercalación de derrames de basalto, brechas volcánicas y piroclastos (Vázquez y Jaimes, 1989). La edad estos materiales el del Plioceno y su génesis corresponde a vulcanismo fisural (Segerstrom, 1961).

### ***Formación Tlanchinol***

Formación del Mioceno tardío constituida por derrames basálticos y horizontes piroclásticos que sobreyacen a las rocas mesozoicas plegadas y erosionadas (Robin y Bobier, 1975). Por su parte Ochoa (1996) menciona que su génesis es producto del vulcanismo fisural.

### ***Formación Atotonilco El Grande***

Arellano *et al.* (2005) indican que esta formación del Neógeno (Zancleano) se constituye por conglomerados, grauwas, litarenitas, limolitas, lutitas limosas, margas y ceniza volcánica y que a su ambiente de depósito es de tipo lacustre, ya que estos materiales se habrían depositado después del cierre temporal del río Amajac.

### ***Traquita Guajolote***

Corresponde con depósitos de rocas de composición basáltica producto de la actividad volcánica del Holoceno (López *et al.*, 1997).

### ***Depósitos del Cuaternario***

Es una capa suelta de material aluvial y lacustre producto del intemperismo de otras rocas preexistentes y depositadas en las zonas topográficamente más bajas.

## **3.3 Geología Estructural**

La SMO es uno de los rasgos estructurales más sobresalientes del territorio mexicano. Eguiluz *et al.* (2000) mencionan que la SMO se caracteriza por ser una cordillera producto de la deformación de rocas mesozoicas y su basamento, que fueron levantados, comprimidos y transportados hacia el NE y cuya consecuencia fue principalmente la formación de pliegues y cabalgaduras durante la Orogenia Laramide. La cadena plegada

representa en conjunto un saliente estructural de más de 500 km de amplitud (*Ibidem*) y de dirección NW-SE. El sector SE de este imponente rasgo estructural corresponde al área de estudio que se encuentra cubierta por derrames volcánicos del Cenozoico, producto de la actividad del CVTM.

### ***Evolución estructural***

El área de estudio se localiza en el sector Huayacocotla de la SMO, cuya complejidad estructural se debe a 3 eventos tectónicos descritos por Ochoa *et al.* (1998) y son los siguientes:

1. Una fase extensiva durante el Jurásico temprano y Jurásico medio que propició la formación de pilares y fosas tectónicas delimitadas por fallas normales de rumbo NNW-SSE y N-S. Las fallas producidas durante el Jurásico temprano delimitan afloramientos del basamento ígneo metamórfico mientras que las fallas producidas durante el Jurásico medio determinan la falta de continuidad lateral de los lechos rojos de la Formación Cahuwasas, cuyos materiales indican que se depositaron en un sistema de fosas.
2. Evento compresivo del Cretácico tardío y Eoceno tardío, también conocido como Orogenia Laramide, formó un complejo de pliegues y cabalgaduras sobre las rocas sedimentarias Jurásicas y Cretácicas, cuya complejidad está controlada por la geometría preexistente de *horsts* y *graben*es del basamento y por las rocas sedimentarias del Jurásico temprano y medio. La Formación Huayacocotla se distingue por el despegue basal de las estructuras laramídicas, mientras que las formaciones Pimienta y Santiago mecánicamente incompetentes se caracterizan por el despegue de pliegues y *flats* de cabalgaduras. Otro fenómeno asociado a la Orogenia Laramide es la reactivación de fallas normales de edad jurásica como fallas inversas, que delimitan al *horst* jurásico de Huiznopala en su lado oriental. Esta inversión se asocia a un acortamiento evidenciado por el intenso plegamiento de la cubierta sedimentaria al oriente del alto basamento Huiznopala.

3. El último evento tectónico corresponde a una fase extensiva post-pliocénica cuya evidencia son las fallas normales de orientación NW-SE, como las que delimitan al *graben* de Molango que presenta más de 10 km de longitud y un salto de más de 200 m.

### ***Estructuras asociadas a los eventos deformativos***

El área de estudio se caracteriza generalmente por la presencia de extensos anticlinales y sinclinales recostados con orientación NW-SE y vergencia al NE, en los flancos de estos pliegues es posible observar cabalgaduras de bajo ángulo producto de la Orogenia Laramide (López *et al.*, 1997). En cuanto a las estructuras de régimen frágil se tiene 4 familias según su orientación: NW-SE, NE-SW, N-S y E-W.

## Capítulo IV. Metodología

La metodología que se siguió durante esta investigación se divide en 3 fases: 1) obtención de información documentada y gráfica, 2) trabajo de campo y 3) análisis morfométricos y elaboración del mapa geomorfológico definitivo. Éste último explicado en el capítulo 5 y basado en el Sistema ITC descrito en el capítulo 1.

Para empezar, se delimitó el área de estudio con base en criterios geomorfológicos y geológicos. Para los primeros, se tuvo en cuenta los límites de las cuencas de los ríos Metztlán y Amajac hasta su confluencia, mientras que para los segundos se tomó en cuenta la historia geológica y la estratigrafía, ya que ambas cuencas se conformaron por procesos semejantes.

### 4.1 Obtención de información documentada y gráfica

En esta fase se procedió a la búsqueda de información bibliográfica y cartográfica, con el fin de obtener datos de los temas de fisiografía, hidrogeografía, climatología, estratigrafía, tectónica, geología y geomorfología. Dicha información permitió entender en conjunto las condiciones geológicas y geográficas en las que se configuró la geomorfología de los valles de los ríos Venados y Amajac.

Las bases cartográficas consultadas en este proyecto de investigación son las proporcionadas por el INEGI, SGM y CONABIO. Dentro de los documentos consultados están las cartas topográficas del INEGI a escala 1:50,000 (Tabla 4) que junto con imágenes satelitales de *Google Earth*®, y un Modelo Digital de Elevación (DEM) de 20 metros de resolución e interpolado de las curvas de los mapas 1:50,000 del INEGI, permitieron tener un conocimiento detallado de la configuración morfológica de la zona a partir de una primera delimitación de las unidades geomorfológicas.

Otros documentos de igual importancia son las cartas geológico-mineras a escala 1:250,000 del SGM con códigos: F14-11 Pachuca y E14-2 Ciudad de México. Éstas

aportaron junto con la información bibliográfica el entendimiento de la evolución geológica y la distribución de los diferentes tipos de estructuras y litologías en las cuencas. Las cartas posteriormente fueron geo-referenciadas en un sistema de coordenadas UTM y digitalizadas en el sistema de información geográfica (SIG) ArcGis 10.1 para la elaboración del mapa geológico sintético del área de estudio.

<b>Nombre de la carta</b>	<b>Clave</b>	<b>Año</b>
Zumpango de Ocampo	E14A19	2015
Tizayuca	E14B11	2015
Ciudad Sahagún	E14B12	2015
Chignahuapan	E14B13	2015
San Nicolás	F14C59	2015
Tasquillo	F14C69	2015
Ixmiquilpan	F14C79	2015
Mixquiahuala	F14C89	2015
Molango	F14D51	2015
Calnali	F14D52	2015
Chicontepec de Tejada	F14D53	2016
Metztitlán	F14D61	2015
Zacualtipán	F14D62	2015
San Lorenzo Axatepec	F14D63	2015
Actopan	F14D71	2015
Carbonero Jacales	F14D72	2015
Pahuatlán	F14D73	2015
Pachuca	F14D81	2015
Tulancingo	F14D82	2015
Huauchinango	F14D83	2016

Tabla 4. En esta tabla se muestra el nombre, la clave y el año de las cartas topográficas del INEGI que se utilizaron para esta investigación.

Por último, se realizaron los climogramas del área de estudio con ayuda de la base de datos CLICOM del CICESE, los cuales permitieron conocer la distribución de los niveles de precipitación y temperatura dentro de las cuencas de los ríos Metztitlán y Amajac, para así tener una mejor comprensión de los procesos exógenos dominantes.

## **4.2 Trabajo de Campo**

En esta etapa se procedió a contrastar el mapa geomorfológico obtenido en la fase anterior con las observaciones de campo. La corrección de la delimitación de las unidades geomorfológicas previas se realizó después de la observación del relieve desde zonas que permitieron tener una vista panorámica. Otro punto importante en esta fase fue la corroboración de la información geológica y estructural.

## **4.3 Análisis morfométricos y elaboración del mapa geomorfológico definitivo**

En esta fase se llevaron a cabo los análisis morfométricos comparativos entre cuencas y la interpretación de perfiles longitudinales de los ríos Metztlán y Amajac. Lo anterior con el fin de tener una mejor comprensión de la evolución del relieve, sus características morfométricas y sus condicionantes litológicos y estructurales. Finalmente, se elaboró el mapa geomorfológico definitivo teniendo en cuenta los análisis realizados en las fases anteriores. A continuación, se explican a detalle los pasos llevados a cabo durante esta fase.

### ***Análisis morfométrico comparativo***

La morfometría de las cuencas de los ríos Metztlán y Amajac se realizó de forma automatizada con el uso del SIG ArcGis 10.1 y con base en los criterios propuestos por Lugo (1988), para realizar la comparación de datos morfométricos entre cuencas. En el SIG se generaron los mapas de hipsometría, pendientes del terreno y órdenes de corrientes a partir de un MDE con resolución de 20 metros, elaborado con base en la información vectorial de las cartas topográficas a escala 1:50,000 del INEGI mencionadas en la Tabla 3.

El MDE se elaboró a partir de un *Triangulated Irregular Network* (TIN) con base en los metadatos obtenidos de las curvas de nivel de la cartografía topográfica de INEGI (Tabla 4). El TIN es una representación virtual del relieve que se genera a partir de una base numérica donde se grafican las variables X, Y, Z y se integran en una red irregular de

puntos que se interpolan para poder crear el TIN (Rodríguez, 2011). A continuación, se explica cómo se obtuvieron los mapas de hipsometría, pendientes y orden de corrientes a partir del MDE.

### ***Hipsometría***

La hipsometría se elaboró a partir del MDE, este archivo *raster* guarda los valores medios de elevación de cada celda o pixel. Para la elaboración del mapa hipsométrico (Figura 39) se procedió a reclasificar los valores en 11 rangos altitudinales funcionales para la comparación hipsométrica entre las cuencas de los ríos Metztlán y Amajac. Los rangos establecidos cada 200 metros son: < 1100, 1100 - 1300, 1300 - 1500, 1500 - 1700, 1700 – 1900, 1900 – 2100, 2100 – 2300, 2300-2500, 2500 – 2700, 2700 – 2900 y > 2900. Una vez establecidas las clases altitudinales se extrajo el histograma de frecuencia de cada cuenca para su comparación.

Después se establecieron los siguientes rangos altitudinales con la finalidad de realizar una primera delimitación general del relieve de ambas cuencas con base en sus atributos altimétricos, para proceder a realizar una lectura comparativa.

Entre los 1100 y 1700 msnm se localizan en la cuenca del río Metztlán superficies subhorizontales, valles de constitución sedimentaria y la barranca del río Metztlán que incide sobre materiales tanto volcánicos, como sedimentarios. En la cuenca del río Amajac este mismo rango altitudinal está ocupado por zonas subhorizontales y laderas de valles. Otra diferencia muy importante entre las cuencas es la diferencia altitudinal de aproximadamente 200 metros entre el fondo del valle del río Metztlán (1300 msnm) y Amajac (1100 msnm), esta diferencia es una evidencia de la obturación del valle del río Metztlán y su relleno de materiales sedimentarios.

Los rangos altitudinales situados entre los 1700 y 2300 msnm corresponden en la cuenca del río Metztlán a extensas mesetas y lavas de origen volcánico, en tanto a la cuenca del río Amajac estos rangos altitudinales, están representados por lomeríos de constitución

sedimentaria cortados por barrancos poco profundos, rampas de remoción constituida de conglomerado polimíctico y estratos plegados del Cretácico, los cuales están compuestos por calizas mesozoicas.

Las principales unidades del relieve localizadas entre el rango altitudinal de 2300 y 2900 msnm son prominencias topográficas que corresponden con aparatos volcánicos y con sus depósitos. Éstos están localizados en el extremo sur de ambas cuencas.

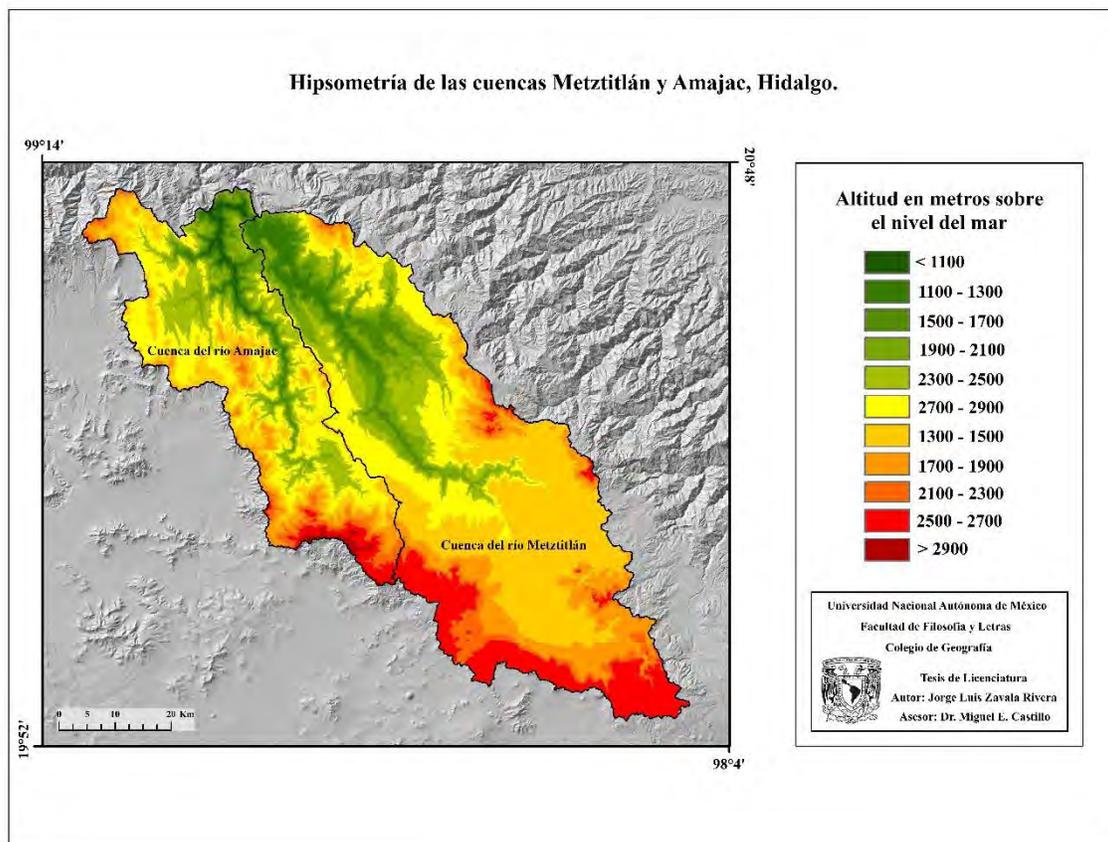


Figura 39. Mapa hipsométrico de la zona de estudio donde se muestra la distribución de los 11 rangos o clases altitudinales.

A partir de las 3 divisiones altitudinales descritas anteriormente y con base en las Tablas 5 y 6 se puede afirmar que del 100% de la superficie de la cuenca del río Metztlán el 26. 1% se ubica entre 1100 y 1700 msnm, el 57.2% entre 1700 y 2300 msnm y el 16.62% entre 2300 y 2900 msnm. Mientras que en la cuenca del río Amajac el 17.1% de su

superficie se encuentra entre 1100 y 1700 msnm, el 64.4% entre 1700 y 2300 msnm y el 18.5% entre 2300 y 2900 msnm.

Bajo el criterio anterior se puede notar que la distribución de los datos hipsométricos en estas cuencas es similar, pero una lectura más detallada con las 11 clases representadas en el mapa hipsométrico y con el histograma de frecuencia (Figura 40) se puede notar la diferente distribución de los datos en cada cuenca, lo que se puede asociar con la actividad volcánica efusiva del Cuaternario.

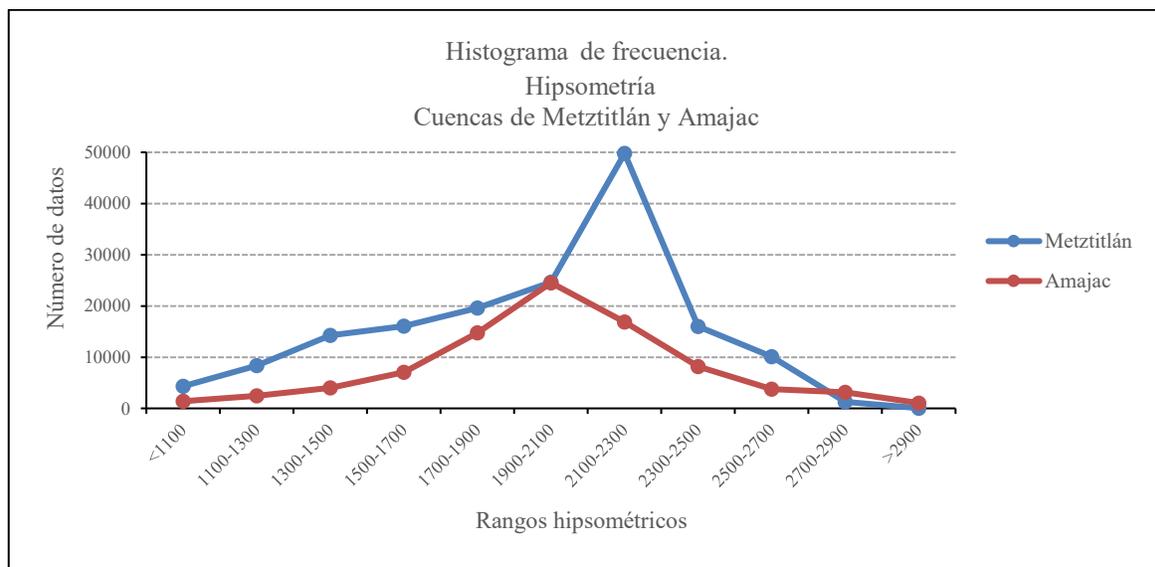


Figura 40. Histograma de frecuencia hipsométrica. El gráfico muestra una distribución anormal en los datos de la cuenca del río Metztlán, debido a su mayor dimensión y a la alta influencia de la actividad volcánica efusiva que resulta en la génesis de altiplanicies superpuestas a los materiales de origen sedimentario. En la cuenca del río Amajac se puede notar una distribución aparentemente normal de los datos. Esta cuenca es de menor dimensión y presenta una baja influencia de materiales de origen volcánico. Histograma calculado a partir de los datos del MDE.

<b>Altura (msnm)</b>	<b>Frecuencia (basada en el pixel)</b>	<b>Porcentaje (%)</b>	<b>Frecuencia acumulada</b>	<b>Porcentaje acumulado</b>
< 1100	4 314	2.6	4 314	2.6
1100 - 1300	8 346	5.1	12 660	7.7
1300 - 1500	14 270	8.7	26 930	16.4
1500 - 1700	16 067	9.7	42 997	26.1
1700 - 1900	19621	11.9	62 618	38
1900 - 2100	24643	15	87 261	53
2100 - 2300	49738	30.3	136 999	83.3
2300 - 2500	15 976	9.7	152 975	93
2500 - 2700	10 126	6.2	163 101	99.2
2700 - 2900	1 297	0.7	164 398	99.9
> 2900	43	0.02	164 441	100

Tabla 5. Datos altimétricos de la cuenca del río Metztlán. Nótese que la clase con mayor número de datos es de 2100 a 2300 msnm con el 30.3%, el 15% están acumulados en la clase de 1900 a 2100 msnm, por lo que se puede afirmar que el 45% de los datos de altitud están distribuidos entre éstos dos rangos, el resto de datos se distribuyen de una manera casi uniforme y por debajo del 10% en cada una de las clases restantes.

<b>Altura (msnm)</b>	<b>Frecuencia (basada en el pixel)</b>	<b>Porcentaje (%)</b>	<b>Frecuencia acumulada</b>	<b>Porcentaje acumulado</b>
< 1100	1 376	1.6	1376	1.6
1100 - 1300	2 462	2.8	3 838	4.4
1300 - 1500	4 031	4.6	7 869	9
1500 - 1700	7 070	8.1	14 939	17.1
1700 - 1900	14 779	17	29 718	34.1
1900 - 2100	24 529	28.2	54 247	62.3
2100 - 2300	16 856	19.2	71 103	81.5
2300 - 2500	8 145	9.4	79 248	90.9
2500 - 2700	3 733	4.3	82 981	95.2
2700 - 2900	3 112	3.6	86 093	98.8
> 2900	1053	1.2	87 146	100

Tabla 6. Datos altimétricos de la cuenca del río Amajac. Nótese que el 28.2 % de los datos se encuentran en la clase de 1900 a 2100 msnm, mientras que en los intervalos de 1700 a 1900 msnm y 2100 a 2300 msnm se

encuentran acumulados el 17% y 19.2%. Así, se tiene que el 64.4% de los datos hipsométricos se encuentra entre los valores de 1700 a 2300 msnm, mientras que el 36.6% se distribuye en las 8 clases restantes.

### ***Pendientes del terreno***

El mapa de pendientes (Figura 42) se realizó a partir de un MDE donde está registrado el valor altitudinal de cada celda, con ello es posible calcular las pendientes y la orientación de las mismas. Este mapa se realiza bajo el principio de operación de vecindad inmediata, el cual trabaja con ventanas de 3x3 celdas de manera que el valor de la celda central de la ventana se obtiene a partir del cálculo del valor de las pendientes existentes entre esa celda y las vecinas (Figura 41) (Gutiérrez y Gould, 2000).

#### Cálculo de Pendientes

676	678	680
680	688	694
686	696	700

a) Altitudes

12	10	8
8		6
2	8	10

b) Diferencia de altitudes

140	100	140
100		100
140	100	140

c) Distancias

8.6	10	5.7
8		6
1.4	8	7.1

d) Pendiente de las celdas vecinas

	10	

e) Pendiente de la celda central

Figura 41. Cálculo de pendientes. El valor del declive se obtiene mediante la operación de vecindad inmediata, donde el valor de la pendiente de la celda central se obtiene en función de los valores de las celdas que lo rodean. En este ejemplo se asume que el tamaño de los pixeles es de 100 m.

El valor de la pendiente se calcula a partir de que se conoce la diferencia altitudinal entre las celdas y la distancia reducida a la horizontal. La distancia en la horizontal se obtiene a partir de trazar una línea recta desde el punto central de la celda localizada al centro, a cada uno de los puntos centrales de las celdas circundantes (*ibídem*). Una vez realizado el modelo de pendientes (en grados) se procedió a establecer los rangos de inclinación del terreno de forma manual y que permitieran establecer relaciones comparativas entre cuencas, con el fin de caracterizar de forma cuantitativa las distintas unidades del relieve. Las clases establecidas para el mapa de la Figura 42 son: superficies planas ( $< 5^\circ$ ), pendientes suaves ( $5^\circ-15^\circ$ ), pendientes moderadas ( $15^\circ-30^\circ$ ), pendientes fuertes ( $30^\circ-45^\circ$ ) y escarpes ( $> 45^\circ$ ).

A partir de los intervalos establecidos en el mapa de pendientes, se pueden notar 3 importantes diferencias en la distribución de los datos en cada cuenca, estas diferencias son:

1. Las superficies planas representan el 46.3% de la superficie total de la cuenca del río Metztitlán, mientras que en la cuenca del río Amajac sólo representan el 10.3% de la superficie de toda la cuenca.
2. Las pendientes moderadas en la cuenca del río Metztitlán representan el 20% de la superficie, al contrario, en la del río Amajac esta clase representa el 43%.
3. Las pendientes fuertes en la cuenca del río Metztitlán representan el 6% de la superficie, mientras que en la del río Amajac representan el 20.4%.

Los diferentes valores de pendientes entre las cuencas de los ríos Metztitlán y Amajac podrían estar asociadas a la distinta composición litológica, a la concentración de estructuras de régimen frágil (fallas y fracturas) y dúctil (pliegues) en cada cuenca y en menor medida, a la obturación del valle del río Metztitlán.

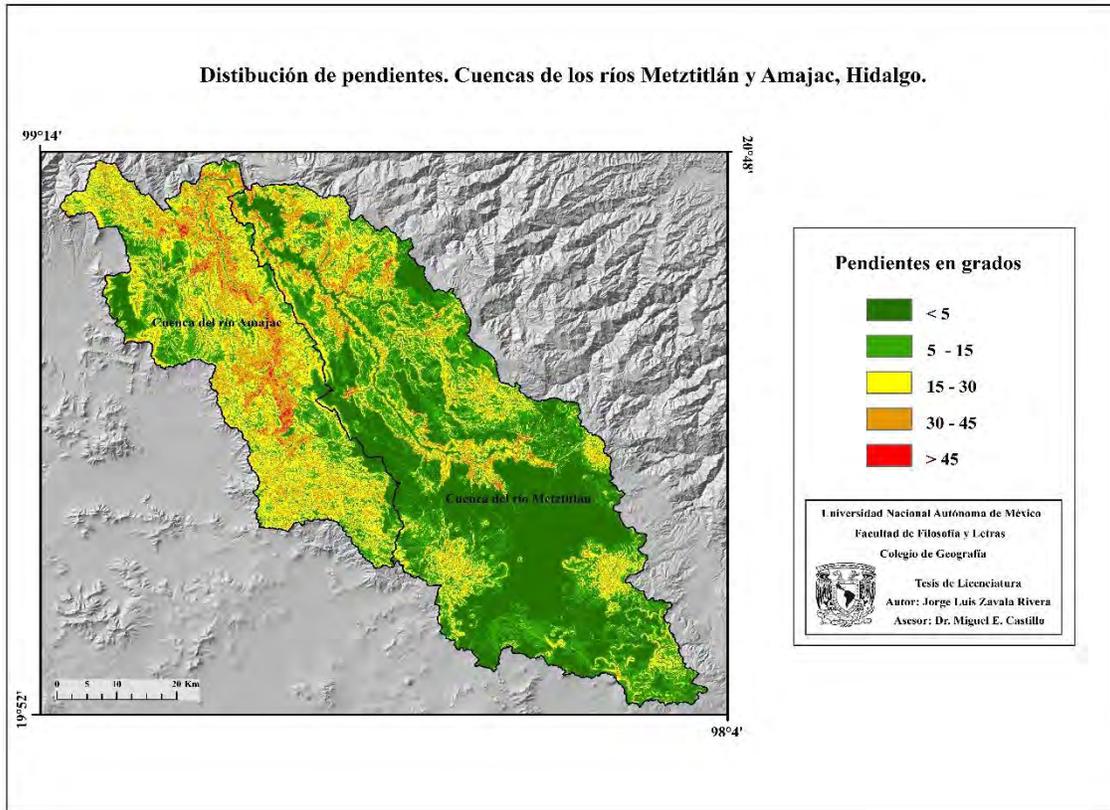


Figura 42. Mapa de pendientes de la zona de estudio

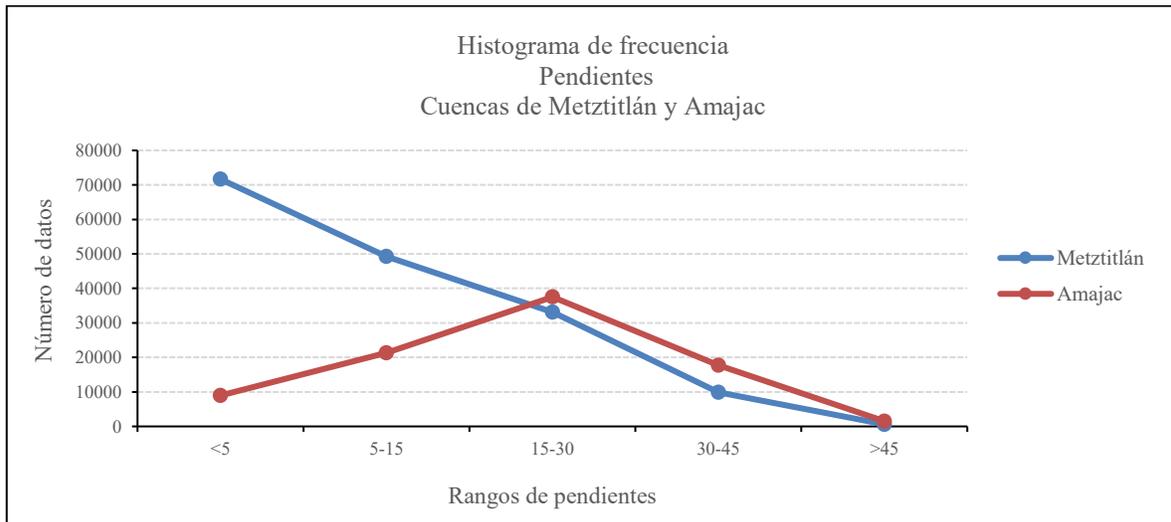


Figura 43. Histograma de frecuencia para datos de pendientes. Muestra claramente la diferente distribución de datos en cada cuenca, debido a sus diferencias litológicas y estructurales. Histograma calculado a partir de los datos del MDE.

<b>Pendiente del terreno en grados</b>	<b>Frecuencia (basada en el pixel)</b>	<b>Porcentaje (%)</b>	<b>Frecuencia acumulada</b>	<b>Porcentaje de frecuencia acumulada</b>
< 5	71 664	43.6	71 664	43.6
5 - 15	49 244	30	120 908	73.6
15 - 30	33 098	20	154 006	93.6
30 – 45	9 874	6	163 880	99.6
> 45	606	0.4	164 486	100

Tabla 7. Tabla de datos de pendiente de la cuenca del río Metztitlán. Se observa que el 43% de los datos corresponde a zona planas (<5°) mientras que el 50% de los datos se acumulan en las pendientes débiles y moderadas (de 5° a 15° y de 15° a 30°), de igual forma se puede afirmar que el 0.45% de los datos corresponden a las pendientes mayores a 45°.

<b>Pendiente del terreno en grados</b>	<b>Frecuencia (basada en el pixel)</b>	<b>Porcentaje (%)</b>	<b>Frecuencia acumulada</b>	<b>Porcentaje de frecuencia acumulada</b>
< 5	9 001	10.3	9 001	10.3
5 - 15	21 339	24.5	30 340	34.8
15 - 30	37 519	43	677 859	77.8
30 – 45	17 759	20.4	85 618	98.2
> 45	1 528	1.8	87 146	100

Tabla 8. Datos de pendientes en la cuenca del río Amajac. Muestra que el 43% están acumulados en el rango de 15° a 30° (pendientes moderadas), el 20.4% se encuentran en el intervalo de 30° a 45° (pendientes fuertes), en el grupo de las pendientes suaves (5° a 15°) se concentran el 24.5% de los datos, las zonas planas (rango de <5°) están representadas por el 10.3% y las pendientes escarpadas son el 1.8 %.

### ***Orden de corrientes***

La elaboración del mapa de orden de corrientes (Figura 45) se basó en el método de Strahler y en las observaciones propuestas por Lugo en 1988 que se mencionan en el Marco Teórico de este trabajo. La confección del mapa se realizó de manera automatizada mediante el módulo *Hidrology* del ArcGis 10.1.

Para elaborar la red de drenaje de las cuencas de los ríos Metztlán y Amajac se utilizó en primera instancia la herramienta *Fill* que se encarga de rellenar las celdas que generan hondonadas. Después se eligió el comando *Flow Direction* que determina la dirección del flujo en función de la celda más escarpada de las 8 vecinas, posteriormente se utilizó la herramienta *Flow Accumulation* que indica la celda donde se acumula la escorrentía. Una vez que se generó la capa de acumulación de flujos se seleccionaron todas aquellas celdas con un valor superior a 250 mediante el comando *Map Algebra* para generar la red de drenaje del área de estudio.

La segunda parte de este proceso consistió en la confección del mapa de orden de corrientes, a partir de la red de drenaje anteriormente generada. Para esto fue necesario calcular la longitud de los transectos más largos de los ríos mediante la herramienta *Flow Length* y asignar valores únicos a las secciones que separan las intersecciones fluviales por medio del comando *Stream Link*.

Por último, se procedió a generar la capa de orden de corrientes con la herramienta *Stream Order* que asigna valores numéricos a los segmentos de los ríos bajo el método de Strahler, mediante el cual se determinó que las corrientes de mayor orden en ambas cuencas corresponden al orden 6 (Figura 45).

A partir del histograma de frecuencia (Figura 44) y de los datos contenidos en las Tablas 9 y 10 se puede afirmar que existe una distribución similar de los datos de orden de corriente en las 6 clases encontradas, lo que indicaría un proceso evolutivo similar de la red fluvial de las cuencas de Metztlán y Amajac. Sin embargo, en la Figura 45 se puede notar que la evolución de las cuencas y su red de drenaje ha sido condicionada por la litología, la presencia de estructuras geológicas como pliegues y fallas del Cretácico superior (Figura 38) y por los diferentes niveles de precipitación captadas en cada cuenca, siendo la del río Amajac la de mayor captación.

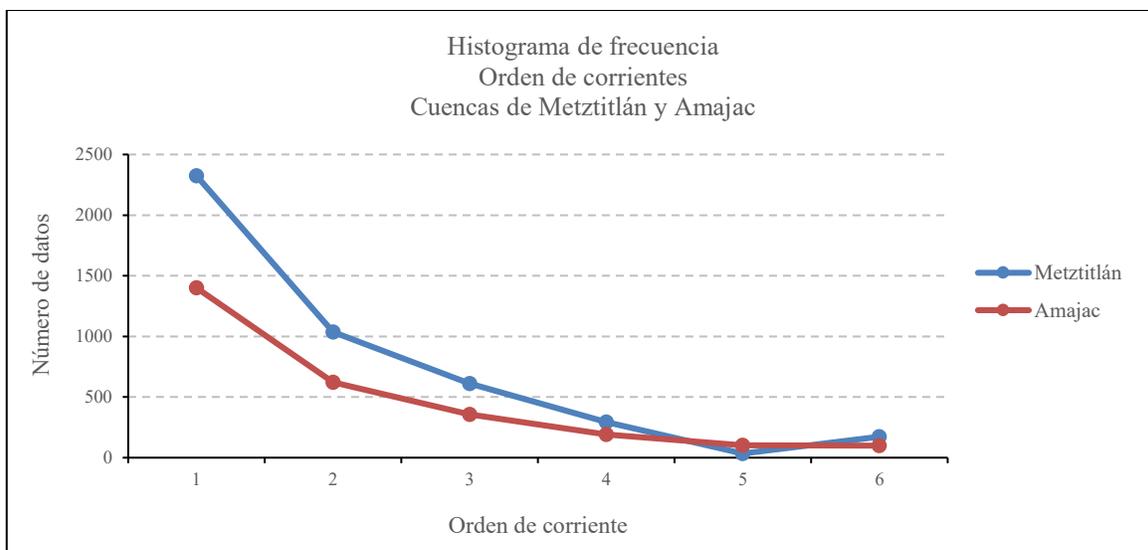


Figura 44. Histograma de frecuencia para los distintos órdenes de corrientes. El gráfico muestra la similitud que existe en la distribución de datos los de orden de corriente en las cuenca de los ríos Metztlán y Amajac.

Orden de corriente	Frecuencia	Porcentaje (%)	Frecuencia acumulada	Porcentaje de frecuencia acumulada
1	2324	51.9	2324	51.9
2	1037	23.2	3361	75.1
3	612	13.7	3973	88.8
4	293	6.5	4266	95.3
5	34	0.8	4300	96.1
6	173	3.9	4473	100

Tabla 9. Datos de orden de corriente en la cuenca del río Metztlán. Nótese que las corrientes fluviales de orden 1 representan el 51.9% del total de las corrientes fluviales, mientras que las corrientes de orden 6 representan apenas el 3.9 %.

Orden de corriente	Frecuencia	Porcentaje (%)	Frecuencia acumulada	Porcentaje de frecuencia acumulada
1	1400	50.5	1400	50.5
2	622	22.4	2022	72.9
3	357	12.9	2379	85.8
4	191	6.9	2570	92.7
5	102	3.7	2672	96.4
6	99	3.6	2771	100

Tabla 10. Datos de orden de corriente en la cuenca del río Amajac. Se puede observar una distribución de los datos similar a los de la cuenca del río Metztitlán.

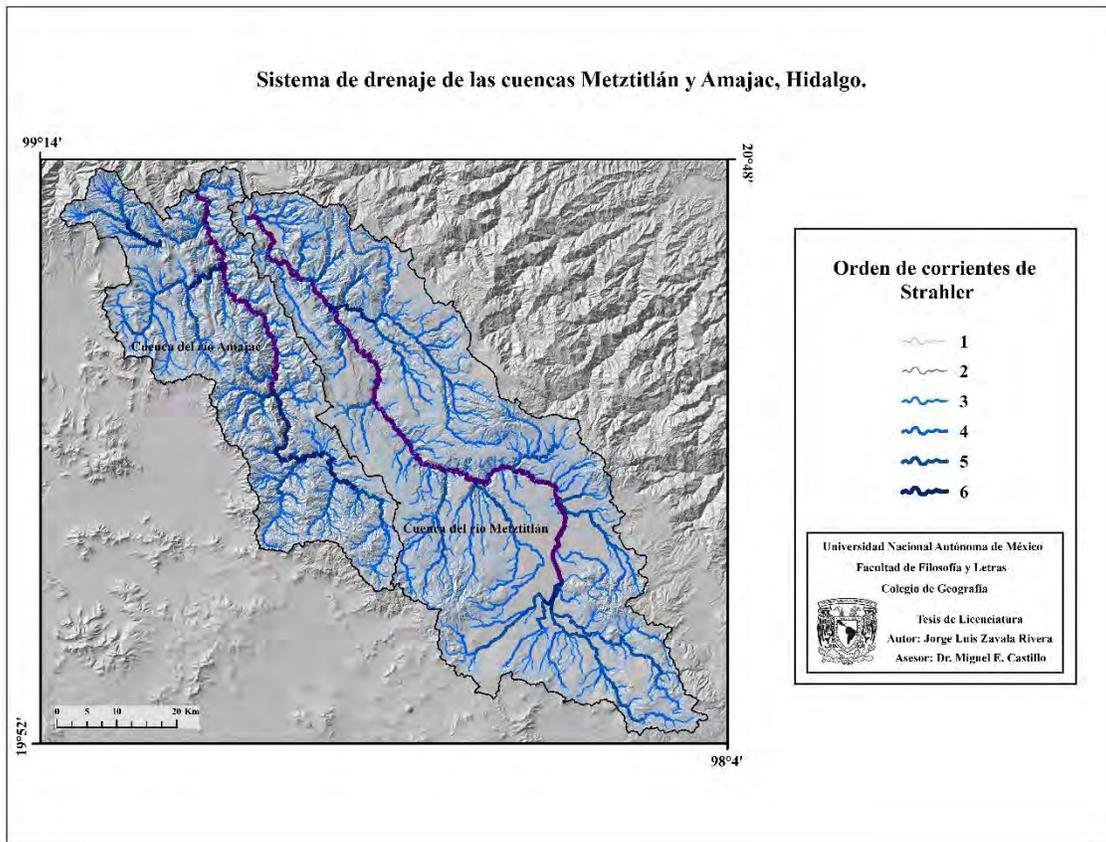


Figura 45. Mapa de orden de corrientes. Muestra la distribución de los órdenes de corrientes en las cuencas. Se puede apreciar una mayor densidad de drenaje en la cuenca Amajac. Con ayuda del mapa geológico, se puede notar que el sistema de drenaje de la cuenca del río Amajac está condicionada por fallas y pliegues producto de la Orogenia Laramide, mientras que en la cuenca del río Metztitlán se observa que la corriente de orden 6 (río Venados) se encuentra emplazada sobre fracturas de dimensiones regionales.

### ***Análisis de perfiles longitudinales***

La graficación de los perfiles longitudinales se realizó con un *script* en *Matlab*, utilizando los datos de altitud y distancia a la desembocadura calculados en ArcGis a partir del MDE de 20 m de resolución e implementando el módulo *Hidrology*.

Se procedió a identificar donde nacen los ríos Metztlán y Amajac para después extraer la información de los cauces aguas abajo a partir del MDE. Después en el *script* de *Matlab* se introdujo la línea *Command Window*, la cual se utilizó para ejecutar la extracción de los perfiles. Por último, se procedió a especificar en los perfiles la ubicación de los *knickpoints* para comenzar con la interpretación de los gráficos generados en *Matlab* (Figuras 46 y 47).

Con base en los gráficos de las Figuras 46 y 47 se puede afirmar que existen dos factores que perturban la geometría natural cóncava del río Metztlán. Estas perturbaciones se observan como cambios de pendiente en el perfil longitudinal del río Metztlán y son consecuencia de: 1) un cambio litológico de materiales volcánicos a sedimentarios y 2) la obturación del valle del río Metztlán, la cual está representada por un desnivel altitudinal de 200 metros aproximadamente entre los valles de los ríos Metztlán y Amajac.

Por el contrario, el perfil longitudinal del río Amajac muestra un desarrollo casi ideal de la geometría de un río bajo condiciones de equilibrio, aunque puede notarse un ligero cambio en la pendiente a los 80 km de su desembocadura, lo que podría estar relacionado con una estructura disyuntiva perpendicular al cauce del río.

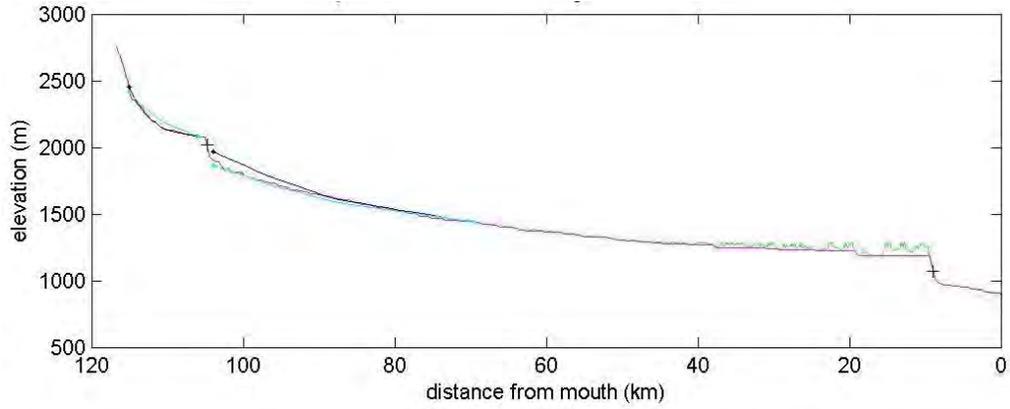


Figura 46. Perfil longitudinal del río Metztitlán. Nótese que línea azul claro muestra el perfil actual del río. Las líneas de color azul oscuro indican los perfiles predichos por la concavidad del canal, la línea en color verde muestra las principales elevaciones y la cruz indica un cambio brusco en la pendiente (*knickpoint*).

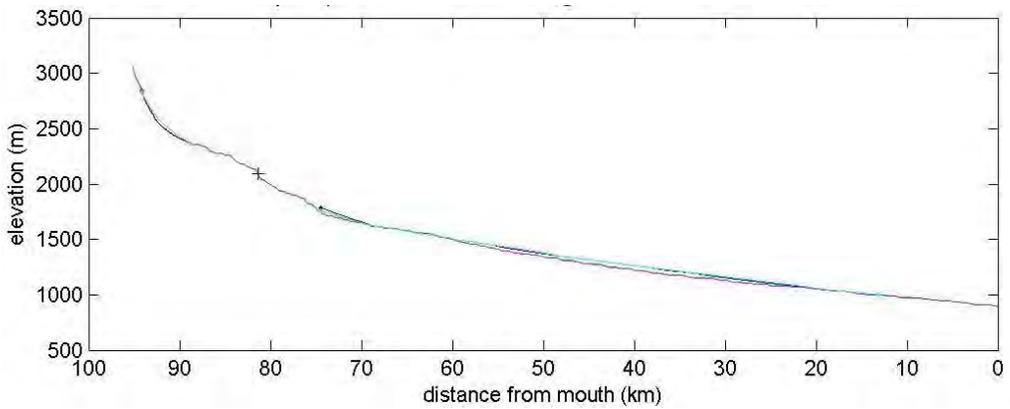


Figura 47. Perfil longitudinal del río Amajac. Este gráfico muestra mediante una línea azul claro el perfil actual del río, mientras que las líneas de color azul oscuro indican los perfiles predichos por la concavidad del canal. La cruz indica un cambio en la pendiente (*knickpoint*).

## ***Elaboración del mapa geomorfológico definitivo***

El mapa geomorfológico definitivo está compuesto por 29 unidades geomorfológicas delimitadas en ArcGis 10.1 a partir de la integración de la información geológica, topográfica, satelital y morfométrica. Éste se elaboró con base en: 1) las recomendaciones hechas por el sistema ITC para levantamientos geomorfológicos y 2) la nomenclatura propuesta por Lugo (2011) en el Diccionario Geomorfológico. Estas unidades se describen en el capítulo 5 y se enumeran a continuación:

### **Relieve endógeno**

#### **1. Volcánico:**

##### **1.1 Efusivo:**

- Mesa de basalto
- Cono de lava
- Cráter herradura
- Lavas asociadas
- Laderas riolíticas
- Rampa riolítica
- Domo riolítico
- Laderas abruptas de andesita-dacita

##### **1.2 Explosivo y/o acumulativo:**

- Llano volcánico
- Abanico de flujos piroclásticos
- Caldera de colapso
- Caldera compleja
- Mesa piroclástica
- Laderas piroclásticas
- Flujos piroclásticos

Cono piroclástico

**2. Estructural:**

Sierras plegadas

**Relieve exógeno**

**1. Gravitacional:**

**1.1 Erosivo:**

Corona de desprendimiento

**1.2 Acumulativo:**

Cono de eyección

Depósito de remoción

**2. Fluvial:**

**2.1 Erosivo:**

Circo erosivo

Barranco

Valle

Planicie modelada

**2.2 Acumulativo:**

Rampas de conglomerados

Planicie de aluvionamiento

Piedemonte

Llanura de inundación

**Signos complementarios:**

Cuencas

Parteaguas

Laguna

Corriente fluvial

Fracturas

## Capítulo V. Geomorfología

En este capítulo se hace una descripción de las unidades geomorfológicas contenidas en el mapa geomorfológico definitivo, así como una interpretación de la evolución geológica y geomorfológica del valle del río Venados y del relieve circundante.

### 5.1 Descripción del mapa geomorfológico

#### 5.1.1 Relieve endógeno

Se refiere a una clasificación morfogenética de las formas del relieve que conserva su aspecto original, creadas por la geodinámica interna de la Tierra (Lugo, 2011).

##### *Volcánico efusivo*

Hace referencia a aquellas formas volcánicas que son resultado de la dinámica efusiva, como son: derrames de lava, mesas, laderas y volcanes (*Ibidem*). Algunas de estas se describen a continuación:

*Mesa de basalto:* Está constituida por lavas basálticas del Cuaternario disectadas por corrientes fluviales y algunos barrancos. Se localiza en la cuenca del río Metztlán entre los 1500 y 1700 msnm, además de que presenta pendientes suaves (5°-15°).

*Conos de lava:* Se distribuyen en la zona centro y sur de la cuenca del río Metztlán por encima de los 2100 msnm y por debajo de los 2500 msnm y están delimitadas por pendientes moderadas (15°-30°), estas estructuras volcánicas se asocian a vulcanismo de tipo fisural.

*Cráter herradura:* Corresponden a la actividad volcánica del Plioceno tardío-Cuaternario se encuentran por arriba de los 2100 msnm y presentan una importante erosión del edificio volcánico por la acción fluvial.

*Lavas asociadas:* Esta unidad está representada por pendientes menores a 5°, producto de la actividad efusiva del Cuaternario y emitidas mediante los conos de lava. Se distribuyen desde la zona centro hasta el sur de la cuenca del río Metztlán entre las altitudes de 2100 y 2500 msnm. Cabe mencionar que sobre estas unidades la red de drenaje es de tipo paralelo lo que puede estar asociado a la presencia de fracturas.

*Laderas riolíticas:* Son consecuencia del vulcanismo silícico del Mioceno tardío y se encuentran en la zona sur-oeste de la cuenca del río Metztlán. Esta unidad se caracteriza por tener pendientes moderadas (15°-30°) a fuertes (30°-45°), además de generar una red fluvial centrifuga y tener una elevación por encima de los 2900 msnm

*Rampa riolítica:* Esta unidad se caracteriza por pendientes que van de 5° a 15° y se encuentran entre los 2700 y 2900 msnm. Se asocia a la actividad volcánica efusiva del Mioceno tardío-Plioceno y su génesis está relacionada a la presencia de domos riolíticos emplazados en la caldera de Acoculco.

*Domo riolítico:* Su génesis se asocia al emplazamiento de domos de composición riolítica en la fractura anular que delimita la estructura caldérica de Acoculco. Se localiza en el extremo sur de la cuenca de Metztlán por arriba de los 2300 msnm y sus pendientes van de suaves (5°-15°) a moderadas (15°-30°).

*Laderas abruptas de andesita-dacita:* Localizadas en el sur de la cuenca del río Amajac entre los valores altitudinales de 2100 a 2900 msnm. Esta unidad se caracteriza por pendientes que van de moderadas (15°-30°) a escarpadas (> 45°) y por sus altos niveles de fracturamiento que ejercen un control estructural sobre el patrón de drenaje. La génesis de esta unidad corresponde probablemente a la actividad volcánica del Mioceno Tardío que corresponde al retroceso del arco volcánico.

### ***Volcánico explosivo***

Las geoformas del relieve volcánico explosivo son resultado de una actividad eruptiva violenta que puede generar elementos como: cráteres, calderas, maares, conos piroclásticos, planicies de tefra, entre otras (Lugo, 2011). Las geoformas observadas en la zona de estudio se describen a continuación:

*Llano volcánico:* Forma del relieve subhorizontal que es producto de la actividad volcánica y suaviza la topografía. Esta unidad localizada en la porción sur-oeste de la cuenca del río Metztitlán tiene pendientes  $<5^\circ$ .

*Abanico de flujos piroclásticos:* Esta unidad se encuentra en la zona sur-este de la cuenca de Metztitlán, al norte de la caldera de Acoculco a 2300 msnm. Las pendientes son predominantemente suaves ( $5^\circ$ - $15^\circ$ ). Los flujos piroclásticos se originan por el colapso de una columna eruptiva o están asociados a la destrucción de domos volcánicos.

*Caldera de colapso:* Se localiza en la parte sur-oeste de la cuenca del río Metztitlán. Su génesis se asocia a la actividad volcánica de finales del Mioceno y se caracteriza por ser una depresión volcánica de configuración redondeada, evidenciada en las paredes testigo del colapso situadas a 2700 msnm.

*Caldera compleja:* Esta unidad situada al sur de la cuenca de Metztitlán a más de 2700 msnm tiene pendientes moderadas ( $15^\circ$ - $30^\circ$ ). Esta es una típica estructura de caldera condicionada por el basculamiento de bloques. La génesis al igual que la unidad anterior se asocia al vulcanismo explosivo de finales del Mioceno. Otra importante característica de esta unidad es el desarrollo de barrancos sobre material piroclástico.

*Mesa piroclástica:* Su origen es de tipo volcánico explosivo del Plioceno, constituida por tobas de composición riolítica a dacítica depositadas en forma de capa sobre las calizas cretácicas. Se caracteriza por pendientes que van de moderadas ( $15^\circ$ - $30^\circ$ ) a escarpadas ( $>$

45). Esta unidad se distribuye en alturas por arriba de los 1500 msnm y presenta desarrollo de barrancos.

*Laderas piroclásticas:* Su génesis se asocia a la emanación de materiales piroclásticos del Plioceno por medio de los conos piroclásticos, esta unidad se distribuye en los 2100 msnm y presenta pendientes que van de suaves (5°-15°) a moderadas (15°-30°), además de una gran influencia de las corrientes fluviales que la han cortado para formar barrancos.

*Flujos piroclásticos:* Se localizan en la zona oeste de la cuenca de Metztitlán al igual que la unidad anterior se encuentra por arriba de los 2100 msnm. De pendientes moderadas (15°-30°) y altamente disectadas por corrientes fluviales y barrancos desarrollados sobre el fracturamiento del terreno.

*Cono piroclástico:* Unidad formada por la constante emanación y acumulación de material piroclástico del Plioceno. Se encuentra entre los 2100 y 2300 msnm, en cuanto a sus pendientes son principalmente moderadas (15°-30°).

### ***Estructural***

El relieve estructural es el que está controlado por estructuras fallas, pliegues, fracturas o cuerpos intrusivos (Lugo, 2011). Las geoformas encontradas en la zona de estudio, asociadas a este tipo de relieve se describen a continuación:

*Sierras plegadas:* Esta unidad se encuentra en la parte centro y norte de ambas cuencas. Esta unidad del relieve es del Cretácico superior y se originó a partir de la actividad compresiva de la Orogenia Laramide, la cual plegó y falló las rocas sedimentarias mesozoicas. Lo que originó el desarrollo de valles paralelos y ortogonales a la dirección del esfuerzo. Sobre esta unidad del relieve se ha desarrollado un mayor orden mayor de corrientes. Sus pendientes son predominantemente moderadas (15°-30°) y se localiza por debajo de los 1900 msnm.

### **5.1.2 Relieve exógeno**

Es aquel relieve que resulta de la operatividad de los procesos externos sobre la superficie terrestre, en relación con la erosión y la acumulación (Lugo, 2011).

#### ***Gravitacional erosivo***

*Corona de desprendimiento:* Superficie que evidencia la remoción de materiales por un proceso de ladera de tipo gravitacional. Este rasgo lineal del relieve tiene un control netamente estructural, ya que coincide con las zonas de fallamiento normal en la cuenca del río Metztlán. Esta unidad del relieve se localiza en las paredes internas de los valles.

#### ***Gravitacional acumulativo***

*Depósito de remoción:* Esta unidad del relieve se localiza en las paredes internas del valle del río Metztlán y se trata de coluviones que en la actualidad presentan una cierta cobertura vegetal. Esto indica que ya se han estabilizado pero que en su momento fueron condicionados por el fracturamiento de los materiales calcáreos mesozoicos y posiblemente por los sismos de fractura superficial mencionados por Suter (2004).

*Cono de eyección:* Forma acumulativa con aspecto de medio cono recostado, inclinado, con el ápice hacia arriba y se origina por un cambio abrupto en la pendiente (Lugo, 1989). Dicho cambio en la pendiente favorece la acumulación de materiales coluviales. Esta unidad se localiza en la porción noroeste de la cuenca de Metztlán y posee una pendiente de 30°.

#### ***Fluvial erosivo***

*Circo erosivo:* Es una superficie cóncava en la cual hay una acción concentrada de las corrientes fluviales, las cuales producen la remoción de los materiales superficiales. El

circo erosivo se origina en las zonas cumbreales y corresponde a la unidad de sierras plegadas. Este rasgo lineal se localiza en la parte noroeste de la cuenca del río Amajac.

*Barranco:* Se ubican mayoritariamente en la cuenca del río Metztitlán, aunque también se pueden encontrar en una reducida área en la cuenca del Amajac. Esta forma lineal negativa del relieve se caracteriza por formarse sobre los depósitos piroclásticos y conglomerados presentes en el área de estudio. Sus paredes son escarpadas y tiene un valor mayor a los 45°.

*Valle:* Esta unidad se localiza en ambas cuencas, aunque tiene una mayor presencia en la cuenca del río Amajac. El valle se caracteriza por sus pendientes moderadas (15°-30°). Su génesis se debe a la acción de las corrientes fluviales sobre las vertientes montañosas de origen tectónico. El desarrollo del valle del río Metztitlán está controlado por fracturas regionales, donde se emplazó la corriente y corto tanto los materiales de origen volcánico como sedimentario. Mientras en la cuenca del río Amajac los valles están controlados por fracturas de orientación E-W y NW-SE, así como de las depresiones formadas durante el plegamiento de la SMO.

*Planicie modelada:* Esta unidad se localiza sobre una cubierta sedimentarias y se considera una superficie modelada, donde actúa la capacidad erosiva de las corrientes fluviales de la cuenca del río Metztitlán.

*Corrientes fluviales:* Aunque está contenida en signos complementarios es pertinente dar una interpretación de los distintos patrones de drenaje. La red de drenaje presenta distintos arreglos: dendrítico en las sierras plegadas, radial centrifugo en las áreas circundantes a los edificios volcánicos y enrejado en las laderas abruptas de andesita-dacita, debido al fuerte control estructural que hay en esta zona

### ***Fluvial acumulativo***

*Rampa de conglomerados:* Se caracteriza por ser zonas subhorizontales desarrolladas sobre conglomerados polimícticos de las formaciones Atotonilco el Grande y Fanglomerado El Morro, estas rampas de depósito están influenciadas por la acción de las corrientes fluviales.

*Planicie de aluvionamiento:* Se ubica al sur de la cuenca de Metztlán al pie de las coladas de lava, se caracteriza por ser una zona topográficamente horizontal donde las corrientes fluviales depositan los materiales denudados de las morfologías de origen volcánico.

*Piedemonte:* Esta unidad se localiza en la zona noroeste de la cuenca del Amajac al pie de las montañas plegadas. El piedemonte tiene una morfología ondulada en forma de lomeríos debido a la disección por barrancos someros. Está constituido por pendientes que van de suaves ( $5^{\circ}$ - $15^{\circ}$ ) a moderadas ( $15^{\circ}$ - $30^{\circ}$ ) y está a una altura de 1700 msnm. Su génesis se debe al depósito de sedimentos al pie de las montañas producto de la actividad de las corrientes fluviales.

*Llanura de inundación:* Se caracteriza por ser una superficie tabular originada por el constante depósito de material aluvial, debido a la acción de las corrientes fluviales, éstas se localizan en el fondo de los valles de los ríos Amajac y Metztlán. Sus pendientes son menores a  $5^{\circ}$  por lo cual se le pueden considerar zonas planas propensas a la acumulación de sedimentos. Una diferencia muy importante es el desnivel de 200 metros entre la planicie de inundación de los ríos Metztlán y Amajac.

## **5.2 Interpretación de la evolución geológica y geomorfológica del valle del río Venados.**

La interpretación de la evolución geomorfológica de la cuenca del río Metztlán se hace a partir del Cretácico superior y está basada en la lectura del mapa geomorfológico, en la historia geológica y en el mapa geológico sintético.

La historia de la evolución de la cuenca comienza en el Cretácico tardío e inicio del Paleógeno con la exhumación, plegamiento y fallamiento de las plataformas carbonatadas de edad mesozoica localizadas en el Golfo de México, producto de la actividad compresiva de la Orogenia Laramide, que dio como resultado la formación de sierra plegadas y valles paralelos. Una vez levantadas la sierras, la red de drenaje comenzó su incisión, lo que generó los primeros valles que marcan la primera etapa evolutiva de la red fluvial.

La siguiente etapa de evolución del relieve se debe a la actividad volcánica del CVTM, la cual repercutió de manera importante en la morfología del valle del río Venados, debido a que a partir de esto se produjo una serie de alternancias en la actividad volcánica desde el Mioceno medio hasta principios del Cuaternario.

La primera etapa estuvo marcada por un vulcanismo de composición intermedia (andesítica-dacítica) reflejada en la zona suroeste de la cuenca a través de laderas abruptas de dicha composición sobrepuestas al relieve del Cretácico. En la segunda etapa de actividad volcánica predominó el vulcanismo fisural, de composición máfica, que generó las mesas de basalto, así como los antiguos derrames de la misma composición.

La tercera etapa magmática del CVTM tuvo una repercusión muy importante en la geomorfología de la cuenca de Metztitlán ya que con el vulcanismo silícico se originaron los domos, laderas y rampas de composición riolítica que predominan en el sur de la cuenca. En esta misma etapa que abarca del Mioceno tardío al Plioceno se produce un vulcanismo bimodal que trae consigo la emisión de grandes volúmenes de material piroclástico emitidos por los conos y por la caldera, todos ellos situados al sur de la cuenca y de las cuales trae consigo la siguiente etapa de evolución del relieve. La consolidación de mantos piroclásticos que dan origen a mesas y laderas de baja pendiente, al igual que la constitución de conos y flujos piroclástico que en conjunto cubre la gran mayoría de la cuenca del río Venados y que están superpuestos a las sierras plegadas y a los antiguos derrames de basalto.

A partir de estos eventos volcánicos las corrientes fluviales siguen labrando sus cauces y siguen encajándose en el terreno y comienza el desarrollo de sistemas de barrancos sobre los materiales piroclásticos. Estos barrancos en la parte central de la cuenca se concatenan a la corriente principal que está emplazada sobre fracturas regionales lo que provoca su incipiente incisión.

La última etapa de actividad volcánica está representada por materiales de composición andesítico-basáltica durante el Plioceno tardío y Cuaternario, que concuerdan con la actividad volcánica fisural que da origen al relieve volcánico más joven de la cuenca, es decir a los conos de lava y sus lavas asociadas que cubren casi en su totalidad la porción sur de la cuenca, generando una extensa superficie horizontal con bajos ángulos de pendiente, donde se comienza a hacer presente la acción fluvial por medio de sistemas de barrancos.

La etapa final de evolución del relieve de la cuenca del río Metztlán está representada por procesos gravitacionales condicionados por estructuras de régimen frágil y desencadenadas por un sismo de fractura superficial. Este es el caso del deslizamiento descrito por Suter en 2004 que provocó la obturación del valle del río Venados y el aumento en las tasas de sedimentación y la consecuente disminución de las tasas de erosión. Las evidencias de este proceso son: 1) el desnivel altitudinal de aproximadamente 200 metros entre los valles de los ríos Venados y Amajac, 2) las pendientes escarpadas ( $> 45^\circ$ ) en la ladera oriental del valle del río Venados a la altura de la laguna, 3) la coincidencia de estas pendientes con las zonas de fallamiento normal y 4) la ausencia de piedemontes en la zona norte de la cuenca donde se encuentran la unidad del relieve más antigua, las sierras plegadas.

## Capítulo VI. Conclusiones

En el presente trabajo de investigación se realizó un estudio regional sobre el relieve de las cuencas de los ríos Metztlán y Amajac. Una de las mayores aportaciones de la investigación fue la diferenciación de 29 unidades, de las cuales diecisiete corresponden al relieve endógeno y once al exógeno. Además, se propone una explicación de la evolución geomorfológica de la cuenca del río Metztlán a partir de la interpretación de información cartográfica del SGM, la historia geológica y el mapa geomorfológico final.

Del mapa geomorfológico elaborado en este estudio se evidencian dos diferentes controles: el litológico y el estructural. En la cuenca del río Metztlán el control litológico forma extensas superficies planas producto de la actividad efusiva de composición basáltica emitida a finales del Plioceno y principios del Cuaternario. El desarrollo del relieve en la cuenca del río Amajac representa un control netamente estructural, éste se formó condicionado por los pliegues y fallas de las sierras. Así, se generó un patrón de drenaje rectangular. Si bien, la cuenca del río Metztlán no presenta un marcado control estructural, una parte de la corriente principal sí está emplazada sobre fracturas regionales de dirección N-S y NW-SE.

Por último, se concluye que la historia geomorfológica de la cuenca del río Metztlán puede dividirse a grandes rasgos en las siguientes etapas:

1. Formación de las sierras y valles paralelos producto de la exhumación, plegamiento y fallamiento de las plataformas carbonatadas de edad mesozoica por la Orogenia Laramide del Cretácico superior.
2. Formación de laderas abruptas de composición andesítica-dacítica y mesas basálticas del Mioceno medio en el sector SW de la cuenca.
3. Génesis de las unidades morfológicas de composición riolítica y piroclástica del Mioceno tardío y Plioceno.
4. Desarrollo de barrancos sobre las unidades constituidas por conglomerados y material piroclástico.

5. Formación de grandes superficies horizontales de constitución basáltica producto de la actividad volcánica fisural del Plioceno tardío y Cuaternario.
6. Desarrollo de procesos gravitacionales de dimensiones considerables condicionados por fallas normales y posiblemente desencadenados por sismos de fractura superficial.

## **Referencias bibliográficas**

- Aguayo, J. (1998). *The middle Cretaceous El Abra Limestone at its type locality (facies, diagenesis and oil emplacement), east-central Mexico*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. Volumen 15. Número 1. pp 1-8.
- Ahnert, F. (1998). *Introduction to Geomorphology*. Arnold Publishers. Gran Bretaña.
- Albritton, C. (ed.) (1970). *Filosofía de la geología*. Continental, S. A. México.
- Arellano, J. y Yussim, S. (2004). *Discordancias progresivas en la secuencia sedimentaria Cretácica-Cenozoica en México*. La investigación en la Facultad de Ingeniería, UNAM, México.
- Arellano, J., Velasco, P., Silva, A., Salvador, R. y Beltrán, F. (2005). *Origen y características geológicas del paleo-Lago de Amajac, Hidalgo*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. Volumen 22. Número 2. pp 199-211.
- Bird, P. (2003). *An updated digital model of plate boundaries*. Geochem, Geophys. Geosystems. Volumen. 4. Tema 3.
- Canseco, N. (2015). *Análisis estratigráfico de la Formación Huizachal en la región de Tlahuelompa, Estado de Hidalgo*. Tesis de Ingeniería. México. Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Carrasco, G., Milán, M. y Verma, S. (1989). *Geología del volcán Zamorano, Estado de Querétaro*. Revista del Instituto de Geología. Volumen 8. Número 2. pp 194-201.
- Carrasco, Martínez, Arriaga y Solé. (2008). *Estratigrafía de la Formación Metztlán del Plioceno (Estado de Hidalgo, Centro-Este de México)*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen 60. Número 1. pp 83-99.
- Carrillo, J. (1961). *Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al N-W de Ciudad Victoria, Tamps*. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. Volumen 13. Número 1 y 2. pp 1-98.
- Carrillo, J. (1965). *Estudio geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla*. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. Volumen 17. Números 5 y 7. pp 73-96.

- Carrillo, J. (1971). *La Plataforma Valles-San Luis Potosí*. Boletín de la Asociación de Geólogos Petroleros. Volumen 23. Número 1-6. pp 1-102.
- Castillo, M. (2006). *Delimitación de unidades ambientales biofísicas en el volcán La Malinche con base en el análisis de unidades morfogénicas*. Tesis de Maestría. México. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM.
- Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas. (2003). *Programa de Manejo de la Biosfera Barranca de Metztitlán*. México. CONANP. México.
- CONABIO. (2008). *Geoinformación* [En línea] Disponible en: [conabio.gob.mx](http://conabio.gob.mx) [15 de junio de 2016].
- CONAGUA. (2015). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Metztitlán (1314), Estado de Hidalgo*. [En línea] Disponible en: [gob.mx/conagua](http://gob.mx/conagua) [17 de junio de 2016]
- De Anda, J. (2013). *Caracterización geológica-petrolera del campo Tajín en la cuenca de Chicontepec*. Tesis de Ingeniería. México. Facultad de Ingeniería, UNAM.
- De la Cruz, M. (2009). *Determinación del riesgo geológico en el poblado de Metztitlán, Hidalgo*. INP. México.
- Eguiluz, S., Aranda, M. y Marrett, R. (2000). *Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen. LIII. pp 1-26.
- Espinosa, R. y Arroyo, L. (2011). *Geomorfología en México. Una Visión histórica, Metodológica y aplicada. Modelos, fundamentos, historia, métodos, técnicas y aplicaciones*. Editorial Académica Española. México
- Ferrari, L. (2000). *Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen. LIII. pp 84-92.
- Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., Petrone, C. y Manetti, P. (2000). *Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt*. *Tectonophysics*. Volumen 318. pp 161-185.
- Ferrari, L., Petrone, C. y Francalanci, L. (2001). *Generation of oceanic –island-basalt-type volcanism in the western Trans-Mexican volcanic belt by slab rollback, asthenosphere infiltration, and variable flux melting*. *Geology*. Volumen 29. Número 6. pp 507-510.

- Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco, M., Petrone, C., Jacobo, y López, M. (2005). *Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: The Eastern Alkaline Province revisited*. Journal of Volcanology and Geothermal Research. Volumen 146. pp 284-306.
- Ferrari, L., Orozco, T., Manea, V. y Manea, M. (2011). *The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone*. Tectonophysics, Volumen. 522-523. pp. 122-149.
- Fries, C. y Rincón, C. (1965). *Contribuciones del laboratorio de geocronometría. Nuevas aportaciones geocronológicas y tectónicas empleadas en el Laboratorio de Geocronometría*. Boletín del Instituto de Geología. Volumen 73. pp 57-133.
- García, E. (1964). *Modificaciones al Sistema de Clasificación Climática de Köppen*. Instituto de Geografía, UNAM. México.
- García, M., Lugo, J. y Palacios, D. (1996). *La obturación de valles por procesos de ladera: El origen de la Vega de Metztlán (México)*. Sociedad Española de Geomorfología. México.
- Gómez, A., Orozco, M. y Ferrari, L. (2005). *Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Tomo LVII. Número 3. pp 227-283.
- Goudie, A. (1990). *Geomorphological Techniques*. British Geomorphological Research Group. London. UK.
- Gutiérrez, J. y Gould, M. (2000). *SIG: Sistemas de Información Geográfica*. Síntesis. Madrid, España.
- Gutiérrez, M. (2008). *Geomorfología*. Pearson Prentice Hall. Madrid, España
- Hermoso, C. y Martínez, J. (1972). *Medición detallada de formaciones del Jurásico Superior en el frente de la Sierra Madre Oriental*. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. Volumen 24. pp 45-63.
- Hernández, J. y Hernández, S. (1991). *Evolución geológica de la región de Metztlán-Zacualtipán, Estados de Hidalgo y Veracruz*. Tesis de Ingeniería. México. Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Huggett, R. (2007). *Fundamental of Gromorphology*. Segunda edición. Routlidge. New York, USA.

- Kostenko, N. (1991). *Aspectos teóricos del análisis geomorfológico estructural*. Universidad Autónoma del Estado de México. Toluca, México.
- López, A. (2009). *Evolución volcánica del complejo Tulancingo- Acoculco y su sistema hidrotermal, Estados de Hidalgo y Puebla, México*. Tesis de Doctorado. México. Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM.
- López, J., De los Santos, J., Cacho, S. y Sánchez G. (1997). *Carta Geológico-Minera Pachuca F14-11, escala 1:250000, Estados de Hidalgo, Querétaro, Estado de México, Veracruz y Puebla*. Consejo de Recursos Minerales. pp 137.
- Lugo, J. (1988). *Elementos de geomorfología aplicada. Métodos cartográficos*. Instituto de Geografía, UNAM. México.
- Lugo, J. (1989). *Diccionario geomorfológico*. Instituto de Geografía, UNAM. México.
- Lugo, J. (1990). *El relieve de la República Mexicana*. Revista del Instituto de Geología. Volumen 9. Número 1. pp 82-111.
- Lugo, J. (2011). *Diccionario geomorfológico*. Instituto de Geografía, UNAM. México.
- Maruri, J. (2012). *Estudio geotécnico de un terreno colapsado en la zona-urbana al NW de la capital del Estado de Hidalgo*. Tesis de Ingeniería. México. Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Montgomery, D.R. y Brandon, M.T. (2002). *Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges*. Earth and Planetary Science Letters 201:481–589.
- Nava, L. y Alegría, M. (2001). *Los sistemas petroleros de la región de Tampico-Misantla*. Tesis de Ingeniería. México. Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Ochoa, H. (1996). *Geología del Anticlinorio de Huayacocotla en la región de Molango, Estado de Hidalgo*. Tesis de Licenciatura. México. Facultad de Ciencias, UNAM.
- Ochoa, H., Buitrón, B. y Silva, A. (1998). *Contribución al conocimiento de la Bioestratigrafía, Paleoecología y Tectónica del Jurásico (Anticlinorio de Huayacocotla) en la región de Molango, Hidalgo, México*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. Volumen 15. Número 1. pp 57-63
- Ochoa, H., Buitrón, B. y Silva, A. (1999). *Redbeds of the Huayacocotla anticlinorium, state of Hidalgo, east-central Mexico*. Geological Society of America. Special Paper 340.

- Padilla, R. (2007). *Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Tomo LIX. Número 1. pp 19-42.
- Pavlopoulos, K., Evelpidou, N. y Vassilopoulos, A. (2009). *Mapping geomorphological environments*. Springer. New York, USA.
- Pedraza, G. (1996). *Geomorfología. Principios, Métodos y Aplicaciones*. Rueda. España.
- Pedrazzini, C. y Basáñez, M. (1978). *Sedimentación del Jurásico Medio-Superior en el Anticlinorio de Huayacocotla- Cuenca de Chicontepec, Estados de Hidalgo y Veracruz, México*. Revista del Instituto Mexicano del Petróleo. Volumen 10. Número 3. pp 6-25.
- Peña, J. (ed.) (1997). *Cartografía geomorfológica básica y aplicada*. Geoforma Ediciones. Logroño, España.
- Pike, R., Evans, I. y Hengl, T. (2008). *Geomorphometry: A Brief Guide*. En: Hengl, T. y Reuter, H. *Geomorphometry Concepts, Software, Applications*. Elsevier. Series *Developments in Soil Science*. Amsterdam. Volumen 33. pp 3-33.
- Robin, C. y Bobier, C. (1975). *Las fases del vulcanismo en la región de Tlanchinol (Hidalgo, México), según datos paleomagnéticos y geoquímicos*. Boletín del Instituto de Geología. Volumen 95. pp 49-85.
- Rodríguez, A. (2011). *Análisis Geomorfológico de la parte central del Estado de Chiapas*. Tesis de licenciatura. México. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM.
- Sánchez, L., Arredondo, J. y Cardoso, E. (1998). *Carta Geológico- Minera Pachuca F14-D81, escala 1:50000, Estado de Hidalgo*. Servicio Geológico Mexicano, informe técnico. pp 115.
- Segerstrom, K. (1961). *Geología del suroeste del Estado de Hidalgo y noreste del Estado de México*. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. Volumen 13, Números 3 y 4. pp 147-168.
- Servicio Geológico Mexicano. (1997). *Carta Pachuca F14-11, 1:250,000*. SGM. México.
- Servicio Geológico Mexicano. (2002). *Carta Ciudad de México E14-11, 1:250,000*. SGM. México.
- Servicio Geológico Mexicano. (2003). *Carta Metztlán F14D61, 1:50,000*. SGM. México.
- Servicio Geológico Mexicano (2006). *Léxico Estratigráfico de México: Formación Huizachal* [En línea] Disponible en: [sgm.gon.mx](http://sgm.gon.mx) [10 de agosto de 20016].

Servicio Geológico Mexicano (2007a). *Léxico Estratigráfico de México: Formación Cahuascal* [En línea] Disponible en: [sgm.gob.mx](http://sgm.gob.mx) [10 de agosto de 2016].

Servicio Geológico Mexicano (2007b). *Léxico Estratigráfico de México: Formación Pimienta* [En línea] Disponible en: [sgm.gob.mx](http://sgm.gob.mx) [10 de agosto de 2016].

Servicio Geológico Mexicano (2007c). *Léxico Estratigráfico de México: Formación Méndez* [En línea] Disponible en: [sgm.gob.mx](http://sgm.gob.mx) [10 de agosto de 2016].

Servicio Geológico Mexicano (2008a). *Léxico Estratigráfico de México: Formación Tamán* [En línea] Disponible en: [sgm.gob.mx](http://sgm.gob.mx) [10 de agosto de 2016].

Servicio Geológico Mexicano (2008b). *Léxico Estratigráfico de México: Formación Mexcala* [En línea] Disponible en: [sgm.gob.mx](http://sgm.gob.mx) [10 de agosto de 2016].

Servicio Geológico Mexicano (2009a). *Léxico Estratigráfico de México: Formación El Abra* [En línea] Disponible en: [sgm.gob.mx](http://sgm.gob.mx) [10 de agosto de 2016].

Servicio Geológico Mexicano (2009b). *Léxico Estratigráfico de México: Fanglomerado El Morro* [En línea] Disponible en: [sgm.gob.mx](http://sgm.gob.mx) [10 de agosto de 2016].

Servicio Geológico Mexicano (2009c). *Léxico Estratigráfico de México: Formación Zumate* [En línea] Disponible en: [sgm.gob.mx](http://sgm.gob.mx) [10 de agosto de 2016].

Servicio Geológico Mexicano (2009d). *Léxico Estratigráfico de México: Formación San Cristóbal* [En línea] Disponible en: [sgm.gob.mx](http://sgm.gob.mx) [10 de agosto de 2016].

Servicio Geológico Mexicano (2012a). *Léxico Estratigráfico de México: Gneis Huiznopala* [En línea] Disponible en: [sgm.gob.mx](http://sgm.gob.mx) [10 de agosto de 2016].

Servicio Geológico Mexicano (2012b). *Léxico Estratigráfico de México: Formación Huayacocotla* [En línea] Disponible en: [sgm.gob.mx](http://sgm.gob.mx) [10 de agosto de 2016].

Servicio Geológico Mexicano (2013a). *Léxico Estratigráfico de México: Formación Guacamaya* [En línea] Disponible en: [sgm.gob.mx](http://sgm.gob.mx) [10 de agosto de 2016].

Servicio Geológico Mexicano (2013b). *Léxico Estratigráfico de México: Formación Tamaulipas Superior* [En línea] Disponible en: [sgm.gob.mx](http://sgm.gob.mx) [10 de agosto de 2016].

Silva, G., Mendoza, C. y Campos E. (2001) *Elementos de cartografía geológica*. Facultad de Ingeniería, UNAM. México.

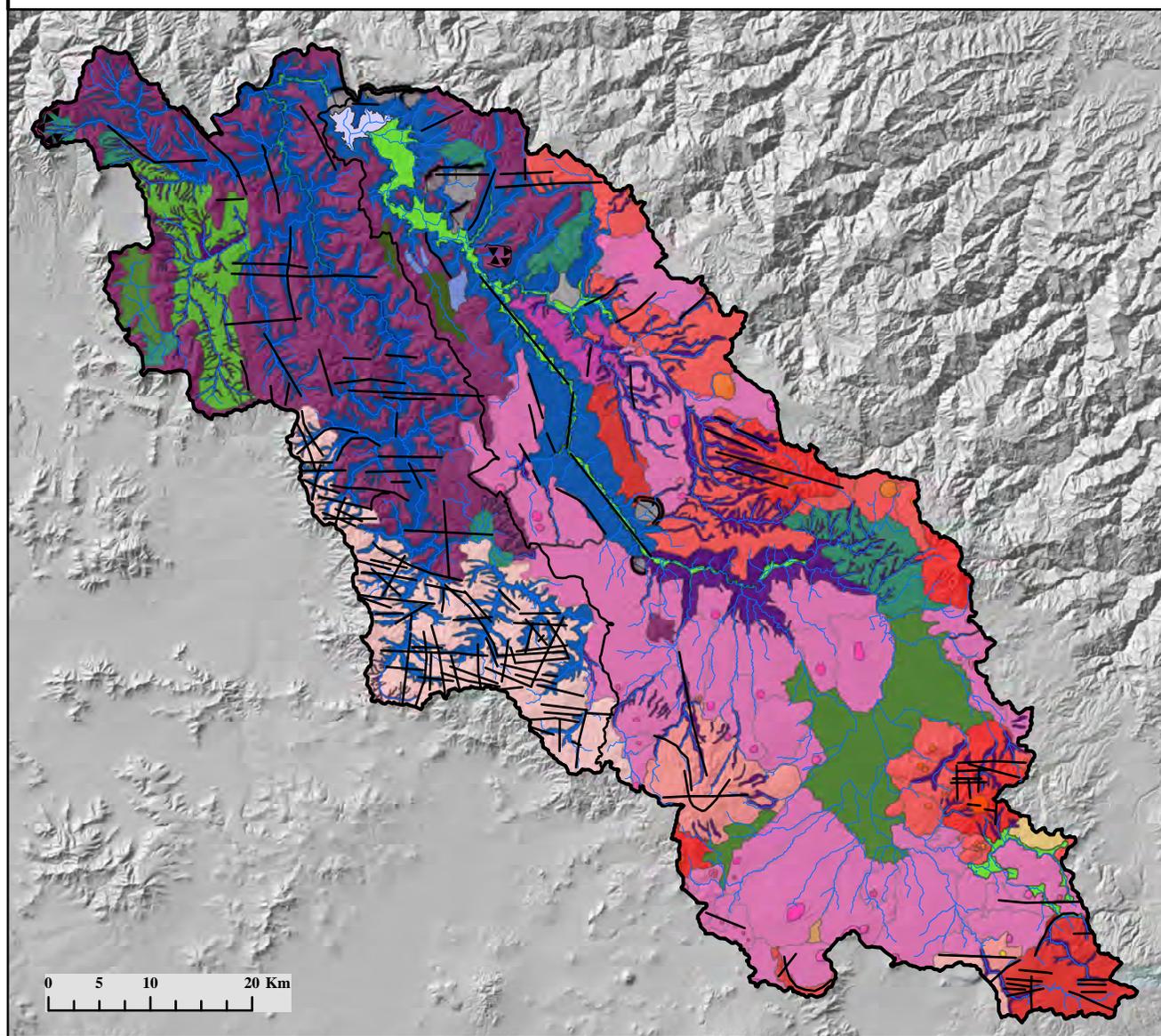
Spirinodov, A. (1981). *Principios de la Metodología de las Investigaciones de Campo y el Mapeo Geomorfológico*. Tomo 1. Universidad de la Habana. Facultad de Geografía. Ministerio de Educación Superior. Apuntes para un libro de Texto.

- Strahler, A. (1965). *Physical Geogrephy*. John Wiley and Sons, Inc. EUA.
- Summerfield, M. (1991). *Global Geomorphology: An Introduction to the Study of Landforms*. Longman Scientific & Technical. Inglaterra.
- Suter, M. (1990). *Hoja Tamazunchale 14Q-e (5). Geología de la Hoja Tamazunchale, Estados de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí*. UNAM, Instituto de Geología. Carta Geológica de México, serie 1:100000. Número 22. pp 1-55.
- Suter, M. (2004). A neotectonic-geomorphologic investigation on the prehistoric rock avalanche damming Laguna de Metztlán (Hidalgo State, east-central Mexico). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Volumen 21. Número 3. pp 397-411.
- Vázquez, E. y Jaimes, R. (1989). *Geología de la Cuenca de México*. Geofísica Internacional. Volumen 28. Número 2. pp 133-190.
- Verma, S. y Carrasco, G. (2003). *Reappraisal of the Geology and Geochemistry of Volcán Zamorano, Central Mexico: Implications for Discriminating the Sierra Madre Occidental and Mexican Volcanic Belt Provinces*. *International Geology Review*. Volumen 45. pp 724-752.
- Verstappen, H. (1983). *Applied Geomorphology: Geomorphological surveys for environmental development*. Elsevier, Amsterdam.
- Verstappen, H. y Van Zuidam, R (1991). *The ITC System of Geomorphologic Survey: A basis for the evolution of natural resources and hazards*. ITC Publication, no. 10, Enschede, The Netherlands.

# Geomorfología de las cuencas Metztlán y Amajac, Hidalgo

99°14'

20°48'



19°52'

98°4'



## Unidades geomorfológicas

### Relieve endógeno

#### 1 Volcánico

##### 1.1 Efusivo

- Mesa de basalto
- Cono de lava
- Lavas asociadas
- Crater herradura
- Laderas riolíticas
- Rampa riolítica
- Domo riolítico
- Laderas abruptas de andesita-dacita

##### 1.2 Explosivo y/o acumulativo

- Llano volcánico
- Abanico de flujos piroclásticos
- Caldera de colapso
- Caldera compleja
- Mesa piroclástica
- Laderas piroclásticas
- Flujos piroclásticos
- Cono piroclástico

#### 2 Estructural

- Sierras plegadas

### Relieve exógeno

#### 1 Gravitacional

##### 1.1 Erosivo

- Corona de desprendimiento

##### 1.2 Acumulativo

- Cono de eyección
- Depósito de remoción

#### 2 Fluvial

##### 2.1 Erosivo

- Circo erosivo
- Barranco
- Valle
- Planicie modelada

##### 2.2 Acumulativo

- Rampas de conglomerados
- Planicie de aluvionamiento
- Piedemonte
- Llanura de inundación

### Signos complementarios

- Corrientes fluviales
- Cuencas
- Parteaguas
- Laguna
- Fracturas

Universidad Nacional Autónoma de México  
Facultad de Filosofía y Letras  
Colegio de Geografía



Tesis de Licenciatura  
Autor: Jorge Luis Zavala Rivera  
Asesor: Dr. Miguel E. Castillo