



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

---

---

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS  
COLEGIO DE GEOGRAFÍA

**ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO-  
MORFOGENÉTICO DE LA CUENCA  
TRIBUTARIA DE YOSOCUTA, OAXACA**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE  
LICENCIADA EN GEOGRAFÍA

PRESENTA

ANA GUADALUPE VELAZQUEZ OLIVERA



MEXICO D.F. JUNIO 2012



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

## ÍNDICE

Introducción	1
<b>CAPÍTULO 1. EL ENTORNO BIOFÍSICO</b>	
1.1 Localización	5
1.2 Los climas dominantes	6
1.3 Hidrología	9
1.4 Suelos	12
1.5 La biodiversidad	17
1.6 Historia sociopolítica de la región	20
<b>CAPÍTULO 2. GEOLOGÍA</b>	
2.1 Geología regional	24
2.2 Geología estructural	26
2.2.1 Estructuras mayores del sur de México	27
2.2.1.2 Falla papalutla	28
2.2.1.3 Falla Caltepec	28
2.2.1.4 Falla Oaxaca	30
2.2.1.5 Falla Chacalapa	30
2.2.2 Estructuras locales	31
2.2.2.1 Falla Petlalcingo-Huajuapán	31
2.2.2.2 Otras fallas y curvilineamientos en el área	32
2.2.3 El Terreno Mixteco	33
2.3 Litoestratigrafía	34
2.3.1 Paleozoico, el Complejo Acatlán	34
2.3.2 El Jurásico Medio: Formación Tecomazúchil	37
2.3.3 Jurásico Superior: Formación Chimeco, Formación Mapache y Formación Solano	40
2.3.4 Cretácico: Formación Teposcolula	44
2.3.5 Cenozoico: Formación Huajuapán	45
2.4 La evolución tectónica del complejo Acatlán, basamento del Terreno Mixteco	53
2.5 El Mesozoico	58
2.6 Deformación orogénica de fines del Cretácico y establecimiento del dominio continental	60
2.7 Volcanismo y deformación durante el Eoceno- Mioceno medio	63
<b>CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA</b>	
3.1 Los diferentes sistemas cartográficos en geomorfología	64
3.2 El sistema del ITC	68
3.3 Delimitación del área de estudio y elección de la escala	72
3.4 Recopilación de la información	72
3.5 Procesamiento de la información en el SIG, ILWIS	74
3.6 Delimitación de las Unidades Morfogénicas (UM)	76

<b>CAPÍTULO 4. MORFOGÉNESIS</b>		
4.1	El mapa Morfogenético y los Sistemas Morfogenéticos (SM)	82
4.2	Los Sistemas Morfogenéticos volcánicos modelados del oligoceno	84
4.2.1	Los Piedemontes y las planicies	89
4.2.2	Sistema Morfogenético 01 Cerro Nieves	90
4.2.3	Sistema Morfogenético 02 Guadalupe Cuauhtepac	92
4.2.4	Sistema Morfogenético 03 El Encino	94
4.2.5	Sistema Morfogenético 04 San Juan Bautista Suchitepec	96
4.2.6	Sistema Morfogenético 05 Cerro Yucoyo	97
4.2.7	Sistema Morfogenético 06 Cerro Yucutano	100
4.2.8	Sistema Morfogenético 07 Sta. María Camotlán	102
4.2.9	Sistema Morfogenético 08 Cerro Yudane	104
4.2.10	Sistema Morfogenético 09 San Sebastián	106
4.2.11	Sistema Morfogenético 10 Cerro el Gavilán	109
4.2.12	Sistema Morfogenético 11 Yosocuno	110
4.2.13	Sistema Morfogenético 12 Llano Grande	112
4.2.14	Sistema Morfogenético 13 Cerro Teposcolula	113
4.2.15	Sistema Morfogenético 16 Santiago Cacaloxtepec	115
4.2.16	Sistema Morfogenético 17 Cerro La Soledad	117
4.3	Los Sistemas Morfogenéticos de estructuras plegadas y Los Sistemas Morfogenéticos de estructuras endógenas metamórficas del cretácico tardío	121
4.3.1	Sistema Morfogenético 14 Huajuapán	123
4.3.2	Sistema Morfogenético 15 Cerro Yucutache	127
	<b>CONCLUSIONES</b>	131
	<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	134
	Anexo Mapa Morfogenético	

Para mi familia completa y especialmente para Alicia

Agradecimientos especiales al Dr. Jorge López Blanco asesor de la presente tesis que por problemas administrativos no pudo aparecer como tal, pero que estuvo presente durante todo el desarrollo de la misma.

## INTRODUCCIÓN

En el siglo XVIII se inician una serie de reformas a la concepción que se tenía del relieve terrestre, dejando este de ser estático (Tarbuck y Lutgens, 2006). La geomorfología inicia su desarrollo entonces llevada por la búsqueda constante de los procesos transformadores del relieve, procesos que incluso podían percibirse en lapsos cortos.

La Geomorfología se define como la ciencia que se encarga del estudio de la superficie terrestre y de los procesos que la modifican (Summerfield, 1991).

El relieve es el resultado de la interacción de fuerzas endógenas y exógenas (Gutiérrez, 2001). Las primeras actúan como creadoras de las grandes elevaciones, depresiones, plegamientos y movimientos horizontales de la corteza, y las segundas, como desencadenantes de una continua denudación, destrucción de las rocas y suelos que forman y cubren el relieve.

Una manera de explicar las formas y los rasgos de la superficie terrestre ha sido mediante la construcción de mapas. La cartografía brinda las herramientas conceptuales y los argumentos necesarios para la elaboración de documentos científicos como los mapas geomorfológicos (Joly, 1988; Lugo, 1991). Estos mapas, al igual que otros, cumplen con el objetivo de sintetizar información de una parte del planeta o de todo, con ellos se da a conocer cada aspecto relativo al relieve (Montes Cruz, 2005).

Según Roger Coque (1977) la cartografía geomorfológica detallada tiene como objeto proporcionar un inventario completo de los datos de observación que hacen referencia al relieve, y de los que son necesarios para su explicación. Por lo tanto el mapa geomorfológico debe contener cinco tipos de datos. Los primeros tienen como fin la representación con el máximo de precisión de los diversos aspectos del relieve, éstos son los datos morfográficos y datos morfométricos. Los datos de valor explicativo son los datos estructurales que ponen de manifiesto las relaciones del relieve con el entramado rocoso. Los datos morfogenéticos son el resultado de la preocupación por hacer directamente legibles las condiciones y las

modalidades de la elaboración del relieve. Y finalmente, el mapa geomorfológico debe expresar la sucesión en el tiempo de las diversas generaciones de las formas, que se precisan mediante datos cronológicos proporcionados por los fósiles, los utensilios prehistóricos y, cada vez más, por las dataciones radiométricas.

Verstappen (1991) menciona que el propósito del levantamiento geomorfológico es proporcionar información concisa y sistemática sobre las formas del terreno, los procesos geomorfológicos y los fenómenos naturales conexos. Para él los mapas elaborados no son solamente documentos científicos en sí mismos, sino también valiosas herramientas en estudios de recursos naturales y particularmente para la evaluación de riesgos naturales, debido a las relaciones entre las características geomorfológicas del terreno y otros factores ambientales.

La cartografía geomorfológica detallada proporciona un documento fundamental para la investigación básica y aplicada. En tanto que es una representación sistemática de uno de los grandes componentes del medio natural, como lo es el relieve, aporta datos útiles a todos los especialistas de las ciencias que se dedican al estudio de los fenómenos que afectan a la "epidermis" de la Tierra. Constituye uno de los métodos más prometedores, al tiempo que se manifiesta como un eficaz medio de difusión, entre otros investigadores y geotécnicos, de la aportación original de la geomorfología al conocimiento y a la utilización racional del medio natural (Coque, 1977).

En la actualidad la cuenca tributaria de Yosocuta se enfrenta a varios problemas que están provocando su degradación ambiental. Los más importantes son los procesos de erosión, que están ocasionando que la presa de Yosocuta pierda capacidad de almacenamiento por la gran cantidad de sólidos depositados en ella, existe también la deforestación provocada por la constante búsqueda de espacios de cultivo y de vivienda, así como la alta demanda de agua tanto para uso doméstico, como para uso agrícola que afectan directamente al manto freático, problemas todos que ponen en riesgo el funcionamiento hidrológico y ambiental de la cuenca.

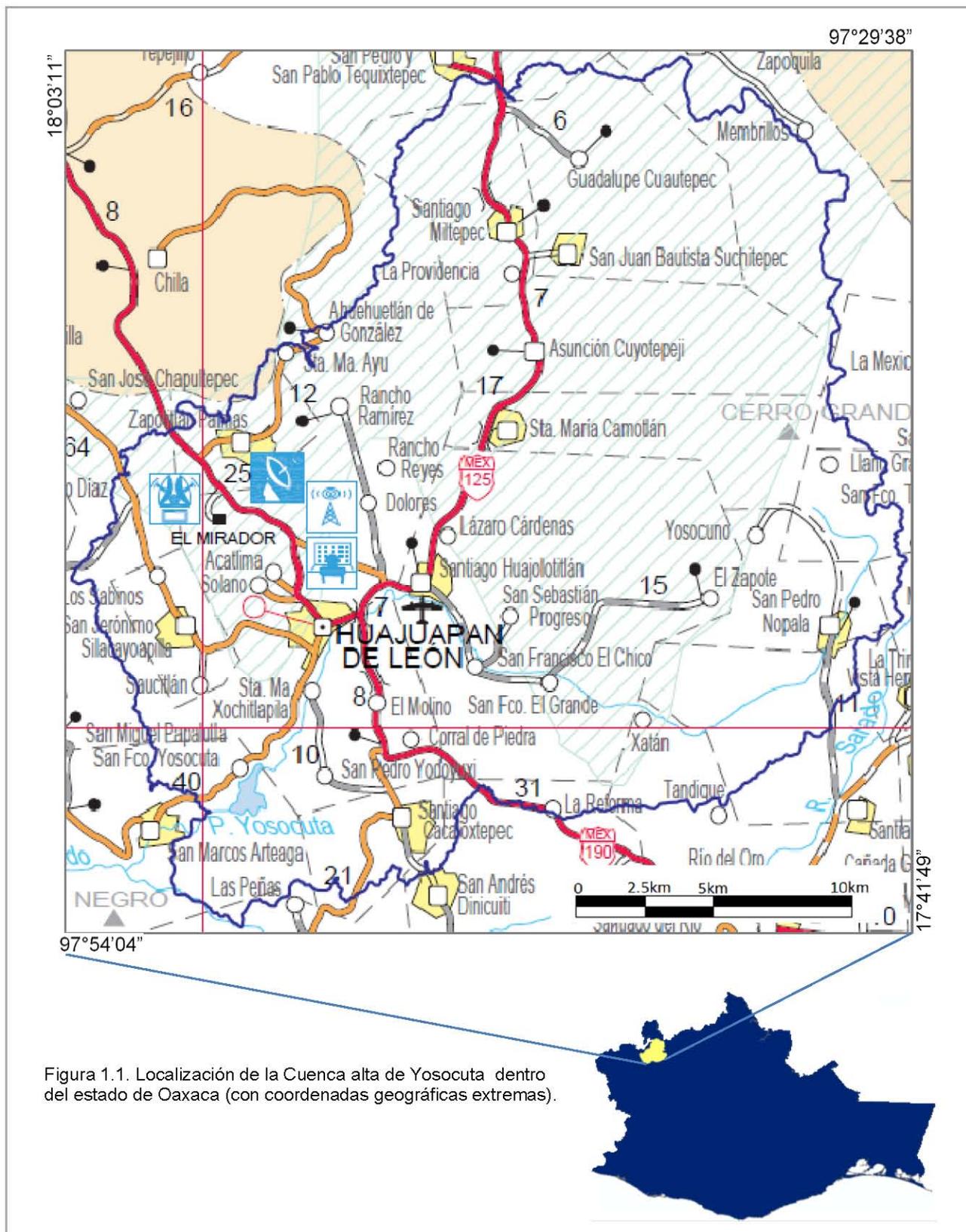
Para entender los fenómenos que afectan el relieve de la Cuenca de Yosocuta es preciso tener la información concisa y sistemática sobre las formas del terreno, y ya que la cartografía geomorfológica brinda esta información, se planteó como objetivo principal de la presente tesis, la delimitación de las unidades morfogénicas de la cuenca tributaria de Yosocuta, llevando a cabo su representación cartográfica 1: 75,000 y el análisis de las unidades más características.

Además se construirá un marco geográfico amplio que incluya la información edafológica, hidrológica, climática y de vegetación, la cual brindara un panorama general del estado ambiental de la cuenca.

Y al mismo tiempo se compilara la mayor cantidad posible de información geológica ya que es base fundamental para la elaboración del mapa Morfogénico.

Al cumplirse dichos objetivos se generara la cartografía geomorfológica-morfogenética del área de estudio, que podrá ser utilizada como base de futuras pesquisas tanto geomorfológicas como medio ambientales y sociales, que ayudaran a dar soluciones a los problemas que enfrenta la cuenca tributaria de Yosocuta.

## CAPÍTULO 1. EL ENTORNO BIOFÍSICO



## **1.1 Localización**

La cuenca tributaria de Yosocuta se localiza en la parte NE del estado de Oaxaca, ocupa terrenos de 18 municipios, que pertenecen a los distritos de Huajuapán de León y Teposcolula, que forman parte de la Región de la Mixteca Baja. Abarca un área de 1,129.24 km<sup>2</sup>. Es una cuenca de carácter exorréico y representa aproximadamente el 19% de la superficie de la Subcuenca del Río Mixteco. Su corriente principal es el Río Mixteco, al cual derivan las corrientes de los arroyos Yosocuno, Malpaso, San Pedro, Zité, Cahuaza, Platanar, Xatán, Elite y gran cantidad de arroyos intermitentes.

Está dentro de la subprovincia fisiográfica de la Montañas y Valles del Centro, dicha subprovincia limita al norte con el Estado de Puebla; al noreste con las estribaciones del pilar tectónico del flanco occidental de la Fosa de Tehuacán; al sureste con los Valles Centrales; al sur con el grupo meridional de la Sierra Madre del Sur, y al oeste con el Estado de Guerrero. Constituyéndose como la subprovincia fisiográfica de mayor extensión en el Estado de Oaxaca, con aproximadamente 21 262.73 km<sup>2</sup>.

Esta región se caracteriza por un relieve intrincado y de diversa fisionomía, tanto por la altitud como por el estilo morfoestructural. Su principal característica es que se identifican patrones que consisten en sistemas de sierras con dirección convergente hacia el sur, que forman una cúspide al unirse (Ortiz Pérez, et al. 2004), además esta surcada por numerosos ríos que drenan pequeños valles intermontanos, donde se desarrollan la mayoría de las poblaciones.

La región forma parte de la zona C, de las regiones sismológicas del país, una zona intermedia, donde se registran sismos no tan frecuentemente. Del año 2006 a lo que va del 2011 se han registrado 18 sismos de magnitudes que van de los 3.1 a los 4.5 en escala de Richter (Sistema Sismológico Nacional, 2011) y aunque los sismos de magnitudes mayores sean escasos, la ciudad de Huajuapán de

León (la población más grande de la cuenca), junto a otras 12 localidades, registró el viernes por la mañana del 24 de Octubre del año de 1980, un sismo de 7.0 en la escala de Richter, que ocasionó cuantiosos daños materiales (en Huajuapán se registraron afectadas seriamente cerca del 80% de sus viviendas) y 23 pérdidas humanas en dichas poblaciones.

Lo que deja de manifiesto la incesante actividad tectónica de la cuenca, que está enmarcada por dos rasgos estructurales de primer orden: una trinchera oceánica (La Trinchera Mesoamericana: fosas de Petacalco y Acapulco) y dos sistemas de cadenas montañosas continentales (la Faja Volcánica Transmexicana y la Sierra Madre del Sur).

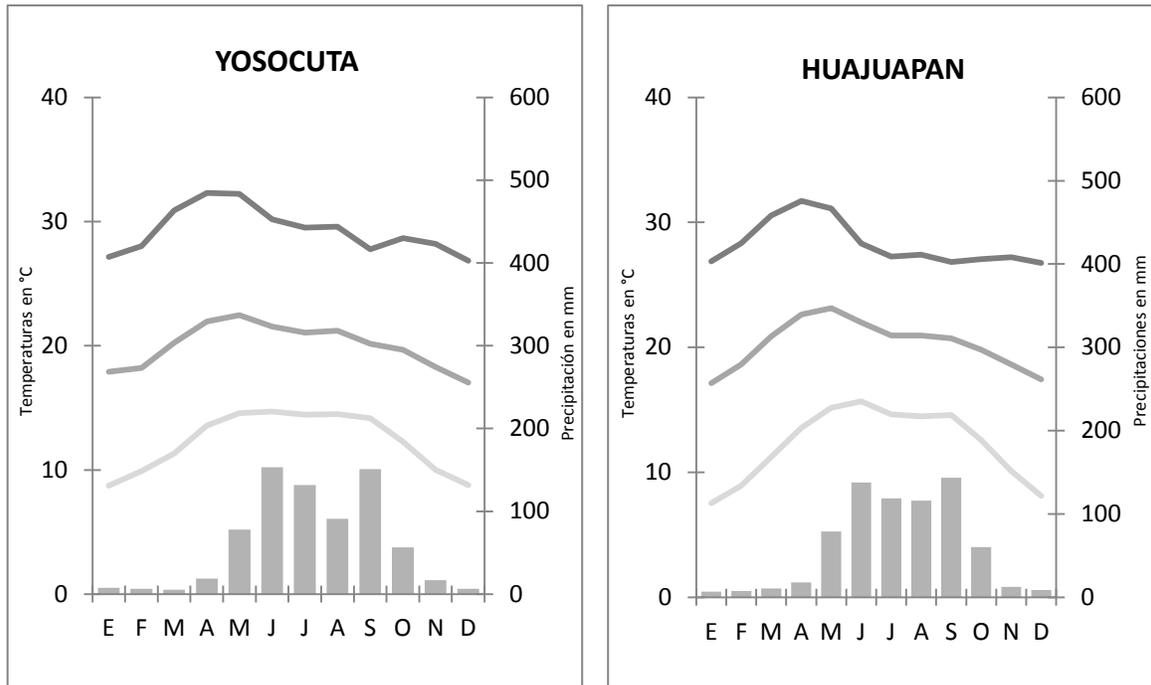
## **1.2 Los climas dominantes**

En el área de estudio existen cinco estaciones meteorológicas, de norte a sur, la primera se ubica en la cabecera municipal de Santa María Camotlán ( $17^{\circ}54'N$ ,  $97^{\circ}41'O$ , 1800msnm), la segunda en la agencia de Yosocuno, municipio de San Pedro Nopala ( $17^{\circ}51'N$ ,  $97^{\circ}35'O$ ), la tercera en la cabecera municipal de Huajuapán de León ( $17^{\circ}49'N$ ,  $97^{\circ}46'O$ , 1650 msnm), la cuarta en la agencia de Vista hermosa, municipio de Huajuapán de León ( $17^{\circ}48'N$ ,  $97^{\circ}46'O$ , 1680 msnm), y la quinta en la agencia de San Francisco Yosocuta, municipio de San Marcos Arteaga ( $17^{\circ}44'N$ ,  $97^{\circ}49'O$ , 1410msnm).

De la primera estación mencionada se tienen datos completos de 24 años (1966-1993, menos cuatro años sin datos completos); de la segunda sólo se cuentan con cuatro años de información completa (1982-1985), lo cual es muy poco para poder determinar el clima, pero se mencionaran dichos datos, ya que la posición geográfica de esta estación registra como bajan las temperaturas de esa zona en comparación con el resto de la cuenca; la tercera y la cuarta están muy cercanas entre sí, lo que genera datos casi iguales, por lo que se tomó la estación con mayor cantidad de datos, la ubicada en la cabecera municipal de Huajuapán de León, que cuanta con 25 años de datos (1976-2001, menos un año sin datos

completos); y por último la quinta estación cuenta con 25 años de datos (1971-2000, menos cuatro años sin datos completos).

Con todos los datos anteriormente señalados se hicieron climogramas que muestran las temperaturas y precipitación del área de estudio.

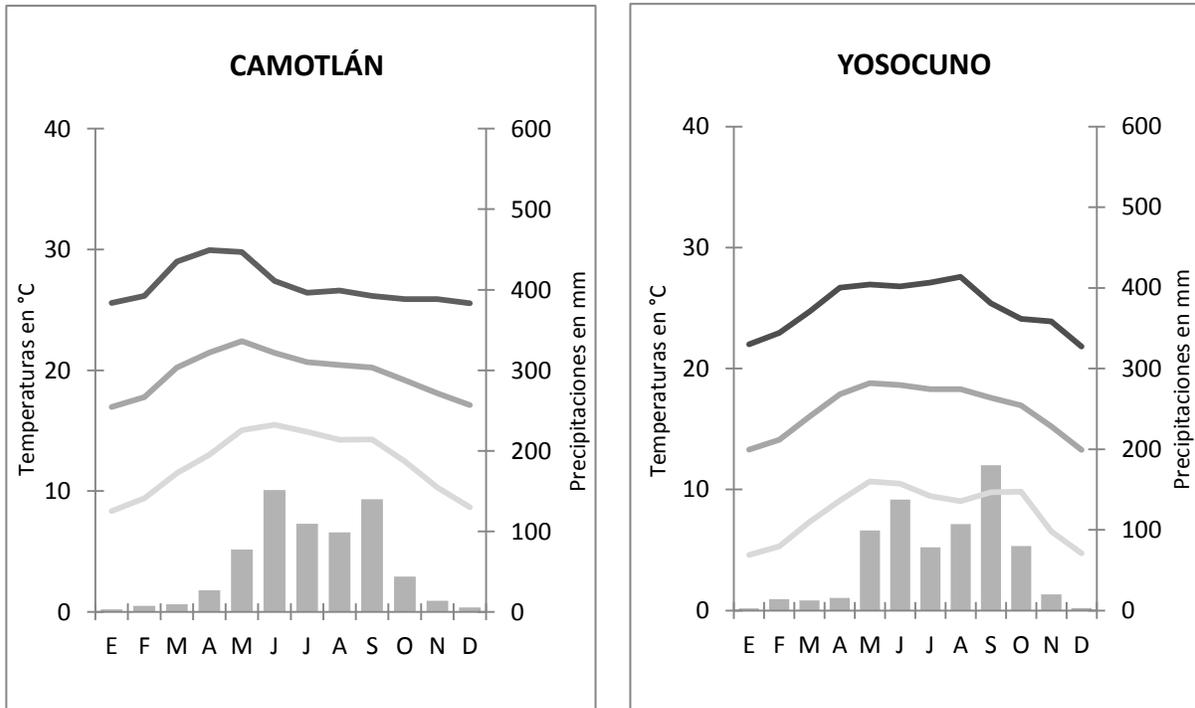


Figuras 1.2 y 1.3. Climogramas hechos en base a las temperaturas máximas, medias y mínimas promedio anuales y precipitación de las estaciones 20108 de San Francisco Yosocuta (años 1971-2000) y 20275 Huajuapán de León (años 1976-2001), información obtenida del SMN.

El clima más extendido en la cuenca es de tipo A(C)w0(w)(I')g semicalido subhúmedo con lluvias en verano, de menor humedad (de acuerdo a la clasificación climática de Köppen, modificado por Enriqueta García, 1988).

En la estación de Yosocuta la temperatura media anual es de 19.98°C y la precipitación media anual es de 722.75 mm y en la estación Huajuapán la temperatura media anual es de 20.24 °C y la precipitación media anual es de 718.65 mm quedando las dos estaciones dentro del área con clima A(C)w0(w)(I')g.

La estación de Camotlán tiene una temperatura media anual de 19.66°C y una precipitación de 686.68 mm (A(C)w0(w)(l')g), mientras que la de Yosocuno tiene una temperatura media anual de 16.53 °C y una precipitación de 750.24mm (C(w0)).



Figuras 1.4 y 1.5. Climogramas hechos en base a las temperaturas máximas, medias y mínimas promedio anuales y precipitación de las estaciones 20013 de Santa María Camotlán (años 1966-93) y 20380 Yosocuno, San Pedro Nopala (años 1982-85), información obtenida del Sistema Meteorológico Nacional.

La población de Camotlán donde se halla la estación meteorológica tiene un clima que aún es A(C)w0(w)(l')g Semicalido subhúmedo con lluvias en verano, de menor humedad, pero a unos 13 km hacia el SE, hacia donde se encuentra el relieve más accidentado de la cuenca, en la estación de Yosocuno se puede observar un descenso de las temperaturas que genera un clima templado subhúmedo con lluvias en verano, de menor humedad C(w0) (de acuerdo a la clasificación climática de Köppen, modificado por Enriqueta García, 1988).

La cuenca presenta normalmente 77 días con lluvias apreciables, 13 con lluvias inapreciables y 275 sin lluvias, de los 77 días con lluvia, aproximadamente 20 corresponden a tormentas, que son aquellos donde se presentan los escurrimientos más caudalosos (SMN, estación 20275, Huajuapán de León).

Dichos escurrimientos acarrear gran cantidad de sedimentos producto de la erosión que se genera por las acusadas pendientes del terreno y los suelos poco desarrollados.



Imagen 1.1 y 1.2. Río del puente de la culebra en una avenida generada por las lluvias y en su caudal normal (en tiempo de secas el caudal es aún más bajo).

El sistema meteorológico dominante en la época húmeda son los vientos alisios que introducen humedad, aunque en menor cantidad, ya que gran parte la depositan en las vertientes a barlovento de la Sierra Madre Oriental, lo que explica la presencia de zonas áridas y semiáridas en la región. Ocasionalmente puede entrar humedad proveniente de otros sistemas meteorológicos, pero debido a su condición de aislamiento de las fuentes de humedad, por los accidentes orográficos que la delimitan, la precipitación no es muy abundante. Durante el invierno la lluvia disminuye notoriamente y pueden presentarse algunas lluvias ocasionales por la entrada de nortes que llegan a penetrar en la región, aun cuando la mayor cantidad de humedad acarreada por estos sistemas se deposita en la Sierra Madre (Trejo, 2004).

### 1.3 Hidrología

La cuenca esta drenada por el Río Mixteco, que se reconoce como afluente de la Región Hidrológica (RH18) del Balsas, la Cuenca o Depresión del Río Balsas se encuentra en una zona de convergencia entre las placas de Cocos y Americana, en una Costa de colisión continental (Inman y Nordstrom, 1971 in Toledo 2003).

La cuenca hidrológica del Río Balsas es la más importante de la vertiente del Pacífico mexicano, se divide en tres subregiones hidrológicas principales: cuenca de los ríos Atoyac y Mixteco o del Alto Balsas, que se subdivide en siete subcuencas: las Cerradas orientales, Alto Atoyac, Bajo Atoyac, Nexapa, Amacuzac, Tlapaneco y Mixteco, cuenca del río Cutzamala y del Medio Balsas y cuenca del Bajo Balsas, que se subdivide, a su vez, en cinco subcuencas: Tepalcatepec, Cerrada Paracho-Nahuatzen, Cupatitzio, Tacámbaro y Bajo Balsas (Toledo, 2003).

La cuenca tributaria de Yosocuta pertenece por tanto a la subregión del alto Balsas, subcuenca del Río Mixteco (RH18Af). Dicho río tiene sus orígenes en la vertiente occidental de la Sierra de Oaxaca, en la Mixteca Alta, a 25 km al sur-suroeste del poblado de Santa María La Asunción Tlaxiaco, Oaxaca, donde se forma con las aportaciones de los ríos Tlaxiaco y Mixtepec y más adelante con las del Río Salado, considerado en esta parte como el colector general (ibídem).

El Río Mixteco desemboca en la Presa de Yosocuta; la construcción de dicha presa inicio en Agosto de 1967 y se terminó en febrero de 1970, fue construida como parte de las acciones de la Comisión del Río Balsas. Forma parte de un sistema diseñado para beneficiar aproximadamente 3500 hectáreas de terrenos pertenecientes a las localidades de San Marcos Arteaga, Santo Domingo Tónala, Natividad, Yetla, San Jorge Nuchita, Zocoteaca, San Nicolás Hidalgo, La Pradera, Tacache de Mina, La Huertilla y Mariscala de Juárez. En un inicio la finalidad de la presa era fomentar la producción en el campo (Comisión del Río Balsas, 1974), sin embargo en 1992 se edificó un sistema de extracción, conducción y purificación del agua de la presa para enviarla a la ciudad de Huajuapán de León,

abasteciendo de agua, aproximadamente al 60 por ciento de la población de dicha ciudad. Por otra parte sus aguas son aprovechadas para la piscicultura y para actividades recreativas que son fuente de ingresos para los pobladores de San Francisco Yosocuta.

La Presa de Yosocuta fue construida para tener una capacidad de 46.8 millones de metros cúbicos de agua (Comisión del Río Balsas, 1974), pero diversas fuentes estiman que ha perdido al menos un 20% de su capacidad, por la deposición de sólidos acarreados de su cuenca de captación, originados por los procesos de erosión que afectan la zona, así como por la gran cantidad de desperdicios de origen antrópico, que va recolectando y depositando en ella el Río Mixteco.

El organismo de Cuenca Balsas de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) denunció en marzo de 2010 que esta presa supera el límite establecido de los criterios ecológicos de la calidad del agua para fuentes de abasto público (0.1 mg/L), tanto en el vaso como en el afluente, debido a las descargas residuales que se vierten diariamente.

El afluente que se ha encontrado con mayor concentración de contaminantes es el afluente del Río Mixteco-Santa María Xochitlapilco, que fue calificado de aceptable a contaminado, es decir, aguas superficiales con descargas de residuales crudas, principalmente de origen municipal, para el caso de la demanda bioquímica de oxígeno y fuertemente contaminado por la presencia de aguas superficiales con bacterias (IGABE, noticias 2010).

Cubriendo toda el área volcánica de la cuenca se puede observar un patrón de drenaje dendrítico que se caracteriza por tener cursos pequeños, cortos e irregulares, que andan en todas las direcciones y llegan al río principal formando cualquier ángulo. Este patrón se debe a una litología homogénea poco permeable, así como a la baja cobertura vegetal y al bajo caudal de los ríos.

Hacia la zona suroeste de la cuenca donde se encuentran las rocas sedimentarias y metamórficas se puede observar un patrón de drenaje paralelo, que se caracteriza por tener varias corrientes paralelas entre sí. Esta área está limitada al norte por la falla Petlalcingo-Huajuapán y todos los afluentes son paralelos a esta estructura por lo que se infiere que dicha falla ejerce un fuerte control estructural en la zona.

#### **1.4 Suelos**

El suelo es un cuerpo de la Tierra, a través de la cual se reproducen los intercambios de sustancias y energía con la hidrosfera, atmósfera y biosfera. Por lo que se ha reconocido que el suelo refleja la información de los procesos que ocurren en el paisaje; guarda rasgos de las condiciones ambientales del pasado, lo que se denomina “memoria de la biosfera” (Doran y Parkin, 1994).

Asimismo el suelo es uno de los recursos naturales más importantes para el desarrollo sostenible de los ecosistemas naturales y antropogénicos (Dumanski et al., 1998), porque proporciona servicios ambientales como el mantenimiento de la biodiversidad, la calidad del aire, el agua, además de mantener la productividad de las especies vegetales que en él se establecen (Ascanio García et al., 2006).

Desde la década de los años 70 México adoptó el sistema de clasificación de suelos de la FAO, aplicándose la leyenda preparada por esta organización internacional en 1974. Con esta clasificación, se elaboró el mapa de suelos, escala 1:250 000 para todo el país, realizado por el INEGI. A pesar de las casi cuatro décadas que han pasado desde que se realizaron los mapas de suelo por el INEGI, aun no se ha realizado de manera sistemática una cartografía de suelos a una escala de semidetalle o detallada.

Ya que la escala 1:250 000 es muy general se buscó algún estudio con más detalle y se encontró uno efectuado por investigadores de la Universidad Tecnológica de la Mixteca y financiado por el CONACYT en 2004, donde se elaboró un mapa de suelos a semidetalle del área de estudio.

Con base a los resultados que arrojó la investigación antes citada se hace una descripción de los suelos que se encontraron, con ayuda del manual de suelos de la FAO/UNESCO, 1964 y de la Base Referencial Mundial del Recurso Suelo, 2007.

Regosol: Se caracteriza por no presentar capas distintas, son de color claro y se parecen a la roca que les dio origen.

- Su sensibilidad a la erosión es muy variable y depende de la pendiente del terreno donde se encuentre.
- Es tierra suelta que reposa sobre la roca dura.
- Contienen muy poca arcilla, humus y sales solubles.
- Son prácticamente inútiles para la agricultura
- Necesitan elevadas cantidades de abonos orgánicos para su mejoramiento
- Con 500–1 000 mm/año de lluvia necesitan riego para una producción satisfactoria de cultivos. La baja capacidad de retención de humedad de estos suelos obliga a aplicaciones frecuentes de agua de riego; el riego por goteo o chorritos resuelve el problema pero raramente es económico.

Se encontraron cuatro variedades de este tipo de suelo que son:

Regosol úmbrico: con todas las características antes descritas más un horizonte en el cual se ha acumulado materia orgánica dentro del horizonte más superficial (en la mayoría de los casos con baja saturación con bases) hasta el punto en que afecta significativamente el comportamiento y la utilización del suelo.

Regosol éutrico: con todas las características antes descritas y que además con material que tiene una saturación con bases (por  $\text{NH}_4\text{OAc}$  1 M) de 50 por ciento o más en la mayor parte entre 20 y 100 cm de la superficie del suelo o entre 20 cm y *roca continua* o una capa cementada o endurecida, o en una capa de 5 cm o más

de espesor, directamente encima de *roca continua* si la *roca continua* comienza dentro de 25 cm de la superficie del suelo.

Regosol dístrico: con todas las características antes descritas y que además tiene material con una saturación con bases (por  $\text{NH}_4\text{OAc}$  1 M) menor de 50 por ciento en la mayor parte entre 20 y 100 cm de la superficie del suelo o entre 20 cm y *roca continua* o una capa cementada o endurecida.

Regosol calcárico: con todas las características antes descritas y que tiene material *calcárico* entre 20 y 50 cm de la superficie del suelo o entre 20 cm y *roca continua* o una capa cementada o endurecida, lo que esté a menor profundidad.

Los regosoles son los suelos más extendidos en el área de estudio, abarcando aproximadamente unos 643 km<sup>2</sup>, lo que representa más de la mitad de la cuenca.

Le siguen en orden de importancia los Leptosoles (cubriendo una extensión aproximada de 188 km<sup>2</sup>), son suelos muy someros sobre roca continua y suelos extremadamente gravillosos y/o pedregosos. Los Leptosoles son suelos azonales y particularmente comunes en regiones montañosas, sin desarrollo, con profundidad menor de 10 cm, y están formados por rocas casi desnudas:

- Su sensibilidad a la erosión es de moderada a alta.
- Son suelos muy superficiales.
- Constituyen una masa de fragmentos de rocas.
- Se encuentran generalmente en pendientes abruptas.
- Son de muy bajo potencial agrícola.
- Necesitan grandes cantidades de abonos orgánicos para su mejoramiento.
- son un recurso potencial para el pastoreo en estación húmeda.

A continuación se describen características particulares de los Leptosoles encontrados en la cuenca:

Leptosol dístrico: tiene una saturación con bases (por  $\text{NH}_4\text{OAc}$  1 M) menor de 50 por ciento en una capa, de 5 cm o más de espesor, directamente encima de *roca continua*, si la *roca continua* comienza dentro de 25 cm de la superficie del suelo.

Leptosol éutrico: que tiene una saturación con bases (por  $\text{NH}_4\text{OAc}$  1 M) de 50 por ciento o más en la mayor parte entre 20 y 100 cm de la superficie del suelo o entre 20 cm y *roca continua* o una capa cementada o endurecida, o en una capa de 5 cm o más de espesor, directamente encima de *roca continua* si la *roca continua* comienza dentro de 25 cm de la superficie del suelo.

Leptosol rendzico: tiene un *horizonte mólico* que contiene o está inmediatamente por encima de material *calcárico* o roca calcárea que contiene 40 por ciento o más de carbonato de calcio equivalente. El horizonte mólico es un horizonte superficial, oscuro, con alta saturación con bases y moderado a alto contenido de materia orgánica.

Leptosol úmbrico: tiene un horizonte en el cual se ha acumulado materia orgánica dentro del horizonte más superficial (en la mayoría de los casos con baja saturación con bases) hasta el punto en que afecta significativamente el comportamiento y la utilización del suelo.

También se localizaron suelos fluvisoles que son suelos azonales genéticamente jóvenes, se desarrollan en depósitos aluviales, de materiales depositados recientemente, predominan en los valles a lo largo de los ríos. La buena fertilidad natural de la mayoría de los Fluvisoles los hace sitios atractivos para vivir. En la cuenca se pueden observar a lo largo de las márgenes de los ríos y las poblaciones más importantes se hallan cerca o sobre este tipo de suelos.

Por último se encontraron suelos Luvisoles, que se caracterizan por ser suelos con una diferenciación pedogenética de arcilla (especialmente migración de arcilla) entre un suelo superficial con menor y un subsuelo con mayor contenido de arcilla, arcillas de alta actividad y una alta saturación con bases a alguna profundidad, se hallan principalmente en tierras llanas o suavemente inclinadas.

La mayoría de los Luvisoles son suelos fértiles y apropiados para un rango amplio de usos agrícolas. Los Luvisoles con alto contenido de limo son susceptibles al deterioro de la estructura cuando se labran mojados con maquinaria pesada. Los Luvisoles en pendientes fuertes requieren medidas de control de la erosión.

En el área de estudio se encontraron Luvisoles férricos: suelos con un horizonte en el cual la segregación de Fe, o Fe y manganeso (Mn), ha tenido lugar en tal grado que se forman grandes moteados o nódulos discretos y la matriz entre moteados y entre nódulos está muy empobrecida en Fe. Generalmente, tal segregación lleva a una pobre agregación de las partículas del suelo en las áreas empobrecidas en hierro y compactación del horizonte.

Como se puede observar la cuenca tiene en su gran mayoría suelos poco desarrollados por lo que se puede deducir de manera general que el material parental o roca madre son muy difíciles de degradar, esto se debe a que los procesos pedogenéticos son muy restringidos debido a la falta de vegetación que frena el proceso de humificación, a los marcados contrastes estacionales, que alteran la humectación y desecación del perfil, que a su vez alteran los procesos químicos del suelo.

Esto aunado al hecho de que más del 80% de la cuenca está integrada por laderas de montaña con pendientes mayores a 15°, nos habla de una alta susceptibilidad a la erosión y de frecuentes deslizamientos que aceleran la pérdida de los suelos. Asimismo se sabe que la región ha sido usada para el pastoreo intensivo de caprinos y para la agricultura en laderas, lo que acelera la pérdida de los ya escasos suelos por la acción antrópica.

## 1.5 La biodiversidad

Oaxaca concentra uno de los índices más altos de biodiversidad en el país. Paradójicamente, también es el estado más erosionado de toda la República Mexicana. En 1993, la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos señaló que en los últimos 25 años el Estado había perdido 50% de su cubierta forestal original. Por su parte, el INEGI señaló en 2000 que 30% de la superficie oaxaqueña es inservible para la agricultura debido a la completa pérdida sus suelos, mientras que un 50 % más del territorio estatal, presenta preocupantes niveles de erosión. Solo un 20% de la superficie oaxaqueña tiene masas boscosas o campos agrícolas aún fértiles. La Mixteca no es la excepción, tiene grandes áreas con erosión que va de ligera a media y severa. Las áreas más afectadas por la erosión en la cuenca se presentan sobre todo en los lomeríos del suroeste, mientras que la zona noreste y suroeste se encuentra mejor conservada, probablemente por lo accidentado del terreno y la menor cantidad de poblaciones.

Los tipos de vegetación que se encuentran en la cuenca son según Torres Colín:

**Bosque de Enebros**, cerca de las poblaciones de Asunción Cuyotepeji y Guadalupe Cuauteppec, esta vegetación se desarrolla entre los 1800 y 2500m, donde predomina el clima templado semiárido, en lugares abiertos sobre suelos profundos o rocosos. Existe un estrato arbóreo de 3 a 5m de altura formado principalmente por *juniperus flaccida*.

**Cardonales y tetecheras**, se ubican en gran parte de la cuenca, se desarrollan en elevaciones de 1600 a 1900m, en planicies o laderas de cerros pedregosos con rocas ígneas o calizas y sobre suelos aluviales. Se compone de cactáceas columnares simples, ramificadas o en forma de candelabros de 2 a 15m de altura, se entremezclan con ellas elementos arbóreos de bosque espinoso o selva baja caducifolia.

**Palmar**, se localizan en elevaciones que van de los 600 a 2000m de altura, dominados por palmas como la *Brahea dulcis* (palma usada para hacer sombreros).



(a)



(b)



(c)



(d)



(e)



(f)

Imagen 1.3. Fotografías de campo, (a) Bosque de enebros o sabino de monte, al sur de Miltepec, (b) Cardonales y tetecheras, ampliamente distribuidos por toda la cuenca, imagen tomada al sureste del poblado de San Francisco el Chico, (c) Hojarasca del chaparral que se ubica al noroeste de San Jeronimo Silacayoapilla, (d) Chaparral, ubicado al noroeste de San Jeronimo Silacayoapilla, (e) Izotal, ubicado en el poblado de Yosocuno, (f) Palmar entremezclado con matorral espinoso, ubicado en las cercanías de la población El Molino.

**Chaparral**, se desarrolla entre los 1500 y 2500m, en suelos migajón-arenosos a arcillosos con hojarasca abundante y ligeramente alcalinos, sobre un sustrato geológico de rocas metamórficas o calizas. Tiene un estrato arbóreo de 1 a 6m de altura con especies como el *Juniperus flaccida*, *Quercus acutifolia* y *Pinus pseudostrobus*; el estrato predominante es el arbustivo, con elementos que miden de 1 a 3m y llegan a presentarse en formaciones densas.

**Izotal**, se desarrolla en la cima de los cerros, laderas o terrenos planos con suelos someros calizos. Son comunidades abiertas en las que dominan especies con hojas arrosetadas de 3 a 4m de altura como la *Yucca periculosa*, *Beaucarnea stricta* y *Nolina* sp.

**Matorral espinoso**, se desarrolla en terrenos planos donde predominan las rocas ígneas intrusivas y sedimentarias de tipo calizo, sobre suelos aluviales. La fisionomía está dada básicamente por arboles bajos o arbustos de leguminosas en un estrato de 1 a 5m de altura con dominancia de *Acacia farnesiana*, *A. cochliacantha* y *Prosopis laevigata*

Ya que la cuenca se encuentra dentro del distrito de Huajuapán, es preciso mencionar que este distrito se considera el distrito de Oaxaca con mayor número de especies de agaváceas (22) que son abundantes en las montañas y cañadas de los ríos donde predomina el matorral xerófilo. Esta familia florística es empleada principalmente como fuente de fibras duras, ornato, alimento, construcción, forrajes, cercas vivas, jabón, extracción de bebidas fermentadas como el pulque y sobre todo de bebidas destiladas como el mezcal.

Asimismo se tiene gran presencia de plantas del género *Bursera* (con 21 especies claramente reconocidas), que son en su mayoría arboles de estatura baja (4 a 12m) y copa a menudo más ancha que alta, que contiene oleorresinas volátiles intensamente aromáticas que pierden sus hojas en la época seca del año. Su uso puede ser de cercas vivas y hay resinas de varias especies que se utilizan a manera de incienso en las ceremonias religiosas (“copal”), lo que las hace objeto de comercio local. Y es uno de los distritos con alto número de especies de cactáceas (con un total de 29 especies de las cuales 3 son endémicas).

En cuanto a la fauna hay multitud de anfibios, del orden anura (ranas y sapos, 9 especies), caudata (salamandras, 11 especies) y reptilia (41 especies).

Además viven gran variedad de aves, del orden ciconiformes (2, siendo la más representativa el zopilote), falconiformes (5, siendo el más común el gavilán rastrero), galliformes (3, palomas y tórtolas), cuculiformes (4), strigiformes (1), piciformes (4) y del orden passeriformes (19), según datos para la región del Balsas de Oaxaca y distrito de Huajuapán (Navarro, *et. al*, 2004).

Los mamíferos son los que tienen menor representación, se pueden mencionar dos especies de murciélago, el tlacuache (*marmosa canescens*), tres especies de ratones, el coyote (*canis latrans*), zorrillo, liebre común y animales domésticos, así como ganado caprino y en menor medida ganado porcino y vacuno (Briones, 2004).

## **1.6 Historia sociopolítica de la región**

Hacia el año 1000 a.C., las regiones mixteca y zapoteca ya se encontraban bien delimitadas y desempeñaron un papel fundamental en el desarrollo cultural de la región oaxaqueña (Ordoñez, 2004). Winter (1993), señala que hacia el año 400 a.C. estos grupos entraron en contacto estrecho con los teotihuacanos y establecieron una hegemonía política y económica que les permitió mantener el control en regiones distantes.

Entre el año 700 y 1300 d.C. la Mixteca estuvo subdividida en pequeños reinos entre los que sobresalían los señoríos de Achiutla, Tequixtepec-Chazumba, Apoala, Coixtlahuaca, Diquiyú, Yanhuitlán, Tilantongo, Teposcolula, Jaltepec, Tlaxiaco y Tututepec. Estos centros urbanos fueron cedes de poder e influencia donde se concentraron los líderes y se reunieron y distribuyeron los bienes en mercados y se celebraron grandes rituales y ceremonias. Al generarse un incremento poblacional se promovió la formación de centros urbanos que se ligaron con el establecimiento de límites territoriales generados por la expansión hacia otras zonas, con el afán de ganar mayor poder político. Y fue en esta época cuando floreció la arquitectura monumental (Ordoñez, 2004).

Los aztecas llegaron a Oaxaca en el 1250 d.C. y la expansión del Imperio Mexica se produjo entre el 1400 y la llegada de los españoles. Para Lockhart (1976), la ocupación prehispánica alcanzó su apogeo en población, extensión y diversificación en los años inmediatamente anteriores a la conquista. Durante los siglos XV y XVI, el complejo económico cultural mixteco-zapoteco quedó integrado por una serie de alianzas que se conservaron hasta la llegada de los españoles.

Una vez establecido el dominio español, los indios fueron distribuidos en encomiendas (1523-25). En ocasiones un Estado indígena grande fue dividido en dos o más encomiendas, aunque también sucedía lo contrario, que a un encomendero le asignaran varios estados. El periodo entre 1524 y 1530 fue de conflicto entre los antiguos dirigentes indígenas, que en su mayoría conservaron el poder, y los encomenderos españoles; ambos grupos insistían en sus derechos sobre el trabajo y el tributo de los indígenas. Muchos pequeños señoríos fueron asignados a encomenderos, caciques locales o funcionarios de la Corona y posteriormente a autoridades políticas. Así surgieron muchos de los municipios actuales. Entre 1531 y 1535, las autoridades nombraron más de 100 corregidores para pueblos de la Corona. Entre 1550 y 1570, se divide a la nueva España en provincias, y posteriormente se nombran alcaldías y más de 200 corregimientos. En el siglo XVII el Estado es dividido en partidos y en el siglo XVIII se divide en intendencias que dan base para la división actual de los estados (Ordoñez, 2004).

Al independizarse el país, se suprimen las intendencias y se efectúa la división política por estados, que fueron divididos a su vez en partidos, y posteriormente en distritos donde quedaron comprendidos los municipios.

Con las constantes transformaciones territoriales se registraron para 1900, 1123 municipios, para 1960, 571 municipios y para 1970, 570, cantidad que se ha mantenido hasta la fecha.

El estudio de la evolución de la Mixteca desde la conquista hasta nuestros días muestra que la economía regional desde entonces ha estado articulada a la nacional a través de la producción de algunos bienes comercializables. Sólo a

fines del siglo XIX, afectada por la crisis económica que golpea al conjunto del Estado de Oaxaca, se percibe un aislamiento relativo. Sin embargo, éste se ve mitigado por las relaciones de mercado, por la expansión del tejido de palma, luego por la introducción de cultivos comerciales en pequeñas subregiones de riego y, sobre todo, por la emigración de fuerza de trabajo (Fernández et al., 1989).

A través de la integración a la economía nacional, la Mixteca ha cumplido históricamente un rol en el mercado mundial. Por los requerimientos de éste, fue orientada a la producción de mercancías consistentes en materias primas y alimentos, necesarios para facilitar la reproducción del capital en otras regiones del país y de Europa durante la época colonial y más recientemente facilita la reproducción del capital mediante la exportación de mano de obra barata hacia los Estados Unidos.

Las inversiones realizadas en la región se han orientado a los procesos de producción de bienes mercantiles: el capital privado y el capital estatal han financiado el tejido de palma; el capital estatal creó la infraestructura de riego para la producción de trigo y de hortalizas; el Estado crea servicios y programas que permiten la reproducción de la fuerza de trabajo emigrante necesaria en otras regiones del país y en el extranjero. Es decir, se han hecho inversiones para posibilitar la extracción de los excedentes producidos por la población mixteca; se ha integrado la región al país para despojarla (Fernández et al., 1989).

Como el objetivo central del capital es organizar la producción para apropiarse de las ganancias y no para satisfacer las necesidades sociales, el capital producido en la región no se ha utilizado en la creación de fuentes de empleo y nuevos procesos productivos que beneficien a toda la población, sino que se ha concentrado en manos de pequeños grupos urbanos estrechamente ligados a los grandes centros de poder del país: los verdaderos beneficiados con las riquezas producidas en la mixteca (ibídem).

Como consecuencia de las características geográficas, descritas en páginas anteriores, se tiene que muchas comunidades de la región han llegado al punto límite en el cual las tierras más o menos aptas para la agricultura son insuficientes para proporcionar ingresos y empleo permanentes al conjunto de la población económicamente activa. Prueba de ello es el hecho de que algunos segmentos de la población, constituidos por campesinos con parcelas minúsculas, o bien por aquellos que no cuentan con tierras propias, la única alternativa ha sido la apertura de tierras al cultivo dispersas en laderas muy inclinadas o en cerros, con lo cual se propicia la deforestación gradual y el consecuente deslave de los terrenos.

Además grandes extensiones que deberían estar cubiertas por selva baja, bosque de pino-encino o chaparral, han desarrollado una vegetación secundaria, debido a la intensa deforestación motivada por la apertura y posterior abandono de terrenos dedicados a la agricultura, al pastoreo de ganado caprino, principalmente, y a la extracción indiscriminada de madera y leña, ha surgido un nuevo tipo de vegetación, diferente al original y que en buena medida son simples arbustos o bien son floraciones vegetativas como la palma, lo cual es síntoma patente de un proceso de degradación ambiental (ibídem).

Por último tenemos que la ciudad de Huajuapán de León, que vive del comercio regional y que depende en gran medida de la entrada de remesas del extranjero, es la sexta ciudad más poblada de Oaxaca, con más de 50 mil habitantes, ejerce gran presión sobre los ya escasos recursos, sobre todo el agua y el suelo.

## **CAPÍTULO 2. GEOLOGÍA**

### **2.1 Geología regional**

El sur de México es un mosaico de litologías, la edad de las rocas en esta región va del Precámbrico hasta el Cuaternario. En esta área del país, afloran rocas metamórficas de grados diferentes, rocas sedimentarias depositadas en ambientes continentales y marinos, rocas ígneas intrusivas, extrusivas y piroclásticas, y rocas de falla (Dávalos, 2006).

Para presentar un panorama general de la geología de México, Ortega-Gutierrez y colaboradores (1992), dividieron al territorio nacional en provincias geológicas, a las cuales definieron como: "Toda parte cartografiable de la superficie sólida del planeta, de centenares a millones de kilómetros cuadrados de extensión, caracterizada por sus rocas, por su estructura y por una secuencia de eventos tal que integre una historia evolutiva singular diferente a la de las áreas adyacentes, de las cuales está separada por límites estratigráficos, tectónicos o por ambos".

Así tenemos que al sur de la Faja Volcánica Transmexicana, cubriendo al Estado de Oaxaca existen provincias de origen plutónico, volcanosedimentario, sedimentario marino, sedimentario continental y complejo (provincias geológicas 4, 6, 7, 9, 10, 11, 12, 13 y 20, Figura 6), con edades que van desde el precámbrico en la provincia Zapoteca hasta el cenozoico de la Cuenca de Tehuantepec y la Cuenca Deltaica de Veracruz. El hecho de que el Estado de Oaxaca contenga provincias geológicas de orígenes tan disímiles nos habla de una evolución geológica compleja que registra más de mil millones de años de historia.

Las rocas más antiguas del Estado son rocas metamórficas precámbricas, que actualmente forman una gran porción de la región norte y centro. Éstas fueron originadas en una zona de colisión continental que ensambló al supercontinente Rodinia hace 900 millones de años (Centeno-García, 2004). Las evidencias sugieren que durante un periodo prolongado estas rocas se encontraban en contacto con Sudamérica, hasta que en el Paleozoico Tardío fueron transferidas a

Norteamérica por otro evento de choque entre continentes. En el Paleozoico Medio se forman las rocas metamórficas de la región occidental del Estado. A partir del Paleozoico Tardío y durante la mayor parte del Mesozoico se sucedieron en el territorio oaxaqueño al menos tres periodos alternados de invasión del mar y de emersión de las tierras, con erosión y formación de rocas continentales. Su paleografía sufrió cambios importantes en el Jurásico, cuando la región oriental y el istmo fueron desplazados a su posición actual, ya que se encontraban a mayores latitudes. Al final del Mesozoico y principios del Cenozoico, un evento de deformación cambió radicalmente el paisaje: los mares se retiraron permanentemente y en su lugar queda un paisaje formado por montañas y valles. Aunque existen relictos de este paisaje, la mayoría de los elementos fisiográficos que observamos actualmente fueron originados por la actividad volcánica y la formación de montañas asociadas al movimiento de grandes fallas, ocurridos en los últimos 65 millones de años (ibídem).

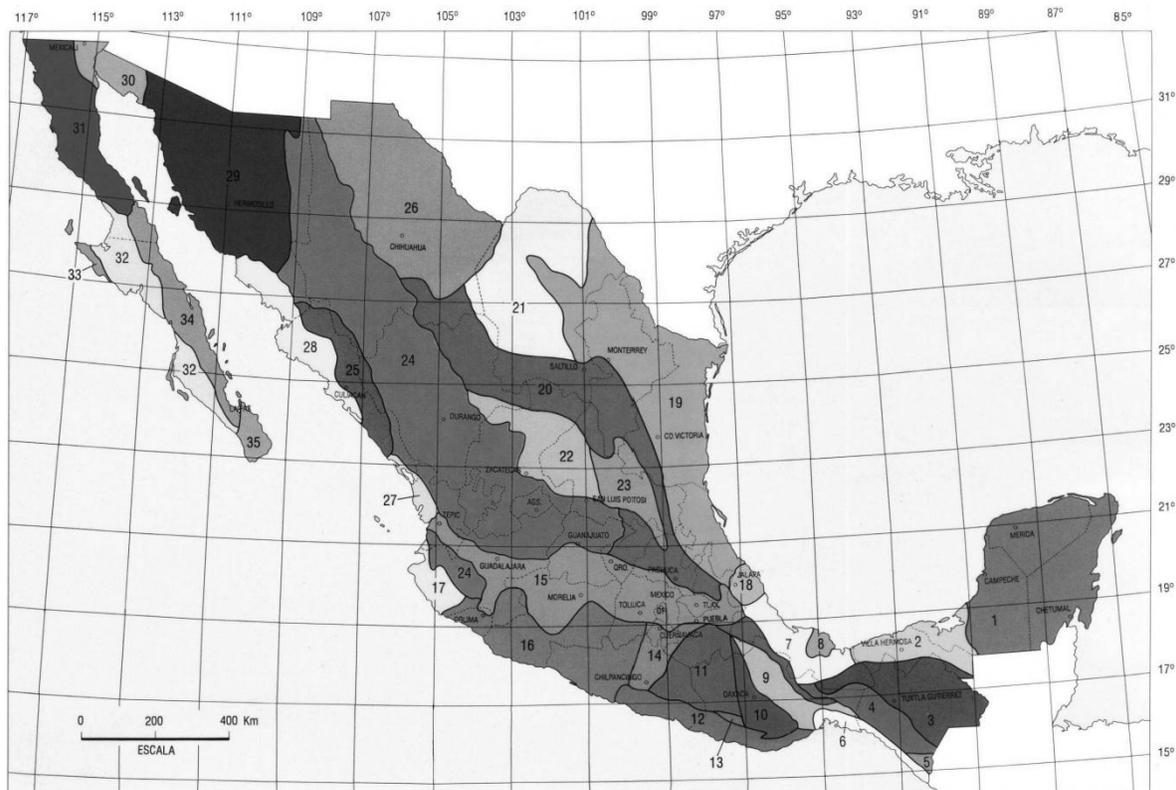


Figura 2.1. Provincias Geológicas de México (Ortega-Gutierrez *et al.*, 1992): 1. Plataforma de Yucatán (C, sm, p); 2, Cuenca Deltaica de Tabasco (C, sc, g); 3, Cinturón Chiapaneco de Pliegues y Fallas (C, sm, or); 4, Batolito de Chiapas (P, p, ra); 5. Macizo ígneo del Sononusco (C, p, ra); 6. Cuenca de Tehuantepec (C, sm, g); 7, Cuenca Deltaica de Veracruz (C, sc, g); 8, Macizo Volcánico de los Tuxtlas (C, v, ac); 9, Cuicateca (M, vs, as); 10. Zapoteca (p-C, c, co); 11, Mixteca (PC, c, co); 12, Chalina (M, p, ra); 13, Juchateca (P, vs, as); 14, Plataforma de Morelos (M, sm, p); 15, Faja Volcánica Transmexicana (C, v, ac); 16, Complejo Orogénico de Guerrero-Colima (M, vs, as); 17. Batolito de Jalisco (M, p, ra); 18. Macizo ígneo de Palma Sola (C, v, ac); 19. Miogeoclinal del Golfo de México (C, sm, g); 20, Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas (M, sm, or); 21, Plataforma de Coahuila (M, sm, p); 22, Zacatecana (M, c, co); 23, Plataforma de Valles-San Luis Potosí (M, sm, p); 24, Faja Ignimbrítica Mexicana (C, v, ac); 25. Cinturón Orogénico Sinaloense (M, vs, as); 26, Chihuahuense (C-M, c, co); 27, Cuenca de Nayarit (C, sm, g); 28, Cuenca Deltaica de Sonora-Sinaloa (C, sc, g); 29. Sonorense (p-C, c, co); 30. Delta del Colorado (C, sc, g); 31. Batolito de Juárez-San Pedro Mártir (M, p, ra); 32, Cuenca de Vizcaíno-Purísima (C, sm, g); 33. Cinturón Orogénico de Cedros-Margarita (M, vs, cs); 34, Faja Volcánica de La Giganta (C, v, ac); 35, Complejo Plutónico de La Paz (M, p, ra). Explicación: **Edad.**- p-C- Precámbrico; P - Paleozoico; M - Mesozoico; C - Cenozoico. **Origen.**- m - metamórfico; p - plutónico; v - volcánico; vs - volcanosedimentario; sm - sedimentario marino; sc - sedimentario continental; c-complejo. **Ambientes geotectónicos.**- es - complejo de subducción; ra - raíz de arco; as - arco submarino; ae - arco continental; g - geoclinal; or - orógeno; p - plataforma; co - compuesto.

## 2.2 Geología Estructural

Una división empleada para el análisis de la historia geológica de México son los terrenos tectonoestratigráficos (Campa y Coney, 1983). Los terrenos tectonoestratigráficos se definen como la “entidad geológica de extensión regional que se encuentra limitada por fallas y que está caracterizada por una historia geológica diferente a la historia geológica de las entidades contiguas” (Hernández, 2008). La división de los terrenos tectonoestratigráficos es muy útil ya que el sur de México es una región compleja que amalgama un mosaico de bloques corticales, compuestos por distintos conjuntos estratigráficos, los cuales representan distintos ambientes tectónicos (Santa María, 2009).

En el Estado de Oaxaca se han determinado seis terrenos tectonoestratigráficos (Centeno-García, 2004). Los nombres de algunos terrenos varían dependiendo del autor. Los terrenos Oaxaca o Zapoteco y Maya contienen las rocas más antiguas del estado. Sus rocas originalmente se encontraban distribuidas en una configuración geográfica distinta, formando el Bloque Oaxaquia, un microcontinente que probablemente existió durante el Precámbrico y el

Paleozoico, y que fue fragmentado durante el Mesozoico. El terreno Mixteco, formado por rocas oceánicas que quedaron atrapadas en una zona de choque entre continentes. El terreno Juchatengo, también originado por rocas del fondo oceánico, y los terrenos Juárez y Xolapa, constituidos por rocas mesozoicas, y tal vez paleozoicas, que quedaron atrapadas en zonas de desplazamiento lateral de grandes bloques (fallas transcurrentes) (ibídem).

### 2.2.1 Estructuras mayores del sur de México

Las fallas mayores en el sur de México que separan los terrenos tectonoestratigráficos antes descritos son: 1) falla de Papalutla, que es la frontera entre los terrenos Guerrero y Mixteco (Cerca Martínez, 2004), 2) falla Caltepec, límite entre los basamentos de los terrenos Oaxaca y Mixteca (complejos Oaxaqueño y Acatlán), 3) falla Oaxaca, límite de los terrenos Oaxaca y Juárez y 4) falla Chacalapa, límite norte del terreno Xolapa (Santamaría-Díaz *et al.*, 2008).

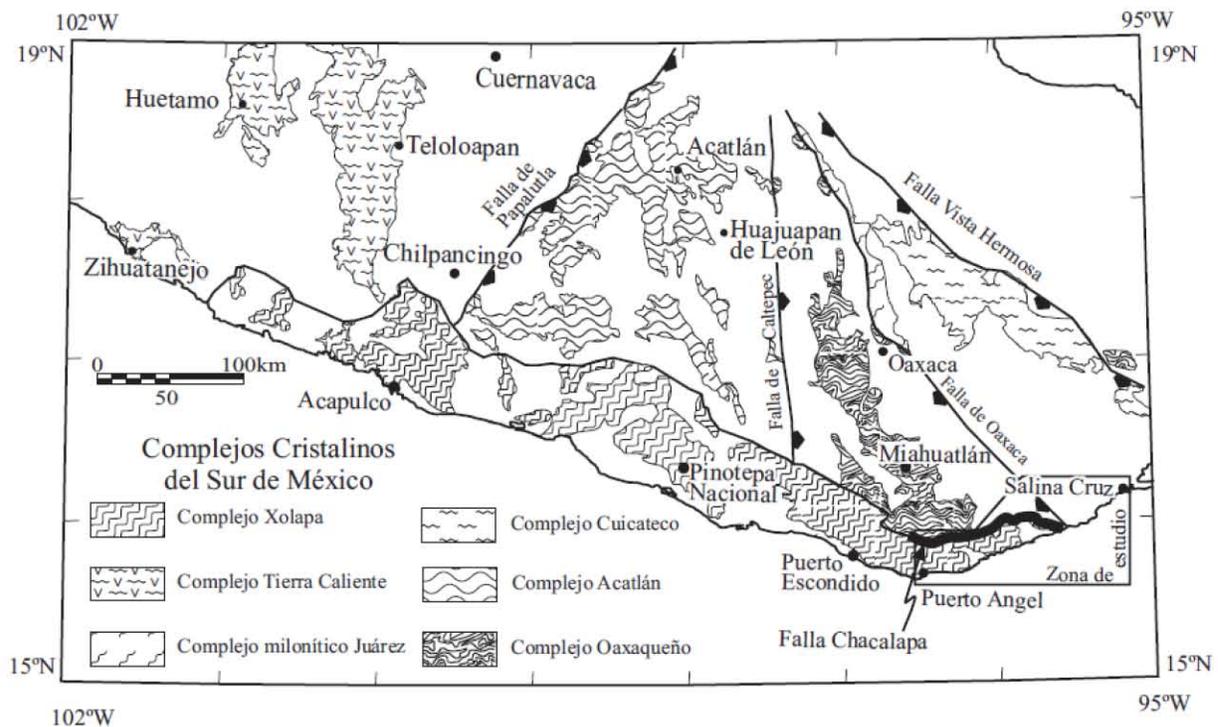


Figura 2.2. Mapa general del sur de México donde se muestra la distribución de rocas metamórficas y las principales fallas regionales que han sido documentadas (tomado de Tolson, 2005).

### **2.2.1.1 Falla papalutla**

El límite occidental de los afloramientos del Complejo Acatlán, de edad paleozoica, está definido por esta falla que, en su localidad tipo de Papalutla, Guerrero, siguiendo el curso del río Balsas, se determinó (de Cserna et al., 1980) como un cabalgamiento, hacia el noroeste, de la unidad paleozoica sobre rocas carbonatadas de la Formación Morelos, de la parte media del Cretácico. Es una estructura con orientación general noreste-suroeste y vergencia hacia el noroeste; puede identificarse en otros puntos hacia el NE (Izúcar de Matamoros) y hacia el SW (área de Mochitlán, Guerrero), abarcando una longitud mínima cercana a los 200 km. Su edad, considerando que estuvo asociada dinámicamente al plegamiento laramídico que afectó a las rocas marinas del Cretácico y, probablemente, a algunas unidades del Paleoceno (de Cserna et al., 1980; Alencaster, 1980), puede ser del terciario temprano. De forma evidente, la cabalgadura de Papalutla marca un cambio abrupto en edad y litología entre la Plataforma Guerrero Morelos del Cretácico y el complejo Acatlán del Paleozoico, y su estilo de deformación NE-SW pareciera afectar tanto a los pliegues laramídicos como a las rocas terciarias (Cerca Martínez, 2004).

### **2.2.1.2 Falla Caltepec**

La falla de Caltepec es una frontera geológica o estructura cortical de larga vida que representa el contacto tectónico indiscutible entre los complejos Oaxaqueño y Acatlán, basamentos cristalinos de los terrenos más importantes del sur de México: Zapoteco y Mixteco, respectivamente (Elías Herrera, et al, 2005).

El contacto tectónico entre los complejos Acatlán y Oaxaqueño al sur de Tehuacán, Puebla, en las áreas de Caltepec y Reyes Metzontla, únicos lugares donde éste aflora, fue reevaluado y redefinido como una zona de falla mayor retrabajada, con deformación dúctil y frágil sobrepuestas, con rumbo N-S y NNW, un espesor de 2 a 6 km, y con una estructura en media flor (*half-flower structure*) en sección transversal (Elías Herrera y Ortega Gutiérrez, 1998, 2002).

La zona de falla de oriente a poniente, consiste en 100-500 m de gneises granulíticos proterozóicos con retrogresión intensa dislocados por fallas

subverticales; 200-500 m de milonita con foliación vertical, con protolito gnésico y con cataclasis posterior; 50-800 m de una cuña tectónica de conglomerado paleogénico con clastos de esquisto, granito deformado, caliza fosilífera cretácica, pedernal, cuarzo, y escasos fragmentos de gneis; bordeado y basculado por fallamiento vertical; 2-4 km de un granito (granito Cozahuico) milonitizado con una foliación que varía de vertical a moderadamente inclinada hacia el ENE, con cataclasis posterior, y que cabalga hacia el poniente al Complejo Acatlán; y por último, un sector indefinido de esquisto de mica-granate del Complejo Acatlán con una estructura fuertemente planar dislocados por fallamiento posterior subyacente al granito Cozahuico (Elías Herrera, et al, 2005).

La actividad más antigua y profunda hasta ahora documentada en la zona de falla es un evento tectonomagmático-metamórfico caracterizado por migmatización, magmatismo sintectónico, y cizallamiento dúctil transpresional derecho, que fue fechado por métodos isotópicos U-Pb en circones y cubre un intervalo entre  $275.6 \pm 1$  Ma (leucosoma anatético) y  $270 \pm 2.6$  Ma (granito Cozahuico) (ibídem). Este evento se relaciona con una colisión oblicua entre los bloques continentales Oaxaquia en su porción meridional (Complejo Oaxaqueño) y Acatlán. Durante el Pérmico temprano este evento formó parte de un frente colisional paleogeográficamente complejo entre Laurencia y Gondwana que concluyó con la consolidación de Pangea (ibídem).

La zona de falla de Caltepec, luego de su exposición en superficie hace unos 265 Ma, experimentó actividad tectónica intermitente durante el Mesozoico y Cenozoico, cuyas causas podrían relacionarse en buena medida en los movimientos tectónicos asociados con la dispersión de Pangea y la evolución del margen del Pacífico del sur de México. Reactivaciones neogénicas indicadas por relaciones de campo, y posiblemente también recientes como lo sugieren los datos sismológicos con hipocentros profundos, vienen a corroborar que la falla de Caltepec es una discontinuidad cortical de larga vida (ibídem).

### **2.2.1.3 Falla Oaxaca**

Es un sistema formado por fallas orientadas preferentemente al N y NW. Está expuesto a lo largo de aproximadamente 200 km desde el poblado de Miahuatlan al sur de la Ciudad de Oaxaca, hasta Tehuacán, Puebla. Forma el frente montañoso occidental de las sierras Mazateca y Juárez y se asocia al levantamiento de las mismas (Centeno García, 1988). Se sobrepone a una zona de cizalla antigua a la que se le estima actividad en diferentes épocas y con distinta cinemática siendo la falla Oaxaca producto de su más reciente reactivación la cual ocurrió durante el Cenozoico como falla normal (Alaniz-Álvarez, 1996).

### **2.2.1.4 Falla Chacalapa**

La falla Chacalapa tiene un rumbo general E-W que yuxtapone las rocas del Complejo Oaxaqueño (y su cobertura) con las del Complejo Xolapa. Esta discontinuidad tectónica se extiende más de 50 km (Tolson, 2005).

Tiene características de deformación en el régimen dúctil, con desarrollo de milonitas con texturas de recristalización dinámica en estado sólido, y de deformación en el régimen quebradizo con desarrollo de pseudotaquilitas, cataclasitas y salbandas. La zona de cizalla es continua a rumbo, desde el occidente del poblado de Chacalapa hasta el oriente de Santa María Xadani, pero en las cercanías del poblado de Xuchil, adquiere un carácter trezado o anastomosado, bifurcándose alrededor de bloques de los complejos Oaxaqueño y Xolapa no milonitizados. El espesor de las zonas miloníticas varía desde cientos de metros donde se encuentra trezada, hasta ~2 km en las cercanías del pueblo de Santa María Huatulco. Esta zona milonítica es posterior a una serie de zonas de cizalla que se encuentran en rocas del Complejo Xolapa con espesores de decenas de metros y extensiones de 1 a 2 km con texturas de carácter netamente dúctil; la traza en planta de estas estructuras es más compleja que la de la falla Chacalapa, ya que sus inclinaciones son moderadas a bajas (Tolson, 2005).

La zona de falla Chacalapa registra una actividad documentada que abarca desde el Oligoceno hasta el presente y exhibe un conjunto de estructuras diacrónicas que reflejan profundidades mesocorticales hasta superficiales que proveen un ejemplo claro de flujo y deformación en una zona de falla (ibídem).

## **2.2.2 Estructuras locales**

### **2.2.2.1 Falla Petlalcingo-Huajuapán**

Entre Huajuapán y Petlalcingo se observa un lineamiento de rumbo N30W con rocas del basamento paleozoico al lado nororiental y, al lado suroccidental, un homoclinal en rocas cretácicas que buzán al nororiente. Aunque en el campo no existe evidencia directa de una estructura, en un trabajo previo (Caballero-Miranda, 1990) se inferió una falla normal post-Turoniano, posiblemente de la parte inferior del Paleógeno, que estos autores designaron la falla Petlalcingo-Chila, con el bloque caído hacia el suroccidente, que se extiende desde el noroccidente de Petlalcingo hasta el suroriente de Chila (Martiny-Kramer, 2008).

La falla fue inferida con base en la naturaleza rectilínea del contacto, la inclinación de los estratos de edad cretácica, la presencia de rocas paleozoicas al nororiente, y la distribución lineal de cuerpos hipabisales y productos volcánicos aislados en el área (Martiny-Kramer, 2008).

Se han cartografiado varios cuerpos hipabisales adicionales a lo largo de este lineamiento que han sido fechados del Oligoceno temprano (Martiny *et al.* 2000a; Galina-Hidalgo *et al.*, 2003). Lo anterior sugiere que la falla inferida es más larga de lo que habían considerado en trabajos anteriores y puede llegar a 35 km de largo, extendiéndose desde Petlalcingo en el NW hasta Huajuapán en el SE. Considerando que la estructura aparentemente se prolonga hasta Huajuapán, se denomina aquí la falla Petlalcingo-Huajuapán. La presencia del lineamiento de cuerpos hipabisales sugiere una zona de debilidad y un control estructural que facilitó el ascenso de los magmas durante el Oligoceno temprano. Durante el Paleógeno, la acumulación de conglomerados, con clastos derivados principalmente del bloque cretácico levantado, y material volcánico ocultaron la traza de esta falla inferida (Martiny-Kramer, 2008).

Hacia el suroeste, otro lineamiento, subparalelo a la falla Petlalcingo-Huajuapán, se extiende entre Chilixtlahuaca y Saucitlán, en el contacto entre el Complejo Acatlán y depósitos continentales del Jurásico Medio (Formación Tecomazúchil). Caballero-Miranda (1990) interpretó el lineamiento como una posible falla de crecimiento, singenético con el depósito de la Formación Tecomazúchil, basado en que es un rasgo rectilíneo a lo largo de lo cual se encuentran varios cuerpos hipabisales (Martiny-Kramer, 2008).

Hay fechamientos para algunos cuerpos entre Chilixtlahuaca y San Jerónimo Silacayoapilla. Algunos investigadores han obtenido edades K-Ar de la parte temprana del Cretácico Temprano (130 — 127 Ma) para algunos cuerpos entre Chilixtlahuaca y San Jerónimo Silacayoapilla (Galina Hidalgo *et al.*, 2003). Y otra edad un poco más joven (103 Ma) que sugiere actividad magmática recurrente a lo largo del lineamiento. Es interesante notar que, en el área entre Petlalcingo-Huajuapán y Chilixtlahuaca-Saucitlán, afloran sedimentos mesozoicos en un corredor alargado limitado por altos del basamento paleozoico, que probablemente corresponde a una fosa tectónica antigua alargada que existió al menos desde el Jurásico Tardío (Martiny-Kramer, 2008).

La presencia del lineamiento de cuerpos hipabisales sugiere un control estructural que facilitó el ascenso de los magmas durante el Oligoceno temprano. Durante el Paleógeno, la acumulación de conglomerados, con clastos derivados principalmente del bloque cretácico levantado, y material volcánico ocultaron la traza de esta falla inferida (Martiny-Kramer, 2008).

#### **2.2.2.2 Otras fallas y curvilineamientos en el área**

Algunas de las fallas normales se presentan en rumbo NW-SE, y están representadas por las fallas La Quebrada n, El Muerto, La Quebrada I y La Mina (Servicio Geológico Mexicano, 2009).

Se tienen varios curvilineamientos que se relacionan con cuellos volcánicos, constituidos por andesita, los cuales forman parte del vulcanismo que dio origen a

la Formación Huajuapán, siendo los más destacados, La Trinidad, Vista Hermosa, San Sebastián y El Cedro (ibídem).

### **2.2.3 El Terreno Mixteco**

El área de estudio se ubica dentro de este terreno tectonoestratigráfico, que se caracteriza por tener un basamento metamórfico del Paleozoico, este basamento es cubierto por una secuencia de rocas sedimentarias marinas del Carbonífero-Pensilvánico y por rocas volcánicas con edades del Paleozoico al Jurásico Medio (Ortega-Gutiérrez *et al.* 1994). Abarca la porción oriental y el noreste del Estado de Guerrero, la parte sur de Puebla y se extiende al noroeste y oeste de Oaxaca (Dávalos, 2006). Este Terreno junto con el de Oaxaca, constituye uno de los dos únicos terrenos situados en el suroccidente de México a los que con seguridad se les conoce basamento (Ramírez, 1984).

Los límites del Terreno Mixteco se han ubicado al oriente en la falla de Caltepec donde se encontraron afloramientos que revelan una actividad tectonomagmática y metamórfica del Pérmico temprano relacionada con la yuxtaposición de los complejos cristalinos durante la consolidación de Pangea, y se registran también períodos múltiples de reactivación mesozoicos, cenozoicos y probablemente hasta recientes (Elías Herrera *et al.*, 2005).

El límite occidental está definido por la falla de Papalutla, ésta se determinó como un cabalgamiento hacia el noroeste, de la unidad paleozoica sobre rocas carbonatadas de la Formación Morelos, de la parte media del Cretácico. Tiene una trayectoria de dirección general NE-SW, abarcando una longitud mínima cercana a los 200 km. Su edad, considerando que estuvo asociada dinámicamente al plegamiento laramídico que afectó a las rocas marinas del Cretácico y, probablemente, a algunas unidades del Paleoceno, pudiera ser del Terciario temprano (Texto explicativo de la Carta Geológica de México, 1992).

Al sur limita con el Terreno Xolapa o Chatino, donde la posición tectónica del Terreno Mixteco es clara a través de una zona milonitizada de dirección general WNW-ESE inclinada al N. En la mayoría de los casos el contacto es enmascarado por intrusiones graníticas terciarias (Salinas, 1984). Al norte subyace a derrames piroclásticos y coladas de lava de composición basáltica y andesítica del Plio-cuaternario pertenecientes al Eje Neovolcánico Transmexicano (Op. cit.).

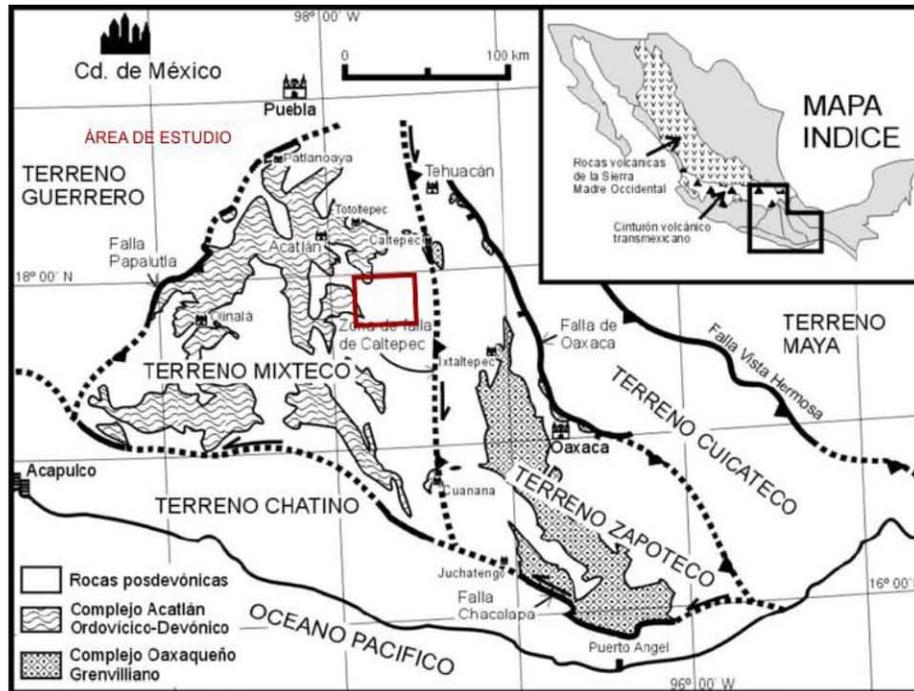


Figura 2.3. Terrenos tectonoestratigráficos del sur de México, el complejo Acatlán y la ubicación aproximada del área de estudio (Modificado de Ortega-Gutiérrez et al., 1999, en Navarro, 2010).

## 2.3 Litoestratigrafía

### 2.3.1 Paleozoico; el Complejo Acatlán

El Complejo Acatlán constituye la unidad litoestratigráfica más antigua del Terreno Mixteco (Ortega-Gutiérrez, 1978). Es un ensamble de rocas metamórficas de origen ígneo y sedimentario del paleozoico que han sido deformadas y metamorfozadas con distintas intensidades. Muchas unidades de este complejo han sido fechadas ampliamente y registran una historia compleja de magmatismo, sedimentación y deformación ocurrida desde el Ordovícico hasta principios del Pérmico (Santa María, 2009).

Este complejo paleozoico fue dividido litoestratigráficamente en dos Subgrupos: Petlalcingo y Acateco, y por 3 unidades que cubre en discordancia a los dos subgrupos (Ortega-Gutiérrez et al., 1999).

El Subgrupo Petlalcingo está compuesto por tres unidades: La Migmatita Magdalena en la base, La Formación Chazumba en medio, y la Formación Cosoltepec sobreyaciendo a las anteriores. Estas tres formaciones son en esencia de origen metasedimentario.

**La Migmatita Magdalena** consiste en una migmatita clásica; en ella el neosoma y el paleosoma se mezclan, o este último se encuentra conservado como estratos y cuerpos resistentes de anfíbolita, piroxenita y mármol. Tomando en cuentas estas características, el paleosoma puede ser en su mayor parte de origen sedimentario y de composición margoso-calcáreo. El neosoma es de composición diorítico-tonalítica.

**La Formación Chazumba** está definida por esquisto de biotita con intervalos de cuarcita y algunos intervalos pelíticos. Hacia su parte media existe un cuerpo de metagabro diferenciado que aflora en forma de una estructura irregular y masiva que confiere un color marrón al suelo que cubre (Ortega-Gutiérrez, 1978).

**La Formación Cosoltepec** (Ordovícico?) con litología diversa es sin duda la unidad más extensa de todo el Complejo Acatlán y se constituye por intercalaciones de anfíbolita y cuarcita en su parte basal, esquisto de mica y gránate en su porción media y filita alternada con cuarcita en la porción superior. Los protolitos de las tres unidades probablemente han derivado de fuentes grenvillianas como el Complejo Oaxaqueño (Navarro, 2010).

Las rocas originales del Subgrupo Petlalcingo debieron corresponder a una secuencia marina probablemente pelágica de grauvaca, lutita, pedernal y escaso carbonato asociada con vulcanismo e intrusiones máficas (Ortega-Gutiérrez 1978).

El Subgrupo Acateco incluye dos formaciones: Xayacatlán y Tecomate.

**La Formación Xayacatlán** está caracterizada por metamorfismo de alta presión; se compone de esquistos de granate y mica blanca, esquistos verdes y anfibolitas, metagabros y esquistos pelíticos (Ortega-Gutiérrez, 1978), mientras que la **Formación Tecomate** es una secuencia de pelitas y semipelitas bandeadas, metagrauvacas, meta-arcosas, de un miembro conglomerático compuesto por cantos deformados, principalmente graníticos y volcánicos; otro miembro está compuesto por metacaliza con fragmentos de invertebrados marinos y crinoides fósiles (Ortega-Gutiérrez 1978). La edad del depósito es probablemente Devónico Medio-Tardío, con base en la presencia de fósiles del Cámbrico a pre-Mississípico (crinoides) y por la presencia de clastos de los granitoides Esperanza del Silúrico-Ordovícico (Yañez et al., 1991).

**La Unidad Granitoides Esperanza** está Constituida por rocas graníticas, aplíticas y pegmatíticas que están en contacto con el subgrupo Acateco, con una relación de aparente intrusión. De acuerdo con Hernandez-Espriú et al. (2002), los Granitoides Esperanza se encuentran representados, en su gran mayoría, por una roca compacta de color parda clara con tonos rosas compuesta por un metagranito con megacristales de ortoclasa, albita metamórfica, mica blanca, granate, clorita, escasa turmalina y rutilo. Los megacristales de feldespato alcalino se pueden distinguir elongados y fuertemente deformados, producto de la alta deformación en condiciones dúctiles, a la que estuvieron sometidas estas rocas a lo largo de su compleja historia geológica.

**Unidad Tronco de Totoltepec** fue descrita y nombrada por Fries y colaboradores en 1970, como un cuerpo intrusivo clasificado como trondhjemita.

**Unidad Diques San Miguel** está conformada por intrusiones tabulares que incluyen tonalita de hiperstena, granito de muscovita y granate, granito de biotita, pegmatita y aplita.

Talavera Mendoza y colaboradores (2005) hicieron separaciones de algunos grupos que conforman al Complejo Acatlán. Los Granitoides Esperanza lo separaron en dos secuencias: Tecolapa (Grenvilliana) y Granitoides Esperanza (Ordovícico). La Formación Tecomate también la subdividieron en dos: la Formación El Rodeo (Neoproterozoico-Ordovícico Temprano) y la Formación Tecomate (Pérmico Temprano) y a la Formación Xayacatlán en dos: Formación Xayacatlán (Neoproterozoico- Ordovícico Temprano) y Esquistos Ixcamilpa (Ordovícico Medio).

### **2.3.2 El Jurásico Medio: Formación Tecomazúchil**

Sobreyaciendo al Complejo Acatlán se encuentra la Formación Tecomazúchil Pérez Ibargüengoitia y colaboradores (1965), definieron de manera informal a la Formación Tecomazúchil como una intercalación de areniscas, limolitas, lutitas y conglomerados, de origen continental que afloran en las cercanías de Texcalapa, Puebla; dando como localidad tipo el río Tecomazúchil, donde aflora dicha secuencia.

La litología de que se compone la Formación Tecomazúchil corresponde con una secuencia de intercalaciones de conglomerados, conglomerados arenosos, areniscas conglomeráticas, limolitas y lutitas, cuyo contenido fosilífero la sitúa dentro del Jurásico Medio. Hacia la parte basal de la denominada Formación Tecomazúchil, a la altura de Petlalcingo y en San José Chapultepec-Texcalapa se encuentran grandes capas de conglomerados con fragmentos de roca elongados cuyos ejes largos son de hasta 25 cm, principalmente de cuarzo metamórfico y en menor proporción de rocas metamórficas y areniscas, incluidos en una matriz arenosa, que alternan con capas de areniscas conglomeráticas (Pérez Ibargüengoitia et al., 1965 y Caballero Miranda et al., 1989).

Caballero Miranda (1990) propone que la formación se divida en dos subunidades debido a que existe una discordancia angular y a diferencias en el grado de cementación de la formación.

La parte basal de la formación presenta una intercalación de conglomerados arenosos y areniscas conglomeráticas, con estratos que varían en espesor, entre los 40 cm y hasta 1.2 m. Estas intercalaciones descansan sobre el Complejo Acatlán de forma paralela a la orientación de la foliación.

El resto de la formación está constituida por una secuencia terrígena arrítmica de colores beige a gris claro, donde predominan las capas de areniscas y areniscas conglomeráticas, con espesores que varían entre los 20 y hasta los 60 cm, incluyendo dentro de ellos de manera esporádica, cuerpos lenticulares de conglomerados arenosos que corresponden con rellenos de canal de pequeña magnitud. De forma incipiente se presentan intervalos de limolitas, lutitas y areniscas de grano fino de mayor espesor en las que Mendoza Rosales (2002), reporta la presencia de gasterópodos del Jurásico en las cercanías de Santiago Chilixtlahuaca, Silva Pineda (1978) reporta la presencia de flora fósil, a partir de muestras recolectadas en las inmediaciones de Texcalapa y Ayuquila (Grimaldo, 2010).

Los cambios en la energía del depósito es uno de los factores que influyeron en la acumulación de los distintos tipos de roca; se aprecian eventos, tanto de aumento como de disminución de la misma. Estas variaciones de energía se ven reflejadas en las intercalaciones de conglomerados con areniscas que varían en granulometría desde muy gruesas hasta las finas e incluso horizontes de limolitas y lutitas (ibídem).

Los principales tipos de roca que componen esta formación son:

Lutitas (10%) que presentan una variedad de colores, desde rojizos, pasando por amarillos claros y pardos oscuros, además estas rocas contienen una gran cantidad de restos de flora fósil y horizontes carbonosos.

Limolitas (15%) de colores beige a gris claro, con algunos horizontes verdosos. Algunos de sus intervalos contienen flora fósil y carbón.

Arenisca (50%) de color pardo claro, en su mayoría, y colores rojizos y blancos hacia la cima de la secuencia sedimentaria. Algunos de sus horizontes contienen

restos de troncos y hojas. Los clastos identificables que conforman a las areniscas son principalmente de cuarzo metamórfico, subred ondeados a subangulosos, de hasta 2 mm; algunas capas presentan en promedio 6% de matriz arcillosa y otras poco más del 15%, por lo que se consideran grauvacas, esto se aprecia en las láminas delgadas. El cementante persistente en las areniscas y grauvacas de la Formación Tecomazúchil, es sílice, carbonato de calcio y óxido de hierro. Las porciones más finas presentan estratificación cruzada, lo que denota cambios en la dirección del aporte.

Conglomerados (25%) presentan colores que varían del gris claro al pardo claro; están conformados por clastos de esquistos, cuarzo metamórfico subredondeado, restos de areniscas, lutitas y limolitas con diámetros de hasta 5 cm; todos estos, soportados en una matriz arenosa de grano medio a grueso; los espesores de estos cuerpos de conglomerados varían desde los 40 cm y hasta 1.2 m.

Caballero Miranda y colaboradores (1989), reportan un espesor de 600m, para esta formación, en la sección que aflora a lo largo de la carretera que llega a San Francisco Yosocuta, Oaxaca; sin medir la porción superior, la que estimaron del orden de 150m. Sin embargo, estos autores afirman que esta formación no está expuesta en su totalidad y calculan un espesor máximo de 1200m.

El ambiente de depósito que propone Caballero Miranda (1990), es el de un sistema fluvial con desarrollo de canales y posibles intercalaciones de abanicos aluviales en facies distales, además del desarrollo de planicies de inundación; ambos dispuestos de manera entrelazada.

Las principales fuentes del aporte de sedimentos de la Formación Tecomazúchil fueron las rocas del Complejo Acatlán y clastos de la base de esta misma secuencia, expuestas a la erosión. Estos fueron depositados a lo largo de un graben generado por un sistema de fallas, producto de la deformación por extensión relacionada con la disgregación de la Pangea (Caballero Miranda et al., 1989).

La flora fósil encontrada en los estratos de granulometría más fina, denota un ambiente de depósito en condiciones de clima cálido y húmedo, con menor energía, acumulada después de intensos periodos de precipitación pluvial.

El contacto inferior de la Formación Tecomazúchil es con el Complejo Acatlán de manera discordante y por medio de un sistema de fallas laterales, producto de la tectónica imperante en la zona de estudio. El contacto superior es concordante y transicional con la Formación Chimeco y discordante de bajo ángulo, con las rocas mesozoicas de la Formación Teposcolula y de la Unidad Solano.

Debido a que los alcances estratigráficos de la flora fósil encontrada dentro de la Formación Tecomazúchil, son bastante amplios, no se puede determinar la edad precisa de la misma, pero considerando que su contacto superior es transicional con rocas marinas del Oxfordiano de la Formación Chimeco, se le puede situar en el Jurásico Medio y se considera contemporánea, por lo menos y en parte, con el Grupo Tecocoyunca (Caballero Miranda, 1990).

### **2.3.3 Jurásico Superior: Formación Chimeco, Formación Mapache y Formación Solano**

#### **Formación Chimeco**

Sobreyaciendo a la Formación Tecomazúchil se encuentran dos conjuntos de rocas de origen marino del Jurásico Superior: el primero conocido como Formación Chimeco y el segundo, conocido como Formación Mapache, de 600 m de espesor máximo entre ambas formaciones (área de Texcalapa, Puebla), y que se acuña hacia Santiago Chilixtlahuaca (Pérez Ibarguengoitia, 1965).

Al oeste de Huajuapán de León, (Caballero Miranda, 1990), aflora otro conjunto de rocas de origen marino del Jurásico Superior, llamada Unidad Solano.

De acuerdo con Pérez Ibarguengoitia y colaboradores (1965), la Formación Chimeco se compone de una secuencia de capas de calizas con un espesor que varía de 100 y hasta 350m, que se encuentra sobre la Formación Tecomazúchil en

contacto transicional; subyacen concordantemente a la Formación Mapache en su localidad tipo, situada entre Petlalcingo y Texcalapa.

La litología de esta formación está constituida, en la parte inferior, por calizas arenosas, areniscas calcáreas y oospatita, mientras que en la parte superior está constituida por caliza arenosa y caliza arcillosa, con equinoides, pelecípodos y rellenos de gusanos (Pérez Iburgüengoitia et al., 1965).

De acuerdo a Caballero Miranda (1989), en la base de esta formación se observa, en la región sur, un cuerpo delgado, no reportado previamente, constituido por limolita arenosa y lutita de color purpura con porciones verdosas; el cual resulta de gran utilidad como marcador para reconocer las repeticiones, debido al fallamiento de tipo normal, al que fueron sometidas las formaciones Chimeco y Mapache.

Alencaster y Buitrón (1965), determinaron la edad de esta formación como oxfordiana debido a la presencia de equinoides de la especie *Cidaris submarginata* y los siguientes pelecípodos: *Cucullaea sp.*, *Parallelodon (Grammatodon) montanayensis*, *Modiola maloniana*, *Pinna quadrifrons*, *Lima comatulicostosa*, *Gryphaea mexicana*, *Myophorella* (sinon. *Trigonia*) *sologureni*, *Astarte posticalva*, *Eomiodon microphyes* y *Pholadomya hemicardia*, *Ph. protei* y *Ph. fidicula*. Varios de estos pelecípodos son de hábitats litorales como la *Modiola sp.* y *Pinna sp.*, que son mitílidos, grupo que se caracteriza por ser euryhalinos tolerantes a rangos de salinidad que varían desde la salinidad marina normal a salinidades de aguas salobres (Raup y Stanley, 1978).

De acuerdo con Pérez Iburgüengoitia y colaboradores (1965), todos los fósiles se encuentran en la parte superior de la formación. No obstante también se han encontrado organismos estenohalinos que solo toleran aguas salinas marinas con angostos rangos de variabilidad, como los *Cidaris sp.*

Por las características descritas de la fauna encontrada y la litología, sugieren un ambiente litoral de alta energía en un inicio, con aporte de corrientes fluviales, lo que proporcione los sedimentos suficientes para el depósito de las lutitas y

limolitas arenosas de la base y el desarrollo de ooespatitas además de la ausencia de fósiles en la parte inferior. Después, la energía fue menor, con influencia de aguas dulces, en las cercanías de la desembocadura de una corriente fluvial, la que aportó mayor proporción de material fino al final, en virtud de la mayor cantidad de arcilla existente en la parte superior de la formación, lo que permitió una mayor preservación de restos orgánicos. Estos aportes fueron de menor influencia durante ciertos intervalos, de manera que, pudieron desarrollarse los equinoides, que son intolerantes a las aguas salobres. La ausencia de amonitas y otros organismos planctónicos denota una comunicación sumamente restringida al mar abierto (Caballero Miranda et al, 1989).

### **Formación Mapache**

Esta formación fue designada con este nombre por Pérez Iburgüengoitia y colaboradores en 1965. Está constituida principalmente por una secuencia calcárea arcillosa de aproximadamente 350 m de espesor. Su localidad tipo es la Barranca del Mapache que se ubica al norte del camino entre Petlalcingo y Texcalapa. Hacia la base de esta se encuentra una caliza recristalizada de color marrón y sobre esta se tiene una biomicrudita con abundantes moldes de pelecípodos y amonoideos. Sobreyace concordantemente a la Formación Chimeco y subyace discordantemente a una secuencia de calizas del Albiano-Cenomanian.

La fauna reportada en el área Texcalapa-Petlalcingo por Alencaster y Buitrón (1965) es indicativa de una edad Kimmeridgiano-Portlandiano (Jurásico superior) y se incluyen pelecípodos, braquiópodos, gasterópodos, corales y amonoideos, los cuales, a excepción de los amonites, son indicativos de ambientes de aguas someras cercanas a la costa y sumado a la litología apuntan a un ambiente costero de aguas tranquilas relacionado con un ambiente de laguna litoral con comunicación intermitente al mar abierto y con aportes fluviales que llevo en suspensión material fino (Caballero Miranda 1990). La Formación Mapache se relaciona con la Formación Solano y se presenta siempre con la Formación Chimeco para conformar una secuencia continua (Navarro, 2010).

## Formación Solano

Unidad descrita por Caballero Miranda (1990) constituida por caliza, caliza arcillosa y marga que afloran en los alrededores de los poblados Solano y Rancho Jesús, al oeste de Huajuapán de León. Esta unidad está compuesta principalmente de calizas de textura mudstone a wackestone, localmente recristalizada o dolomitizada. En su parte media-superior alterna con caliza arcillosa, marga y caliza negra con alto contenido de materia orgánica, compuesta por kerógeno sapropélico amorfo aparentemente derivado de algas (López Ticha 1985).

En diversos afloramientos de la unidad, se observa estructura laminar y en las partes más calcáreas la laminación se presenta contorsionada, entre los estratos se observan valvas sueltas de pelecípodos que se encuentran en posición normal e invertida (Caballero Miranda, 1990). El contacto inferior con la Formación Tecamazúchil es discordante y el contacto superior con la Formación Teposcolula es concordante al norte del poblado Rancho Jesús (Navarro, 2010).

La Formación Solano se encuentra en gran parte cubierta por clásticos terciarios (Formación Huajuapán), lo que impide observar con claridad sus contactos, sin embargo Caballero Miranda (1990) infiere su espesor de aproximadamente 500 m. La edad de esta formación se asigna a la parte más alta del Jurásico Superior en virtud de la presencia de los amonites *Virgatosphinctes sp* y *Substeueroceras sp* (Caballero Miranda, 1990).

Las características litológicas y contenido fosilífero permiten interpretar un ambiente de depósito marino de aguas tranquilas con comunicación al mar abierto, donde ocurrieron episodios de rápida sedimentación, lo que propició la conservación de materia orgánica (Caballero Miranda, 1990). Esta formación se correlaciona con la Formación Mapache, constituyendo un cambio de facies lateral y presenta un intenso plegamiento en la parte media donde se intercalan calizas y lutitas calcáreas (Navarro, 2010).

#### **2.3.4 Cretácico: Formación Teposcolula**

Salas (1949), fue el primero en proponer informalmente a la Formación Teposcolula, asignándola al Jurásico Superior sin señalar evidencias: el mismo manejo le dio Erben (1956), quien la asignó al Oxfordiano, de igual manera y sin evidencias (Grimaldo, 2010).

Posteriormente Ferrusquía Villafranca (1976), la describe y define formalmente reportando la presencia de diversos géneros de foraminíferos, tintinidos, gasterópodos y pelecípodos, todos del Cretácico. El autor sugiere como más probable que este grupo de organismos representen el intervalo Albiano-Coniaciano.

De acuerdo con Caballero Miranda (1990), en el área estudiada, se distinguen dos partes. La primera y más ampliamente expuesta, es esencialmente calcárea, con cuerpos de calizas de textura mudstone a packstone con nódulos de pedernal, que localmente se encuentra recristalizada o dolomitizada y hacia el poblado Solano se observa una brecha calcárea con bandas de pedernal. Debido a la naturaleza de su composición, la topografía de la zona presenta una serie de altos conformando un cordón serrano cortado por profundas barrancas, como la barranca Otate y la del Boquerón. La segunda parte es de tipo calcárea, con horizontes arcillo-arenosos; contiene caliza arcillosa, caliza limosa, arenisca calcárea, marga y caliza masiva. En toda la unidad se presentan pelecípodos, rudistas, gasterópodos, equinoides, miliólidos, foraminíferos rotálidos y foraminíferos textuláridos.

El espesor se ha estimado de 400 m al oeste de Petlalcingo (Pérez Iburgüengoitia *et al.*, 1965) y de hasta 800 m a la altura de las barrancas El Mirador y El Boquerón. El espesor máximo estimado por Caballero Miranda (1990), es de 1000 m en la sección de la barranca El Boquerón. El contacto inferior en el área, es discordante con las unidades jurásicas.

Tomando como base el contenido fosilífero reportado en Petlalcingo - Texcalapa, Puebla (Pérez Iburgüengoitia *et al.*, 1965), se le ha asignado una edad correspondiente al Albiano-Cenomaniano, donde solo aflora la parte inferior. Pero, de acuerdo con Caballero Miranda (1990), este intervalo se amplía al Albiano-

Turoniano si se toman en cuenta los fósiles presentes en la parte superior: *Giyphaea graysonana*, del Cenomaniano, colectada por la autora citada, entre Zapotitlán Palmas y Huajuapán de León, Oaxaca y determinados por Buitrón (1988), que corresponde con *Hippurites resectus mexicanus*, del Turoniano, también reportado por Erben (1956), en localidades pertenecientes a este nivel estratigráfico, situadas entre Chila de las Flores, Puebla y Zapotitlán Palmas, Oaxaca.

El ambiente de depósito de esta formación se interpreta como de aguas claras, cálidas y someras de plataforma, con influencia de terrígenos hacia su parte superior; los niveles en los cuales se encuentran depósitos de brechas carbonatadas pueden corresponder a episodios esporádicos de emersión y erosión subaérea, en el marco de un relieve contrastado (Caballero Miranda, 1990). Para reforzar la idea de un relieve contrastado durante ciertos lapsos de tiempo, Ferrusquía Villafranca (1976) reporta comunidades fósiles tanto neríticas como epipelágicas.

### **2.3.5 Cenozoico: Formación Huajuapán**

En la zona de Huajuapán, Salas (1949) agrupó todas las rocas continentales del Paleógeno dentro de una unidad y describió "una serie de areniscas, cenizas volcánicas, arcillas arenosas y capas de conglomerados y brechas que ocurren interestratificados en la sección" a la cual nombro las Capas Huajuapán. Este autor observó que la base de las Capas Huajuapán está formada por conglomerado con clastos de rocas mesozoicas e ígneas. En esta misma zona, Erben (1956) dividió las Capas Huajuapán en tres miembros; (1) el "miembro Catarina" para el conglomerado basal, (2) el "miembro Tezoatlán" que corresponde a toba, arenisca, y otros depósitos clásticos y (3) el "miembro volcánico" para los derrames de lava y tobas en la cima de la sucesión. Erben también observó que el contacto superior del conglomerado con las rocas volcanoclásticas es discordante, mientras que en otras áreas cercanas, es concordante o transicional (Petlalcingo - Ortega-Gutiérrez, 1970; Mariscalá - Ruiz-Castellanos, 1970).

Posteriormente Martiny Kramer (2008) observo que las unidades conglomeráticas están en la base de la sucesión cenozoica, y afloran principalmente en las márgenes de la depresión cenozoica, en los contactos con unidades más antiguas, o alrededor de altos topográficos formados por pliegues mesozoicos. El área fuente de estas rocas estaba formada por altos topográficos de rocas del basamento, o rocas mesozoicas que fueron levantadas por procesos de plegamiento o fallamiento durante la Orogenia Laramídica. Los conglomerados representan los primeros depósitos no plegados y presentan echados relativamente suaves. Descansan discordantemente sobre rocas del Mesozoico o Paleozoico, aunque cercano al límite sur de la falla de Caltepec, observó un conglomerado en la base de la sucesión del Paleógeno con clastos de milonita, caliza y de granitoide (posiblemente del granito Cozahuico), descansando sobre el Complejo Oaxaqueño. Los conglomerados generalmente están cubiertos, en contacto concordante o transicional por rocas volcaniclásticas del Paleógeno, indicando un cambio gradual de un evento erosivo a un evento volcánico.

Observó también diferentes facies en los conglomerados, con variaciones en la cantidad y el tipo de matriz. Algunos son densos con poca matriz, es decir, soportados por clastos, y otros soportados por la matriz. La matriz puede ser calcárea o arenosa con un componente importante de material volcánico, particularmente en la parte superior de la unidad cerca de la parte transicional con la unidad volcaniclástica sobreyacente. Algunos conglomerados muestran una fracción arenosa significativa que puede presentar estructuras internas como paleocanales y estratificación cruzada. Es importante mencionar que en algunas localidades se observan varios tipos de conglomerado, con diferencias en el tamaño y la litología de los fragmentos y, a veces, se presentan dos conglomerados distintos con un contacto concordante erosional entre ellos. Sin embargo, predominan conglomerados calcáreos soportados por matriz. Mal seleccionados con clastos subredondeados a subangulares, de tamaño grava (guijas y gránulos). Martiny Kramer designo informalmente como "conglomerado Huajuapán" a las unidades clásticas con dichas características que afloran en el

área general de Huajuapán, en el límite occidental de la depresión de acumulación de las rocas continentales del Paleógeno.

Asimismo señalo que la fracción lítica del conglomerado Huajuapán es predominantemente calcárea, en algunos sectores también contienen clastos de otras unidades más antiguas, incluyendo arenisca y limolita de las unidades mesozoicas, cuarzo del Complejo Acatlán y, en menor cantidad, rocas volcánicas intermedias de textura porfídica. Los fragmentos líticos generalmente miden menos de 10 cm predominando líticos de < 5 cm, aunque en algunas localidades llegan hasta 20 cm. La forma de los clastos generalmente varía de redondeada a subangular, indicando variaciones en la distancia a su fuente y tipo de transporte. La estratificación de los conglomerados varia de incipiente a bien desarrollada, y el espesor de los estratos es variable, desde varios centímetros hasta varios metros. Esta unidad tiene una position estructural subhorizontal, llegando a una inclinación leve, generalmente <10°, aunque llega a ser mayor cerca de algunas fallas. El espesor de la unidad conglomerática es variable, desde unos cuantos hasta decenas de metros. A continuación se presenta una descripción de los depósitos clásticos en algunas localidades.

El conglomerado alcanza un espesor apreciable en el área de Tezoatlán, al sur de Huajuapán. Al norte de Tezoatlán, el espesor estimado es mayor de 80 m. Se observa un conglomerado basal rojizo con fragmentos líticos de las rocas mesozoicas sedimentarias subyacentes y algunos de rocas metamórficas, y un conglomerado superior menos rojizo con fragmentos líticos de las rocas mesozoicas y en menor cantidad rocas volcánicas porfídicas intermedias. El contacto entre los dos conglomerados es discordante. El conglomerado superior Tiene un contacto transicional con las unidades volcaniclásticas que lo cubren, en donde se observan lentes de conglomerados (Martiny Kramer, 2008).

En Zapotitlán Palmas, al noroccidente de Huajuapán, los depósitos clásticos están constituidos por varios estratos de conglomerados y areniscas que se distinguen por variaciones en la litología y el tipo y tamaño de grano. En la parte inferior

predomina arenisca con lentes conglomeraticos y estratificación cruzada, con una unidad intermedia conglomerática que contiene fragmentos de pedernal, cuarzo lechoso y, en menor cantidad, rocas volcánicas. La fuente de los fragmentos de roca volcánica no ha sido establecida, pero los fragmentos de cuarzo probablemente derivaron del Complejo Acatlán, que aflora actualmente a unos 5 km al norte. En la parte superior de la unidad se presenta un conglomerado oligomítico, con clastos de caliza, e intercalaciones de depósitos tobaceos. Las variaciones en litología, granulometría, estructuras, y la presencia de una superficie de erosión en la base del conglomerado calcáreo indica más de una etapa de depósito, pero no se conoce el tiempo transcurrido entre cada una (ibídem).

Sobreyaciendo a los conglomerados del paleógeno Martiny Kramer describio dos unidades volcánicas, a las que designa informalmente como: *Unidad Volcánica Inferior (UVI)* y *Unidad Volcánica Superior (UVS)*.

La UVI está constituida por rocas piroclásticas y epiclásticas, generalmente de composición silícica, y la UVS es de composición intermedia formada por derrames de lava y brechas volcánicas. Además se observaron cuerpos subvolcánicos de tipo hipabisal y composición intermedia emplazados a todos los niveles de la sucesión, aunque son más abundantes en la unidad inferior.

Las capas de la UVI se encuentran en una posición subhorizontal o ligeramente inclinada con echados de hasta 20°, aunque cerca de algunas fallas puede aumentar la inclinación de las capas por efecto del arrastre. El espesor de la UVI es variable y es posible encontrar una fluctuación desde algunos metros hasta 300 m, aunque el espesor de esta unidad generalmente es <70 m. Por ejemplo, la unidad inferior tiene un espesor de aproximadamente 30 m en Zapotitlán Palmas y en el área de Tezoatlán, mientras que hacia el norte en el área de Cuautepec los espesores calculados son de 180m.

Los depósitos piroclásticos de la UVI incluyen depósitos de flujo y de caída. También se observan avalanchas de escombros en algunas zonas, por ejemplo, en la parte superior de esta unidad entre Huajuapán y Tamazulapán, donde posiblemente pudieron haberse originado del colapso de una estructura central grande en esta zona. Los depósitos de caída están constituidos por pómez, ceniza, y fragmentos líticos. En general son depósitos bien clasificados con un aspecto granular y sin matriz. Algunos depósitos presentan una cierta cohesión. El tamaño de grano es variable y comúnmente se presenta una alternancia de estratos de material fino y más grueso.

La estratificación presenta una alternancia de estratos de material fino y más grueso. La estratificación también es variable, de fina a masiva. Se observaron algunos depósitos con gradación, aparentemente depositados en un medio acuoso. El color de los depósitos varía, y puede ser gris, gris claro, o de tonos rojizos, verdes y amarillentos. Los depósitos de flujo presentan diferencias en el grado de selección, consolidación, y soldamiento. El color de los depósitos varía y se observan capas de color blanco, gris, verde, rosa o rojizo al fresco, y gris a gris oscuro con tonos verdosos o rojizos al intemperismo. Los flujos piroclásticos que observo están mal seleccionados, sin estructuras internas, y presentan diferentes grados de soldamiento. En algunos casos forman estratos masivos tabulares, que resaltan respecto al resto de la UVI por su color, que generalmente es más claro (blanco, o gris, rosa o verde claro), y porque forman mesetas o escarpes verticales por ser más resistentes a la erosión. En algunas localidades, por ejemplo en Zapotitlán Palmas, se presentan varios depósitos de flujo que varían de 0.2 a 3 m en espesor, intercalados con depósitos volcánoclasticos más deleznales, y se observan principalmente en la parte superior de la UVI.

Las capas epiclasticas son depósitos derivados de las rocas piroclásticas que fueron resedimentadas. Están débilmente consolidadas, son de color rosa, rojo, blanco, verde, pardo o amarillo pálido y, en algunas localidades, presentan estructuras como paleocanales y estratificación cruzada. Los clastos líticos son

subredondeados o redondeados y comúnmente alterados. Los cristales generalmente están fragmentados y las esquirlas de vidrio, rotas y alteradas. Estos componentes se encuentran en una matriz alterada.

Los datos obtenidos indican que el evento magmático en esta región inicio en el límite Eoceno - Oligoceno que continuo hasta por lo menos el final del Oligoceno temprano.

La UVS está constituida por derrames de lava de composición intermedia y autobrechas intercaladas que constituyen la parte superior de la sucesión volcánica, cubriendo a las rocas volcanoclásticas de la UVI. Estas rocas se asocian a varios aparatos volcánicos.

Esta unidad forma un paquete grueso, particularmente en el sector norte de la zona volcánica, en la parte central de la depresión entre Huajuapán y Tamazulapán y en el área de Monte verde. Está caracterizada por varios pulsos de erupción que en algunas zonas produjeron apilamientos de por lo menos 15 derrames de lavas y autobrechas, con un espesor total estimado en 500 m, o más en algunas localidades. Representan las elevaciones principales de la región, típicamente entre 2000 y 2500 m sobre el nivel del mar, aunque las elevaciones máximas de las rocas volcánicas en este sector son > 3000 m.

Las lavas son intermedias y más máficas que las rocas piroclásticas de la UVI. Predominan andesitas basálticas y andesitas aunque también se presentan dacitas, principalmente en el sector sur del campo volcánico. La composición de las rocas hipabisales es similar.

Las autobrechas son más resistentes al intemperismo que los derrames y suelen formar paredes verticales. Las autobrechas son depósitos masivos y seleccionados, con fragmentos líticos angulares y bloques de andesita y andesita basáltica que son idénticos a los que se encuentran en las lavas del área, la matriz en la que están embebidos los bloques es generalmente lávica.

La UVS cubre en contacto transicional concordante a las unidades piroclásticas y en ciertas localidades es muy común observar intercalaciones de rocas piroclásticas, particularmente de composición intermedia con escoria, intercaladas con derrames en este contacto. El contacto superior generalmente está expuesto, aunque al sur de Tamazulapan la parte superior de esta unidad esta intercalada con depósitos lacustres constituidos por caliza silicificada, arenisca y limolita de la Formación Chilapa. La unidad superior de lavas y autobrechas se considera aparentemente equivalente al miembro volcánico de Erben (1956), la Formación Miltepec de Ortega-Gutiérrez (1970), y la Andesita Yucudaac y Andesita San Marcos de Ferrusquia-Villafranca (1976).

Se han publicado algunas edades K-Ar de roca total y matriz volcánica para los derrames de esta región. Ferrusquia-Villafranca *et al.* (1976) publicaron una edad K-Ar en roca total de  $28.9 \pm 0.6$  Ma para la Andesita Yucudaac entre Tamazulapan y Yanhuitlan. En otro estudio sobre la geocronología y paleomagnetismo de las rocas volcánicas del área entre Zapotitlán Palmas y Huajuapán, las edades obtenidas varían de  $32 \pm 1$  a  $29 \pm 1$  Ma (cuatro edades de roca total y una edad de la matriz volcánica) (Galina Hidalgo *et al.*, 2003). Todas estas edades son compatibles con las encontradas por Martiny Kramer (2008).

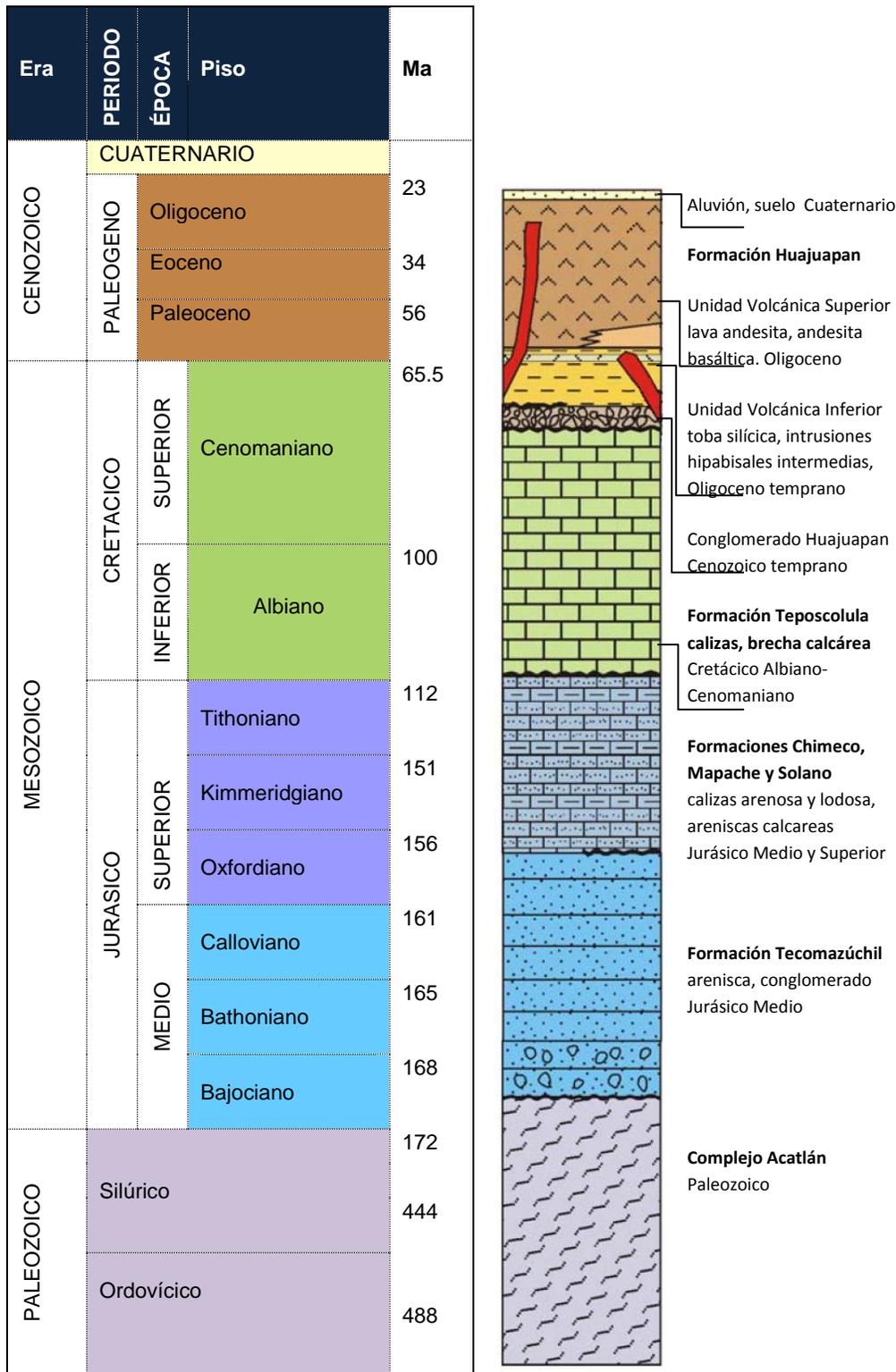
#### **Depósitos cuaternarios:**

Caliche: Costra calcárea de superficie rugosa formada sobre las rocas carbonatadas, que ocurre en la parte superior de las elevaciones de calizas y de los conglomerados calcáreos, afloran en toda la zona de estudio.

Terrazas aluviales: Depósitos de aluvión antiguos, posiblemente de inicios del Holoceno, dedicados a la práctica de la agricultura.

Aluvión: Depositados a lo largo de valles en zonas de baja pendiente algunos dedicados a cultivos agrícolas.

Tabla 2.1. Eras geológicas, periodos y épocas que han abarcado las distintas formaciones, unidades y grupos de la Cuenca alta de Yosocuta (la columna estratigráfica fue modificada de Martiny Kramer, 2008).



## **2.4 La evolución tectónica del complejo Acatlán, basamento del Terreno Mixteco**

### **El complejo Acatlán**

El Complejo Acatlán compone el basamento del Terreno Mixteco, sus características más distintivas son su intensa alteración metamórfica regional y su deformación extrema, que se manifiesta mediante una foliación compuesta, penetrante y posición que varía desde vertical hasta horizontal (Ortega-Gutiérrez, 1978). Sobreyaciendo al Complejo Acatlán se encuentran las secuencias sedimentarias del Paleozoico tardío. Sobreyaciendo a éstas se encuentran las rocas volcánicas y sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico. El origen y la evolución del Complejo Acatlán están referidos siempre a la evolución de los cinturones orogénicos paleozoicos, así como con los sistemas Apalachianos y al margen proto-Andino de Gondwana. Los sistemas paleozoicos mexicanos han sido mencionados como el producto final de una colisión continental entre Laurentia, Báltica y Gondwana, originando el supercontinente Pangea en el Paleozoico tardío (Santa María, 2009).

### **Evolución tectónica del complejo Acatlán**

Talavera Mendoza et al. (2005) basados en la geocronología de U–Pb en circones hechos a las distintas rocas que componen las formaciones del Complejo Acatlán, plantearon que las rocas metaígneas del Grenvilliano de la formación Tecolapa son las rocas más antiguas del Complejo Acatlán, esto indica que la fase más temprana de su evolución tectónica está ligada a la orogenia Grenville. Aunque las rocas del Grenvilliano están distribuidas por todo el mundo, la estrecha relación de la formación Tecolapa con la de Xayacatlán y El Rodeo que son formaciones que muestran afinidades con el antiguo continente de Laurentia, sugiere que dichas formaciones eran probablemente parte de la provincia Grenville de América del Norte.

Además las rocas metavolcánicas de la Formación El Rodeo muestran condiciones de arco y *rift* continental y la estrecha relación de las rocas de la

Formación El Rodeo con las eclogitas de la formación Xayacatlán así como la geoquímica de subducción y la firma isotópica, sugieren que el evento extensional que formó a El Rodeo se produjo dentro de un marco de subducción. Dado que la convergencia a lo largo del margen oriental de Laurentia se inició durante el Cámbrico tardío, una edad tardía Cámbrico-Ordovícico Temprano de rifting en El Rodeo parece razonable (Talavera Mendoza et al. 2005).

Las edades que el circón dendrítico sugiere que las Formaciones Xayacatlán y El Rodeo, se formaron cerca de Laurentia, probablemente al sur del bloque Avalonia. Una subducción dirigida hacia el este de la cuenca de Xayacatlán es compatible con la mayoría de los modelos propuestos para el Cámbrico tardío-Ordovícico inferior del arco peri-laurentiano del norte de los Apalaches.

El arco resultante debe haber operado en un *rift* del bloque Grenvilliano, lo que explicaría mejor la geoquímica y las formas isotópicas de las rocas de arco, las rocas de *rift* y las rocas provenientes de circones detríticos asociadas a la formación El Rodeo. El cierre de la cuenca de Xayacatlán resultó en una colisión arco-continental durante el Ordovícico temprano. Lo que produjo la yuxtaposición de la Formación Tecolapa, de la Formación El Rodeo y de los eclógicos de la Formación Xayacatlán. La edad de la yuxtaposición de estas unidades está limitada por la intrusión de megacristales granitoides (áreas Piaxtla y Tecomate) y leucogranitos (áreas Teticic y El Progreso).

Los protolitos de esquistos azules del complejo Acatlán muestran afinidades geoquímicas del OIB y el MORB, además los datos termobarométricos indican que estas rocas fueron metamorfizadas a unos 300 a 350°C y 5-7 kb. Y aunque no hay restricciones en la polaridad de esta subducción, se sugiere una inmersión hacia el este, ya que explica mejor la presencia de circones detríticos derivados de Laurentia (Talavera Mendoza et al. 2005).

El emplazamiento tectónico de los esquistos azules pudo ocurrir durante la orogénesis Salinian (Acatecan) en el Ordovícico-Silúrico temprano, que estuvo acompañado por el emplazamiento sintectónico de granitos de 442 a 440 Ma. Por

este tiempo, a mediados del proterozoico, el complejo Oaxaca estaba ubicado cerca de Gondwana, según lo indican las afinidades faunísticas de las unidades sedimentarias que cubren el Ordovícico-Silúrico de este complejo lo que impidió su participación en la génesis de las formaciones de alta presión del complejo Acatlán, como lo han propuesto otros investigadores (ibídem).

A fines del Silúrico-Devónico (416-386 Ma), se tiene que las eclogitas retroceden y las anfibolitas con granate son reflejo muy probablemente la sobre posición debida a un metamorfismo de edad Acadiana, que estuvo acompañado por el emplazamiento de granitos de La Noria (ibídem).

Los datos para la Formación Cosoltepec concuerdan en que la sedimentación en el margen noroeste de América del Sur corresponde a un ambiente de margen pasivo que existió durante el período Devónico. La evidencia disponible sugiere que la yuxtaposición de la Formación Cosoltepec con las formaciones Laurentidas (Ticolapa, El Rodeo, Xayacatlán y la Formación Ixcamilpa) se produjo después del Devónico, probablemente durante el Carbonífero, cuando América del Sur estaba cerca de América del Norte (ibídem).

Los sedimentos de las Formaciones Magdalena y Chazumba se acumularon en el Pensilvánico Tardío-Pérmico Temprano en una cuenca con piso de corteza oceánica. Esta cuenca se debió de haber situado entre América del Norte y América del Sur o al lado de las otras Formaciones de la Acatlán lo que explicaría la presencia de Laurentides y de circones detríticos de América del Sur.

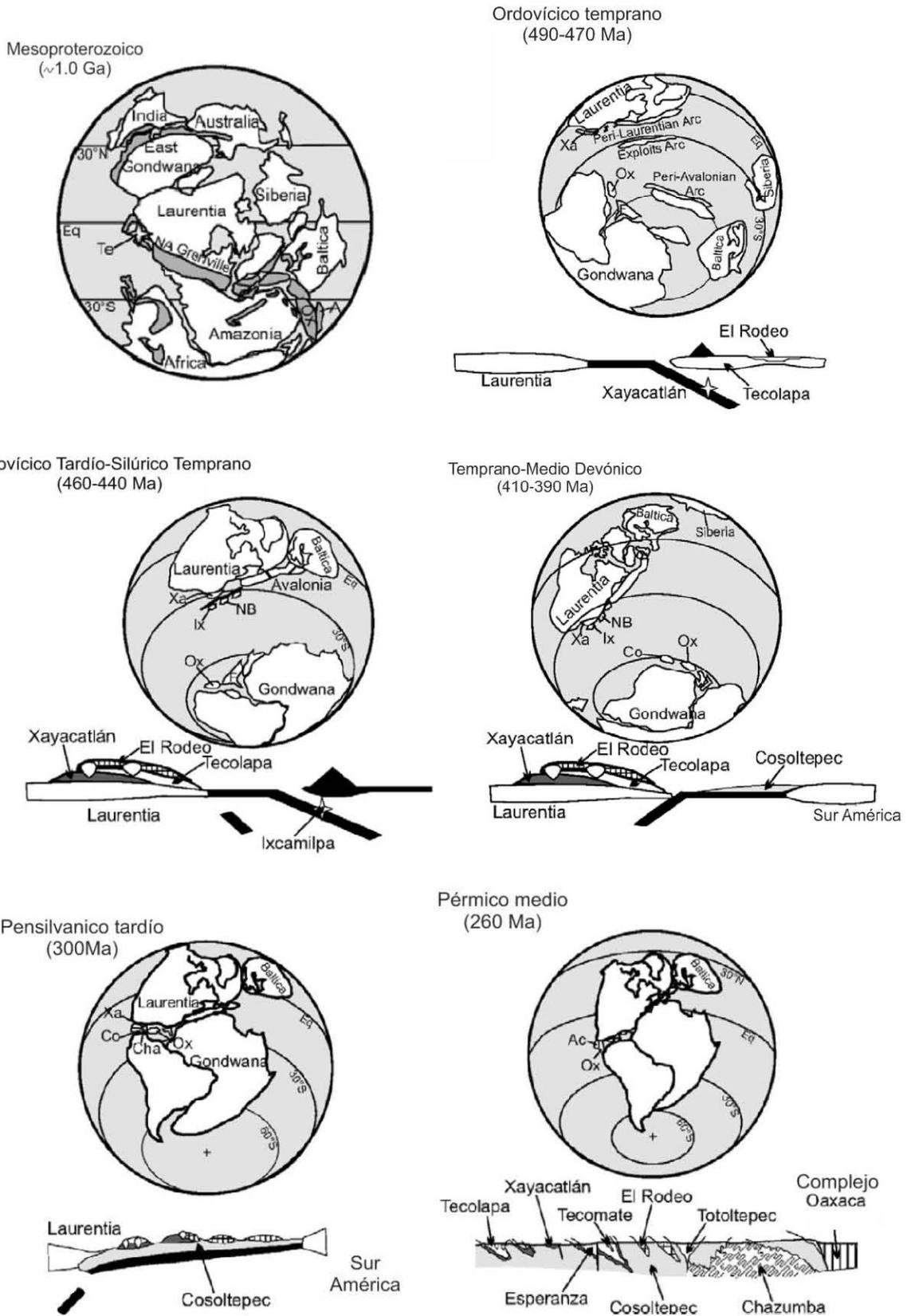


Figura 2.5. Reconstrucción paleográfica que muestran la ubicación probable de las unidades del complejo Acatlán y su entorno tectónico (Ilustración tomada de Talavera Mendoza et al. 2005).

La configuración real del Complejo Acatlán se logró en última instancia, mediante la fusión de las Formaciones Magdalena-Chazumba durante las etapas finales del ensamble de Pangea a finales del Pérmico. La deposición de la última cubierta sedimentaria paleozoica del Complejo Acatlán comenzó por el límite Devónico-Mississippi según lo indicado por los niveles inferiores de la Formación Patlanoaya y continuó hasta el Pérmico Superior (ibídem). Durante el jurásico temprano, las rocas de las formaciones Cosoltepec y Chazumba se vieron afectadas por metamorfismo que generó las migmatitas de la Formación Magdalena. Este evento tectonotermal ha sido interpretado recientemente como el resultado de una ruptura de pluma (*plume breaking up*) Pangea, y por la apertura del Golfo de México.

Otros investigadores han propuesto diversas teorías acerca de la ubicación de este complejo, a través del tiempo, el doctor Alfredo Santamaría hizo una recopilación de las propuestas que han hecho algunos de ellos (Santamaría-Díaz *et al.*, 2008).

Para Ortega Gutiérrez *et al.* (1999) el complejo Acatlán formó parte del Océano Lapetus en el Cámbrico-Ordovícico, mientras Keppie y Ramos (1999) plantearon que formó parte del Océano Rheico durante el Ordovícico-Devónico. Talavera Mendoza *et al.* (2005) y Vega-Granillo *et al.* (2007), ubican al Complejo Acatlán entre Laurentia y un arco en el mar Bay Verte, en el Lapetus y en el Océano Rheico. Las rocas que componen al Terreno Mixteco se ha propuesto que se formaron en un margen pasivo según Ramírez-Espinosa (2001) o trinchera y depósitos de frente de un arco según Ortega-Gutiérrez *et al.* (1999) y en zonas de trinchera-arco oceánico según Ramírez Espinosa (2001). Nance *et al.* (2007) determinaron que las rocas del Complejo Acatlán formaron parte del Océano paleo-Pacífico y son vestigio del Océano Rheico, y registran una historia de rifting, magmatismo, subducción, colisión, asociados con la amalgamación y rompimiento de Pangea. Middleton *et al.* (2007) realizaron trabajos estructurales y geocronológicos del Litodema de Asis, de esos datos obtuvieron que las rocas que lo conforman registran una exhumación en el Devónico-Carbonífero seguido de

una subducción que se relaciona más con el origen del Océano Rheico que con el de Lapetus. Keppie et al. (2008) proponen una interpretación sobre el origen del registro geológico paleozoico del sur de México, indican que se formó y junto a ellos Oaxaquia sobre el margen noroeste de Gondwana en dos ambientes tectónicos: a) un ambiente de plataforma-rift en el Cámbrico-Silúrico sobre la margen sur del Océano Rheico, b) un ambiente de margen activo en el Océano Pacífico en el Devónico-Pérmico.

## **2.5 El Mesozoico**

Durante el lapso de tiempo comprendido entre el Triásico y el Jurásico Temprano el registro marino está completamente ausente, dando cabida a un periodo de emersión asociado a una tectónica de fallamiento normal relacionado con la apertura del Golfo de México y la rotación de Norteamérica al NW y el desplazamiento del bloque de Yucatán hacia el sur. La cubierta sedimentaria generada durante el Paleozoico continuo siendo erosionada durante todo este tiempo, quedando expuesto el Complejo Acatlán que presenta una gran variedad de rocas metamórficas con diferentes niveles de metamorfismo. La Unidad Diquiyú es la única evidencia que refleja un episodio de vulcanismo calcoalcalino durante este lapso de tiempo (Grimaldo Ávalos, 2010).

Para el Toarciense, el anterior régimen de levantamiento y erosión sufre un cambio gradual y se ve reflejado con los depósitos continentales, en la región sur perteneciente a la Formación Rosario (Toarciense-Aaleniano?, Erben, 1956). El Conglomerado Cualac representa un cambio más evidente del cambio en el régimen de depósito hacia el Aaleniano. La parte basal de la Formación Rosario está constituida por gruesas capas de conglomerados acunados, que bien pudieron ser producto de facies proximales de abanicos aluviales depositados en los márgenes de cambio de pendiente, entre el relieve contrastado de los horsts y grabens generados por la tectónica activa en ese entonces (ibídem).

Para el Bajociense-Calloviano, el sistema fluvial imperante evolucionó al de un complejo con amplias llanuras aluviales, donde se desarrolló un sistema de depósito enteramente continental en los alrededores de Huajuapán de León,

Oaxaca; Petlalcingo, Ixcaquixtla y Tecamatlán, Puebla; mientras al suroeste, se tenía la presencia de flujos marinos que propiciaron ambientes, tales como, desarrollos pantanosos en un evento transgresivo del Océano Pacífico. La distribución espacial de ambos tipos de depósito, permite establecer de manera aproximada el límite de invasión por parte de los mares provenientes del Océano Pacífico (ibídem).

Los depósitos continentales en un sistema fluvial que tuvieron lugar al noroeste de Huajuapán de León, quedaron de manifiesto en el registro de la Formación Tecomazúchil; en la que la parte basal está conformada por cuerpos conglomeráticas producto del depósito de facies proximales de abanicos aluviales, alojados en las amplias planicies aluviales formadas dentro de una serie de grabens originados por la tectónica de la región (fase de extensión); mientras que el depósito del resto de la formación tuvo lugar debido a la combinación y/o intercalación de sistemas de depósito meándricos, llanuras de inundación, ríos con desarrollo de barras y facies distales de abanicos aluviales, además de la conformación de lagos aislados en los sistemas meándricos (ibídem).

Estos sistemas de depósito fueron alimentados por corrientes provenientes de altos topográficos correspondientes con pilares tectónicos activos, siendo la principal fuente de aporte las rocas del Complejo Acatlán. Debido al desarrollo de sistema de fallas de crecimiento asociadas a vulcanismo y en combinación con los factores ambientales de lluvias intempestivas y un clima cálido y húmedo, se dieron episodios de fuerte erosión de estos pilares tectónicos y una rápida sedimentación, lo que permitió la preservación de los restos de flora fósil (ibídem). Para el Oxfordiano, las transgresiones marinas avanzaron más, ganándole terreno al continente y llegando a comunicarse con el Océano Pacífico con las partes bajas del Protogolfo de México, pero ocupando, dentro de la zona de estudio, solo las depresiones en las que previamente se desarrollaron los sistemas fluviales entre Huajuapán de León y Petlalcingo; los ambientes para ese tiempo fueron transicionales (mixtos) y de aguas someras (ibídem).

Al norte del área de estudio no hay evidencia de la existencia de rocas marinas del Jurásico Superior, por lo que, se interpreta que no hubo depósito de ellas estando esta zona por arriba del nivel de la invasión marina; por lo que, estuvieron sujetas a la erosión, aportando terrígenos a la zona marina. En el lapso de tiempo correspondiente al Jurásico Superior (Oxfordiano-Tithoniano) se interpreta que existieron condiciones de aguas someras producto de las invasiones marinas por las corrientes provenientes del Océano Pacífico y con flujos intermitentes de aguas dulces con reducido aporte de terrígenos.

En el Oxfordiano, las corrientes acarreaban principalmente material arenoso y las condiciones de depósito eran de alta energía, lo que corresponde con la Formación Chimeco. Posteriormente, aun en el Jurásico Superior, prevalecieron condiciones de depósito en aguas tranquilas con aporte de sedimentos finos, lo que corresponde con el depósito de la Formación Mapache. Los acuíferos que pueden observarse de las secuencias marinas jurásicas correspondientes con las formaciones Chimeco y Mapache, indican que las condiciones imperantes durante el Cretácico Temprano (Berriasiano-Albiano) fueron de intensa erosión; por lo que, no se tienen rocas de esa edad (ibídem).

Durante el Hauteriviense ocurrió el emplazamiento de un cuerpo ígneo intrusivo debido a un sistema de fallas laterales, entre la Formación Tecomazúchil y el Complejo Acatlán.

Durante el Albiano-Cenomaniano se dan eventos de transgresiones marinas, producto de un incremento generalizado en el nivel del mar, trayendo consigo condiciones de depósito de plataforma carbonatada en aguas cálidas, lo que es evidente por la presencia de fauna fósil de organismos epipelágicos; además la profundidad era somera y variaba a condiciones litorales. Durante esta transgresión marina se dieron las condiciones favorables para el depósito de la Formación Teposcolula (ibídem).

## 2.6 Deformación orogénica de fines del Cretácico y establecimiento del dominio continental

En todo el suroeste de México hubo hacia el Cretácico Tardío, un evento mayor de deformación progresiva por acortamiento, con dirección de transporte predominante hacia el este-noreste que provocó el plegamiento y cabalgamiento de las secuencias marinas del Mesozoico y anteriores. Este evento ha sido relacionado con la orogenia Laramide del suroeste de la cordillera norteamericana por su edad y estilo similares (Campa *et al.*, 1976; Campa y Ramírez, 1979; Salinas-Prieto *et al.*, 2000). En la Sierra Madre del Sur, las evidencias del acortamiento se presentan en una amplia zona entre los estados de Michoacán y Veracruz (Lang *et al.*, 1996; Salinas-Prieto *et al.*, 2000; Elías-Herrera *et al.*, 2000).

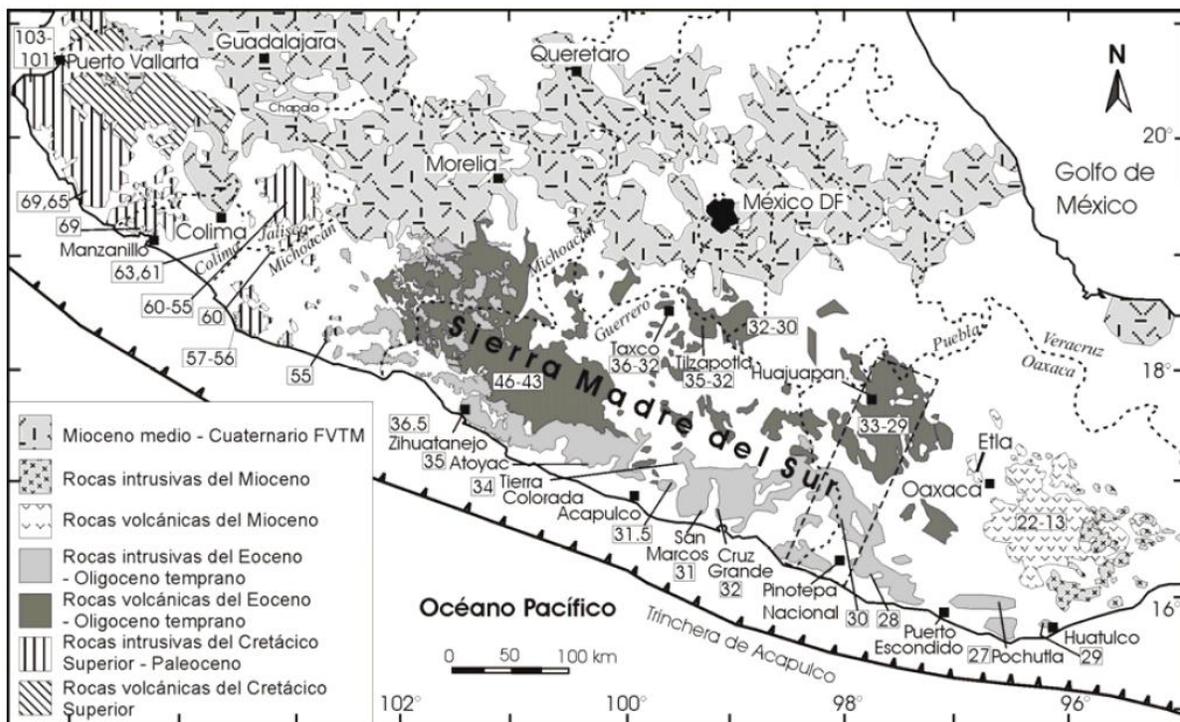


Figura 2.6. Distribución de las rocas magmáticas cenozoicas de la SMS para diferentes intervalos de tiempo (tomado de Martiny Kramer, 2008). En los cuadros se presentan algunas edades representativas publicadas en varios trabajos (Pantoja-Alor, 1983; Schaaf, 1990; Kratzeisen *et al.*, 1991; Frank *et al.*, 1992; Herrmann *et al.*, 1994; Martiny *et al.*, 2000; Urrutia-Fucugauchi y Ferrusquia-Villafranca, 2001; Alaníz-Alvarez *et al.*, 2002; Moran Zenteno *et al.*, 2004; Cerca *et al.*, 2007). Edades en los cuadros en Ma. Edades de rocas plutónicas entre  $100^{\circ}30'$  y  $96^{\circ}00'$  por U-Pb, y hacia el occidente por Rb-Sr y K-Ar, y de rocas volcánicas por K-Ar y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .

El área de estudio se encuentra asociada a extensos afloramientos de un núcleo metamórfico premesozoico, los afloramientos de rocas metamórficas al oriente de la falla Oaxaca. En esta zona se observan las perturbaciones más evidentes del patrón laramídico de orientación norte-sur observado al poniente, provocadas probablemente por desplazamientos verticales y laterales del núcleo metamórfico durante una fase de deformación en el Paleógeno (Moran Zenteno et al., 2005). De acuerdo a este autor, el fuerte contraste mecánico entre el núcleo metamórfico y las secuencias sedimentarias adyacentes controló la concentración de la deformación en los bordes del bloque más competente. De esta manera, la geometría de las estructuras de acortamiento en esta zona está definida por pliegues y cabalgaduras que definen una saliente en forma de arco convexo hacia el norte, con vergencia radial hacia el exterior del bloque y la deformación dentro del bloque es menos intensa.

La Orogenia Laramide fue el resultado de la convergencia de la Placa Farallón por debajo de la Placa Norteamericana, en la que el fragmento de corteza oceánica que estaba en subducción, tuvo un ángulo muy bajo, causando así, una deformación a mayor distancia de la zona de la trinchera y elevando una porción considerable de la parte meridional de la Placa de Norteamérica. Los esfuerzos generados por la Orogenia Laramide también afectaron a los depósitos previos de la zona originando fallas y plegamiento dentro de las secuencias de rocas jurásicas y cretácicas (formaciones Tecamazúchil, Chimeco, Mapache y Teposcolula). Esta condición tectónica favoreció el incremento del aporte de grandes volúmenes de sedimentos clásticos continentales después del fin de la orogenia, que empezaron a depositarse en las partes bajas del relieve recién modificado en la zona de estudio. También inicio una etapa de actividad volcánica muy importante. Todo esto se ve reflejado en los depósitos de cenizas volcánicas, areniscas, arcillas arenosas, capas de conglomerados y brechas que ocurren interestratificados en la Formación Huajuapán, que tienen edades que van desde el Paleoceno y hasta el Oligoceno (Grimaldo Ávalos, 2010).

La edad de la deformación laramídica ha sido delimitada en la cordillera norteamericana entre 75 y 35 Ma con un máximo de deformación en el Eoceno en el frente orogénico de la Sierra Madre Oriental (Moran Zenteno et al., 2005). Las edades reportadas de finalización de la orogenia Laramide en el sur de México parecen migrar de poniente a oriente. A nivel general, durante y hacia el final del proceso de deformación, el medio ambiente de depósito cambió en la Sierra Madre del Sur progresivamente de marino a continental.

El establecimiento del dominio continental migró de poniente a oriente y los nuevos productos volcánicos y sedimentos fueron depositados en cuencas intermontanas. La actividad volcánica del Eoceno tardío y Oligoceno temprano que se desarrolló en las regiones de Morelos, Guerrero y occidente de Oaxaca, entre los meridianos 101° y 97° de longitud W, representa uno de los mayores pulsos de actividad volcánica del interior continental. Esta actividad se concentró en una franja ~NW-SE, de geometría paralela y edad contemporánea a la cadena de plutones de la margen continental.

## **2.7 Volcanismo y deformación durante el Eoceno- Mioceno medio**

En la región occidental de Oaxaca y sur de Puebla existe una extensa cubierta de rocas volcánicas predominantemente intermedias, que incluye también algunas unidades silíceas (Martiny *et al.*, 2000). Esta secuencia de rocas volcánicas descansa en contacto transicional sobre depósitos fluviales y epiclásticos que revelan un episodio de sedimentación continental en cuencas intermontanas y fosas tectónicas. El estilo volcánico es de volcanes compuestos y centros monogenéticos que se encuentran en un avanzado estado de erosión. Para las rocas volcánicas de esta región se han reportado edades que varían principalmente entre 34–31 Ma (Martiny *et al.*, 2000), aunque existen edades de hasta 26 Ma (Moran Zenteno et al., 2005).

Además en la región occidental de Oaxaca el volcanismo también convivió con un episodio de desplazamiento lateral, primero asociado a fallas de orientación NW-SE y E-W, y después a fallas de laterales izquierdas de orientación al N (Martiny *et al.*, 2002).

En el cuaternario se siguió moldeando la configuración actual del relieve, una vez acabadas las deformaciones provocadas por la tectónica de la región y la actividad volcánica, se inició una etapa de erosión de las estructuras altas y los sedimentos terrígenos que generó esta erosión fueron depositándose en las zonas bajas donde formaron lomeríos y piedemontes.

### **CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA**

La cartografía geomorfológica cuenta con numerosas escuelas, que han creado distintas metodologías, basadas cada una de ellas en principios conceptuales muy diversos y variados, a veces hasta contrapuestos (Monné, 1997). Esto se debe a la complejidad de los procesos que se involucran en la formación del relieve y a sus distintas configuraciones en cada parte del planeta, así como al desarrollo de la geomorfología práctica en cada país.

#### **3.1 Los diferentes sistemas cartográficos en geomorfología**

La cartografía geomorfológica, y en especial los mapas geomorfológicos detallados, aparecieron después de la Segunda Guerra Mundial. Ésta tuvo sus orígenes en Europa, en países como Polonia, la Unión Soviética, Alemania, Hungría, Rumania, Bélgica, Holanda, España, Francia, Italia y Suiza, de estos países se expandieron las escuelas de cartografía hacia los demás continentes (Tricart y Kietdejonge, 1992). La cartografía de cada uno de los países pioneros estuvo orientada a sus necesidades y fines, de tal forma que las inconsistencias en cuanto a la representación de los símbolos, surgieron inevitablemente (Castillo, 2006), debido a la complejidad de los procesos que se involucran en la formación del relieve y a sus distintas configuraciones en cada parte del planeta.

Por ello, la realización de un proyecto cartográfico obliga a efectuar el esfuerzo inicial de analizar la mayor cantidad posible de sistemas cartográficos actualmente

existentes para ver la forma de adoptar el que mejor cubra las necesidades de representación, aplicación, coste económico de realización y edición, etc. (Monné, 1997).

Tricart propuso en 1962 un sistema claro y fácilmente legible; éste puede contener muchas variantes. Parte de la necesidad de organizar una clasificación y jerarquización de los datos a representar a una determinada escala, apoyándose en una codificación. Este código sirve para organizar y mecanizar los datos y presentarlos en la leyenda del mapa. Al mismo tiempo la codificación permite prescindir del vocabulario usual (ibídem).

Tricart nos dice que una unidad geomorfológica está bien definida cuando conocemos: su localización espacial (coordenadas y altitud), su contexto estructural (tipo de estructura regional, litología y tectónica), la edad (de la forma inicial y de sucesivas modificaciones), la naturaleza genética (de las formas, examinadas bajo dos aspectos: los procesos propios que han generado las formas y el cuadro morfogenético más amplio en el que están incluidas, ya que un mismo proceso genera formas distintas según el sistema morfogenético), las características morfológicas (del relieve, formas generales e individualizadas) y las formaciones superficiales (formas creadas por el intemperismo, por material transportado, etc. y su asociación con otras formas).

Por su parte el profesor F. Joly propuso una cartografía para Francia, con mapas que se basan en la generalización de información geomorfológica detallada, que pueden plantearse en una doble vertiente (Joly, 1988): una generalización conceptual, mediante la síntesis de tipos diferenciables: llanuras, mesetas, valles, etc. o una generalización estructural, adaptando elementos analíticos y de pequeño tamaño para ser cartografiados a esa escala; ésta última opción es la que aplica el autor al Mapa Geomorfológico de Francia escala 1: 1 000 000. Su interés principal es que aparezcan claros los grandes conjuntos morfoestructurales y sistemas morfodinámicos y mostrar las formas mayores o más características del territorio. Los elementos diferenciados son: los grandes dominios

morfoestructurales, los grandes sistemas morfodinámicos, la morfografía y la cronología.

Peña Monné nos dice que los mapas polacos comenzaron a elaborarse en los años 50 y tienen una marcada línea aplicada (enfocada a la solución de problemas ambientales y sociales). La Academia de Ciencias de Cracovia y sobre todo el Prof. Klimaszewski definieron una leyenda inicial (Klimaszewski, 1956, 1963; Jurasz y Niewia-Rowski, 1962 in Monné, 1997). Sus mapas diferencian 3 periodos evolutivos (Neógeno, Pleistoceno y Holoceno), 3 valores de pendiente con gamas de color y 3 órdenes de magnitud de escarpes. La morfoestructura y morfodinámica están escasamente representadas. La morfocronología se expresa con colores en relación con la morfografía y la morfogénesis, mediante colores.

La leyenda de los mapas rusos fue establecida por Bashenina et al. (1960) con 500 datos para escalas 1: 25,000 a 1: 50,000. Se representan dos grupos de formas: las familias y las formas simples. Las familias se representan con gamas de sombras o con colores, cuya gama es tan amplia que son difíciles de identificar. Las formas simples se representan con símbolos y colores indicando génesis y actividad. La complejidad que genera los colores y símbolos es grande. En algunos casos faltan datos morfométricos, ya que el mapa se concentra especialmente en la edad y la génesis, mientras que la descripción de las formas es escasa (Monné, 1997).

La primera leyenda de los mapas checos fue establecida en 1963 para escalas 1:25,000-1:50,000. Las iniciativas posteriores de Demek (1972) y Czudek (1973) también ha sido importante para la definición de un sistema propio. Son mapas basados en una clasificación genética. El color indica origen (volcánico con color violeta, formas karsticas en verde, formas acumulativas en gamas de azul). Se incluyen pendientes en color. Para representar la edad se utilizan símbolos. Las formas individuales mediante una amplia simbología. Apenas hay indicaciones morfométricas o morfodinámicas (ibídem).

Los mapas alemanes, tanto los creados en la antigua República Democrática, como en la República Federal Alemana son bastante complejos debido a la alta densidad de información que contiene. Los mapas de Alemania Oriental (Kugler, 1965; Gellert, 1967) presentan una ordenación genética básica (glaciar, periglacial, eólica, etc.) y la edad se indica con simbología de color relacionado con el de génesis. En la República Federal lo más destacable es el Programa GMK a escalas 1:25,000 (GMK-25) y 1:100,000 (GMK-100), cuya metodología aparece se dirige a la representación de tipos de relieve de Europa Central, especialmente áreas de montaña. Presenta la leyenda en módulos, de forma analítica. Los conceptos más importantes son: localización, ángulo de laderas, información geomorfológica (símbolos y signos negros), sustrato (tramas en marrón), procesos (símbolos negros o verdes), hidrografía (azul), morfogénesis (colores sólidos enfatizando el relieve actual). El autor tiene cierta libertad para decidir el tipo de relieve y morfogénesis que se considere dominante, cuyo color pasa entonces a destacar en el mapa sobre los demás (ibídem).

Además se ha hecho un intento por establecer documentos rectores en los levantamientos del mapeo geomorfológico y formular una leyenda ajustada a parámetros internacionales, ejemplo de ello es la propuesta del Comité de Geomorfología Aplicada de la Unión Geográfica Internacional (UGI), la cual no ha sido aceptada del todo (Cooke y Doornkamp, 1990), debido a que existen marcadas diferencias entre el relieve de los distintos países. El problema radica en la elaboración de los símbolos, con estos, se pretende representar numerosos procesos complejos que ocurren en el relieve los cuales son difíciles de agrupar en un esquema único, además de que conforme se descubren nuevos procesos, nuevos símbolos tendrían que ser incluidos en la leyenda (Tricart y Kiewietdejonge, 1992, en Castillo, 2006).

A pesar de que no existe consenso sobre la formulación de una leyenda general, se reconoce que el mapa geomorfológico, en la mayoría de los casos, es el resultado directo de observaciones en campo junto con el uso de fotografías aéreas e imágenes de satélite (Verstappen, 1983; Cooke y Doornkamp, 1990;

Tricart y Kiewietdejonge, 1992; Verstappen y Van Zuidam, 1991; entre otros), por lo tanto, su elaboración está sujeta a la experiencia y las habilidades del geomorfólogo o geomorfólogos que lo elaboran. En el mapa las formas del relieve o del terreno deben estar clasificadas en función de su jerarquía espacial. La información que debe contener el mapa, tiene que cubrir la geometría, características morfométricas, el tipo según su origen, los materiales de los que se componen (litología), la edad y por último, la información que contienen el mapa, debe proveer las bases para una correcta clasificación de un territorio determinado, debido a que las formas se encuentran en el paisaje de forma continua (Cooke y Doorkamp, 1990).

Tomando en cuenta toda la información citada atrás, se eligió la metodología propuesta por el Sistema para el Levantamiento y el Mapeo Geomorfológico del ITC (*International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences*, Países Bajos), considerando los aportes teóricos de Verstappen y Van Zuidam (1991), sobre todo en lo referente a la construcción de los tres tipos de mapas geomorfológicos fundamentales Analíticos, Sintéticos y Pragmáticos. Adaptando también las aportaciones hechas a esta metodología por Tapia Varela y López Blanco (1998), donde se parte de un marco conceptual que considera el delimitar las unidades morfogenéticas (UM) bajo el criterio principal de homogeneidad relativa.

### **3.2 El sistema del ITC**

El sistema del ITC para levantamientos geomorfológicos (Verstappen y van Zuidam, 1991) contempla tres tipos de mapas, cada uno con sus propias características. Los mapas cumplen con una metodología establecida para la generación de Información y los resultados prácticos que se esperan. La expresión del relieve, en el más extenso sentido de la palabra, contempla aspectos puramente físicos por un lado, biológicos, faunísticos y socioeconómicos; sin embargo son los biofísicos y geológicos los que aportan la Información necesaria

para los levantamientos. Los aspectos socioeconómicos se relacionan, en otro orden, con los objetivos de esta cartografía geomorfológica (Montes, 2005).

Los tres tipos de mapas, de acuerdo con Verstappen y van Zuidam (1991) son:

Mapas geomorfológicos analíticos son el resultado de los estudios a fondo de las formas del relieve y los procesos, además proporcionan información detallada por unidades de mapeo; son la base cartográfica para estudios futuros, geomorfológicos, ambientales, de ordenamiento territorial, de riesgos, etc. (Tapia Várela y López Blanco, 2002).

Mapas geomorfológicos sintéticos son el resultado de la vinculación de la expresión del terreno y sus relaciones con otros factores ambientales, como el clima, los suelos, la vegetación, la hidrología, la litología, etc. En ellos se lleva a cabo una síntesis del paisaje y por la cantidad de información que alcanzan a contener se pueden usar como base para levantamientos multidisciplinarios.

Mapas geomorfológicos pragmáticos son aquellos elaborados con un fin específico (como los mapas de riesgos), en estos se puede combinar tanto la información de mapas analíticos como la de los mapas sintéticos, usando solo los datos necesarios de cada uno para llegar a los resultados requeridos.

La metodología del ITC incluye también otros aspectos como lo son:

Obtener una visión general de la geomorfología del área de estudio, incluyendo sus relaciones con las áreas adyacentes. Para ello se hace una rápida revisión de las imágenes de satélite y/o de fotografías aéreas, por ejemplo, usando un fotomosaico. A la vez se estudia otro tipo de información, como la literatura y los mapas temáticos, principalmente los geológicos y los topográficos a diversas escalas de representación. Posteriormente se delimitan las unidades geomorfológicas de manera provisional en las imágenes de satélite y/o en los mapas temáticos (Verstappen y van Zuidam, 1991).

Crear un mapa base topográfico para una fácil ubicación en el campo y para la localización de fenómenos observados en las imágenes aeroespaciales y en el

terreno. Los puntos principales y la información de las fotografías e imágenes de satélite deben ser transferidos al mapa para permitir una verificación rápida de la interpretación de la imagen en el campo.

Hacer una interpretación detallada de las imágenes (sean satelitales, fotografías aéreas o equivalentes), ya que es fundamental en la delineación de unidades geomorfológicas mayores, de su subdivisión en sub-unidades y del trazado de formas de relieve individuales.

Hacer levantamientos en el terreno, en primera porque el mapa provisional tiene que ser verificado y, en segunda, porque la información que no pueda ser obtenida mediante las imágenes aeroespaciales tiene que ser incorporada.

Hay cuatro grandes aspectos de importancia que mencionan Verstappen y Van Zuidam (op. cit.) dentro del sistema del levantamiento geomorfológico del ITC:

- La información morfogenética contenida en los mapas geomorfológicos analíticos es la base del sistema. Aquí radica la contribución geomorfológica esencial a los levantamientos multidisciplinarios para el desarrollo.
  - Las grandes unidades morfogenéticas identificadas gracias a los levantamientos geomorfológicos analíticos, coinciden normalmente con las unidades de terreno de los levantamientos geomorfológicos sintéticos y con las unidades de los levantamientos geomorfológicos pragmáticos.
  - Generalmente se utilizan símbolos areales coloreados, pero, para simplificar la producción del mapa, la información esencial debe ser representada mediante símbolos lineales con el menor número de colores posible.
  - El sistema este concebido para aplicarse en el mapeo a todas las escalas de representación. La información del mapeo geomorfológico analítico se da en orden jerárquico (op. cit.).
1. Morfogénesis.- Las formas del terreno mapeadas serán especificadas y clasificadas desde un punto de vista geomorfológico, representándolas de tal manera que su origen y desarrollo sean claramente reconocibles. Todas

las unidades morfogenéticas serán representadas por símbolos areales coloreados y se agruparan en nueve grandes clases que son:

Formas de origen estructural (púrpura)

Formas de origen volcánico (rojo)

Formas de origen denudatorio (marrón)

Formas de origen Fluvial (verde)

Formas de origen lacustre/marino (azul oscuro)

Formas de origen glacial/periglacial (azul claro)

Formas de origen eólico (amarillo)

Formas de origen kárstico (naranja)

Formas de origen antropogénico/biológico (gris-negro)

2. Morfoestructura/Litología.- La naturaleza del sustrato rocoso afecta fuertemente las formas del terreno y la magnitud y tipo de sus procesos desarrollados.
3. Morfometría.- Información cuantitativa o geométrica del relieve por clases. Factores morfogenéticos específicos como la altura sobre el nivel del mar o el ángulo de la pendiente, pueden ser seleccionados para la subdivisión del relieve.
4. Morfocronología.- Es esencial hacer una distinción entre las formas de edades diferentes (temporalidad), en particular entre las formas recientes y aquellas heredadas de periodos anteriores.

Para la construcción del mapa morfogenético se partió de la delimitación de las unidades, con base en el criterio principal de homogeneidad relativa y su caracterización en cuatro aspectos fundamentales: 1) origen general y específico del relieve; 2) tipos generales y específicos del relieve (planicies, lomeríos, piedemontes y laderas de montañas); 3) temporalidad (edades de las rocas, de las estructuras y de las formas); y 4) geometría del relieve por clases (parámetros morfométricos principales por unidad) (Tapia Varela y López Blanco, 1998).

El procedimiento para la delimitación de las unidades morfogenéticas (UM) está basado en tres fases fundamentales: 1) recopilación de la información; 2)

interpretación, procesamiento y análisis con el SIG; y 3) obtención de los resultados.

### **3.3 Delimitación del área de estudio y elección de la escala**

La delimitación del área de estudio se hizo en base al parteaguas porque según Verstappen (1983) una cuenca es un sistema complejo, constituido por un conjunto de unidades de terreno que interactúan entre sí y que pueden ser delimitados y diferenciados con técnicas de percepción remota con criterios del relieve.

Para la elección de la escala se tomaron en cuenta el tipo y el grado de alcance del estudio, así como la información existente. Como la Cuenca Tributaria de Yosocuta tiene una extensión de 1 129.2488 km<sup>2</sup>, se llegó a la conclusión de que una escala de 1:75 000 sería muy manejable y daría una visión clara de las Unidades Morfogénicas (UM).

Por lo que el estudio quedo encuadrado en una escala de tipo regional, útil para el inventario de recursos (Cooke y Doornkamp, 1990), asimismo para establecer programas de recuperación ambiental, tales como la atenuación y el control de los procesos de erosión acelerada, la determinación de la aptitud de uso del suelo, la planeación del crecimiento de las áreas urbanas, etc. Además debe ser considerado como un documento científico que simboliza y expresa los elementos más importantes del relieve y su condición actual (Tapia Várela y López Blanco, 2002).

### **3.4 Recopilación de la información**

En esta fase se compiló, seleccionó y depuró la información bibliográfica, la cual comprende las características del medio físico-geográfico, geología, tectónica, tipos de suelo, clima, geomorfología y la metodología, obtenidas de diversas fuentes, con el fin de revisar la mayor cantidad de información posible. De igual manera se revisó la cartografía del área, siendo de gran importancia la topográfica y la geológica a escala 1:50,000 (la escala 1: 250,000 sólo se usó en áreas donde no existía información cartográfica mas detallada).

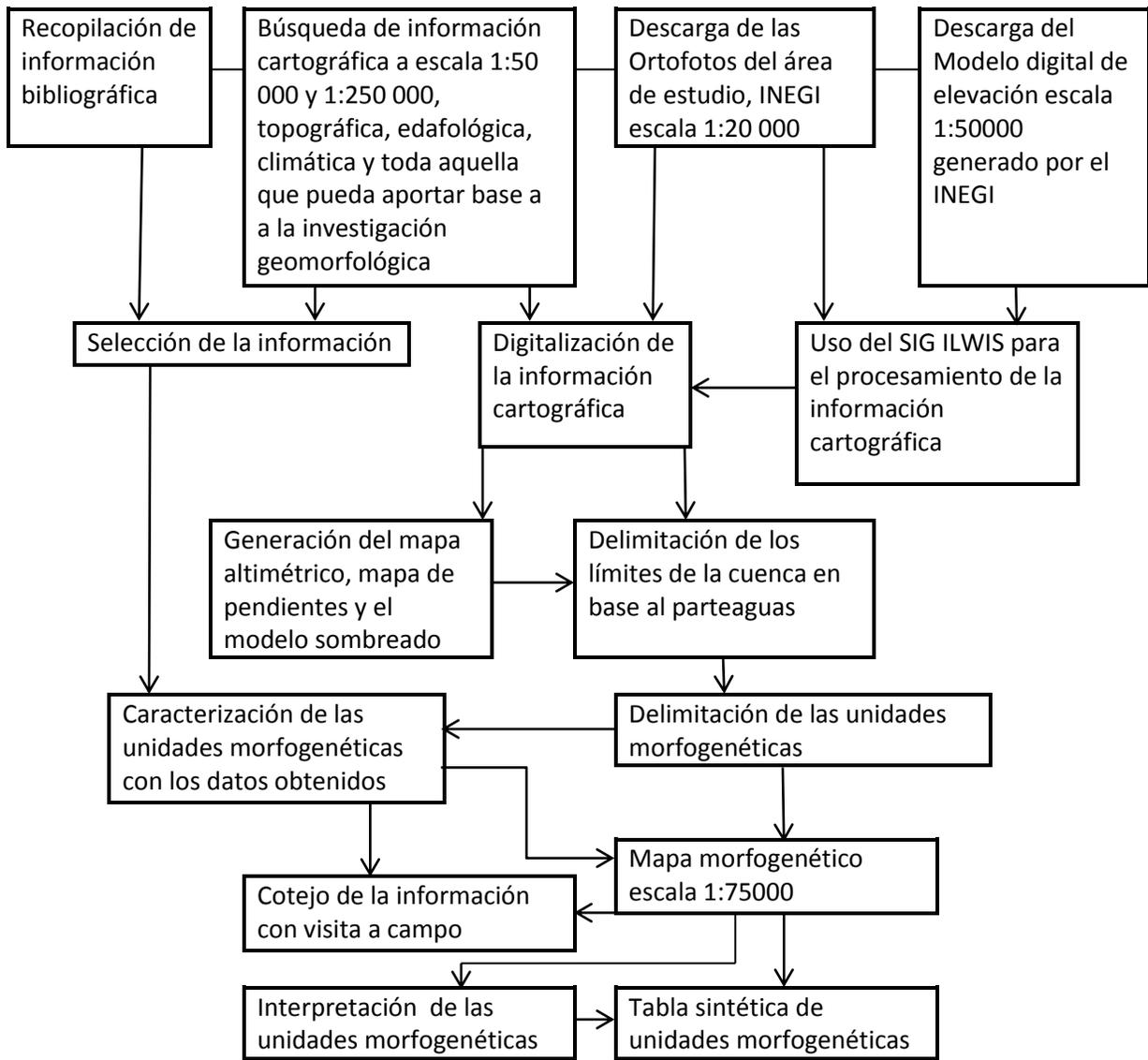


Figura 3.1. Diagrama metodológico.

Cabe señalar que debido a que el INEGI suspendió la venta de fotografías aéreas, se tuvo que hacer la delimitación de la unidades geomorfológicas en base a los Continuos de elevaciones mexicanos (CEM), dichos mapas están en formato raster y representan las elevaciones del territorio mediante valores que indican puntos sobre la superficie del terreno cuya ubicación geográfica se encuentra definida por coordenadas (X,Y) a las que se le integran valores que representan las elevaciones (Z), se encuentran a escala 1:50000 y son generados por el INEGI. Se descargaron los seis continuos 1:50 000 que integran la cuenca y se creó con

ellos un mosaico del área de estudio, después se procedió a la elaboración de un Modelo Digital del Terreno (MDT) con una resolución espacial de 30m de tamaño de celda.

Además se descargaron del portal del INEGI las ortofotos escala 1:20,000 de toda la cuenca para tener una imagen con mayor detalle en la cual poder apoyar la delimitación de las unidades.

### **3.5 Procesamiento de la información en el SIG, ILWIS**

Toda la información cartográfica, como lo es el MDT, las cartas temáticas, las cartas geológicas del INEGI y del SGM (Servicio Geológico Mexicano), además de los mapas digitales elaborados por la Universidad Tecnológica de la Mixteca (UTM) de Hidrografía, Suelos, Caminos, Poblaciones y Geología (estos mapas se hicieron en base a las 6 cartas topográficas del INEGI escala 1:50 000, que cubren la cuenca) de la cuenca, se digitalizaron o se introdujeron en un SIG, que en este caso fue ILWIS (The Integrated Land and Water Information System, ITC, 2003).

A todos los mapas que se digitalizaron se les asignó la proyección UTM, cuadrante 14, con el Datum North American 1983 (NAD 83), correspondiente a México y el elipsoide GRS 80, para que tuvieran coherencia entre sí y de esta manera poder sobreponerlos, para hacer una síntesis de toda la información que pudieran proporcionar. Una vez que se obtuvo el MDT del área de estudio se generó el mapa de relieve sombreado. Este mapa muestra las diferencias de iluminación del terreno, generadas por una luz virtual incidente, con cierto ángulo azimutal de orientación y un ángulo vertical constante (Robinson *et al.*, 1995), y fue la base donde se trazaron los micro bloques morfogenéticos.

El MDT también fue usado como base para el mapa de pendientes. Para la estimación de la pendiente en formato de celdas, se requiere conocer la distancia altitudinal entre dos píxeles, esto a partir de aplicar los filtros correspondientes al MDT. Dado que la distancia entre los centros de las celdas es conocida, la aplicación de las funciones trigonométricas en el SIG, permiten determinar la

inclinación de la celda correspondiente a un cuadro de terreno (Palacio Prieto y Luna González, 1993, en Tapia Varela y López Blanco, 2002).

Tabla 3.1. Cartas utilizadas para la presente investigación.

Nombre del mapa	Tema	Fuente	Año	Escala
Petlalcingo, Atzumba, Huajuapán de León, Tepelmeme, Santo Domingo y Tamazulapán	CEM	INEGI	2010	1:50,000
Hujuapán de León y Tezoatlán de Segura y Luna	Geología	SGM	2009	1:50,000
Oaxaca	Geología	SGM	2000	1:250,000
Ortofotos		INEGI		1:20,000

Los valores del mapa de pendientes se reclasificaron en intervalos, tomando como referencia la división de siete clases que realizó Van Zuidam (1986), intervalos que van de acuerdo con los procesos geomorfológicos potenciales y con las condiciones generales del terreno, que se muestran a continuación.

Tabla 3.2. Clasificación de las pendientes basada en Van Zuidam (1986).

Nivel	Intervalo	Geometría	Procesos característicos y condiciones del terreno
1	0°- 2° (0- 2 %)	Plano o casi plano	Denudación no apreciable
2	2°- 4° (2- 7 %)	Suavemente inclinado	Movimientos en masa de poca velocidad, combinado con condiciones de soliflucción y movimientos fluviales
3	4°- 8° (7- 15%)	Inclinación que se reconoce con facilidad	Condiciones similares a las anteriores pero con un potencial peligro de erosión de suelos
4	8°- 16° (15- 30%)	Inclinación moderada	Movimientos gravitacionales de todo tipo, reptación y retroceso de cabeceras, pérdida de suelos y deslizamientos.
5	16°- 35° (30 - 70%)	Inclinado	Procesos denudatorios intensivos
6	35°- 55° (70- 140%)	Muy inclinado	Se encuentran afloramientos de rocas, con intensos procesos de denudación
7	>55° (> 140%)	Extremadamente inclinado	Condiciones similares a las anteriores con fuertes procesos de denudación

Para la construcción del mapa altimétrico, el MDT fue reclasificado en 15 intervalos altitudinales a cada 100m de distancia, considerando la altitud máxima (2,918 m) y la mínima (1,476 m), con la finalidad de cubrir todos los intervalos de valor entre esas dos altitudes.

### **3.6 Delimitación de las Unidades Morfogenéticas (UM)**

La interpretación geomorfológica se llevó a cabo sobre el mapa de relieve sombreado, teniendo siempre a la mano las ortofotos (escala 1:20 000) y los mapas geológicos (1:50 000 y 1: 250 000), y tomándose en cuenta a cada momento las rupturas de pendiente, el uso de suelo, la cobertura vegetal, la altura relativa (tomada de la base topográfica digital), la presencia de cambios litológicos (tono, patrón, textura, tamaño, etc.), la densidad de drenaje, la posición y forma topográfica de cada UM (dómica, cónica, etc.) y los rasgos disyuntivos lineales del relieve (fallas y fracturas).

Una vez que se separaron las UM, se procedió a crear una tabla de datos numéricos donde se vació la información de la máxima y mínima altura de cada una de las 590 UM trazadas, estas alturas se restaron y de esta manera se consiguió la altura relativa de cada una de las UM. Esto fue de gran utilidad para encasillar dentro de uno de los cuatro tipos de relieve, a cada UM y para su ulterior subdivisión.

Los cuatro grandes tipos de relieve son: 1) Laderas montañosas, 2) Lomeríos, 3) Piedemontes y 4) Planicies.

Para diferenciar a las UM de Laderas montañosas, se tomó como condición primaria que su altura relativa fuese mayor a los 200 m, y ya que el rango de altura de estas UM iba de los 200m a 694m de altura relativa se elaboraron cuatro modelos de variación de las alturas en rangos, y se escogió el que mostrara más nítidamente las estructuras Altas y Bajas. Después se marcó por posición topográfica la parte superior e inferior de cada una de las laderas y en los casos que estas tuvieran mayor amplitud o un cambio abrupto de pendiente se marcó su parte media.

Otra división se hizo basándose en la litología ya que esta variaba ampliamente en la zona de estudio, que presenta rocas metamórficas (esquistos y cuarcitas), sedimentarias (calizas, lutitas y areniscas principalmente) e ígneas (andesitas y tobas andesíticas), que además pertenecen a distintos periodos geológicos. Dado que la última Orogenia de la que se tiene noticia en el área de estudio está ligada a la orogenia Laramide del Cretácico Tardío, se asignó este periodo a las áreas con mayor antigüedad, quedando las rocas más recientes dentro del terciario oligoceno, reduciéndose así la complejidad del mapa.

Para diferenciar a las UM de lomeríos se consideró también como condición primaria la altura relativa. Se hicieron subdivisiones en lomeríos bajos y altos, los primeros con una altura relativa mayor a 50m y menor o igual a 125m, y los segundos con una altura mayor o igual a 126m y menor a 200m. Tuvieron tres posiciones topográficas representadas (no en todos los casos), que fueron los lomeríos superiores, medios e inferiores. Y se diferenció en ellas la litología y la época geológica con los criterios antes aplicados en las UM de Laderas Montañosas.

Para delimitar las UM de piedemontes, se reconocieron en las ortofotos y el MDT aquellas superficies en donde se presentasen las características que los conforman, como el depósito y acumulación de material, y las rupturas de pendiente. Otros factores útiles fueron la escasez de cobertura vegetal natural, que se manifiesta como un cambio del original a un uso del suelo agrícola y urbano, y con menor importancia la densidad y el patrón del drenaje.

Además se identificaron dos tipos distintos de Piedemonte, los generales que eran extensos y provenían de varias estructuras del relieve, razón por la cual se pudieron subdividir a su vez en inferiores y superiores, y los Piedemonte locales intermontanos que se caracterizaron por ser de mucha menor extensión y estar ligados en general a una sola estructura. Por otra parte debido a que todas estas áreas se consideran de acumulación reciente, no se tomó en cuenta la litología para su subdivisión, y se les considero a todos del cuaternario.

La delimitación de las UM de planicies fue la más sencilla, debido a su característica expresión tridimensional poco cambiante en el modelo sombreado. Los elementos más importantes que se consideraron fueron el uso del suelo (agrícola y urbano) y el cambio de pendiente. Solo hubo una subdivisión entre ellas que obedeció a su extensión, dando como resultado pequeñas planicies locales intermontanas y dos grandes planicies generales, integradas por material aluvial acumulativo, y por tanto pertenecientes al cuaternario.

La pendiente del terreno, forma, homogeneidad de la forma, procesos geomorfológicos que se presentan, rasgos del relieve, rasgos estructurales como fallas, fracturas, la orientación de las mismas, exposición de ladera, el patrón de drenaje y algunos cambios litológicos, fueron de gran ayuda para la delimitación de todas las UM.

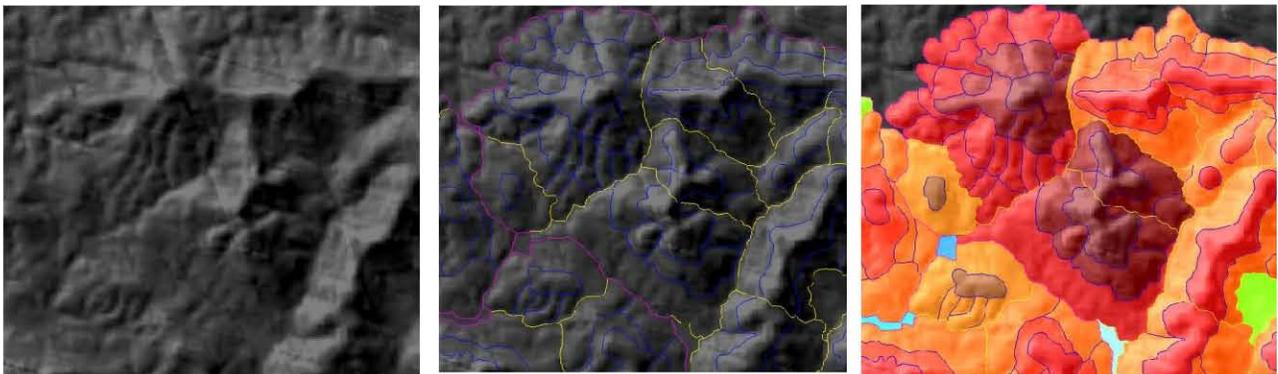


Figura 3.2. Interpretación del terreno. En la primera imagen se observa el MDT, en la segunda se observa el MDT donde se marcan con líneas amarillas las UM, con líneas azules los subtipos de UM y en líneas rosas los límites de los sistemas morfogénéticos. La tercera imagen muestra los colores asignados a cada polígono (UM) esta asignación se hizo en base a la fragmentación del relieve por altura relativa, posición topográfica, litología y periodo geológico, de cada UM.

A continuación se muestra como se fragmentaron las estructuras del relieve en subtipos con base en la altura relativa, posición topográfica, litología y periodo geológico. Además se puede apreciar cómo en las laderas montañosas y lomeríos existen distintas litologías y épocas geológicas, mientras que en los piedemonte y las planicies se usó el criterio de extensión y el único periodo geológico es el cuaternario debido a que estas estructuras son consideradas de acumulación y depósito de material reciente.

**TIPOS DE RELIEVE Y SUS CARACTERÍSTICAS**

**LADERAS DE MONTAÑA**

ALTURA RELATIVA		
Altas (451-700m)	Bajas (200-450m)	
POSICIÓN TOPOGRÁFICA		
Superiores	Medias	Inferiores
LITOLOGÍA		
esquistos (E), cuarcitas (C), calizas (Cz), lutita (Lu), arenisca (Ar), conglomerado (Cgp), andesita (A), toba andesítica (TA)		
PERIODO Y ÉPOCA GEOLÓGICA		
Cretácico tardío (Ks), Terciario Oligoceno (To)		

**LOMERÍOS**

ALTURA RELATIVA		
Altos (126-200m)	Bajos (50-125m)	
POSICIÓN TOPOGRÁFICA		
Superiores	Medios	Inferiores
LITOLOGÍA		
calizas (Cz), lutita (Lu), arenisca (Ar), conglomerado (Cgp), andesita (A), toba andesítica (TA)		
PERIODO Y ÉPOCA GEOLÓGICA		
Cretácico tardío (Ks), Terciario Oligoceno (To)		

**PIEDEMONTES**

TIPOS		
Generales	Locales intermontanos	
POSICIÓN TOPOGRÁFICA		
Superiores	Inferiores	
PERIODO GEOLÓGICO		
Cuaternario (Qal)		

**PLANICIES**

TIPOS		
Generales	Locales intermontanas	
PERIODO GEOLÓGICO		
Cuaternario (Qal)		

Figura 3.3. Tipos de relieve de la Cuenca Alta de Yosocuta y sus características principales.

Una vez efectuada toda la interpretación en el área de estudio se determinaron 13 clases de relieve, integradas por 32 subclases.

Tabla 3.3. En esta tabla se muestran las 13 clases del relieve que se determinaron y sus 32 subclases.

	Clave	Descripción
1	LmSuAIE-CKs	Endógeno Metamórfico Modelado de Laderas de Montaña Superiores-Altas de Esquistos y Cuarcitas del Cretácico Superior
2	LmInAIE-CKs	Endógeno Metamórfico de Laderas de Montaña Inferiores-Altas de Esquistos y Cuarcitas del Cretácico Superior
3	LmSuBaE-CKs	Endógeno Metamórfico Modelado de Laderas de Montaña Superiores-Bajas de Esquistos y Cuarcitas del Cretácico Superior
4	LmMeBaE-CKs	Endógeno Metamórfico Modelado de Laderas de Montaña Medias-Bajas de Esquistos y Cuarcitas del Cretácico Superior
5	LmInBaE-CKs	Endógeno Metamórfico Modelado de Laderas de Montaña Inferiores-Bajas de Esquistos y Cuarcitas del Cretácico Superior
6	LmSuBaAr-LuKs	Endógeno Estructural Plegado Modelado de Laderas de Montaña Superiores-Bajas de Areniscas y Lutitas del Cretácico Superior
7	LmInBaAr-LuKs	Endógeno Estructural Plegado Modelado de Laderas de Montaña Inferiores-Bajas de Areniscas y Lutitas del Cretácico Superior
8	LmSuBaCz-LuKs	Endógeno Estructural Plegado Modelado de Laderas de Montaña Superiores-Bajas de Calizas y Lutitas del Cretácico Superior
9	LmInBaCz-LuKs	Endógeno Estructural Plegado Modelado de Laderas de Montaña Inferiores-Bajas de Calizas y Lutitas del Cretácico Superior
10	LmSuAIA-TATo	Endógeno Volcánico Modelado de Laderas de Montaña Superiores-Altas de Andesitas y Tobas Andesíticas del Oligoceno
11	LmMeAIA-TATo	Endógeno Volcánico Modelado de Laderas de Montaña Medias-Altas de Andesitas y Tobas Andesíticas del Oligoceno
12	LmInAIA-TATo	Endógeno Volcánico Modelado de Laderas de Montaña Inferiores-Altas de Andesitas y Tobas Andesíticas del Oligoceno
13	LmSuBaA-TATo	Endógeno Volcánico Modelado de Laderas de Montaña Superiores-Bajas de Andesitas y Tobas Andesíticas del Oligoceno
14	LmMeBaA-TATo	Endógeno Volcánico Modelado de Laderas de Montaña Medias-Bajas de Andesitas y Tobas Andesíticas del Oligoceno
15	LmInBaA-TATo	Endógeno Volcánico Modelado de Laderas de Montaña Inferiores-Bajas de Andesitas y Tobas Andesíticas del Oligoceno
16	LoSuAlAr-LuKs	Endógeno Estructural Plegado Modelado de Lomeríos Superiores-Altos de Arenisca y Lutitas del Cretácico superior
17	LoInAlAr-LuKs	Endógeno Estructural Plegado Modelado de Lomeríos Inferiores-Altos de Arenisca y Lutitas del Cretácico superior

18	LoSuAlCz-LuKs	Endógeno Estructural Plegado Modelado de Lomeríos Superiores-Altos de Caliza y Lutita del Cretácico superior
19	LoInAlCz-LuKs	Endógeno Estructural Plegado Modelado de Lomeríos Inferiores-Altos de Caliza y Lutita del Cretácico superior
20	LoNdAlCgp-ArTpa	Endógeno Estructural Plegado Modelado de Lomeríos No diferenciados-Altos de Conglomerado polimíctico-Arenisca del Terciario paleoceno-eoceno
21	LoSuAlA-TATo	Endógeno Volcánico Modelado de Lomeríos-Superiores Altos de Andesita y Toba Andesítica del Terciario Oligoceno
22	LoMeAlA-TATo	Endógeno Volcánico Modelado de Lomeríos Medios-Altos de Andesita y Toba Andesítica del Terciario Oligoceno
23	LoInAlATATo	Endógeno Volcánico Modelado de Lomeríos Inferiores-Altos de Andesita y Toba Andesítica del Terciario Oligoceno
24	LoNdAlA-TATo	Endógeno Volcánico Modelado de Lomeríos No diferenciados-Altos de Andesita y Toba Andesítica del Terciario Oligoceno
25	LoSuBaA-TATo	Endógeno Volcánico Modelado de Lomeríos Superiores-Altos de Andesita y Toba Andesítica del Terciario Oligoceno
26	LoInBaA-TATo	Endógeno Volcánico Modelado de Lomeríos Inferiores-Altos de Andesita y Toba Andesítica del Terciario Oligoceno
27	LoNdBaA-TATo	Endógeno Volcánico Modelado de Lomeríos No diferenciados-Altos de Andesita y Toba Andesítica del Terciario Oligoceno
28	PiSuGeQal	Piedemonte Superior General del Cuaternario
29	PiInGeQal	Piedemonte Inferior General del Cuaternario
30	PiNdInQal	Piedemonte No diferenciado Intermontano del Cuaternario
31	PlaOeAaLiQal	Planicie de Origen exógeno Aluvial acumulativo, Local intermontana del Cuaternario
32	PlaOeAaGeQal	Planicie de Origen exógeno Aluvial Acumulativo, General del Cuaternario
33	CA	Cuerpo de agua

Todos los segmentos de las UM se poligonizaron para asignarles las clases y los colores que correspondían con las formas de origen del relieve fijadas por la metodología del ITC. Las formas encontradas fueron (Se hizo un cambio de color en las formas denudatorias para que estas tuvieran mayor notoriedad en el mapa):

Formas de origen estructural (púrpura)

Formas de origen volcánico (rojo)

Formas de origen denudatorio (verde)

Formas de origen Fluvial (Azul)

Dentro de la fase de verificación de la delimitación de las unidades morfogénicas, se realizaron salidas de campo con el objetivo de confirmar la interpretación geomorfológica.

Finalmente, se cruzaron en el SIG el mapa final de las unidades morfogénicas con cada uno de los mapas de clases de relieve (pendiente, altura relativa y altitud). Este procedimiento permitió establecer los atributos dominantes dentro del área de cada subgrupo de UM. Pero debido a la gran cantidad de ciertas clases del relieve, como lo son las laderas montañosas bajas y altas, se decidió dividir el área de estudio en Sistemas Morfogénicos.

Dichos sistemas no son más que el conjunto varias unidades morfogénicas con características litológicas, temporales y estructurales similares, que sin embargo pueden poseer distintos tipos de relieve. Se delimitaron pues 17 Sistemas Morfogénicos y se procedió a la descripción de las UM contenidas en cada uno de ellos, con sus atributos tanto cualitativos como cuantitativos, lo que se consideró como el resultado de toda la investigación.

## **CAPÍTULO 4. MORFOGÉNESIS**

### **4.1 El mapa Morfogénico y los Sistemas Morfogénicos (SM)**

El mapa morfogénico de la Cuenca Alta de Yosocuta, fue realizado a partir de la interpretación de los seis MDT obtenidos del INEGI a escala 1:50,000 y con ayuda de las ortofotos escala 1:20000 que cubren toda la cuenca, obteniéndose un total de 590 UM diferentes, encuadradas en los cuatro principales tipos morfológicos que son: Laderas de Montaña, Lomeríos, Piedemontes y Planicies. Las laderas de montaña son mayoría y ocupan el 75.77% de la superficie en el área de estudio,

seguidas de lejos por los lomeríos que abarcan un 11.63%, los piedemontes un 8.5% y las planicies 3.27%.

Para una mejor estructuración de toda la información bibliográfica y cartográfica obtenida en toda el área de estudio, así como para una mejor comprensión del relieve de la cuenca, y teniendo en cuenta que fueron 590 las unidades morfogénicas delimitadas, fue necesario reagrupar el área de estudio en diecisiete Sistemas Morfogénicos. Aquí se entiende como Sistema Morfogénico (SM) al conjunto de UM que pueden poseer distintos tipos de relieve, que tienen elementos litológicos diferenciados, que comparten una dimensión temporal semejante, y que tienen una estrecha relación y semejanza entre sí, y que además pertenecen a una unidad de relieve mayor (Morfoestructura), como volcanes compuestos, sierras, planicies, áreas de lomeríos, curvilineamientos, formaciones constituidas por flujos lávicos, y depósitos piroclásticos.

Los sistemas, a su vez, se agrupan dentro de tres dominios mayores en los que está dividida el área de estudio, los Sistemas Morfogénicos Volcánicos modelados del Cenozoico, los Sistemas Morfogénicos de Estructuras Plegadas y las Estructuras Endógenas Metamórficas del Cretácico Superior. Cada uno de estos sistemas fue nombrado según sus rasgos geográficos (localidades y elementos del relieve).

Tabla 4.1. Nombre, superficie en km<sup>2</sup>, ha y porcentaje, de cada uno de los 17 SM, que integran la Cuenca Alta de Yosocuta.

Sistema Morfogénico (SM)	Superficie km <sup>2</sup>	Superficie ha	Superficie en %
01. Cerro Nieves	47.11	4711.48	4.17
02. Guadalupe Cuauhtepic	48.26	4825.72	4.27
03. El Encino	26.4	2639.79	2.34
04. San Juan Bautista Suchitepec	22.66	2265.56	2.01
05. Cerro Yucoyo	84.13	8412.68	7.45

06. Cerro Yucutano	36.76	3676.28	3.25
07. Sta. María Camotlán	61.81	6181.08	5.47
08. Cerro Yudane	124.36	12435.96	11.02
09. San Sebastián	50.65	5065.24	4.48
10. Cerro el Gavilán	42.33	4233.36	3.75
11. Yosocuno	83.96	8395.56	7.43
12. Llano Grande	32.08	3208.12	2.84
13. Cerro Teposcolula	99.62	9962.52	8.82
14. Huajuapán	127.72	12772.24	11.33
15. Cerro Yucutache	41.46	4146.24	3.67
16. Santiago Cacaloxtotec	72.39	7239.40	6.41
17. Cerro La Soledad	127.54	12753.68	11.29
Total	1 129.24	112 924.88	100%

Enseguida se refieren los conjuntos de UM (por SM) de laderas montañosas en orden jerárquico: altas y bajas. Se destacan las características morfogenéticas, clase geométrica (en la descripción de los procesos característicos y condiciones del terreno que ocurren en cada tipo de pendiente, siempre se hace una descripción acorde a la tabla de clasificación de pendientes de Van Zuidam, 1986).

Del mismo modo se describen los lomeríos: altos y bajos, así como los no diferenciados (lomeríos a los que no se pudo encasillar en alguna de las dos características anteriores debido a particularidades que se describirán con detalle en la descripción). Los piedemontes: locales intermontanos y generales. Y por último las Planicies aluviales locales intermontanas y generales. Los criterios utilizados para la clasificación de cada una de las UM se detallan en el capítulo 3.

#### **4.2 Los Sistemas Morfogenéticos volcánicos modelados del oligoceno**

Hay 15 Sistemas Morfogenéticos (el 85% de la cuenca Alta de Yosocuta) cubiertos por la Formación Huajuapán, que se considera del Oligoceno. Dicha formación

está constituida por andesitas, ceniza volcánica y capas de conglomerado y brecha que ocurren interestratificadas.

Esta formación fue dividida en tres miembros (nombrados informalmente) por Martiny Kramer (2008); el primero de ellos descansa en contacto transicional sobre depósitos fluviales y epiclásticos que revelan un episodio de sedimentación continental en cuencas intermontanas y fosas tectónicas, y es llamado el “Conglomerado Huajuapan”, en ésta capa se observan varios tipos de conglomerado, con diferencias en el tamaño y la litología de los fragmentos y, a veces, se presentan dos conglomerados distintos con un contacto concordante entre ellos. Sin embargo, predominan conglomerados calcáreos soportados por la matriz, mal seleccionados con clastos subredondeados a subangulares, de tamaño grava. Los conglomerados generalmente están cubiertos, en contacto transicional por rocas volcaniclásticas del Paleógeno, indicando un cambio gradual de un evento erosivo a un evento volcánico.

Sobreyaciendo a los conglomerados del paleógeno Martiny Kramer (2008) describió dos unidades volcánicas, a las que designa informalmente como: *Unidad Volcánica Inferior (UVI)* y *Unidad Volcánica Superior (UVS)*.

La UVI está constituida por rocas piroclásticas y epiclásticas, generalmente de composición silícica, sus depósitos piroclásticos incluyen depósitos de flujo y de caída. También se observan avalanchas de escombros en algunas zonas, por ejemplo, en la parte superior de esta unidad entre Huajuapan y Tamazulapan, donde posiblemente pudieron haberse originado del colapso de una estructura central grande en esta zona.

La UVS está constituida por derrames de lava de composición intermedia y autobrechas intercaladas que constituyen la parte superior de la sucesión volcánica, cubriendo a las rocas volcaniclásticas de la UVI. Estas rocas se asocian a varios aparatos volcánicos.

Esta unidad forma un paquete grueso, particularmente en el sector norte de la zona volcánica, en la parte central de la depresión entre Huajuapan y Tamazulapan y en el área de Monte verde. Está caracterizada por varios pulsos

de erupción que en algunas zonas produjeron apilamientos de por lo menos 15 derrames de lavas y autobrechas, con un espesor total estimado en 500 m, o más en algunas localidades. Representan las elevaciones principales de la región, típicamente entre 2000 y 2500 m sobre el nivel del mar, aunque las elevaciones máximas de las rocas volcánicas en este sector son mayores a 3000 m.

La UVS cubre en contacto transicional concordante a las unidades piroclásticas y en ciertas localidades es muy común observar intercalaciones de rocas piroclásticas, particularmente de composición intermedia con escoria, intercaladas con derrames en este contacto. Además, Martiny Kramer (2008) observó cuerpos subvolcánicos de tipo hipabisal y composición intermedia emplazados a todos los niveles de la sucesión, aunque son más abundantes en la unidad inferior.

Hoy en día lo que se observa son volcanes compuestos y centros monogenéticos que se encuentran en un avanzado estado de erosión.

Para las rocas volcánicas de esta región se han reportado edades que varían principalmente entre 34–31 Ma (Martiny *et al.*, 2000), aunque existen edades de hasta 26 Ma (Ferrusquía- Villafranca, 1992). El volcanismo también convivió con un episodio de desplazamiento lateral, primero asociado a fallas de orientación NW-SE y E-W, y después a fallas de laterales izquierdas de orientación al N (Martiny *et al.*, 2002).

Tectónicamente la región pasó de una fase de plegamiento a una de fracturamiento y fallamiento normal, originando la formación de fosas y paleocuevas. Se cree que la litología estuvo controlada por la profundidad de éstas, ya que no hay continuidad litológica. Así lo indica la abundancia de rocas epiclásticas en la Formación Huajuapán. Se considera que el fallamiento cesó a fines del Mioceno (*ibídem*).

La tectónica transtensional del noroccidente de Oaxaca debió propiciar un menor grado de diferenciación y de contaminación cortical (Martiny *et al.*, 2000). Los rasgos estructurales indican que el emplazamiento de los plutones oligocénicos ocurrió en el tiempo en el que se desarrollaba una deformación transtensional, asociada al desplazamiento lateral izquierdo del bloque Chortis (Tolson, 1998). Herrmann *et al.* (1994), han sugerido que la extensión y el calentamiento

producidos por el desplazamiento del bloque Chortis facilitaron el ascenso del magma.

Las estructuras que cortan las sucesiones volcánicas del Oligoceno Temprano son fallas con diferentes orientaciones y relacionadas con el corte de unidades distintas. Se aprecia un agrupamiento de los lineamientos N-S y otro grupo entre WNW y NW, siendo dominante el primero. El desplazamiento característico en ambos grupos es esencialmente de tipo lateral izquierdo y, tomando en cuenta las diferencias de orientación y las relaciones angulares que muestran las estructuras, la actividad de los grupos no puede ser contemporánea (Martiny Kramer, 2008).

Además se observan diversas fallas normales que tienen una orientación N-S y NW, y han sido reportados algunos episodios de desplazamiento lateral derecho asociados al sistema de fallas NW (Santa María-Díaz *et al.* 2004). Lo anterior sugiere que las rocas volcánicas del Paleógeno fueron sujetas a episodios de deformación contrastantes. Es difícil constreñir la edad mínima de estas estructuras por la ausencia general de rocas post-volcánicas (Martiny Kramer, 2008).

Una de las fallas locales más estudiada es la falla Petlalcingo-Huajuapán. Ésta falla fue inferida con base en la naturaleza rectilínea del contacto, la inclinación de los estratos de edad cretácica, la presencia de rocas paleozoicas al nororiente, y la distribución linear de cuerpos hipabisales y productos volcánicos aislados en el área.

Se han cartografiado varios cuerpos hipabisales adicionales a lo largo de este lineamiento que han sido fechados del Oligoceno Temprano (Martiny *et al.* 2000; Galina Hidalgo *et al.*, 2003). Lo anterior sugiere que la falla inferida es más larga de lo que habían considerado en trabajos anteriores y puede llegar a 35 km de largo, extendiéndose desde Petlalcingo en el NW hasta Huajuapán en el SE. Considerando que la estructura aparentemente se prolonga hasta Huajuapán, se denomina aquí la Falla Petlalcingo-Huajuapán. La presencia del lineamiento de cuerpos hipabisales sugiere una zona de debilidad y un control estructural que

facilito el ascenso de los magmas durante el Oligoceno Temprano. Durante el Paleógeno, la acumulación de conglomerados, con clastos derivados principalmente del bloque cretácico levantado, y material volcánico ocultaron la traza de esta falla inferida (Martiny-Kramer, 2008).

Hacia el suroeste, otro lineamiento, subparalelo a la falla Petlalcingo-Huajuapán, se extiende entre Chilixtlahuaca y Saucitlán, en el contacto entre el Complejo Acatlán y depósitos continentales del Jurásico Medio (Formación Tecomazúchil). Caballero-Miranda (1990) interpretó el lineamiento como una posible falla de crecimiento, singénico con el depósito de la Formación Tecomazúchil, basado en que es un rasgo rectilíneo a lo largo de lo cual se encuentran varios cuerpos hipabisales (Martiny-Kramer, 2008). Se cree que esta falla es de carácter distensivo y que esta relaciona con un sistema de fallas en las unidades volcánicas (Navarro, 2010).

Localmente el INEGI señala diversas fallas o lineamientos, pero ninguno de ellos tiene nombre, por lo que se les nombró según los rasgos geográficos cercanos (localidades y elementos del relieve). Dentro de este grupo se encuentra la falla Chochopilco que se extiende aproximadamente 15 km con dirección NE-SO, la falla Yucoyo con extensión aproximada de 13 km con dirección NE-SO, la falla Yundo de aproximadamente 16 km con dirección NO-SE, la falla el Platanar que se extiende aproximadamente 14 km con dirección NE-SO, la falla Yosocuno con una extensión aproximada de 14 km con dirección NE-SO, la falla Zité que tiene una extensión aproximada de 8 km con dirección NE-SO y la falla Nopala de aproximadamente 9 km con dirección NE-SO. Además el SGM señala la existencia de varios curvilineamientos que se relacionan con cuellos volcánicos, constituidos por andesita, los cuales forman parte del vulcanismo que dio origen a la Formación Huajuapán, siendo los más destacados, La Peña, Vista Hermosa, San Sebastián, El Cedro y El Chilar. Se encontraron otros tres curvilineamientos a los que se nombró según sus rasgos geográficos cercanos, estos son, Llano Grande, El Cahuazá y El Orégano.

#### 4.2.1 Los Piedemontes y las planicies

Debido a la escala que se trabajó, que es de tipo regional (útil para el inventario de recursos), los piedemontes y la planicies no tienen un tamaño donde se aprecien grandes detalles morfológicos, por lo que se generalizo su explicación en base a su origen, a las pendientes y a las observaciones hechas en campo, obteniéndose dos grandes tipos de piedemontes y dos grandes tipos de planicies que son:

**Piedemontes locales intermontanos:** son de origen endógeno volcánico (flujos volcánicos y depósitos piroclásticos) acumulativo y en menor proporción exógeno acumulativo aluvial del Cuaternario y fueron modelados por acción fluvial.

Son ondulados y angostos, pertenecientes a una sola estructura o UM. Su intervalo de pendiente dominante es  $>8^{\circ}$ - $16^{\circ}$  lo que quiere decir que tienen una inclinación moderada, siendo proclives a movimientos gravitacionales de todo tipo, reptación y retroceso de cabeceras, pérdida de suelos y deslizamientos.

**Piedemontes generales:** grandes piedemontes que están compuestos por flujos volcánicos erosionados, depósitos piroclásticas de andesitas y de materiales exógenos aluviales acumulativos del cuaternario.

Su intervalo de pendiente dominante es  $>4^{\circ}$ - $8^{\circ}$  lo que quiere decir que tienen una inclinación moderada, siendo proclives a movimientos gravitacionales de todo tipo, reptación y retroceso de cabeceras, pérdida de suelos y deslizamientos así como un potencial peligro de erosión de suelos.

**Planicies Intermontanas:** son de origen exógeno Aluvial Acumulativo, los materiales del aluvión son gruesos con predominancia de guijarros y arenas, del Cuaternario. Tienen una morfología plana con pendientes que van de  $2^{\circ}$ - $4^{\circ}$  lo que las hace proclives a movimientos en masa de poca velocidad, combinado con condiciones de soliflucción y movimientos fluviales y de  $0^{\circ}$ - $2^{\circ}$  donde la denudación es prácticamente imperceptible. Son muy angostas y pertenecen prácticamente al cauce de los ríos.

**Planicies generales:** Son de origen exógeno Aluvial Acumulativo del Cuaternario, son lo suficientemente amplias como para sostener campos de cultivos y poblaciones rurales. En general tienen una morfología plana, con una pendiente de  $0^{\circ}$ - $2^{\circ}$  lo que hace que la denudación sea imperceptible.

#### 4.2.2 Sistema Morfogenético 01 Cerro Nieves

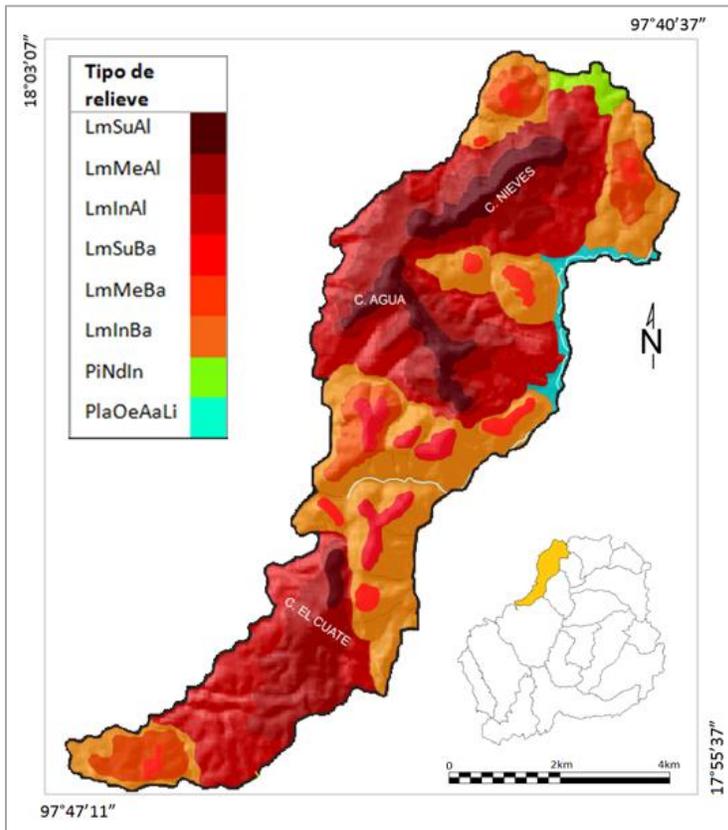


Figura 4.1. Mapa de los tipos de relieve del Sistema Morfogenético Cerro Nieves, con coordenadas geográficas extremas.

Tiene una superficie de 47.11 km<sup>2</sup> y está localizado al NW de la Cuenca. Pertenece a la formación Huajuapán del Oligoceno y tiene una litología predominante de andesitas y tobas andesíticas. En él se pueden encontrar volcanes compuestos y centros monogenéticos que se encuentran en un avanzado estado de erosión.

Las estructuras que cortan las sucesiones volcánicas del Oligoceno temprano son fallas con diferentes orientaciones y también relacionadas de corte con unidades distintas.

Se aprecia un agrupamiento de los lineamientos N-S y otro grupo entre WNW y NW, siendo dominante el primero. El desplazamiento característico en ambos grupos es esencialmente de tipo lateral izquierdo y, tomando en cuenta las diferencias de orientación y las relaciones angulares que muestran las estructuras, la actividad de los grupos no puede ser contemporánea (Martiny Kramer, 2008). Lo anterior sugiere que las rocas volcánicas del Paleógeno fueron sujetas a episodios de deformación contrastantes.

Las laderas de montaña son de origen endógeno volcánico modelado, formadas por flujos volcánicos y depósitos piroclásticos de andesitas del Oligoceno.

**Laderas de montaña altas:** probablemente formaron parte de volcanes compuestos, ya que sus superficies cumbrales están formadas de distintas cimas,

son muy extensas y se denotan en varias de ellas múltiples emisiones de coladas de lava, un ejemplo de esto lo da el cerro el Cuate, ubicado en el extremo sur del SM, este emitió varias coladas de lava con dirección SO por una extensión aproximada de 5 km.

Sus superficies cumbrales son convexas con dorsos de morfología ondulada, todas las laderas de montaña alta tienen laderas medias debido al brusco cambio de pendiente y a la gran extensión de cada UM y sus laderas inferiores están constituidas principalmente por flujos volcánicos y por piroclastos de andesitas del terciario oligoceno.

**Laderas de montaña bajas:** tienen superficies cumbrales convexas o aplanadas y en general tienen dorsos de morfología ondulada, aunque existen algunas UM con una sola cima redondeada, esto se podría deber a que pertenecieron a antiguos volcanes monogenéticos.

No se marcan laderas de montaña medias en todas las UM de este tipo debido a que no son tan extensas y el cambio de pendiente no es tan acusado de laderas medias a bajas. Las laderas inferiores son de origen endógeno volcánico modelado formadas principalmente por flujos volcánicos y por piroclastos de andesitas del terciario oligoceno.

El intervalo de pendiente que domina en las laderas de montaña altas y bajas es de 16°-32° lo que quiere decir que son proclives a procesos denudatorios intensos.

Tabla 4.2. En la tabla se muestran los diferentes tipos del relieve con su edad, litología y clases de relieve que son: PD, pendiente dominante en grados, AMP, altitud media predominante en metros y AR, altura relativa en metros.

Tipo de relieve	Edad	Litología	Clases de relieve		
			PD	AMP	AR
Laderas de Montaña Superiores Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2200-2300m	>451-534m
Laderas de Montaña Medias Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2100-2200m	>451-534m
Laderas de Montaña Inferiores Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>1900-2100m	>451-534m
Laderas de Montaña Superiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2200-2300m	>200-450m
Laderas de Montaña Medias Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2000-2100m	>200-450m
Laderas de Montaña Inferiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>1900-2100m	>200-450m
Piedemonte local intermontano	Qal	coluvio-aluvial	>8°-16°	>1900-2000m	60m
Planicie	Qal	aluvial	0°-2°	>1800-1900m	97m

### 4.2.3 Sistema Morfogénico 02 Guadalupe Cuauhtepac

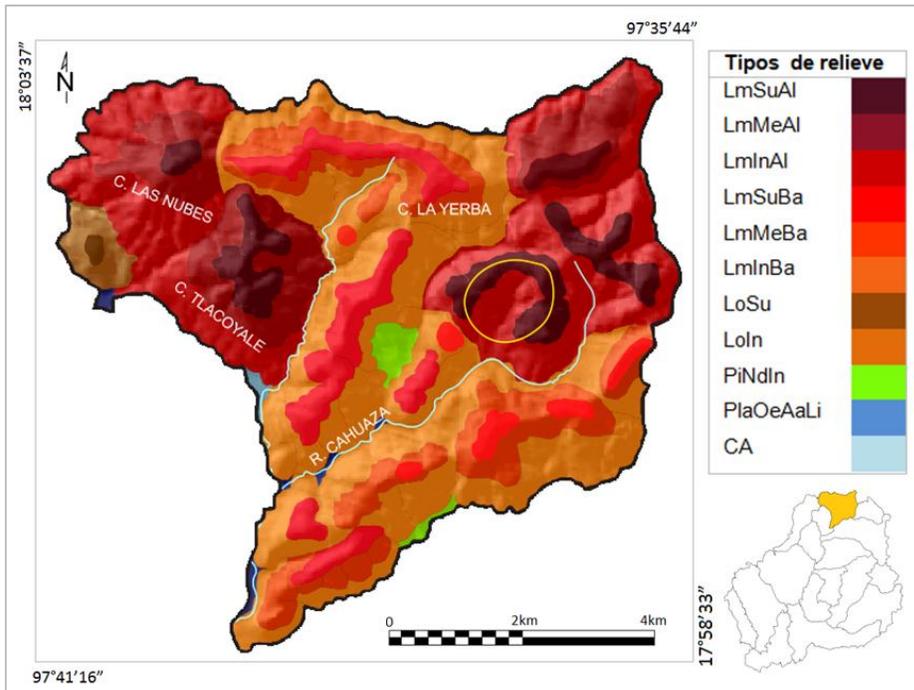


Figura 4.2. Mapa de los tipos de relieve del Sistema Morfogénico Guadalupe Cuauhtepac, con coordenadas extremas

Tiene una superficie de 48.26 km<sup>2</sup> y está localizado al norte de la Cuenca. Pertenece a la formación

Huajuapán del Oligoceno y tiene una litología predominante de andesitas y tobas andesíticas. En él se pueden encontrar volcanes compuestos y centros monogénicos que se encuentran en un avanzado estado de erosión.

Las laderas de montaña y los lomeríos son de origen endógeno volcánico modelado, formadas por flujos volcánicos y depósitos piroclásticos de andesitas del Oligoceno.

**Laderas de montaña altas:** probablemente fueron volcanes compuestos, ya que tienen varias cimas, lo cual puede deberse a un desplazamiento de la chimenea a corta distancia, o bien, al levantamiento de conos jóvenes en las ruinas de un volcán antiguo. Tienen superficies cumbrales convexas con dorsos de morfología ondulada. En varias UM se observan diferentes coladas de lava, un ejemplo de esto lo da una UM ubicada al noroeste del SM donde se observan las coladas de lava hacia su lado norte y suroeste. Hacia el este se observa una UM que forma un pequeño curvilineamiento, probablemente un antiguo cuello volcánico.

No todas tienen laderas de montaña medias debido a que el cambio de pendiente no es muy marcado y a que algunas estructuras son angostas. Las laderas

inferiores están formadas principalmente por flujos volcánicos y por piroclastos de andesitas del terciario oligoceno.

**Laderas de montaña bajas:** tienen superficies cumbrales convexas o aplanadas y en general tienen dorsos de morfología ondulada, aunque existen algunas UM con una sola cima redondeada, esto se podría deber a que pertenecieron a antiguos volcanes monogenéticos. Casi todas las laderas de este tipo están integradas a estructuras alargadas que forman lineamientos con dirección NE-SO y O-E. Las laderas inferiores son de origen endógeno volcánico modelado formadas principalmente por flujos volcánicos y por piroclastos de andesitas del terciario oligoceno.

El intervalo de pendiente que domina el las laderas de montaña altas y bajas es de 16°-32° lo que quiere decir que son proclives a procesos denudatorios intensos.

**Lomeríos superiores e inferiores altos:** tienen superficies cumbrales convexas, con dorsos de morfología redondeada. Estos lomeríos se encuentran colindando con el SM 4, por lo que quizá estén influidos por el proceso de pull-apart que se lleva a cabo en dicho SM. Su intervalo de pendiente dominante es 8°-16 una inclinación moderada, que los hace proclives a movimientos gravitacionales de todo tipo, reptación y retroceso de cabeceras, pérdida de suelos y deslizamientos.

Tabla 4.3. En la tabla se muestran los diferentes tipos del relieve con su edad, litología y clases de relieve que son: PD, pendiente dominante en grados, AMP, altitud media predominante en metros y AR, altura relativa en metros.

Tipo de relieve	Edad	Litología	Clases de relieve		
			PD	AMP	AR
Laderas de Montaña Superiores Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2200-2400m	>451-544m
Laderas de Montaña Medias Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2100-2200m	>451-544m
Laderas de Montaña Inferiores Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2000-2100m	>451-544m
Laderas de Montaña Superiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2200-2300m	>200-450m
Laderas de Montaña Medias Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2100-2300m	>200-450m
Laderas de Montaña Inferiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2000-2100m	>200-450m
Lomeríos Superiores	TO	andesitas y tobas andesíticas	>8°-16°	>2000-2100m	>126-200m
Lomeríos Inferiores	TO	andesitas y tobas andesíticas	>8°-16°	>2000-2100m	>126-200m
Piedemonte local intermontano	Qal	coluvio-aluviales	>8°-16°	>1900-2000m	145m
Planicie	Qal	aluviales	0°-2°	>1900-2000m	40m

#### 4.2.4 Sistema Morfogenético 03 El encino

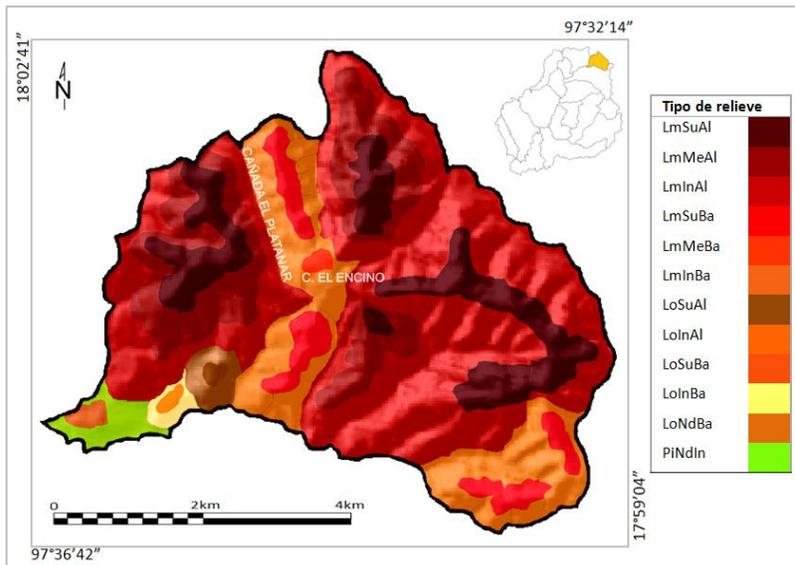


Figura 4.3. Mapa de los tipos de relieve del Sistema Morfogenético 03, con coordenadas extremas.

Se localiza en el extremo noreste de la cuenca, tiene una superficie de 26.4 km<sup>2</sup>. Pertenece a la formación Huajuapán del Terciario Oligoceno y tiene una litología predominante de

andesitas y tobas andesíticas.

En él se encuentra un cuerpo de agua que se generó a causa de un deslizamiento hace aproximadamente 50 años en una de sus laderas de montaña bajas.

El desplazamiento característico es esencialmente de tipo lateral izquierdo y, tomando en cuenta las diferencias de orientación y las relaciones angulares que muestran las estructuras, la actividad de los grupos no puede ser contemporánea (Martiny Kramer, 2008). Lo anterior sugiere que las rocas volcánicas del Paleógeno fueron sujetas a episodios de deformación contrastantes.

Las laderas de montaña y los lomeríos son de origen endógeno volcánico modelado, formadas por flujos volcánicos y depósitos piroclásticos de andesitas del Oligoceno.

**Laderas de montaña altas:** son estructuras que probablemente fueron volcanes compuestos, ya que tienen varias cimas, lo cual puede deberse a un desplazamiento de la chimenea a corta distancia, o bien, al levantamiento de conos jóvenes en las ruinas de un volcán antiguo. Tienen superficies cumbrales convexas con dorsos de morfología muy ondulada, en dos casos en forma de “u”. No todas tienen laderas de montaña medias debido a que el cambio de pendiente no es muy marcado y a que algunas estructuras son angostas y con laderas muy

accidentadas. Las laderas inferiores están formadas principalmente por flujos volcánicos y por piroclastos de andesitas del terciario oligoceno.

Hacia el lado este las estructuras presentan gran cantidad de fracturas que forman barrancas por todos los lados de las estructuras.

**Laderas de montaña bajas:** tienen superficies cumbrales convexas y en general tienen dorsos de morfología ondulada, probablemente pertenecieron se trata de antiguos volcanes compuestos, además existe una UM con una sola cima redondeada, esto se podría significar que perteneció a un antiguo volcán monogenéticos. Las laderas inferiores son de origen endógeno volcánico modelado formadas principalmente por flujos volcánicos y por piroclastos de andesitas del terciario oligoceno.

El intervalo de pendiente que domina el las laderas de montaña altas y bajas es de 16°-32° lo que quiere decir que son proclives a procesos denudatorios intensos.

**Lomeríos altos, bajos y no diferenciados:** sus superficies cumbrales son convexas, con dorsos de morfología redondeada. Se localizan en la parte suroeste del SM y se hallan intercalados en el piedemonte. Su intervalo de pendiente dominante es 8°-16 lo que quiere decir que tienen una inclinación moderada, siendo proclives a movimientos gravitacionales de todo tipo, reptación y retroceso de cabeceras, pérdida de suelos y deslizamientos.

Tabla 4.4. En la tabla se muestran los diferentes tipos del relieve con su edad, litología y clases de relieve que son: PD, pendiente dominante en grados, AMP, altitud media predominante en metros y AR, altura relativa en metros.

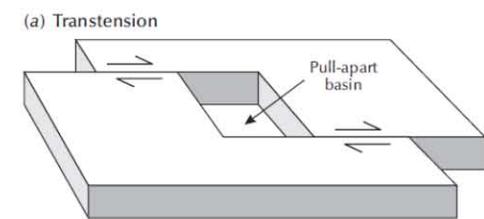
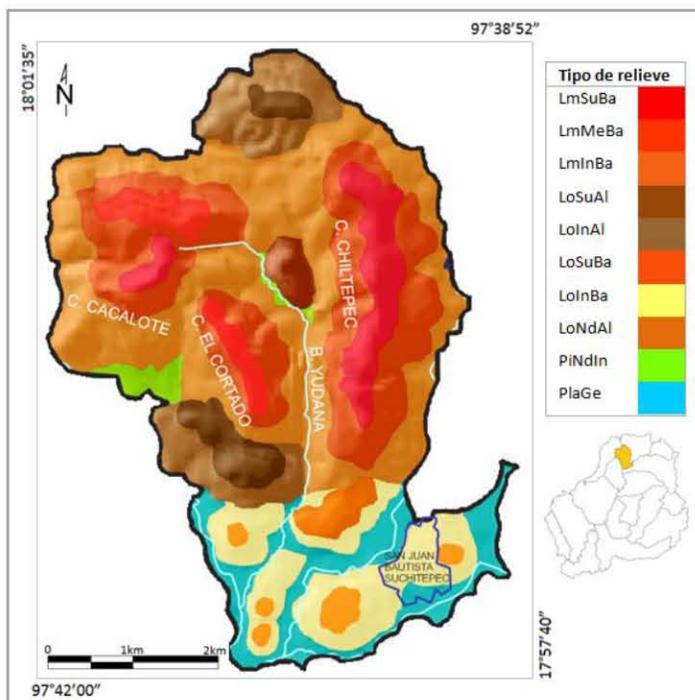
Tipo de relieve	Edad	Litología	Clases de relieve		
			PD	AMP	AR
Laderas de Montaña Superiores Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2500-2700m	>451-582m
Laderas de Montaña Medias Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2400-2500m	>451-582m
Laderas de Montaña Inferiores Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2300-2400m	>451-582m
Laderas de Montaña Superiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2500-2600m	>200-450m
Laderas de Montaña Inferiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2400-2500m	>200-450m
Lomeríos Superiores Altos	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2100-2200m	>126-200m
Lomeríos inferiores Altos	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2100-2200m	>126-200m
Lomeríos Superiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2000-2100m	>50-125m
Lomeríos inferiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2000-2100m	>50-125m
Lomeríos no diferenciados	TO	andesitas y tobas andesíticas	>8°-16°	>2000-2100m	>50-125m
Piedemonte local intermontano	Qal	aluvio-columial	>4°-8°	>2000-2100m	80m

#### 4.2.4 Sistema Morfogénico 04 San Juan Bautista Suchitepec

Se localiza al norte de la cuenca y tiene una superficie de 22.66 Km<sup>2</sup>, siendo el más pequeño de los SM. Pertenece a la formación Huajuapán del Oligoceno y tiene una litología predominante de andesitas y tobas andesíticas. Entre sus peculiaridades destaca que es el único SM perteneciente a la zona volcánica que no tiene ninguna ladera de montaña alta, al parecer esto se debe a que forma parte de una microcuenca *Pull apart*, una cuenca que esta asociada a fallas de desplazamiento oblicuo.

desplazamiento oblicuo.

Estas cuencas tienen una topografía baja debido al *rifting* a lo largo de fallas de desgarre (Huggett, 2007).



Figuras 4.4 y 4.5. Arriba Cuenca de *Pull apart* formada por transtension, ilustración tomada de Huggett, 2007. A la izquierda, Mapa de los tipos de relieve del Sistema Morfogénico San Juan Bautista Suchitepec, con coordenadas extremas.

Las laderas de montaña y los lomeríos son de origen endógeno volcánico modelado, formadas por flujos volcánicos y depósitos piroclásticos de andesitas del Oligoceno

**Laderas de montaña bajas:** tiene superficies cumbrales convexas, sus dorsos son de morfología ondulada y probablemente pertenecieron a antiguos volcanes compuestos. Constituyen dos lineamientos principales con dirección NO-SE y N-S. Las laderas inferiores son de origen endógeno volcánico modelado formadas principalmente por flujos volcánicos y por piroclastos de andesitas del terciario oligoceno.

Su intervalo de pendiente dominante es 16°-32° lo que quiere decir que son pendientes inclinadas, proclives a procesos denudatorios intensivos.

**Lomeríos altos, bajos y no diferenciados:** sus superficies cumbrales son convexas o aplanadas, con dorsos de morfología redondeada. Por la zona media del SM se encuentra un lomerío no diferenciado que parece ser un pequeño domo volcánico. Hacia la zona sur los lomeríos son muy bajos y están intercalados con la planicie. El intervalo de pendiente dominante es 8°-16 lo que quiere decir que tienen una inclinación moderada, siendo proclives a movimientos gravitacionales de todo tipo, reptación y retroceso de cabeceras, perdida de suelos y deslizamientos.

Tabla 4.5. En la tabla se muestran los diferentes tipos del relieve con su edad, litología y clases de relieve que son: PD, pendiente dominante en grados, AMP, altitud media predominante en metros y AR, altura relativa en metros.

Tipo de relieve	Edad	Litología	Clases de relieve		
			PD	AMP	AR
Laderas de Montaña Superiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2100-2200m	>200-442m
Laderas de Montaña Medias Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2000-2100m	>200-442m
Laderas de Montaña Inferiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>1900-2000m	>200-442m
Lomeríos Superiores Altos	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2000-2100m	>126-200m
Lomeríos inferiores Altos	TO	andesitas y tobas andesíticas	>8°-16°	>1900-2000m	>126-200m
Lomeríos Superiores Bajos	TO	andesitas y tobas andesíticas	>8°-16°	>1800-1900m	>50-125m
Lomeríos inferiores Bajos	TO	andesitas y tobas andesíticas	>8°-16°	>1800-1900m	>50-125m
Lomeríos no diferenciados	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2000-2100m	>50-200m
Piedemonte local intermontano	Qal	coluvio-aluvial	>8°-16°	>1800-1900m	60m
Planicie General	Qal	aluvio-coluvial	0°-2°	>1800-1900m	20m
Planicie Intermontana	Qal	aluvio-coluvial	0°-2°	>1900-2000m	20m

#### 4.2.6 Sistema Morfogenético 05 Cerro Yucoyo

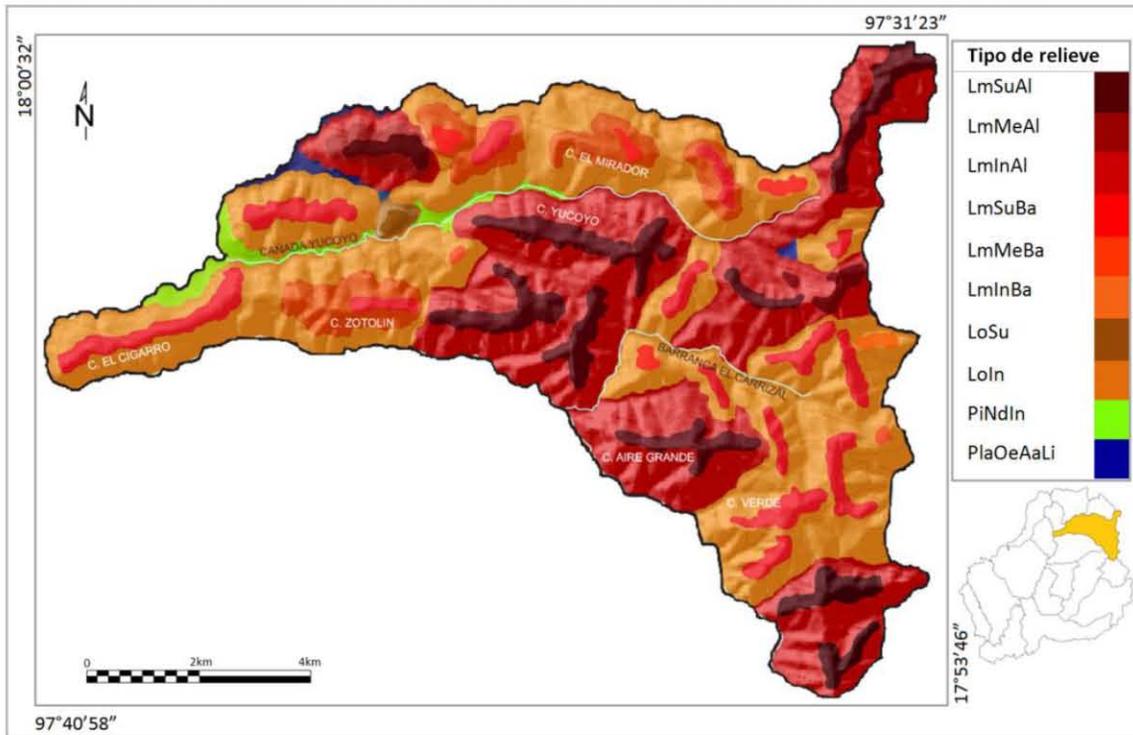
Se localiza al noreste de la cuenca y tiene una superficie de 36.76km<sup>2</sup>. Pertenece a la Formación Huajuapán del Oligoceno y tiene una litología predominante de andesitas y tobas andesíticas. En el se pueden observar dos grandes fallas paralelas que cortan las sucesiones volcánicas con direcciones de SO-NE y otra falla con dirección NO-SE.

La primera de dichas fallas de norte a sur es la falla Chochopilco (el nombre se le asigno por encontrarse dentro de ella la barranca Chochopilco) esta se extiende aproximadamente 15 km y divide al SM 03 al norte. La siguiente es la falla Yucoyo

(el nombre se le asigno por la cañada Yucoyo, ubicada sobre la misma), esta se extiende aproximadamente 13 km y divide al SM en dos, la parte que queda al norte de dicha falla es más baja en relación a la que queda al sur. La última es la falla Yundo, que se extiende aproximadamente 16Km, de NO-SE.

Todas las laderas de montaña y los lomeríos son de origen endógeno volcánico modelado, formadas por flujos volcánicos y depósitos piroclásticos de andesitas del Oligoceno.

Figura 4.6. Mapa de los tipos de relieve del Sistema Morfogenético Cerro Yucoyo, con coordenadas extremas.



**Las laderas de montaña altas:** son estructuras que probablemente formaron parte de volcanes compuestos, ya que tienen varias cimas, lo cual puede deberse a un desplazamiento de la chimenea a corta distancia, o bien, al levantamiento de conos jóvenes en las ruinas de un volcán antiguo. Tienen superficies cumbrales convexas o aplanadas con dorsos de morfología ondulada. Casi todas estas estructuras se alinean con dirección SO-NE, unas pocas tienen alineación N-SE. No todas tienen laderas de montaña medias debido a que el cambio de pendiente no es muy marcado y a que algunas estructuras son angostas. Tienen gran desarrollo de barrancas, especialmente la parte sur.

**Laderas de montaña bajas:** son estructuras que probablemente formaron parte de volcanes compuestos, ya que tienen varias cimas, lo cual puede deberse a un desplazamiento de la chimenea a corta distancia, o bien, al levantamiento de conos jóvenes en las ruinas de un volcán antiguo. Sus superficies cumbrales son convexas o aplanadas y en general tienen dorsos de morfología ondulada, aunque existen algunas UM con una sola cima redondeada, esto se podría deber a que pertenecieron a antiguos volcanes monogenéticos.

Casi todas estas estructuras en la parte norte siguen la dirección SO-NE, debido a las fallas antes mencionadas y al sur la mayoría sigue la dirección N-SE y tienen gran desarrollo de barrancas. Sus laderas inferiores son de origen endógeno volcánico modelado formadas principalmente por flujos volcánicos y por piroclastos de andesitas del terciario oligoceno.

El intervalo de pendiente que domina en las laderas de montaña altas y bajas es de 16°-32° lo que quiere decir que son proclives a procesos denudatorios intensos.

**Los lomeríos:** tienen superficies cumbrales convexas, con dorsos de morfología redondeada y se ubican junto a los piedemonte. Su intervalo de pendiente dominante es >8°-16° lo que quiere decir que tienen una inclinación moderada, siendo proclives a movimientos gravitacionales de todo tipo, reptación y retroceso de cabeceras, pérdida de suelos y deslizamientos.

Tabla 4.6. En la tabla se muestran los diferentes tipos del relieve con su edad, litología y clases de relieve que son: PD, pendiente dominante en grados, AMP, altitud media predominante en metros y AR, altura relativa en metros.

Tipo de relieve	Edad	Litología	Clases de relieve		
			PD	AMP	AR
Laderas de Montaña Superiores Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2600-2700m	>451-694m
Laderas de Montaña Medias Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2000-2300m	>451-694m
Laderas de Montaña Inferiores Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>1900-2000m	>451-694m
Laderas de Montaña Superiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2100-2200m	>200-450m
Laderas de Montaña Medias Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2100-2200m	>200-450m
Laderas de Montaña Inferiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>1900-2000m	>200-450m
Lomeríos Superiores	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2000-2100m	>126-200m
Lomeríos Inferiores	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>1900-2000m	>126-200m
Piedemonte local intermontano	Qal	coluvio-aluvial	>8°-16°	>1800-1900m	145m
Planicie	Qal	aluvial	>8°-16°	>1900-2000m	40m

#### 4.2.7 Sistema Morfogenético 06 Cerro Yucutano

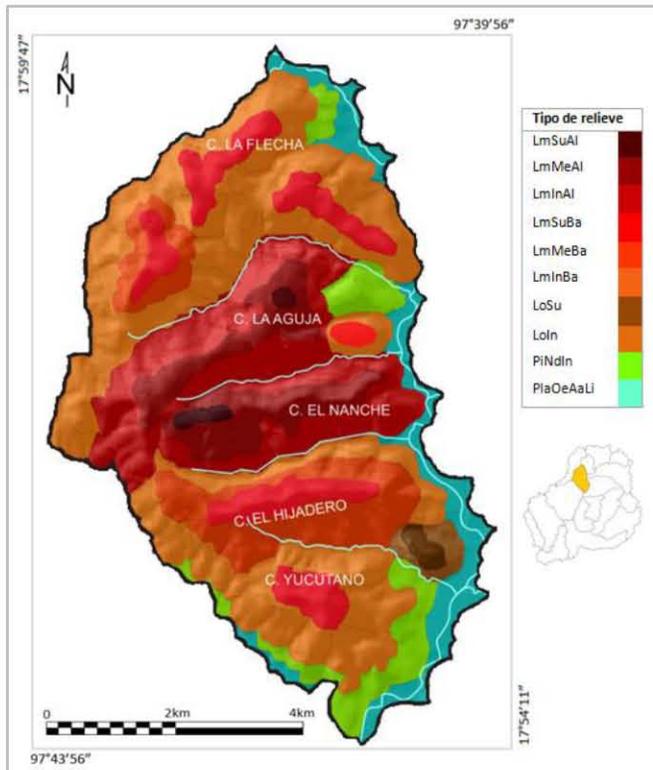


Figura 4.7. Mapa de los tipos de relieve del Sistema Morfogenético Cerro Yucutano, con coordenadas extremas.

Se localiza al noroeste de la cuenca y tiene una superficie de 84.13 Km<sup>2</sup>. Sus estructuras tienen una alineación SO-NE, lo que las relaciona con las fallas Yucoyo y Yundo (antes descritas).

Se aprecia un agrupamiento de los lineamientos N-S y otro grupo entre WNW y NW.

El desplazamiento característico en ambos grupos es

esencialmente de tipo lateral izquierdo y, tomando en cuenta las diferencias de orientación y las relaciones angulares que muestran las estructuras, la actividad de los grupos no puede ser contemporánea (Martiny Kramer, 2008).

Todas las laderas de montaña y los lomeríos son de origen endógeno volcánico modelado, formadas por flujos volcánicos y depósitos piroclásticos de andesitas del Oligoceno.

**Laderas de montaña altas:** son estructuras que probablemente formaron parte de volcanes compuestos, ya que sus superficies cumbrales están compuestas de distintas cimas, son muy extensas y se denotan en varias de ellas distintas emisiones de coladas de lava. Tienen superficies cumbrales convexas con dorsos de morfología ondulada. Todas tienen laderas medias debido a la gran extensión de cada UM. Las laderas inferiores están formadas principalmente por flujos volcánicos y por piroclastos de andesitas del terciario oligoceno.

**Laderas de montaña bajas:** son estructuras que probablemente formaron parte de volcanes compuestos, ya que tienen varias cimas, lo cual puede deberse a un desplazamiento de la chimenea a corta distancia, o bien, al levantamiento de conos jóvenes en las ruinas de un volcán antiguo. Sus superficies cumbrales son convexas o aplanadas y en general tienen dorsos de morfología ondulada.

Sus laderas inferiores son de origen endógeno volcánico modelado formadas principalmente por flujos volcánicos y por piroclastos de andesitas del terciario oligoceno.

El intervalo de pendiente que domina el las laderas de montaña altas y bajas es de 16°-32° lo que quiere decir que son proclives a procesos denudatorios intensos.

**Lomeríos:** tienen superficies cumbrales convexas, con dorsos de morfología ondulada. Se ubican junto a los piedemontes y planicies en la parte este del SM. Su intervalo de pendiente dominante en sus áreas superiores es 16°-32° lo que quiere decir que son pendientes inclinadas, proclives a procesos denudatorios intensos. En contraste su parte inferior tiene una pendiente 8°-16 lo que quiere decir que tienen una inclinación moderada, siendo proclives a movimientos gravitacionales de todo tipo, reptación y retroceso de cabeceras, pérdida de suelos y deslizamientos.

Tabla 4.7. En la tabla se muestran los diferentes tipos del relieve con su edad, litología y clases de relieve que son: PD, pendiente dominante en grados, AMP, altitud media predominante en metros y AR, altura relativa en metros.

Tipo de relieve	Edad	Litología	Clases de relieve		
			PD	AMP	AR
Laderas de Montaña Superiores Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2300-2400m	>451-606m
Laderas de Montaña Medias Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2100-2300m	>451-606m
Laderas de Montaña Inferiores Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2000-2100m	>451-606m
Laderas de Montaña Superiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2000-2100m	>200-450m
Laderas de Montaña Medias Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>1900-2000m	>200-450m
Laderas de Montaña Inferiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>1800-1900m	>200-450m
Lomeríos Superiores	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>1800-1900m	>126-200m
Lomeríos Inferiores	TO	andesitas y tobas andesíticas	>8°-16°	>1700-1800m	>126-200m
Piedemonte local intermontano	Qal	coluvio-aluvial	>8°-16°	>1700-1800m	40m
Planicie	Qal	aluvial	0°-2°	>1700-1800m	80m

#### 4.2.8 Sistema Morfogenético 07 Santa María Camotlán

Se localiza al noroeste de la cuenca y tiene una superficie de 84.13 Km<sup>2</sup>. Dentro de este sistema se encuentra uno de los tres cuerpos de agua de la cuenca, este se generó a partir de un deslizamiento de ladera. Hay dos grandes fallas que ejercen fuerte control tectónico sobre la zona, una es la falla Yundo (se extiende aproximadamente 16Km, de NO-SE) al norte y la otra es la falla El Platanar (se extiende aproximadamente 14km con dirección SO-NE) al sur, dichas fallas separan al SM 7 de los demás y alinean a todas las UM del interior.

Todas las laderas de montaña y los lomeríos son de origen endógeno volcánico modelado, formadas por flujos volcánicos y depósitos piroclásticos de andesitas del Oligoceno.

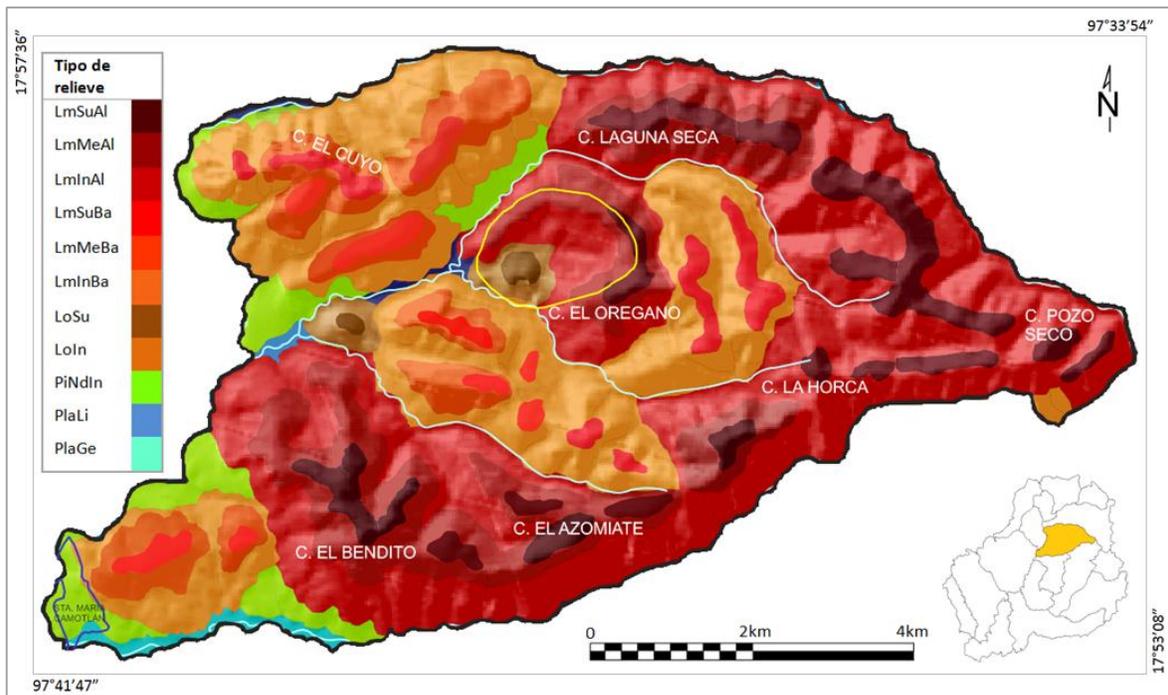


Figura 4.8. Mapa de los tipos de relieve del Sistema Morfogenético Sta. María Camotlán, con coordenadas extremas.

**Laderas de montaña altas:** son estructuras que probablemente formaron parte de volcanes compuestos, ya que sus superficies cumbrales están formadas por distintas cimas, son muy extensas y se denotan en varias de ellas múltiples emisiones de coladas de lava. Tienen superficies cumbrales convexas con dorsos de morfología ondulada. Las laderas inferiores están formadas principalmente por flujos volcánicos y por piroclastos de andesitas del terciario oligoceno. No todas

tienen laderas de montaña medias debido a que el cambio de pendiente no es muy marcado y a que algunas estructuras son muy angostas. En la parte media del SM se puede observar un curvilineamiento que probablemente perteneció a una antigua caldera volcánica que ahora esta muy erosionada. Todas estas UM tienen gran desarrollo de barrancas.

**Laderas de montaña bajas:** son estructuras que probablemente formaron parte de volcanes compuestos, ya que tienen varias cimas, lo cual puede deberse a un desplazamiento de la chimenea a corta distancia, o bien, al levantamiento de conos jóvenes en las ruinas de un volcán antiguo. Sus superficies cumbrales son convexas o aplanadas y en general tienen dorsos de morfología ondulada, pero existen algunas UM con una sola cima redondeada, esto se podría deber a que pertenecieron a antiguos volcanes monogenéticos. Sus laderas inferiores son de origen endógeno volcánico modelado formadas principalmente por flujos volcánicos y por piroclastos de andesitas del terciario oligoceno.

**Lomeríos:** se localizan junto a los piedemonte y en la parte baja del curvilineamiento el Orégano, que está en la parte central del SM.

Sus superficies cumbrales son convexas, con dorsos de morfología ondulada.

El intervalo de pendiente que domina en las laderas de montaña altas y bajas, así como en los lomeríos es de 16°-32° lo que quiere decir que son proclives a procesos denudatorios intensos.

Tabla 4.8. En la tabla se muestran los diferentes tipos del relieve con su edad, litología y clases de relieve que son: PD, pendiente dominante en grados, AMP, altitud media predominante en metros y AR, altura relativa en metros.

Tipo de relieve	Edad	Litología	Clases de relieve		
			PD	AMP	AR
Laderas de Montaña Superiores Altas	TO	Andesitas y Tobas andesíticas	>16°-32°	>2200-2300m	>451-640m
Laderas de Montaña Medias Altas	TO	Andesitas y Tobas andesíticas	>16°-32°	>2100-2200m	>451-640m
Laderas de Montaña Inferiores Altas	TO	Andesitas y Tobas andesíticas	>16°-32°	>1900-2100m	>451-640m
Laderas de Montaña Superiores Bajas	TO	Andesitas y Tobas andesíticas	>16°-32°	>2100-2200m	>200-450m
Laderas de Montaña Medias Bajas	TO	Andesitas y Tobas andesíticas	>16°-32°	>2000-2100m	>200-450m
Laderas de Montaña Inferiores Bajas	TO	Andesitas y Tobas andesíticas	>16°-32°	>1800-2000m	>200-450m
Lomeríos Superiores	TO	Andesitas y Tobas andesíticas	>16°-32°	>1900-2000m	>126-200m
Lomeríos Inferiores	TO	Andesitas y Tobas andesíticas	>16°-32°	>1800-1900m	>126-200m
Piedemonte local intermontano	Qal	Coluvio-aluvial	>8°-16°	>1700-1800m	100m
Planicie Intermontana	Qal	aluvial	>2°-4°	>1700-1800m	50m
Planicie general	Qal	aluvial	0°-2°	>1700-1800m	50m

#### 4.2.9 Sistema Morfogenético 08 Cerro Yudane

Se localiza al este de la cuenca y tiene una superficie de 124.36 Km<sup>2</sup>. Es uno de los SM más grandes y está unido en el sur al SM Huajuapán que corresponde al dominio de SM de estructuras plegadas. Su límite suroeste lo conforma la falla Petlalcingo-Huajuapán que fue inferida con base en la naturaleza rectilínea del contacto, la inclinación de los estratos de edad cretácica, la presencia de rocas paleozoicas al nororiente, y la distribución linear de cuerpos hipabisales y productos volcánicos aislados en el área, se cree que esta falla es de carácter distensivo y que esta relaciona con un sistema de fallas en las unidades volcánicas.

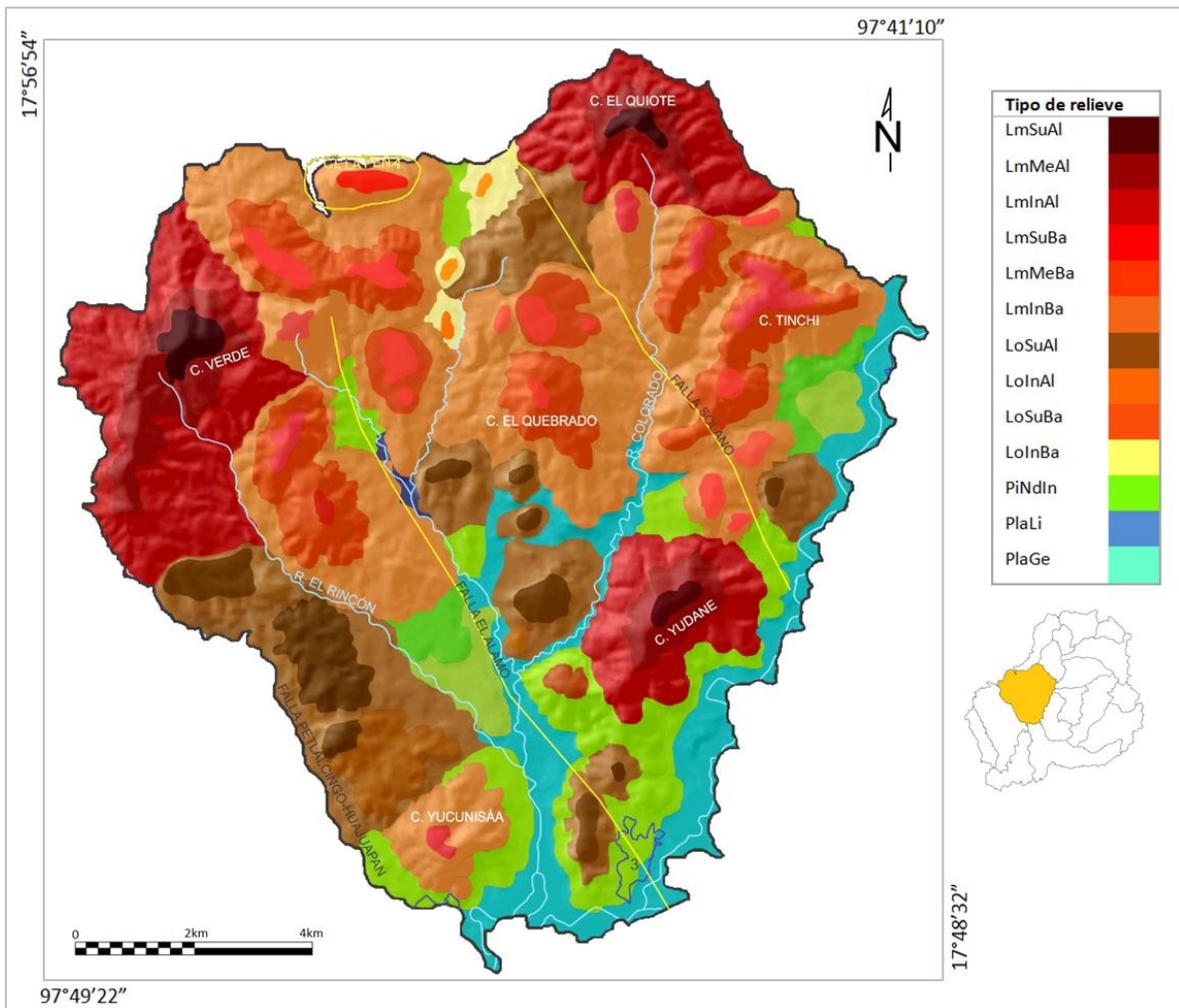


Figura 4.9. Mapa de los tipos de relieve del Sistema Morfogenético Cerro Yudane, con coordenadas extremas.

Muy probablemente los tres lineamientos que se hallan en el SM Cerro Yudane, se relacionen con la falla Petlalcingo-Huajuapán, ya que son casi paralelos a esta, estos lineamientos son de sur a norte: el lineamiento el Álamo, el Sabinal y el lineamiento Solano. Además se observó un pequeño curvilineamiento que Martiny Kramer (2008), señala como un cuerpo Hipabisal. Este SM tiene pocas laderas de montaña altas, en él dominan las laderas de montaña baja, los lomeríos, los grandes piedemontes y las planicies.

Todas las laderas de montaña y los lomeríos de este SM son de origen endógeno volcánico modelado, formadas por flujos volcánicos y depósitos piroclásticos de andesitas del Oligoceno.

**Laderas de montaña altas:** en total son tres UM (al N el Cerro El Quiote, al O el Cerro Verde y al E el Cerro Yudane) que fueron volcanes compuestos, ya que tienen varias cimas, lo cual puede deberse a un desplazamiento de la chimenea a corta distancia, o bien, al levantamiento de conos jóvenes en las ruinas de un volcán antiguo. Tienen superficies cumbrales convexas con dorsos de morfología ondulada. En todas las UM se observan diferentes coladas de lava. Todas tienen laderas de montaña medias debido a que el cambio de pendiente es muy marcado y a que todas son estructuras extensas. Las laderas inferiores están formadas principalmente por flujos volcánicos y por piroclastos de andesitas del terciario oligoceno. Su intervalo de pendiente dominante es  $16^{\circ}$ - $32^{\circ}$  o sea pendientes inclinadas, proclives a procesos denudatorios intensivos.

**Laderas de montaña bajas:** sus superficies cumbrales son convexas o aplanadas y en general tienen dorsos de morfología ondulada, aunque existen algunas UM con una sola cima redondeada, esto se podría deber a que pertenecieron a antiguos volcanes monogenéticos. En la parte norte se encuentra un pequeño curvilineamiento (Cerro La Peña) que según Martiny Kramer (2008) es un cuerpo Hipabisal. Las laderas inferiores son de origen endógeno volcánico modelado formadas principalmente por flujos volcánicos y por piroclastos.

Su intervalo de pendiente dominante en las partes superiores y medias es de  $16^{\circ}$ - $32^{\circ}$  pendientes inclinadas, proclives a procesos denudatorios intensivos. Y hacia la parte inferior es de  $8^{\circ}$ - $16^{\circ}$  una inclinación moderada, que los hace proclives a

movimientos gravitacionales de todo tipo, reptación y retroceso de cabeceras, pérdida de suelos y deslizamientos.

**Lomeríos altos, bajos y no diferenciados:** sus superficies cumbrales son convexas, con dorsos de morfología ondulada o redondeada. Los lomeríos altos están fuertemente controlados por la falla Petlalcingo-Huajuapán y los lineamientos paralelos a ella. Los lomeríos bajos se ubican solamente en la parte norte y los no diferenciados entre los piedemonte de la parte sur.

Su intervalo de pendiente dominante es 8°-16 una inclinación moderada, que los hace proclives a movimientos gravitacionales de todo tipo, reptación y retroceso de cabeceras, pérdida de suelos y deslizamientos.

Tabla 4.9. En la tabla se muestran los diferentes tipos del relieve con su edad, litología y clases de relieve que son: PD, pendiente dominante en grados, AMP, altitud media predominante en metros y AR, altura relativa en metros.

Tipo de relieve	Edad	Litología	Clases de relieve		
			PD	AMP	AR
Laderas de Montaña Superiores Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2200-2300m	>451-536m
Laderas de Montaña Medias Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2100-2200m	>451-536m
Laderas de Montaña Inferiores Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>1900-2100m	>451-536m
Laderas de Montaña Superiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2000-2100m	>200-450m
Laderas de Montaña Medias Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>1900-2000m	>200-450m
Laderas de Montaña Inferiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>8°-16°	>1800-1900m	>200-450m
Lomeríos Superiores Altos	TO	andesitas y tobas andesíticas	>8°-16°	>1700-1800m	>126-200m
Lomeríos Medios Altos	TO	andesitas y tobas andesíticas	>8°-16°	>1700-1800m	>126-200m
Lomeríos Inferiores Altos	TO	andesitas y tobas andesíticas	>8°-16°	>1700-1800m	>126-200m
Lomeríos Superiores Bajos	TO	andesitas y tobas andesíticas	>8°-16°	>1800-1900m	>50-125m
Lomeríos Inferiores Bajos	TO	andesitas y tobas andesíticas	>8°-16°	>1800-1900m	>50-125m
Lomeríos No Diferenciados	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>1700-1800m	>50-200m
Piedemonte general Superior	Qal	coluvio-aluvial	>4°-8°	>1700-1800m	60m
Piedemonte general Inferior	Qal	coluvio-aluvial	>4°-8°	>1700-1800m	40m
Piedemonte local intermontano	Qal	coluvio-aluvial	>4°-8°	>1600-1700m	60m
Planicie General	Qal	aluvial	0°-2°	>1600-1700m	60m
Planicie Intermontana	Qal	aluvial	0°-2°	>1700-1800m	140m

#### 4.2.10 Sistema Morfogenético 09 San Sebastián

El nombre de este sistema fue tomado del poblado de San Sebastián, que se encuentra dentro de una vieja caldera volcánica que forma un curvilinamiento que tomo su nombre del poblado antes mencionado. Se localiza al centro de la cuenca

y tiene una superficie de 50.65 Km<sup>2</sup>. En él se aprecia un lineamiento N-S junto al cual se agrupan todas las laderas de montaña altas.

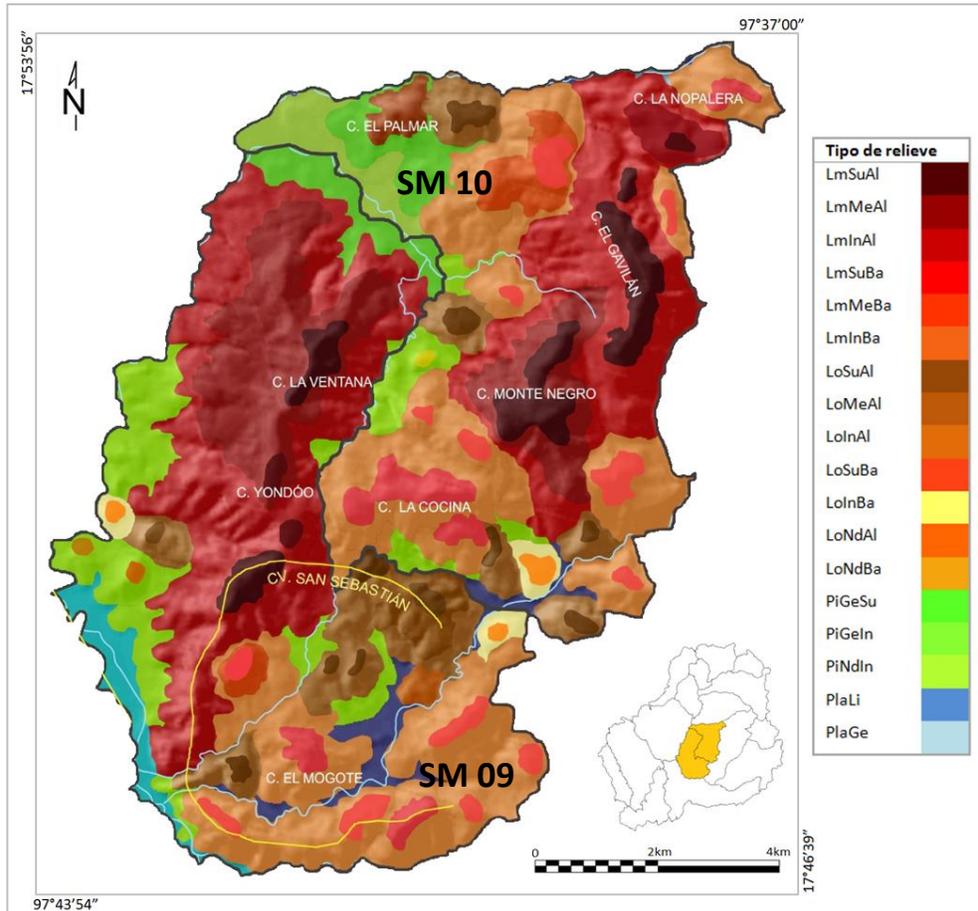


Figura 4.10. Mapa de los tipos de relieve de los Sistemas Morfogenéticos San Sebastián Y Cerro el Gavilán con coordenadas extremas.

Todas las laderas de montaña y los lomeríos de este SM son de origen endógeno volcánico modelado, formadas por flujos volcánicos y depósitos piroclásticos de andesitas del Oligoceno.

**Laderas de montaña altas:** forman una estructuras que probablemente constituyo un volcán compuesto, ya que tiene varias cimas, lo cual puede deberse a un desplazamiento de la chimenea a corta distancia, o bien, al levantamiento de conos jóvenes en las ruinas de un volcán antiguo. Sus superficies cumbrales son convexas o aplanadas y en general tienen dorsos de morfología ondulada, aunque existe una UM al oeste de la estructura principal con una sola cima redondeada, esto se podría deber a que fue un antiguo volcán monogenético.

Tiene grandes laderas de montaña medias debido a las grandes coladas vertidas principalmente con dirección oeste. Sus laderas inferiores son de origen

endógeno volcánico modelado formadas principalmente por flujos volcánicos y por piroclastos de andesitas del terciario oligoceno.

**Laderas de montaña bajas:** sus superficies cumbrales son convexas o aplanadas y en general tienen dorsos de morfología ondulada, aunque existen algunas UM con una sola cima redondeada, esto se podría deber a que pertenecieron a antiguos volcanes monogenéticos. Casi todas son fragmentos de las orillas de una antigua caldera volcánica (Curvilineamiento San Sebastian), las que se hallan en medio de la caldera, son estructuras que probablemente fueron pequeños volcanes monogeneticos formados posteriormente.

El intervalo de pendiente que domina el las laderas de montaña altas y bajas es de 16°-32° lo que quiere decir que son proclives a procesos denudatorios intensos.

**Lomeríos:** sus superficies cumbrales son convexas, con dorsos de morfología ondulada o redondeada. En general se encuentran dentro del curvilineamiento San Sebastián o en la parte baja de las laderas de montaña altas.

Su intervalo de pendiente dominante es 8°-16 una inclinación moderada, que los hace proclives a movimientos gravitacionales de todo tipo, reptación y retroceso de cabeceras, perdida de suelos y deslizamientos.

Tabla 4.10. En la tabla se muestran los diferentes tipos del relieve con su edad, litología y clases de relieve que son: PD, pendiente dominante en grados, AMP, altitud media predominante en metros y AR, altura relativa en metros.

Tipo de relieve	Edad	Litología	Clases de relieve		
			PD	AMP	AR
Laderas de Montaña Superiores Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2100-2200m	>451-466m
Laderas de Montaña Medias Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>1800-2100m	>451-466m
Laderas de Montaña Inferiores Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>1700-1800m	>451-466m
Laderas de Montaña Superiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>1900-2000m	>200-450m
Laderas de Montaña Medias Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>1800-1900m	>200-450m
Laderas de Montaña Inferiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>1700-1800m	>200-450m
Lomeríos Superiores Altos	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>1900-2000m	>126-200m
Lomeríos Medios Altos	TO	andesitas y tobas andesíticas	>8°-16°	>1800-1900m	>126-200m
Lomeríos Inferiores Altos	TO	andesitas y tobas andesíticas	>8°-16°	>1800-1900m	>126-200m
Lomeríos Superiores Bajos	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>1800-1900m	>50-125m
Lomeríos Inferiores Bajos	TO	andesitas y tobas andesíticas	>8°-16°	>1800-1900m	>50-125m
Lomeríos No Diferenciados Altos	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>1700-1800m	>50-200m
Lomeríos No Diferenciados Bajos	TO	andesitas y tobas andesíticas	>8°-16°	>1700-1800m	>50-125m
Piedemonte general Superior	Qal	coluvio-aluvial	>4°-8°	>1700-1800m	146m
Piedemonte local intermontano	Qal	coluvio-aluvial	>4°-8°	>1600-1700m	100m

Planicie General	Qal	aluvial	0°-2°	>1600-1700m	57m
Planicie Intermontana	Qal	aluvial	0°-2°	>1700-1800m	60m

#### 4.2.11 Sistema Morfogenético 10 Cerro el Gavilán

Se localiza al centro de la cuenca y tiene una superficie de 42.33 Km<sup>2</sup>. Pertenece a la formación Huajuapán del Terciario Oligoceno y tiene una litología predominante de andesitas y tobas andesíticas. Todas las laderas de montaña de este SM son de origen endógeno volcánico modelado, formadas por flujos volcánicos y depósitos piroclásticos de andesitas del Oligoceno.

**Laderas de montaña altas:** sus estructuras probablemente formaron parte de volcanes compuestos, ya que sus superficies cumbrales están formadas de distintas cimas, en el cerro Monte Negro se pueden apreciar muy bien tres cimas lo que refuerza esta teoría. Además se denotan en todas estas UM múltiples emisiones de coladas de lava.

**Laderas de montaña bajas:** sus superficies cumbrales son convexas o aplanadas y en general tienen dorsos de morfología ondulada, aunque existen algunas UM con una sola cima redondeada, esto se podría deber a que pertenecieron a antiguos volcanes monogenéticos.

No se marcan laderas de montaña medias en todas las UM de este tipo debido a que no son tan extensas y el cambio de pendiente no es tan acusado de laderas medias a bajas. Las laderas inferiores son de origen endógeno volcánico modelado formadas principalmente por flujos volcánicos y por piroclastos de andesitas del terciario oligoceno.

El intervalo de pendiente que domina en las laderas de montaña altas y bajas es de 16°-32° lo que quiere decir que son proclives a procesos denudatorios intensos.

**Lomeríos altos y bajos:** sus superficies cumbrales son convexas, con dorsos de morfología redondeada. Los lomeríos altos son una extensión de los flujos volcánicos y piroclastos en avanzado estado de erosión. Los lomeríos bajos se intercalan entre los piedemontes. Su intervalo de pendiente dominante es 8°-16 una inclinación moderada, que los hace proclives a movimientos gravitacionales de todo tipo, reptación y retroceso de cabeceras, pérdida de suelos y deslizamientos.

Tabla 4.11. En la tabla se muestran los diferentes tipos del relieve con su edad, litología y clases de relieve que son: PD, pendiente dominante en grados, AMP, altitud media predominante en metros y AR, altura relativa en metros.

Tipo de relieve	Edad	Litología	Clases de relieve		
			PD	AMP	AR
Laderas de Montaña Superiores Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2200-2300m	>451-674m
Laderas de Montaña Medias Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2100-2200m	>451-674m
Laderas de Montaña Inferiores Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>1900-2000m	>451-674m
Laderas de Montaña Superiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2100-2200m	>200-450m
Laderas de Montaña Medias Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>1900-2000m	>200-450m
Laderas de Montaña Inferiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>1900-2000m	>200-450m
Lomeríos Superiores Altos	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>1900-2000m	>126-200m
Lomeríos Medios Altos	TO	andesitas y tobas andesíticas	>8°-16°	>1800-1900m	>126-200m
Lomeríos Inferiores Altos	TO	andesitas y tobas andesíticas	>8°-16°	>1800-1900m	>126-200m
Lomeríos No Diferenciados Altos	TO	andesitas y tobas andesíticas	>8°-16°	>1700-1800m	>50-200m
Lomeríos No Diferenciados Bajos	TO	andesitas y tobas andesíticas	>8°-16°	>1800-1900m	>50-125m
Piedemonte general Superior	Qal	coluvial-aluvial	>4°-8°	>1700-1800m	70m
Piedemonte general Inferior	Qal	coluvial-aluvial	>2°-4°	>1700-1800m	146m
Piedemonte local intermontano	Qal	coluvial-aluvial	>8°-16°	>1800-1900m	98m
Planicie Intermontana	Qal	aluvial	2°-4°	>1800-1900m	96m

#### 4.2.12 Sistema Morfogenético 11 Yosocuno

Se localiza al este de la cuenca y tiene una superficie de 83.96 Km<sup>2</sup>. Pertenece a la formación Huajuapán del Oligoceno y tiene una litología predominante de andesitas y tobas andesíticas. Las estructuras que cortan las sucesiones volcánicas son fallas con diferentes orientaciones y también relacionadas de corte con unidades distintas. Se aprecia un agrupamiento de los lineamientos WNW y NW. El desplazamiento característico es esencialmente de tipo lateral izquierdo. Además dentro de este SM se encuentra un gran lineamiento nombrado aquí Yosocuno, este lineamiento separa el SM 13 ubicado al este del mismo, tiene una extensión aproximada de 14km con dirección NE-SO.

La peculiaridad de este SM es que está integrado totalmente por laderas de montaña altas y bajas que no tienen piedemontes, por lo que se infiere una fuerte actividad tectónica probablemente generada por la falla Yosocuno al este y la falla El Platanar al norte.

Todas las laderas de montaña de este SM son de origen endógeno volcánico modelado, formadas por flujos volcánicos y depósitos piroclásticos de andesitas del Oligoceno.

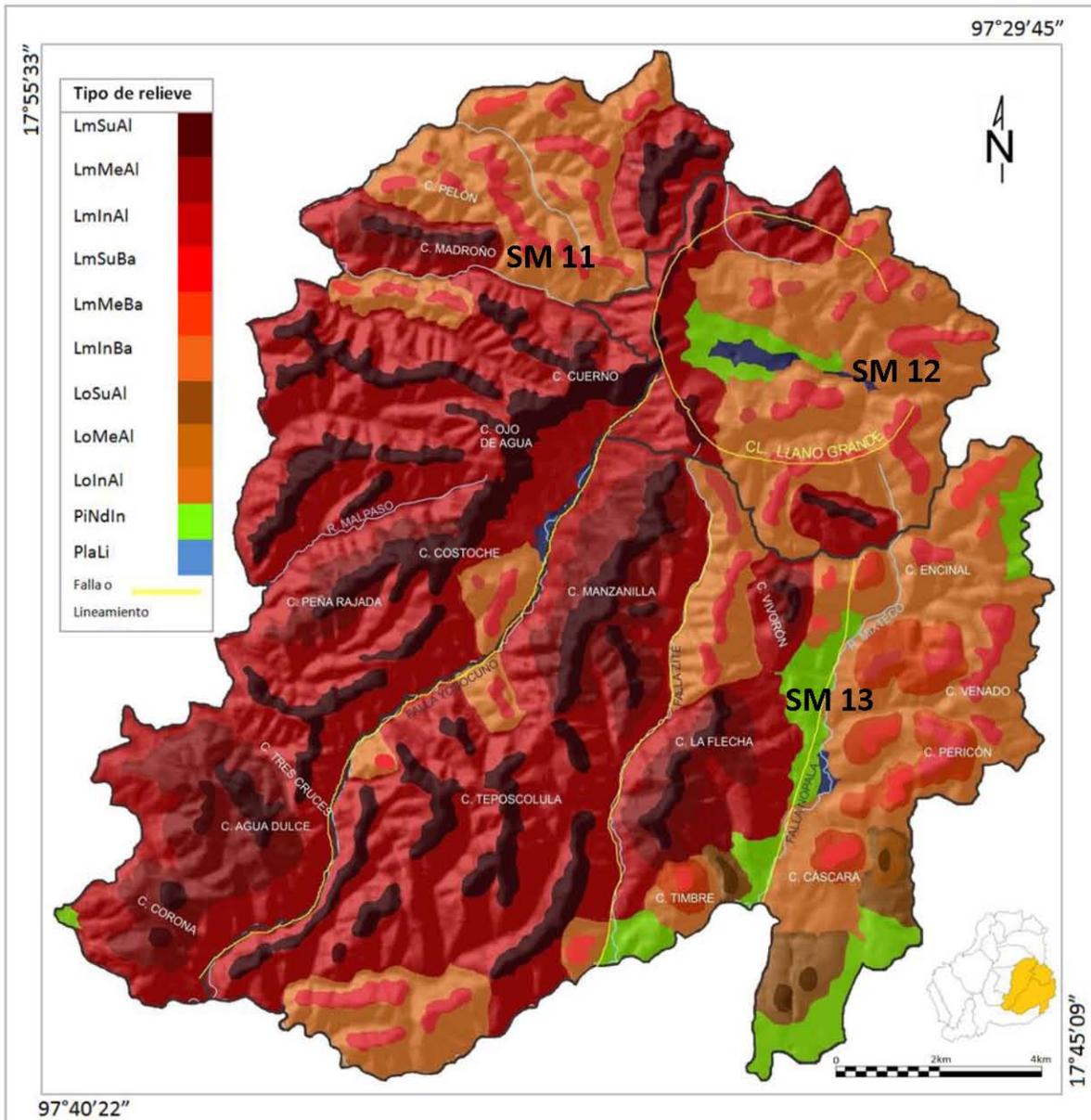


Figura 4.11. Mapa de los tipos de relieve de los Sistemas Morfogenéticos Yosocuno, Llano Grande y Cerro Teposcolula con coordenadas geográficas extremas.

**Laderas de montaña altas:** Sus estructuras probablemente fueron volcanes compuestos, ya que tienen varias cimas, lo cual puede deberse a un desplazamiento de la chimenea a corta distancia, o bien, al levantamiento de conos jóvenes en las ruinas de un volcán antiguo. Tienen superficies cumbrales convexas con dorsos de morfología onduladas. La mayoría de estas estructuras se encuentran al sur del SM. Estas UM se alinean en dirección NO-SE y en menor medida en dirección SO-NE. Hacia el este las UM se alinean en dirección NE-SO, debido a la influencia que tiene sobre ellas el lineamiento Yosocuno.

**Laderas de montaña bajas:** todas las UM de este tipo se encuentran al norte del SM y están controladas tectónicamente por la falla El Platanar.

Sus superficies cumbrales son convexas o aplanadas y en general tienen dorsos de morfología ondulada, aunque existen algunas UM con una sola cima redondeada, esto se podría deber a que pertenecieron a antiguos volcanes monogenéticos. No se marcan laderas de montaña medias debido a que son angostas y el cambio de pendiente no es tan acusado de laderas superiores a inferiores. Las laderas inferiores son de origen endógeno volcánico modelado formadas principalmente por flujos volcánicos y por piroclastos de andesitas del terciario oligoceno.

El intervalo de pendiente que domina el las laderas de montaña altas y bajas es de 16°-32° lo que quiere decir que son proclives a procesos denudatorios intensos.

Tabla 4.12. En la tabla se muestran los diferentes tipos del relieve con su edad, litología y clases de relieve que son: PD, pendiente dominante en grados, AMP, altitud media predominante en metros y AR, altura relativa en metros.

Tipo de relieve	Edad	Litología	Clases de relieve		
			PD	AMP	AR
Laderas de Montaña Superiores Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2500-2600m	>451-637m
Laderas de Montaña Medias Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2300-2400m	>451-637m
Laderas de Montaña Inferiores Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2200-2300m	>451-637m
Laderas de Montaña Superiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2500-2600m	>200-450m
Laderas de Montaña Inferiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2300-2400m	>200-450m
Piedemonte local intermontano	Qal	coluvio-aluvial	>8°-16°	>1700-1800m	40m
Planicie Intermontana	Qal	aluvial	2°-4°	>2200-2300m	111m

#### 4.2.13 Sistema Morfogenético 12 Llano Grande

El nombre de este sistema fue tomado del poblado de Llano Grande, que se encuentra dentro de los restos de una vieja caldera volcánica. Se localiza al este de la cuenca y tiene una superficie de 32.08 Km<sup>2</sup>. Pertenece a la formación Huajuapan del Oligoceno y tiene una litología predominante de andesitas y tobas andesíticas. Todas las laderas de montaña de este SM son de origen endógeno volcánico modelado, formadas por flujos volcánicos y depósitos piroclásticos de andesitas del Oligoceno

**Laderas de montaña altas:** todas las UM de este tipo siguen la dirección del curvilineamiento Llano Grande. Tienen sus superficies cumbrales convexas con dorsos de morfología ondulada.

**Laderas de montaña bajas:** sus superficies cumbrales son convexas o aplanadas y en general tienen dorsos de morfología ondulada, aunque existen algunas UM con una sola cima redondeada, esto se podría deber a que pertenecieron a antiguos volcanes monogenéticos. Muchos son fragmentos de las orillas de una antigua caldera volcánica (Curvilineamiento Llano Grande), o se hallan en medio de la caldera, dichas estructuras son probablemente pequeños volcanes monogeneticos formados posteriormente.

El intervalo de pendiente que domina el las laderas de montaña altas y bajas es de 16°-32° lo que quiere decir que son proclives a procesos denudatorios intensos.

Tabla 4.13. En la tabla se muestran los diferentes tipos del relieve con su edad, litología y clases de relieve que son: PD, pendiente dominante en grados, AMP, altitud media predominante en metros y AR, altura relativa en metros.

Tipo de relieve	Edad	Litología	Clases de relieve		
			PD	AMP	AR
Laderas de Montaña Superiores Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2800-2900m	>451-554m
Laderas de Montaña Medias Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2700-2800m	>451-554m
Laderas de Montaña Inferiores Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2600-2700m	>451-554m
Laderas de Montaña Superiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2700-2800m	>200-450m
Laderas de Montaña Inferiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2600-2700m	>200-450m
Piedemonte local intermontano	Qal	coluvio-aluvial	>8°-16°	>2500-2600m	162m
Planicie Intermontana	Qal	aluvial	2°-4°	>2500-2600m	58m

#### 4.2.14 Sistema Morfogénico 13 Cerro Teposcolula

Se localiza al sureste de la cuenca y tiene una superficie de 99.62 Km<sup>2</sup>. Pertenece a la formación Huajuapán del Oligoceno y tiene una litología predominante de andesitas y tobas andesíticas. Esta tectónicamente controlado por tres fallas casi paralelas entre sí. La primera de ellas de oeste a este es la falla Yosocuno que tiene una extensión aproximada de 14km con dirección NE-SO, la segunda es la falla Zité que tiene una extensión aproximada de 8km con dirección NE-SO y la última es la falla Nopala de aproximadamente 9Km con dirección NE-SO. Las estructuras bajan de altura relativa de manera escalonada de O-E, ubicándose las UM más prominentes al Oeste del SM y las más bajas al Este del SM.

Martiny Kramer (2008) menciona que en el área de San Pedro Nopala se observan varias estructuras en rocas volcanoclásticas, derrames y autobrechas que presentan una orientación entre N20W y N15E, con estrías indicando movimiento lateral izquierdo y, en algunos casos, oblicuo. Al parecer la falla Nopala es una de esas estructuras.

Todas las laderas de montaña y lomeríos de este SM son de origen endógeno volcánico modelado, formadas por flujos volcánicos y depósitos piroclásticos de andesitas del Oligoceno.

**Laderas de montaña altas:** sus estructuras probablemente fueron volcanes compuestos, ya que tienen varias cimas, lo cual puede deberse a un desplazamiento de la chimenea a corta distancia, o bien, al levantamiento de conos jóvenes en las ruinas de un volcán antiguo. Tienen superficies cumbrales convexas con dorsos de morfología ondulada. Estas UM están fuertemente controladas por las fallas antes mencionadas, por lo que se alinean con direcciones NE-SO y se concentran en la parte oeste del SM. No todas tienen laderas de montaña medias debido a que el cambio de pendiente no es muy marcado y a que algunas estructuras son angostas. Las laderas inferiores están formadas principalmente por flujos volcánicos y por piroclastos de andesitas del terciario oligoceno.

**Laderas de montaña bajas:** sus superficies cumbrales son convexas y en general tienen dorsos de morfología ondulada, aunque existen algunas UM con una sola cima redondeada, esto se podría deber a que pertenecieron a antiguos volcanes monogenéticos. Estas UM se concentran en la parte este del SM al este de la falla Nopala, y son el escalón más bajo de los tres que se forman en el SM.

El intervalo de pendiente que domina en las laderas de montaña altas y bajas es de 16°-32° lo que quiere decir que son proclives a procesos denudatorios intensos.

**Lomeríos altos:** sus superficies cumbrales son convexas, con dorsos de morfología redondeada. Se ubican al SE del SM, al este de la falla Nopala. Tienen pendientes que van de 8°-16 (en los lomeríos inferiores) una inclinación moderada, que los hace proclives a movimientos gravitacionales de todo tipo, reptación y retroceso de cabeceras, pérdida de suelos y deslizamientos y 4°-8°

(en los lomeríos medios y superiores) lo que quiere decir que tienen una inclinación moderada, siendo proclives a movimientos gravitacionales de todo tipo, reptación y retroceso de cabeceras, pérdida de suelos y deslizamientos así como un potencial peligro de erosión de suelos.

Tabla 4.14. En la tabla se muestran los diferentes tipos del relieve con su edad, litología y clases de relieve que son: PD, pendiente dominante en grados, AMP, altitud media predominante en metros y AR, altura relativa en metros.

Tipo de relieve	Edad	Litología	Clases de relieve		
			PD	AMP	AR
Laderas de Montaña Superiores Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2500-2600m	>451-644m
Laderas de Montaña Medias Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2400-2500m	>451-644m
Laderas de Montaña Inferiores Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2200-2300m	>451-644m
Laderas de Montaña Superiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2500-2600m	>200-450m
Laderas de Montaña Medias Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2200-2300m	>200-450m
Laderas de Montaña Inferiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>2100-2200m	>200-450m
Lomeríos Superiores Altos	TO	andesitas y tobas andesíticas	>4°-8°	>2100-2200m	>126-200m
Lomeríos Medios Altos	TO	andesitas y tobas andesíticas	>4°-8°	>2200-2300m	>126-200m
Lomeríos Inferiores Altos	TO	andesitas y tobas andesíticas	>8°-16°	>2100-2200m	>126-200m
Piedemonte local intermontano	Qal	coluvio-aluvial	>8°-16°	>2100-2200m	247m
Planicie Intermontana	Qal	aluvial	2°-4°	>2000-2100m	23m

#### 4.2.15 Sistema Morfogenético 16 Santiago Cacaloxtepic

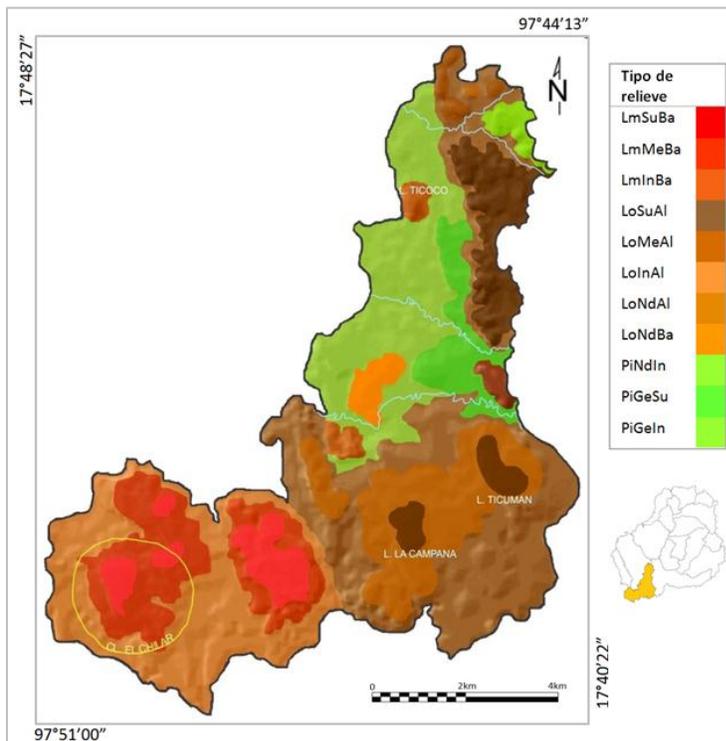


Figura 4.12. Mapa de los tipos de relieve de del SM Santiago Cacaloxtepic con coordenadas extremas.

Se localiza al sur de la cuenca y tiene una superficie de 72.39 Km<sup>2</sup>. Pertenece a la formación Huajuapán del Oligoceno y tiene una litología predominante de andesitas y tobas andesíticas. A través de este SM cruzan las fallas normales La Quebrada y La Quebrada I, estas fallas son

paralelas y tienen una dirección NO-SE, y alinean las UM cercanas con esta misma dirección. Además dentro de este SM se encuentra el curvilineamiento el Chilar que probablemente formo parte de un antiguo cuello volcánico.

Todas las laderas de montaña y lomeríos de este SM son de origen endógeno volcánico modelado, formadas por flujos volcánicos y depósitos piroclásticos de andesitas del Oligoceno.

**Laderas de montaña bajas:** sus superficies cumbrales son convexas o aplanadas y en general tienen dorsos de morfología redondeada, existen dos UM con una sola cima redondeada, esto se podría deber a que pertenecieron a antiguos volcanes monogenéticos, las otras dos UM seguramente pertenecieron a volcanes compuestos, una de ellas forma un curvilineamiento que probablemente formo parte de un cuello volcánico.

Las laderas inferiores son de origen endógeno volcánico modelado formadas principalmente por flujos volcánicos y por piroclastos de andesitas.

Su intervalo de pendiente dominante en las partes superiores y medias es de 8°-16 o sea una inclinación moderada, que los hace proclives a movimientos gravitacionales de todo tipo, reptación y retroceso de cabeceras, perdida de suelos y deslizamientos y en sus laderas inferiores tienen una pendiente de 4°-8° lo que quiere decir que tienen una inclinación moderada, siendo proclives a movimientos gravitacionales de todo tipo, reptación y retroceso de cabeceras, perdida de suelos y deslizamientos así como un potencial peligro de erosión de suelos.

**Lomeríos altos y no diferenciados:** los flujos volcánicos y depósitos piroclásticos de andesitas que los integran provienen de los grandes volcanes compuestos del SM 17, ubicado al este. Sus superficies cumbrales son convexas, con dorsos de morfología ondulada y son muy extensos. Su intervalo de pendiente dominante es >8°-16 (en los lomeríos no diferenciados) o sea una inclinación moderada, que los hace proclives a movimientos gravitacionales de todo tipo, reptación y retroceso de cabeceras, perdida de suelos y deslizamientos, y de >4°-8° (en los lomeríos altos) lo que quiere decir que tienen una inclinación moderada, siendo proclives a movimientos gravitacionales de todo tipo, reptación y retroceso de cabeceras,

perdida de suelos y deslizamientos así como un potencial peligro de erosión de suelos.

Tabla 4.15. En la tabla se muestran los diferentes tipos del relieve con su edad, litología y clases de relieve que son: PD, pendiente dominante en grados, AMP, altitud media predominante en metros y AR, altura relativa en metros.

Tipo de relieve	Edad	Litología	Clases de relieve		
			PD	AMP	AR
Laderas de Montaña Superiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>8°-16°	>1600-1700m	>200-320m
Laderas de Montaña Medias Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>8°-16°	>1600-1700m	>200-320m
Laderas de Montaña Inferiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>4°-8°	>1500-1600m	>200-320m
Lomeríos Superiores Altos	TO	andesitas y tobas andesíticas	>4°-8°	>1600-1700m	>126-200m
Lomeríos Medios Altos	TO	andesitas y tobas andesíticas	>4°-8°	>1700-1800m	>126-200m
Lomeríos Inferiores Altos	TO	andesitas y tobas andesíticas	>4°-8°	>1600-1700m	>126-200m
Lomeríos No Diferenciados Altos	TO	andesitas y tobas andesíticas	>8°-16°	>1700-1800m	>126-200m
Lomeríos No Diferenciados Bajos	TO	andesitas y tobas andesíticas	>8°-16°	>1600-1700m	>50-125m
Piedemonte General Superior	Qal	coluvio-aluvial	>4°-8°	>1600-1700m	45m
Piedemonte General Inferior	Qal	coluvio-aluvial	>2°-4°	>1600-1700m	67m
Piedemonte Local Intermontano	Qal	coluvio-aluvial	>8°-16°	>1600-1700m	47m

#### 4.2.16 Sistema Morfogenético 17 Cerro La Soledad

El nombre de este sistema fue tomado del Cerro La Soledad, uno de los más altos de toda la cuenca, que además forma parte de un curvilineamiento que seguramente constituyó un cuello volcánico. Se localiza al sur de la cuenca y tiene una superficie de 127.54 Km<sup>2</sup>. Pertenece a la formación Huajuapán del Terciario Oligoceno y tiene una litología predominante de andesitas y tobas andesíticas.

Se aprecia un agrupamiento de los lineamientos N-S y otro grupo entre WNW y NW, siendo dominante el primero. El desplazamiento característico en ambos grupos es esencialmente de tipo lateral izquierdo y, tomando en cuenta las diferencias de orientación y las relaciones angulares que muestran las estructuras, la actividad de los grupos no puede ser contemporánea (Martiny Kramer, 2008).

Todas las laderas de montaña y lomeríos de este SM son de origen endógeno volcánico modelado, formadas por flujos volcánicos y depósitos piroclásticos de andesitas del Oligoceno.

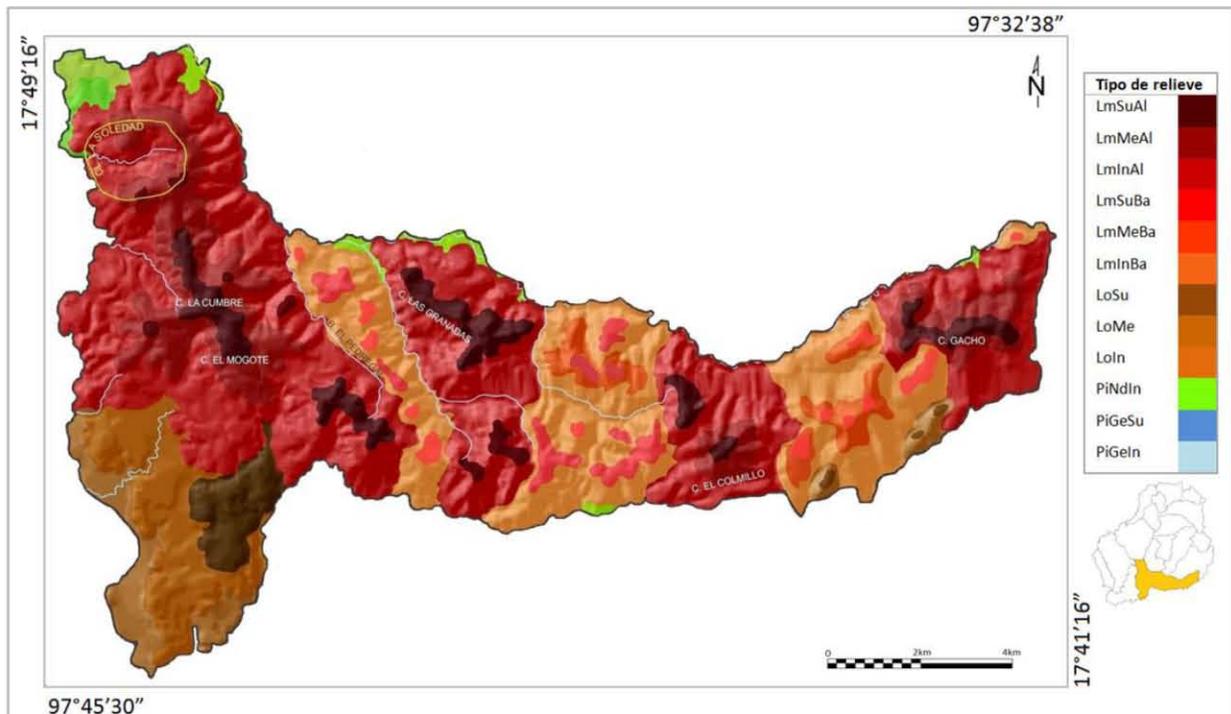


Figura 4.13. Mapa de los tipos de relieve de del SM Cerro la Soledad con coordenadas extremas.

**Laderas de montaña altas:** todo el SM sigue una dirección O-E, en su parte oeste se encuentran grandes volcanes compuestos, hacia el extremo NO se encuentra un curvilineamiento de aproximadamente 2km de ancho, este probablemente formo parte de un cuello volcánico que ahora se encuentra abierto en su parte E. Las demás laderas tienen sus superficies cumbrales convexa o aplanadas con un dorso de morfología ondulada. Se observan diferentes coladas de lava, la mayoría de ellas provenientes de las UM que están al oeste y llevan una dirección NE-SO.

**Laderas de montaña bajas:** sus superficies cumbrales son convexas y en general tienen dorsos de morfología ondulada, aunque existen algunas UM con una sola cima redondeada, esto se podría deber a que pertenecieron a antiguos volcanes monogenéticos. Casi todas las estructuras de este tipo siguen una dirección este-oeste.

El intervalo de pendiente que domina el las laderas de montaña altas y bajas es de 16°-32° lo que quiere decir que son proclives a procesos denudatorios intensos.

**Lomeríos:** sus superficies cumbrales son convexas. Hacia la parte extrema oeste los lomeríos son muy extensos y están juntos (forman grandes flujos volcánicos), mientras que hacia el lado este los lomeríos son pequeños montículos dispersos.

Se ubican al SO del SM y tienen pendientes que van de  $>8^{\circ}$ - $16^{\circ}$  (en los lomeríos superiores y medios) o sea una inclinación moderada, que los hace proclives a movimientos gravitacionales de todo tipo, reptación y retroceso de cabeceras, pérdida de suelos y deslizamientos y  $0^{\circ}$ - $2^{\circ}$  (en los lomeríos inferiores) o sea una denudación casi imperceptible.

Tabla 4.16. En la tabla se muestran los diferentes tipos del relieve con su edad, litología y clases de relieve que son: PD, pendiente dominante en grados, AMP, altitud media predominante en metros y AR, altura relativa en metros.

Tipo de relieve	Edad	Litología	Clases de relieve		
			PD	AMP	AR
Laderas de Montaña Superiores Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	$>16^{\circ}$ - $32^{\circ}$	$>2200$ - $2300$ m	$>451$ - $588$ m
Laderas de Montaña Medias Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	$>16^{\circ}$ - $32^{\circ}$	$>1900$ - $2000$ m	$>451$ - $588$ m
Laderas de Montaña Inferiores Altas	TO	andesitas y tobas andesíticas	$>16^{\circ}$ - $32^{\circ}$	$>1800$ - $1900$ m	$>451$ - $588$ m
Laderas de Montaña Superiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	$>16^{\circ}$ - $32^{\circ}$	$>2200$ - $2300$ m	$>200$ - $450$ m
Laderas de Montaña Medias Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	$>16^{\circ}$ - $32^{\circ}$	$>2100$ - $2200$ m	$>200$ - $450$ m
Laderas de Montaña Inferiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	$>16^{\circ}$ - $32^{\circ}$	$>2000$ - $2100$ m	$>200$ - $450$ m
Lomeríos Superiores Altos	TO	andesitas y tobas andesíticas	$>8^{\circ}$ - $16^{\circ}$	$>1800$ - $1900$ m	$>126$ - $200$ m
Lomeríos Medios Altos	TO	andesitas y tobas andesíticas	$>8^{\circ}$ - $16^{\circ}$	$>1700$ - $1800$ m	$>126$ - $200$ m
Lomeríos Inferiores Altos	TO	andesitas y tobas andesíticas	$0^{\circ}$ - $2^{\circ}$	$>1700$ - $1800$ m	$>126$ - $200$ m
Piedemonte general Superior	Qal	coluvio-aluvial	$>8^{\circ}$ - $16^{\circ}$	$>1600$ - $1700$ m	60m
Piedemonte general Inferior	Qal	coluvio-aluvial	$>4^{\circ}$ - $8^{\circ}$	$>1600$ - $1700$ m	78m
Piedemonte local intermontano	Qal	coluvio-aluvial	$>8^{\circ}$ - $16^{\circ}$	$>1600$ - $1700$ m	55m



Imagen 4.2. Fotografía de campo, Laderas de montaña bajas, lomeríos y piedemontes, cerca del Rancho Dolores (SM Cerro Yudane).

(A)



(B)



Imagen 4.3. Fotografías de campo, (A) laderas de montaña bajas y planicies intermontanas, del SM San Sebastián, fotografía tomada desde el cerro de la Soledad. (B) laderas de montaña altas, laguna de Sta. María Camotlán, SM Cerro el Gavilán.



Imagen 4.4. Fotografía de campo, Lomerios, piedemonte y al fondo laderas de montaña, imagen tomada la agencia la Estancia, SM 16 Santiago Cacaloxtepec.

### **4.3 Los Sistemas Morfogenéticos de estructuras plegadas y Los Sistemas Morfogenéticos de estructuras endógenas metamórficas del cretácico tardío**

En todo el suroeste de México hubo hacia el Cretácico Tardío, un evento mayor de deformación progresiva por acortamiento, con dirección de transporte predominante hacia el este-noreste que provocó el plegamiento y cabalgamiento de las secuencias marinas del Mesozoico y anteriores. Éste evento ha sido relacionado con la Orogenia Laramide del suroeste de la cordillera norteamericana por su edad y estilo similares (Campa *et al.*, 1976; Campa y Ramírez, 1979; Salinas-Prieto *et al.*, 2000; Dickinson *et al.*, 2001).

Los SM Huajuapán y Cerro Yucutache están en la zona central de la Sierra Madre del Sur que se encuentra asociada a extensos afloramientos de un núcleo metamórfico premesozoico. Incluye parcialmente las estructuras en la zona oriental de la Plataforma Guerrero-Morelos y los afloramientos de rocas metamórficas al oriente de la Falla Oaxaca. En esta zona se observan las perturbaciones más evidentes del patrón laramídico de orientación norte-sur observado al poniente, provocadas probablemente por desplazamientos verticales

y laterales del núcleo metamórfico durante una fase de deformación en el Paleógeno. El fuerte contraste mecánico entre el núcleo metamórfico y las secuencias sedimentarias adyacentes controló la concentración de la deformación en los bordes del bloque más competente. De esta manera, la geometría de las estructuras de acortamiento en esta zona está definida por pliegues y cabalgaduras que definen una saliente en forma de arco convexo hacia el norte, con vergencia radial hacia el exterior del bloque y la deformación dentro del bloque es menos intenso (Cerca *et al.*, 2004).

Una de las fallas que ejerce mayor control tectónico sobre estos dos SM es la Falla Petlalcingo- Huajuapán. Esta falla fue inferida con base en la naturaleza rectilínea del contacto, la inclinación de los estratos de edad cretácica, la presencia de rocas paleozoicas al nororiente, y la distribución linear de cuerpos hipabisales y productos volcánicos aislados en el área.

Se han cartografiado varios cuerpos hipabisales adicionales a lo largo de este lineamiento que han sido fechados del Oligoceno Temprano (Martiny *et al.* 2000a; Galina Hidalgo *et al.*, 2003). Lo anterior sugiere que la falla inferida es más larga de lo que habían considerado en trabajos anteriores y puede llegar a 35 km de largo, extendiéndose desde Petlalcingo en el NW hasta Huajuapán en el SE. Considerando que la estructura aparentemente se prolonga hasta Huajuapán, se denomina aquí la falla Petlalcingo-Hujuapán. La presencia del lineamiento de cuerpos hipabisales sugiere una zona de debilidad y un control estructural que facilitó el ascenso de los magmas durante el Oligoceno temprano. Durante el Paleógeno, la acumulación de conglomerados, con clastos derivados principalmente del bloque cretácico levantado, y material volcánico ocultaron la traza de esta falla inferida (Martiny-Kramer, 2008).

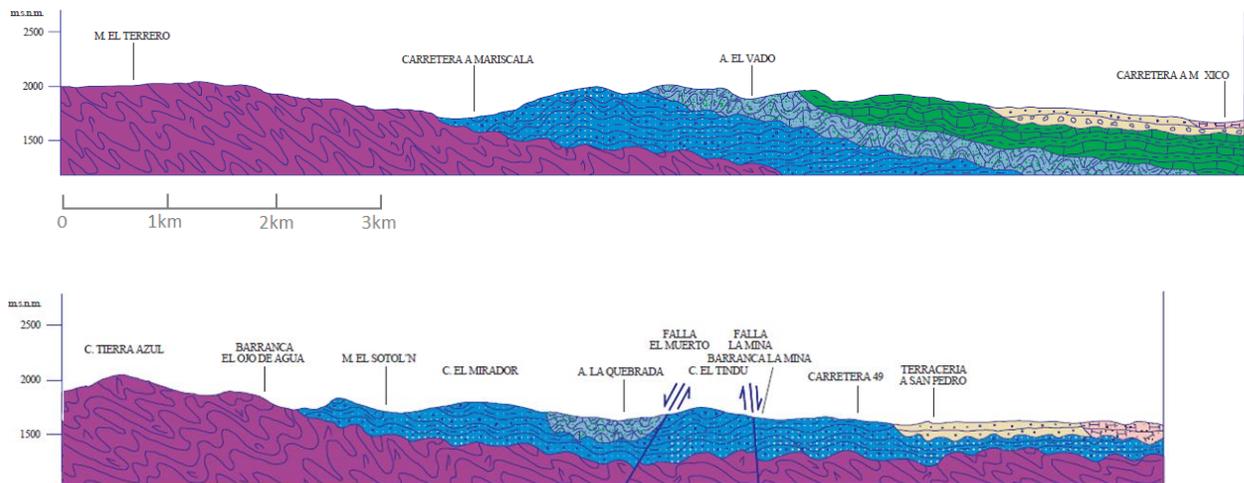
Hacia el suroeste, otro lineamiento, subparalelo a la Falla Petlalcingo-Hujuapán, se extiende entre Chilixtlahuaca y Saucitlán, en el contacto entre el Complejo Acatlán y depósitos continentales del Jurásico Medio (Formación Tecamazúchil). Caballero-Miranda (1990) interpretó el lineamiento como una posible falla de crecimiento, sinérgica con el depósito de la Formación Tecamazúchil, basado

en que es un rasgo rectilíneo a lo largo de lo cual se encuentran varios cuerpos hipabisales (Martiny-Kramer, 2008).

Otras fallas normales locales que se encuentran dentro de estos SM, son las fallas El Muerto, La Mina, La Presa, El Tigre, La Quebrada y La Quebrada I.

#### 4.3.1 Sistema Morfogénico 14 Huajuapan

El nombre de este sistema fue tomado de la Ciudad de Huajuapan de León. Se localiza al suroeste de la cuenca y tiene una superficie de 127.72 Km<sup>2</sup>. Es el SM más grande y uno de los más complejos geológicamente, ya que en él afloran formaciones que van del Jurásico Medio (Formación Tecomazúchil), pasando por el Jurásico superior (Formaciones Chimeco, Mapache y Solano), el Cretácico (Formación Teposcolula) y el Cenozoico (Formación Huajuapan). Litológicamente está constituido por una gran variedad de rocas sedimentarias, de las que destacan las calizas, lutitas, areniscas y conglomerados. La morfología actual es de laderas montañosas bajas, muy erosionadas, lomeríos y grandes piedemontes, también se puede observar un gran monoclinal dentro de él, paralelo a la falla Petlalcingo-Huajuapan, que divide a la Formación Tecomazúchil de las formaciones del Jurásico Superior.



Figuras 4.14 y 4.15. Perfiles topográficos efectuado por el SGM el primero abarca desde el poblado de Agua Dulce (ubicado en la salida norte de Huajuapan de León, sobre la carretera que va hacia México, D.F.), hasta la loma del Cazahuate (al oeste del poblado El Sabino). En él se puede apreciar el acomodo de las distintas formaciones que afloran en el SM Huajuapan y Cerro Yucutache. En morado se observa el Complejo Acatlán

(Rocas metamórficas del Paleozoico), en azul la Formación Tecomazúchil (rocas sedimentarias del Jurásico Medio), en azul claro las Formaciones Chimeco, Mapache y Solano (rocas sedimentarias del Jurásico Superior), en verde la Formación Teposcolula (rocas sedimentarias del Cretácico) y en rosa la Formación Huajuapán (rocas ígneas volcánicas del Oligoceno).

El segundo perfil parte del poblado El Molino y llega hasta el Cerro Tierra Azul. En él se observan además de las formaciones ya mencionadas, dos fallas normales, la falla el Muerto y la falla la Mina, la primera divide a las Formaciones Chimeco, Mapache y Solano de la Formación Tecomazúchil y tiene una extensión aproximada de 8 km, dirección N-S y la segunda cruza sobre la Formación Tecomazúchil y se extiende aproximadamente 2.5 km, dirección N-SE.

Hay varias fallas normales que se encuentran dentro de estos SM, estas son las fallas El Muerto, falla La Mina, falla La Quebrada y La Quebrada I. todas ellas con dirección dominante N-SE.

**Laderas de montaña Bajas:** son de origen endógeno estructural plegado de areniscas y lutitas del Cretácico Superior (Formación Tecomazúchil), de calizas y lutitas (Formación Teposcolula).

Las UM de areniscas y lutitas (Formación Tecomazúchil) forman un pliegue monoclinial que tienen una dirección NO-SE, paralelo a la falla Petlalcingo-Hujuapán (ubicada al NE en el límite con el SM Cerro Yudane).

Sus superficies cumbrales son convexas y en general tienen dorsos de morfología ondulada. Las UM de calizas y lutitas (Formación Teposcolula) están ubicadas en la parte norte, las separa una falla de las UM de areniscas y lutitas, pero también están alineadas con el monoclinial que forman dichas UM.

Sus superficies cumbrales son convexas y en general tienen dorsos de morfología irregular. Las UM de la Formación Huajuapán son de origen endógeno volcánico modelado, formadas por flujos volcánicos y depósitos piroclásticos de andesitas del Oligoceno. Se ubican en el límite noreste del SM, junto a la Falla Petlalcingo-Hujuapán. Sus superficies cumbrales son convexas y en general tienen dorsos de morfología irregular.

El intervalo de pendiente que domina en las laderas de montaña es de 16°-32° lo que quiere decir que son proclives a procesos denudatorios intensos.

**Lomeríos altos y no diferenciados:** son de origen endógeno estructural plegado de areniscas y lutitas del Cretácico Superior (en la Formación Tecomazúchil), de calizas y lutitas (Formación Chimeco, Mapache y Solano).

Los lomeríos superiores altos de areniscas y lutitas (Formación Tecomazúchil) se alinean al sur del monoclinal formado por las laderas de montaña bajas. Sus superficies cumbrales son convexas e irregulares.

Los lomeríos de calizas y lutitas (Formación Chimeco, Mapache y Solano) se ubican al lado este de las laderas de montaña bajas que integran el monoclinal antes descrito. Tienen superficies cumbrales convexas e irregulares.

Los lomeríos no diferenciados altos de conglomerados y areniscas (Conglomerados Huajuapán) se ubican al lado de los extensos piedemontes de la parte central del SM. Son de morfología alargada y angosta.

Sus intervalos de pendiente dominantes para los lomeríos superiores son  $16^{\circ}$ - $32^{\circ}$  son pendientes inclinadas, proclives a procesos denudatorios intensivos y para sus lomeríos inferiores las pendientes son de  $8^{\circ}$ - $16^{\circ}$  una inclinación moderada, que los hace proclives a movimientos gravitacionales de todo tipo, reptación y retroceso de cabeceras, pérdida de suelos y deslizamientos.

Los lomeríos no diferenciados altos y bajos de la Formación Huajuapán son de origen endógeno volcánico modelado, formadas por flujos volcánicos y depósitos piroclásticos de andesitas del Terciario Oligoceno. Forman pequeños montículos que están dispersos entre los piedemonte de la parte central del SM. Sus pendientes dominantes son  $8^{\circ}$ - $16^{\circ}$  una inclinación moderada, que los hace proclives a movimientos gravitacionales de todo tipo, reptación y retroceso de cabeceras, pérdida de suelos y deslizamientos.

**Piedemontes:** son locales intermontanos de origen endógeno estructural plegado acumulativo del Cuaternario, están constituidos por materiales aluviales y de remoción por gravedad y modelados por acción fluvial. Son ondulados y alargados, pertenecientes a una sola UM. Sus pendientes dominantes son  $8^{\circ}$ - $16^{\circ}$  una inclinación moderada, que los hace proclives a movimientos gravitacionales de todo tipo, reptación y retroceso de cabeceras, pérdida de suelos y deslizamientos.

Los piedemontes generales son de origen endógeno estructural plegado acumulativo del Cuaternario, están constituidos por materiales aluviales y de remoción por gravedad y modelados por acción fluvial, son muy extensos, se

ubican tanto al norte como al sur del SM lo que denota que el SM ha estado sometido a erosión por mucho tiempo. Su intervalo de pendiente dominante es 4°-8° en los piedemontes superiores lo que quiere decir que tienen una inclinación moderada, siendo proclives a movimientos gravitacionales de todo tipo, reptación y retroceso de cabeceras, pérdida de suelos y deslizamientos así como un potencial peligro de erosión de suelos, mientras que los piedemontes inferiores tienen una pendiente 2°-4° y son proclives a movimientos en masa de poca velocidad, combinado con condiciones de soliflucción y movimientos fluviales.

**Planicies:** son de origen endógeno estructural plegado acumulativo y exógeno aluvial acumulativo del Cuaternario, son muy anchas sostienen una ciudad y numerosos campos de cultivo, sobre ella pasa el río más importante de la cuenca, y está rodeada por numerosos piedemontes generales, tanto del SM Huajuapán como del SM 16 (Santiago Cacaloxtepc). Tiene una morfología plana, con una pendiente 2°-4° proclive a movimientos en masa de poca velocidad, combinado con condiciones de soliflucción y movimientos fluviales.

Tabla 4.17. En la tabla se muestran los diferentes tipos del relieve con su edad, litología y clases de relieve que son: PD, pendiente dominante en grados, AMP, altitud media predominante en metros y AR, altura relativa en metros.

Tipo de relieve	Edad	Litología	Clases de relieve		
			PD	AMP	AR
Laderas de Montaña Superiores Bajas	Ks	areniscas y lutitas	>16°-32°	>1700-1800m	>200-409m
Laderas de Montaña Inferiores Bajas	Ks	areniscas y lutitas	>16°-32°	>1600-1700m	>200-409m
Laderas de Montaña Superiores Bajas	Ks	calizas y lutitas	>16°-32°	>1900-2000m	>200-409m
Laderas de Montaña Inferiores Bajas	Ks	calizas y lutitas	>16°-32°	>1800-1900m	>200-409m
Laderas de Montaña Superiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>1900-2000m	>200-409m
Laderas de Montaña Inferiores Bajas	TO	andesitas y tobas andesíticas	>16°-32°	>1900-2000m	>200-409m
Lomeríos Superiores Altos	Ks	areniscas y lutitas	>16°-32°	>1900-2000m	>126-200m
Lomeríos Inferiores Altos	Ks	areniscas y lutitas	>8°-16°	>1800-1900m	>126-200m
Lomeríos Superiores Altos	Ks	calizas y lutitas	>16°-32°	>1900-2000m	>126-200m
Lomeríos Inferiores Altos	Ks	calizas y lutitas	>8°-16°	>1800-1900m	>126-200m
Lomeríos No Diferenciados Altos	Ks	conglomerados y areniscas	>8°-16°	>1700-1800m	>126-200m
Lomeríos No Diferenciados Altos	Ks	andesitas y tobas andesíticas	>8°-16°	>1700-1800m	>50-125m
Lomeríos No Diferenciados Bajos	Ks	andesitas y tobas andesíticas	>8°-16°	>1800-1900m	>50-125m
Piedemonte general Superior	Qal	coluvial	>4°-8°	>1700-1800m	110m
Piedemonte general Inferior	Qal	coluvio-aluvial	>2°-4°	>1700-1800m	220m
Piedemonte local intermontano	Qal	coluvio-aluvial	>8°-16°	>1800-1900m	130m
Planicie General	Qal	coluvio- aluvial	2°-4°	>1800-1900m	90m

#### **4.3.2 Sistema Morfogenético 15 Cerro Yucutache**

Se localiza al suroeste de la cuenca y tiene una superficie de 41.46 Km<sup>2</sup>. En el aflora el Complejo Acatlán de rocas metamórficas, una de las formaciones más antiguas del Estado de Oaxaca.

**Laderas de montaña altas:** son de origen endógeno metamórfico del Cretácico tardío. Sus superficies cumbrales son convexas con dorsos de morfología ondulada. Se ubican en la parte norte del SM. Su intervalo de pendiente dominante es  $>16^{\circ}$ - $32^{\circ}$  lo que quiere decir que son pendientes inclinadas, proclives a procesos denudatorios intensos.

**Laderas de montaña bajas:** son de origen endógeno metamórfico del Cretácico tardío. Sus superficies son dorsos de morfología ondulada. Integran prácticamente todo el SM, forman una gran estructura homogénea, con sus laderas superiores en la parte occidente, tienen grandes laderas medias y sus laderas inferiores colindan con las estructuras endógeno estructural plegadas que se ubican al oriente. Están cortadas por una gran cantidad de disyunciones que tienen una dirección NO-SE, por donde drenan pequeños ríos. El intervalo de pendiente dominante para las laderas de montaña superiores y medias es  $16^{\circ}$ - $32^{\circ}$  pendientes inclinadas, proclives a procesos denudatorios intensos, para sus laderas inferiores son  $8^{\circ}$ - $16^{\circ}$  una inclinación moderada, que los hace proclives a movimientos gravitacionales de todo tipo, reptación y retroceso de cabeceras, pérdida de suelos y deslizamientos.

Hay una UM de origen endógeno estructural plegado de areniscas y lutitas del Cretácico Superior (Formación Tecomazúchil), al norte del SM, sus superficies cumbrales son convexas y en general tienen dorsos de morfología ondulada. Su intervalo de pendiente dominante es  $16^{\circ}$ - $32^{\circ}$  pendientes inclinadas, proclives a procesos denudatorios intensivos.

**Los piedemontes:** son locales intermontanos de origen endógeno acumulativo del Cuaternario, están constituidos por materiales aluviales y de remoción por gravedad y modelados por acción fluvial. Su intervalo de pendiente dominante es  $4^{\circ}$ - $8^{\circ}$  una inclinación moderada, siendo proclives a movimientos gravitacionales de

todo tipo, reptación y retroceso de cabeceras, pérdida de suelos y deslizamientos así como un potencial peligro de erosión de suelos.

Los piedemontes generales son de origen endógeno acumulativo del cuaternario, están constituidos por materiales aluviales y de remoción por gravedad y modelados por acción fluvial, son muy extensos, se ubican al norte del SM. Sus pendientes dominantes son 8°-16 una inclinación moderada, que los hace proclives a movimientos gravitacionales de todo tipo, reptación y retroceso de cabeceras, pérdida de suelos y deslizamientos.

Tabla 4.18. En la tabla se muestran los diferentes tipos del relieve con su edad, litología y clases de relieve que son: PD, pendiente dominante en grados, AMP, altitud media predominante en metros y AR, altura relativa en metros.

Tipo de relieve	Edad	Litología	Clases de relieve		
			PD	AMP	AR
Laderas de Montaña Superiores Altas	Ks	esquisto y cuarcita	>16°-32°	>1900-2000m	>451-539m
Laderas de Montaña Inferiores Altas	Ks	esquisto y cuarcita	>16°-32°	>1800-1900m	>451-539m
Laderas de Montaña Superiores Bajas	Ks	esquisto y cuarcita	>16°-32°	>2000-2100m	>200-450m
Laderas de Montaña Medias Bajas	Ks	esquisto y cuarcita	>16°-32°	>1800-2000m	>200-450m
Laderas de Montaña Inferiores Bajas	Ks	esquisto y cuarcita	>8°-16°	>1700-1800m	>200-450m
Laderas de Montaña Superiores Bajas	Ks	areniscas y lutitas	>16°-32°	>1800-1900m	>200-450m
Laderas de Montaña Inferiores Bajas	Ks	areniscas y lutitas	>16°-32°	>1700-1800m	>200-450m
Piedemonte general Superior	Qal	coluvial	>8°-16°	>1600-1700m	110m
Piedemonte general Inferior	Qal	coluvio-aluvial	>8°-16°	>1500-1600m	220m
Piedemonte local intermontano	Qal	coluvio-aluvial	>4°-8°	>1700-1800m	130m

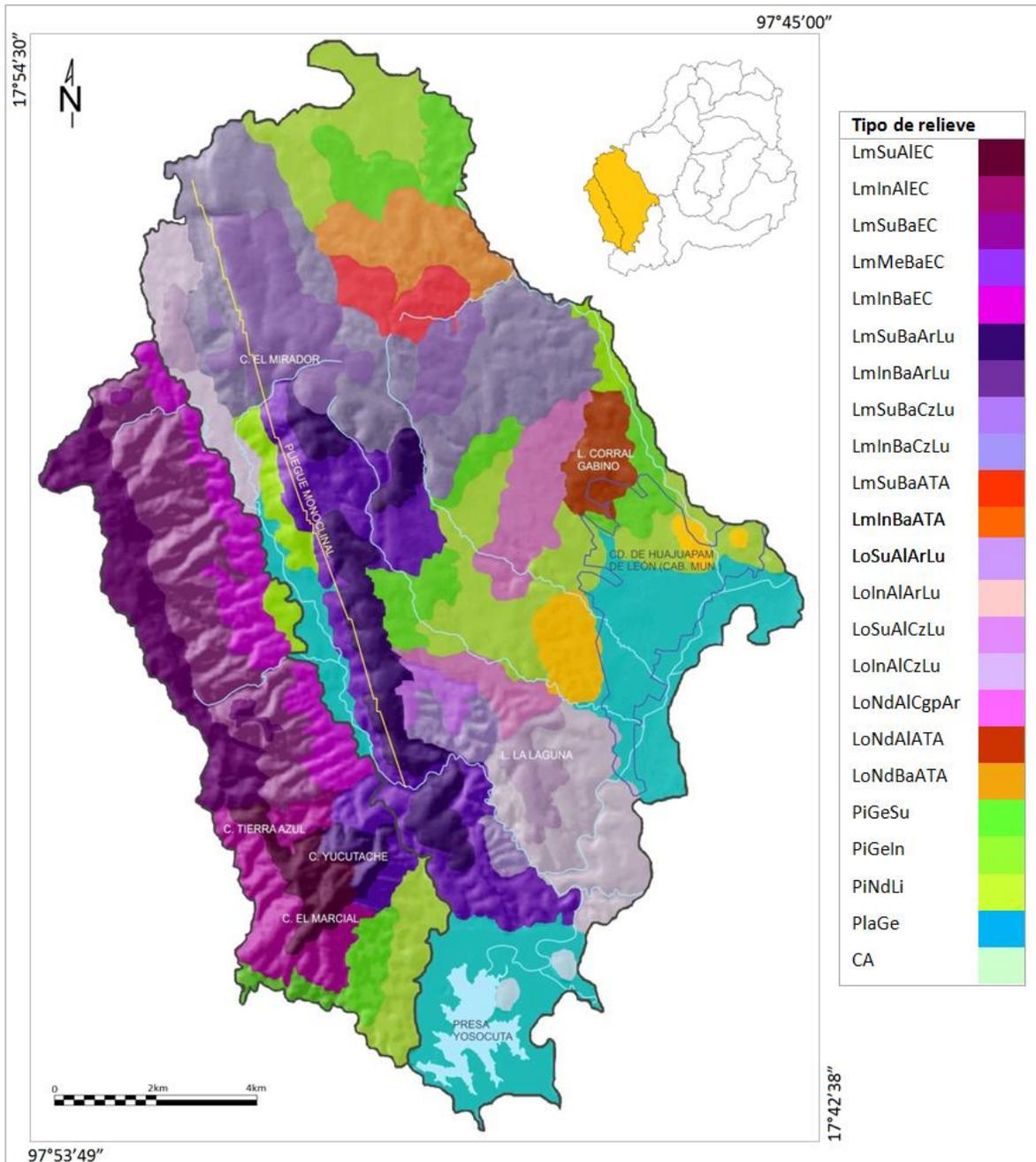


Figura 4.16. Mapa de los tipos de relieve de los SM Huajuapam y Cerro Yucutache, con coordenadas extremas y escala gráfica.



Imagen 4.5. Arriba laderas de montaña bajas del SM Cerro Yucutache. Abajo Laderas de montaña bajas y lomeríos del SM Huajuapán.

## CONCLUSIONES

Gracias al reconocimiento morfogenético y demás información se puede concluir que hubo dos grandes sucesos geológicos que ayudaron a conformar la cuenca tal y como es hoy, el primero de ellos y el más antiguo fue un evento tectónico de deformación progresiva por acortamiento, con dirección de transporte predominante hacia el este-noreste que provocó el plegamiento y cabalgamiento de las secuencias marinas del Mesozoico y anteriores, la orogenia Laramide.

Ya que el periodo y la época de la orogenia Laramide corresponde al cretácico superior, se asignó esta edad a todas las UM que estaban compuestas de rocas del paleozoico y mesozoico, puesto que este fue el último gran evento geológico donde hubo una deformación mayor del relieve. Posteriormente este relieve solo ha sido deformado por la erosión y depositación de sedimentos, así como por fallas locales, como lo es la falla Petlalcingo-Huajuapán.

Los SM que sufrieron esta deformación progresiva son el SM Huajuapán y el SM Cerro Yucutache. El SM Huajuapán es el de mayor extensión en toda la cuenca y es uno de los más complejos geológicamente, ya que en él afloran formaciones que van del Jurásico medio (Formación Tecomazúchil), pasando por el Jurásico superior (Formaciones Chimeco, Mapache y Solano) y el Cretácico (Formación Teposcolula).

Litológicamente está constituido por una gran variedad de rocas sedimentarias, de las que destacan las calizas, lutitas, areniscas y conglomerados. Su morfología actual es de laderas montañosas bajas muy erosionadas, numerosos lomeríos, grandes piedemontes y extensas planicies. Todas las unidades geomorfológicas morfogenéticas (UM) que conforman este SM son estructuras plegadas, que además están fuertemente controladas por fallas normales que en general tienen una dirección N-SE.

En cambio en el SM Cerro Yucutache es muy homogéneo, en él aflora el complejo Acatlán del paleozoico tardío que está integrado por rocas metamórficas, dicha formación es una de las más antiguas del estado de Oaxaca. En él las UM son de

laderas de montaña altas y bajas, así como de piedemontes extensos, todos con dirección N-SE.

El segundo evento geológico sucedió en el cenozoico, periodo en la que sobrevino una gran actividad volcánica. La formación Huajuapán abarca todo este periodo y sus rocas cubren el 85% (15 SM) de la cuenca. Dicha formación está constituida por en su base por conglomerados, en su UVI (Unidad Volcánica Inferior) por toba silícica, intrusiones hipabisales intermedias y en su UVS (Unidad Volcánica Superior) por lava andesítica y andesita basáltica.

Los rasgos estratigráficos y tectónicos de las secuencias cenozoicas de esta región indican que el magmatismo se desarrolló durante un régimen de tectónica de fallas laterales con episodios de hundimiento, que permitieron, a escala regional, la acumulación de depósitos epiclásticos (fluviales y lacustres), piroclásticos y derrames lávicos intermedios y máficos. La tectónica transtensional del noroccidente de Oaxaca debió propiciar un menor grado de diferenciación y de contaminación cortical (Martiny *et al.*, 2000).

Además se observan diversas fallas normales que tienen una orientación N-S y NW, y han sido reportados algunos episodios de desplazamiento lateral derecho asociados al sistema de fallas NW (Santa María-Díaz *et al.*, 2004). Lo anterior sugiere que las rocas volcánicas del Paleógeno fueron sujetas a episodios de deformación contrastantes.

Se observó que los SM de origen endógeno volcánico modelado del oligoceno están integrados por estructuras que formaron parte de volcanes poligenéticos, monogenéticos y calderas, que constituyen la mayoría de las UM de laderas de montaña altas y bajas, además la gran cantidad de coladas de lava y de materiales piroclásticos vertidos, formaron muchos lomeríos, que al erosionarse y sufrir movimientos tectónicos junto a las laderas de montaña, permitieron la formación de los piedemontes y las planicies.

Dentro de los SM altamente influenciados por la tectónica, destaca el SM San Juan Bautista Suchitepec, que es el único SM perteneciente a la zona volcánica que no tiene ninguna ladera de montaña alta, al parecer esto se debe a que forma parte de una microcuenca *pull apart*, una cuenca que esta asociada a fallas de desplazamiento oblicuo. Estas cuencas tienen una topografía baja debido al *rifting* a lo largo de fallas de desgarre.

También se tiene al SM Cerro Teposcolula que está tectónicamente controlado por tres fallas casi paralelas entre sí. La primera de ellas es de oeste a este, la falla Yosocuno, la segunda es la falla Zité y la falla Nopala. Las estructuras bajan de altura relativa de manera escalonada de O-E, ubicándose las UM más prominentes al Oeste del SM y las más bajas al Este del SM.

Se puede concluir que la actividad tectónica está muy presente en el área volcánica ya que además de tener estructuras con pendientes muy pronunciadas, se detectaron varios deslizamientos que ocasionaron la formación de lagunas, así como el cierre de tramos carreteros, igualmente se observó que todos estos movimientos generan procesos de erosión que impiden el desarrollo de los suelos.

Por ultimo se comprobó que el método cartográfico diseñado por el ITC, es un método eficaz para la realización de la cartografía morfogenética a escala 1:75,000 ya que es una metodología adaptable a diferentes condiciones y escalas espaciales de evaluación del relieve y permite generar información cuantitativa (alturas relativas, altitudes, extensiones y pendientes) y cualitativa (origen, tipo de relieve, litología y edad,), características todas de vital importancia para explicar la génesis del relieve.

## BIBLIOGRAFÍA

- Alaniz Álvarez, S. A. (1996). Edad, cinemática e implicaciones tectónicas de los eventos de deformación de la zona de cizalla de Oaxaca, México. UNAM, Colegio de Ciencias y Humanidades, Unidad Académica de los Ciclos Profesional y de Posgrado. Tesis de Doctorado.
- Alencaster G. y Buitrón, B.E. (1965). Fauna del Jurásico Superior de la región de Petlalcingo, Estado de Puebla. UNAM, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana, 21.
- Alzaga, R.H. (1991). Estratigrafía y consideraciones paleográficas de las rocas del Jurásico tardío-Cretácico temprano en el área de Tomellín-Santiago Nacaltepec, Oaxaca, México. Revista del Instituto Mexicano del Petróleo.
- Ascanio García, M.O. y Hernández Jiménez A. (2006). Suelos cañeros en Veracruz y Oaxaca: cambio global y ambiente. Universidad Veracruzana, Xalapa. Serie Textos Universitarios.
- Briones Salas, M. y Sánchez-Cordero V. (2004). Mamíferos. En: A.J. García-Mendoza, M.J. Ordoñez y M. Briones-Salas (eds.), Biodiversidad de Oaxaca. Instituto de Biología, UNAM-Fondo Oaxaqueño para la Conservación de la Naturaleza-World Wildlife Fund, México, pp. 423-447.
- Caballero Miranda, C. (1990). Geología y anisotropía del Jurásico Continental del área de Huajuapán de León-Petlalcingo Estados de Oaxaca y Puebla. Tesis de Maestría. UNAM. Facultad de ciencias.
- Caballero Miranda, C., Silva Romo, G. y Campos Madrigal, E. (1989). Afloramientos jurásicos del trayecto Chila-Huajuapán de León. Litosfera, vol.1, n.2.
- Campa Uranga, M.F. y Coney P.J. (1983). Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distribution of Mexico. Canadian Journal of Earth Sciences.
- Campa, M.F., Oviedo, A., Tardy, M. (1976). La cabalgadura laramídica del dominio volcánico-sedimentario (Arco de Alisitos-Teloloapán) sobre el miogeosinclinal mexicano en los límites de los estados de Guerrero y México, en III Congreso Latinoamericano de Geología, Resúmenes: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 23.
- Campa, M.F., Ramírez, J. (1979). La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero. Plan Piloto Proyecto de Recursos Naturales de Guerrero: Taxco, Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Científica Técnica.
- Centeno García, E. (1988). Evolución estructural de la falla de Oaxaca durante el Cenozoico: México, D.F., UNAM, Facultad de Ciencias, Tesis de Maestría.

- Centeno García, E. (2004). Configuración geológica del estado. En: A.J. García Mendoza, M.J. Ordoñez y M. Briones Salas (eds.), Biodiversidad de Oaxaca. Instituto de Biología, UNAM-Fondo Oaxaqueño para la Conservación de la Naturaleza-World Wildlife Fund, México.
- Cerca Martínez, L.M. (2004). Deformación y magmatismo Cretácico Tardío – Terciario Temprano en la zona de la Plataforma Guerrero Morelos. Tesis de doctorado. Posgrado en Ciencias de la Tierra. UNAM.
- Cooke, R. y Doornkamp, J. (1990). *Geomorphology in environmental management: an introduction*. Oxford University Press, Oxford.
- Coque, R. (1977). *Geomorfología*. ; vers. en español de Julio Muñoz Jiménez e Isabel Pérez Villanueva Tovar. Madrid: Alianza.
- Dávalos Álvarez, O.G. (2006). Evolución tectónica cenozoica en la porción norte de la falla de Oaxaca. Tesis de maestría, UNAM. Centro de Geociencias, Juriquilla, Querétaro.
- De Cserna, Z., Ortega-Gutiérrez, F., y Palacios Nieto, M. (1980). Reconocimiento geológico de la parte central de la cuenca del alto Río Balsas, estados de Guerrero y Puebla, en *Sociedad Geológica Mexicana. Libro Guía de la excursión geológica a la parte central de la cuenca del alto Río Balsas*. V Convención Geológica Nacional, 2-33.
- Doran, J. y Parkin T. (1994). "Defining and assessing soil quality", en: Doran, J. W. *et al.* (Ed.). *Defining soil quality for a sustainable environment*. SSSA Special Publication Number 35, Madison Wisconsin, USA.
- Dumanski, J. and Craswell E. (1998), "Resource management domains for evaluation and management of agro-ecological system", in Syers, J. K. (ed.), *Proceedings of Conference on Resources Management Domains, Kuala Lumpur*, International Board for Soil Research and Management (IBSRAM), Proceedings 16.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marrett, R. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53(1).
- Elías Herrera, M., Ortega Gutiérrez, F., Sánchez Zavala, J. L., Macías Romo, C., Ortega Rivera, A., Iriando, A. (2005). La falla de Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen conmemorativo del Centenario, Grandes Fronteras Tectónicas de México, Tomo LVII, Núm. 1.
- Erben, E.K. (1956). El Jurásico Medio y el Calloviano de México. XX Congreso Geológico Internacional, México, monografía 144 p. y planos.
- Fernández Ortiz, L. M. Coordinador (1989). Los factores que condicionan el desarrollo rural de la Mixteca Oaxaqueña. UAM. División de Ciencias Sociales y Humanidades.
- Ferrusquía Villafranca, I. (1976). Estudios geológicos-paleontológicos en la región Mixteca Alta, Estado de Oaxaca, UNAM, Instituto de Geología.

- Galina Hidalgo, S.M., Urrutia Fucugauchi, J., Ruiz Castellanos, M., Terrell, D. (2003). K/Ar dating and magnetostratigraphy of Cretaceous and Oligocene igneous rocks from Huajuapam de León Petlalcingo, Mixteca terrane, Mexico: Abstracts with Programs, Geological Society of America, 99<sup>th</sup> Annual Meeting, Cordilleran Section, Puerto Vallarta, Jalisco.
- García, Enriqueta (1988). Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (para adaptarlo a las condiciones de la República mexicana). 4<sup>a</sup>. Ed. Offset Larios, México.
- Grimaldo Ávalos, J.R. (2010). Análisis Estratigráfico de las secuencias Jurásicas de la Región de Ayuquila-Santiago Chilixtlahuaca, Oaxaca. UNAM.Facultad de Ingeniería. División de Ingebniería en Ciencias de la Tierra. Tesis de Licenciatura.
- Hall G.F. (1983). Pedogenesis and soils geomorphology. Chapter 5, Pedology and geomorphology. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam.
- Hernandez Espriú, J.A., Morales Morales, F. (2002). Geología metamórfica del Complejo Acatlán y su cobertura paleozoica, del Área de San Miguel Las Minas Patlanoaya-Ahuatlán, estado de Puebla. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería.
- Hernández, Teodoro (2008). El rompecabezas geológico mexicano: Terrenos tectonoestratigráficos como una herramienta para la reconstrucción de la historia geológica de México. Folleto de divulgación "Geofisicosas" 37. Instituto de Geofísica, UNAM.
- Herrera, S.M. y G.C. Estavillo (1991). Análisis estratigráfico y modelo de sedimentación de Formación Todos Santos en el área del Alto Usapanam-Matías Romero, Oaxaca. Revista del Instituto Mexicano del Petróleo.
- Herrmann, U.R. (1994). The origin of a terrane: U/Pb zircon systematics, geochemistry and tectonics of the Xolapa Complex (southern México). Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten A.
- Hugget, Richard John (2007). Fundamentals of geomorphology. Ediciones Routledge. London and New York.
- INEGI (2000). Carta topográfica: Huajuapam de León, Oaxaca. Escala 1:50000, México.
- INEGI (2000). Carta topográfica: Oaxaca de Juárez. Escala 1:250 000, México.
- INEGI (2001). Carta topográfica: Tepelmeme Villa de Morelos, Oaxaca. Escala 1:50000, México.
- INEGI (2007a). Carta topográfica: Oaxaca de Juárez. Escala 1:250 000, México.
- INEGI (2007b). Carta topográfica: Orizaba. Escala 1:250 000, México.
- Informe de labores de diciembre de 1970 a junio de 1974. Comisión del Río Balsas. Secretaria de Recursos Hidráulicos, México.

- IUSS Grupo de Trabajo WRB. 2007. Base Referencial Mundial del Recurso Suelo. Primera actualización 2007. Informes sobre Recursos Mundiales de Suelos No. 103. FAO, Roma.
- Joly, F. (1988). La cartografía. Oikos-Tau. Barcelona.
- Lang, H. R., Barros, J. A., Cabral-Cano, E., Draper, G., Harrison, C. G. A., Jansma, P. E., Johnson, C. A., 1996, Terrane deletion in northern Guerrero state: *Geofísica Internacional*, 35, en Moran Zenteno Et al. 2005.
- Lockhart, J. (1976). Capital and Province, Spaniard and Indian: The Example of Late Sixteenth Century Toluca. En Ordoñez, M. J.(2004). El territorio. En: A.J. García-Mendoza, M.J. Ordoñez y M. Briones-Salas (eds.), *Biodiversidad de Oaxaca*. Instituto de Biología, UNAM-Fondo Oaxaqueño para la Conservación de la Naturaleza-World Wildlife Fund, México, pp. 469-479.
- López Ticha, D. (1985). Revisión de la estratigrafía y potencial petrolero de la Cuenca de Tlaxiaco. *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, Boletín 37, n.1.
- Lugo Hubp, J. (1989). *Diccionario geomorfológico*. UNAM. México.
- Lugo Hubp, José (1988). *Elementos de geomorfología aplicada: Métodos cartográficos*. Instituto de Geografía. UNAM. México.
- Martínez, R. (2010). Estudiaron concentración de alto grado de fosfatos en la presa de Yosocuta. *IGABE noticias*, Oaxaca, 28 marzo de 2010.
- Martiny Kramer, B. (2008). *Estratigrafía y Geoquímica de las rocas magmáticas del Paleógeno en el Occidente de Oaxaca y significado petrogenético y tectónico*. Tesis de doctorado. UNAM. Posgrado en Ciencias de la Tierra.
- Martiny, B., Martínez Serrano, R.G., Morán Zenteno, D.J., Macías Romo, C., Ayuso, R.A. (2000a). Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks of western Oaxaca, southern Mexico: *Tectonophysics*, v.318.
- Martiny, B., Silva Romo, G., Morán Zenteno, D.J. (2000b). Estructuras oligocénicas del área de Huajuapán de León, Oaxaca: Resúmenes y Programa, Segunda Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Puerto Vallarta, v.20,n.3.
- Martiny, B., Silva-Romo, G., Morán-Zenteno, D.J., 2002, Tertiary faulting and relationship with Eocene-Oligocene volcanism in western Oaxaca, southern Mexico, *en 98th Annual Meeting, Cordilleran Section: Geological Society of America*.
- Mendoza Rosales, T.H. (2002). *Gasterópodos del Jurásico-Cretácico de Santiago Chilixtlahuaca, en la región de Huajuapán de León, Oaxaca*. Tesis de licenciatura, UNAM, Facultad de Ciencias.

- Meneses Rocha, J. J., Rodríguez-Figueroa, D., Tóriz-Gama, J., Banda-Hernández, J., Hernández de la Fuente, R., Valdivieso-Ramos, V. (1996). Excursión geológica al cinturón plegado y cabalgado de Zongolica: México, Petróleos Mexicanos, Exploración y Producción, Reporte interno, en Moran Zenteno Et al. 2005.
- Montes Cruz, Pedro (2005). Mapeo morfogenético y morfodinámico del área de Tepelmeme, Oaxaca. Tesis Licenciatura (Licenciado en Geografía)-UNAM, Facultad de Filosofía y Letras. México.
- Moran Zenteno, D. J., M. Cerca, J.D. Keppie (2005). La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario. Temas Selectos de la Geología Mexicana, Tomo LVII, núm. 3.
- Navarro S., A.G., E.A. García-Trejo, A.T. Peterson y V. Rodríguez-Contreras (2004). Aves. En: A.J. García-Mendoza, M.J. Ordoñez y M. Briones-Salas (eds.), Biodiversidad de Oaxaca. Instituto de Biología, UNAM-Fondo Oaxaqueño para la Conservación de la Naturaleza-World Wildlife Fund, México, pp. 391-421.
- Navarro, Rodrigo (2010). Cartografía geológico-estructural de la formación Teposcolula entre Chila de las Flores Puebla y Huajuapán de León Oaxaca. Tesis de licenciatura. UNAM. Facultad de ingeniería.
- Ordoñez, M.J. (2004). El territorio. En: A.J. García-Mendoza, M.J. Ordoñez y M. Briones-Salas (eds.), Biodiversidad de Oaxaca. Instituto de Biología, UNAM-Fondo Oaxaqueño para la Conservación de la Naturaleza-World Wildlife Fund, México.
- Ortega Gutiérrez, F. (1978). Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, estados de Puebla y Oaxaca. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v.2, n.2.
- Ortega Gutiérrez, F., Mitre Salazar, L. M., Roldán Quintana, J., Aranda Gómez, J. J., Morán Zenteno, D., Alaniz Álvarez, S. A. y Nieto Samaniego, A. F. (1992): Texto explicativo de la quinta edición de la carta Geológica de la República Mexicana escala 1: 2 000 000. UNAM, Instituto de Geología, SEMIP, CRM.
- Ortega González, J. V., Lambarria-Silva, C., 1991 Informe geológico del prospecto Hoja Oaxaca, compilación geológica I. G. R. S. 1129: PEMEX, Coordinación Divisional de Exploración, Gerencia de Exploración Región Sur, Subgerencia de Geología superficial y Geoquímica, Inédito. En Santa María Díaz, Alfredo (2009). Influencia de la falla de basamento no expuesta en la deformación Cenozoica: la falla de Caltepec en la región de Tamazulapam, en el sur de México. Tesis de doctorado. Programa de posgrado de Ciencias de la Tierra. UNAM.
- Peña Monné, José Luis (1997). Cartografía geomorfológica básica y aplicada. Logroño: Geoforma Ediciones.

- Pérez Ibargüengoitia, J.M., Hokuto Castillo, A. y Cserna, Z. (1965). Estratigrafía y paleontología del Jurásico Superior de la parte centro-meridional del Estado de Puebla. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Paleontología Mexicana, Revista, 21.
- Ramírez Espinosa, Joel (1984). La acreción de los terrenos Mixteco y Oaxaca durante el cretácico inferior. Sierra Madre del Sur México. Universidad Autónoma de Guerrero.
- Raup, D.M. y Stanley, S.M. (1978). Principles of Paleontology. W.H. Freeman and Co., San Francisco, U.S.A., 2a. edición.
- Robinson, H.A., Morrison, L.J., Muehrck, C.P., Kimerling, J.A. y Guphill, C.S. (1995). Elements of cartography. Sexta Edición. Editorial John Wiley y Sons, Inc. USA.
- Salas, G.P. (1949). Bosquejo geológico de la cuenca sedimentaria de Oaxaca. Asociación Mexicana de Geólogos Mexicanos, vol. 1., no.2.
- Salinas Prieto, J. C. (1984). Los límites tectónicos sur y occidental del terreno Mixteco. Universidad Autónoma de Guerrero. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Tomo 45°, N°1-2.
- Salinas Prieto, J. C., Monod, O., Faure, M., 2000, Ductile deformations of opposite vergence in the eastern part of the Guerrero terrane (SW Mexico): Journal of South American Earth Sciences, 13 en Moran Zenteno Et al. 2005.
- Santa María Díaz, Alfredo (2009). Influencia de la falla de basamento no expuesta en la deformación Cenozoica: la falla de Caltepec en la región de Tamazulapam, en el sur de México. Tesis de doctorado. Programa de posgrado de Ciencias de la Tierra. UNAM.
- Sedlock, R.L., Ortega Gutierrez, F. y Speed, R.C. (1993). Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico: Geological Society of America, Special Paper 278.
- Servicio Sismológico Nacional, catálogo de sismos del año 2006-2011, Estado de Oaxaca.
- SGM (2000). Carta Geológico-Minera: Oaxaca de Juárez. Escala 1: 250 000.
- SGM (2001). Carta Geológico-Minera: Orizaba. Escala 1: 250 000.
- SGM (2009). Carta Geológico-Minera: Huajuapam de León, Oaxaca. Escala 1: 50000.
- SGM (2009). Carta Geológico-Minera: Tezoatlán de Segura y Luna, Oaxaca. Escala 1: 50000.
- Silva Pineda, A. (1978). Revisión taxonómica y tipificación de las plantas jurásicas colectadas y estudiadas por Wieland (1914) en la región de El Consuelo, Oaxaca. UNAM, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana, Revista, 49.

- Sistema Meteorológico Nacional, Base de datos climatológicos estaciones: santa María Camotlán (20013), San Francisco Yosocuta (20108), Huajuapán de León (20275), Yosocuno (20380).
- Talavera Mendoza, O., Ruiz, Joaquín, G., George E., Meza Figueroa, D., Vega Granillo, M.R., Campa Uranga, M.F.(2005). U–Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico. *Earth and Planetary Science Letters* 235. Revista ELSEVIER.
- Tapia Varela, G. y López Blanco, J. (1998). Cartografía geomorfológica morfogenética a escala 1:100 000 de la Vertiente Tributaria Oriental del ex Lago de Texcoco *in* Álvarez, S.A.; Ferrari, L., Nieto Samaniego, A.F., Ortega Rivera, M.A. (eds.), Primera reunión nacional de Ciencias de la Tierra, Libro de Resúmenes: México, Sociedad Geológica Mexicana, Instituto Nacional de Geoquímica, Sociedad Mexicana de Geomorfología, Sociedad Mexicana de Mineralogía, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, p. 49 (resumen).
- Tapia Varela, G. y López Blanco, J. (2002). Mapeo Geomorfológico Analítico de la Porción Central de la Cuenca de México: Unidades Morfogenéticas a Escala 1:100,000. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 19, No.1.
- Tarbutck, Edward J. y Lutgens, Frederick K. (2006). *Ciencias de la tierra: una introducción a la geología física*. Pearson educación.
- Toledo, A. (2003). Ríos, costas, mares. Hacia un análisis integrado de las regiones hidrológicas de México. INE-SEMARNAT.
- Tolson Jones, G. (1998). Deformación, exhumación y neotectónica de la margen continental de Oaxaca: Datos estructurales, petrológicos y geotermobarométricos: México D.F., UNAM, Unidad de los Ciclos Profesional y de Posgrado, Colegio de Ciencias y Humanidades, Posgrado en Geofísica, Tesis Doctoral.
- Tolson, G. (2005). La falla de Chacalapa en el sur de Oaxaca: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Tomo LVII, num.1.
- Torres Colín, R. (2004). Tipos de vegetación. En: A.J. García-Mendoza, M.J. Ordoñez y M. Briones-Salas (eds.), *Biodiversidad de Oaxaca*. Instituto de Biología, UNAM-Fondo Oaxaqueño para la Conservación de la Naturaleza-World Wildlife Fund, México, pp. 105-117.
- Trejo, I. (2004). Clima, en: A.J. García-Mendoza, M.J. Ordoñez y M. Briones-Salas (eds.), *Biodiversidad de Oaxaca*. Instituto de Biología, UNAM-Fondo Oaxaqueño para la Conservación de la Naturaleza-World Wildlife Fund, México, pp. 67-85.

- Tricart, J. y Kiewietdejonge, C. (1992). *Ecography and rural management: a contribution to the international Geosphere-Biosphere programme*. Lonman Scientific & Technical, John Wiley & Sons, Inglaterra.
- Van Zuidam, Robert (1986) *Aerial Photo-interpretation in Terrain Analysis and Geomorphologic Mapping*. Netherlands, Smith Publishers, The Hague.
- Varela Santa María, M. (1983). *Estudio geológico petrolero de la porción sur de la cuenca de Tlaxiaco, Oaxaca*. Tesis Licenciatura (Ingeniero Geólogo)-UNAM, Facultad de Ingeniería.
- Verstappen and Van Zuidam (1991). *El sistema ITC para levantamientos geomorfológicos*. ITC. Publicación Número 10. Segunda edición.
- Verstappen Th. H. (1983). *Applied Geomorphology. "Geomorphological Surveys for Enviromental Development"*. ITC (International Institute for Aerial Surveys and Earth Science) Enschede. The Netherlands. Editorial Elseiver.
- Winter, M. (1993). *Los mixtecos y zapotecos*. En: Secretaría de Gobernación, Consejo Nacional de Población, *El poblamiento de México. Una visión histórico demográfica*. Tomo I. El México prehispánico. CONAPO, México.
- Yáñez, P., Ruiz, J., Patchett, P. J., Ortega Gutiérrez, F. y Gehrels, G.E. (1991). *Isotopic studies of the Acatlan complex, southern Mexico: Implications for Paleozoic North American tectonics*, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 103.