



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA
DE
MÉXICO

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFÍA

ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO
DE LA PARTE CENTRAL
DEL ESTADO DE CHIAPAS

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
LICENCIADA EN GEOGRAFÍA

PRESENTA

ANABEL GEORGINA RODRÍGUEZ LOMELÍ

DIRECTOR DE TESIS

MTRO. SERGIO YUSSIM GUARNEROS



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.

*Desde nuestro punto de vista un principio sustenta toda la urdimbre.
Que ninguna cosa se engendra jamás de la nada por acción divina...
por eso, después de que hayamos visto que nada puede crearse de la nada,
tendremos una perspectiva más clara y, entonces, veremos cómo se crea cada cosa
y de qué modo todo sucede sin obra de los dioses...
y ahora después de haberte dicho que las cosas no pueden hacerse de la nada,
ni una vez engendradas regresar a la nada.*

Lucrecio (1968)

Análisis Geomorfológico de la Parte Central del Estado de Chiapas

Contenido	Página
Índice General	I
Introducción	III
Capítulo I. Fundamentos del Análisis Geomorfológico	1
1.1. Desarrollo Histórico	2
1.1.1. Mundo Antiguo	2
1.1.2. Oscurantismo.....	6
1.1.3. Renacimiento.....	7
1.1.4. Siglo XVII Y XIX	8
1.1.5. Siglo XX	9
1.2. Perspectivas dominantes.....	10
1.3. Etapas, elementos y procesos del análisis geomorfológico	12
1.3.1. Etapas generales del análisis geomorfológico.....	12
1.3.2. Elementos y procesos del análisis geomorfológico	14
1.4. Importancia del análisis geomorfológico	14
Capítulo II. Bases geográficas generales	15
2.1. Localización	15
2.2. Características físicas de la zona	16
2.2.1. Geografía física	16
2.2.2. Clima e Hidrografía	17
2.2.3. Suelos	18
2.2.4. Vegetación	20
2.3. Características socioeconómicas	21
2.3.1. Población	21
2.3.2. Actividades económicas.....	23

Capítulo III. Características geológicas regionales	25
3.1. Tectónica	25
3.1.1. Terreno Maya	26
3.1.2. Terreno Chortis.....	26
3.1.3. Terreno Cuicateco.....	27
3.2. Estratigrafía.....	27
3.2.1. Precámbrico y Paleozoico	27
3.2.2. Mesozoico	29
3.2.3. Cenozoico	33
3.3. Geología estructural.....	35
3.3.1. Provincias geológicas	35
3.3.2. Evolución estructural	38
3.4. Geología histórica	43
Capítulo IV. Análisis Geomorfológico	47
4.1. Metodología.....	47
4.2. Geometría del relieve	47
4.2.1. Hipsometría.....	49
4.2.2. Pendiente del terreno	52
4.2.3. Orientación de laderas.....	54
4.2.4. Energía del relieve	55
4.3. Geomorfología.....	58
Capítulo V. Conclusiones	83
Bibliografía	84

Introducción

El Estado de Chiapas se localiza al sureste de la República Mexicana, políticamente limita al norte con el Estado de Tabasco, al este con la República de Guatemala, al sur con el Océano Pacífico y al oeste con el Golfo de Tehuantepec, así como con los Estados de Oaxaca y Veracruz. Abarca tres regiones fisiográficas: en su porción septentrional la Llanura Costera del Golfo Norte, en su parte central las Sierras de Chiapas y Guatemala, y al suroeste, en una franja paralela a la costa está comprendida la Cordillera Centroamericana.

A grandes rasgos, el Estado de Chiapas, se caracteriza por tener un relieve complejo con estructuras geológicas jóvenes producto de una tectónica activa. Lo anterior hace de esta región una interesante zona de estudio, en la que se han llevado a cabo diversas investigaciones, con varios enfoques: geología, tectónica, petrología; todos estos estudios son fundamentales. Sin embargo, continúa siendo una de las regiones con mayor ausencia de estudios geomorfológicos (Hernández et al., 2009). Los estudios anteriores aportan información particular y especializada, y no generan, como tal, un análisis geomorfológico, el cual debe abarcar una explicación, descripción, delimitación de las formas del relieve, un estudio de las interrelaciones de este con su medio actual, y el establecimiento de una secuencia evolutiva de la morfología del terreno.

En el presente estudio se realizó el análisis geomorfológico de una parte del Estado de Chiapas, y a causa de la extensión y complejidad del relieve, el área de estudio corresponde a la zona central del Estado, la cual ha sido delimitada por la presencia de estudios previos, lo que representa un importante apoyo bibliográfico, así como el material cartográfico que se posee: las coordenadas extremas del área de estudio son de 16°15' a 17°15' latitud norte, y de 92°20' a 93°40' de longitud oeste.

La superficie del Estado de Chiapas es compleja, por lo cual, son varias las perspectivas que serán empleadas en esta investigación, se parte de un análisis global que busca la interrelación de todos los aspectos del relieve; la Geomorfología general representa un primer enfoque. El relieve del área de estudio presenta rasgos particulares, como una geología regional y estructural compleja, además de una dinámica endógena. Para el estudio se empleará la Geomorfología estructural, que de acuerdo con Spiridonov (1981), aclara el papel de la Tectónica en la formación del relieve, establece sus formas de manifestación en la superficie terrestre, y a partir de ella se elaboran criterios geomorfológicos relacionados con la evolución de las estructuras geológicas. Aunado a esto, la zona de interés presenta una intensa dinámica exógena, que modela fuerte y continuamente el relieve. Para su estudio se aplicarán principios de la Geomorfología climática, la cual toma como principal agente el clima; cuantifica y cualifica los procesos exógenos que interaccionan con el relieve, asocia las formas del relieve a zonas climáticas. También se aplicarán los fundamentos de otras perspectivas dominantes en Geomorfología, como la Geomorfología dinámica, que basada en obras de la teoría general de sistemas y en principios de la Física, se dedica al estudio de los procesos generadores del relieve y a aquellos que lo modelan, tanto endógenos como exógenos. Para lo cual desarrolló el análisis causísticos de la dinámica terrestre, donde se cuantifican los factores

creadores y modeladores del relieve. Así, la Geomorfología cuantitativa se encarga de dar parámetros a los diversos factores del relieve, procesos y tiempo, con apoyo de la física y las matemáticas.

La delimitación de las formas en el área de estudio, se llevó a través de la morfometría, que es considerada una de las bases de mayor importancia en el análisis geomorfológico; es el análisis cuantitativo de la superficie terrestre a través de mediciones en un mapa topográfico. Se hacía de manera manual y actualmente con el desarrollo de los sistemas de información geográfica (SIG) puede automatizarse, y sus métodos son usados principalmente en las ciencias de la Tierra. Algunas de las técnicas y métodos que facilita la clasificación del relieve, es la hipsometría, que en relación con los parámetros altitudinales de la información topográfica, elabora una clasificación desde las curvas de nivel que representen la menor elevación a la máxima altitud. También se aplicarán técnicas como la medición de pendientes del terreno, orientación de laderas, entre otros.

El objetivo general de la presente tesis es realizar el análisis geomorfológico en la zona, es decir, evaluar cada elemento del relieve, interrelacionar la parte creadora y modeladora para culminar con la cartografía geomorfológica de la parte central del Estado de Chiapas y la evolución de la superficie terrestre en esta región.

Lo anterior se basa en los postulados teóricos de la Geomorfología; sus fundamentos, perspectivas dominantes y la importancia de este, así como en reconocer los principales efectos de la estructura geológica en la formación del relieve y el papel de los agentes exógenos en su modelado.

La metodología utilizada se apoya en las bases tradicionales del análisis geomorfológico y se propone una técnica de trabajo geomática que permite desarrollar de manera práctica y efectiva el análisis geomorfológico.

Los procesos geodinámicos, a la vez que modifican el relieve, dotan a la superficie terrestre de características peculiares, razón por la cual la interpretación geomorfológica en el área de estudio es multifactorial. En el presente estudio se analizaron las formas del relieve, relacionándolas con sus agentes formadores, la evolución que han tenido a lo largo de la historia geológica, y su dinámica actual. La tesis concluye con la síntesis del análisis geomorfológico en una representación gráfica: la cartografía geomorfológica de la zona.

Capítulo I.

Fundamentos del Análisis Geomorfológico

La Geomorfología se define de manera etimológica, del griego *ge*, Tierra, *morphe*, forma y *logos*, tratado o estudio. es decir, el estudio de las formas de la Tierra, esta definición puede tomarse como una primera aproximación. Sin embargo, no abarca el significado completo, de manera más amplia se puede definir como la ciencia que describe, estudia y explica el relieve, en función de su origen, evolución a través de la historia geológica, edad y dinámica actual. También toma en cuenta la interrelación de los materiales, agentes y procesos que actúan durante la formación del relieve, para finalmente clasificar los resultados en relación con parámetros cualitativos y cuantitativos de la geometría de la superficie terrestre.

Al igual que todas las ciencias, la Geomorfología tiene un objeto de estudio, el relieve terrestre. Para la comprensión de las formas del mismo se siguen pasos establecidos: la definición de un hecho con base en la observación, de manera tal que cualquier individuo pueda repetirla, así se plantea una hipótesis. Posteriormente viene la fase de experimentación, aplicable en las ciencias de la Tierra de manera limitada, debido a la complejidad que presentan los fenómenos estudiados y la dificultad de reproducir condiciones temporales y espaciales. Sin embargo, es posible llevarla a cabo en laboratorios o parcelas de experimentación y en numerosas ocasiones esta etapa es omitida o sustituida con la elaboración de modelos digitales. A través de la experimentación se llega a la comprobación. Finalmente se desarrolla una teoría, la cual debe ser capaz de corroborarse de manera consistente aplicando las reglas que la validan.

De esta manera podemos describir al análisis geomorfológico como el método que permite dar una explicación sistemática del relieve y su evolución.

La técnica usada de manera general, es el método actualístico o histórico-natural, que toma como fundamento las correlaciones espacio-temporales entre procesos, agentes que los desencadenan, acciones que desarrollan y productos consecuentes (De Pedraza, 1996). A su vez, se basa en diversas teorías para explicar la evolución de la superficie terrestre. A pesar de ser el método histórico-natural el usado en geomorfología, no impide el uso de procedimientos y técnicas referentes a otras disciplinas científicas.

Con la aplicación del método actualístico se han definido diversas teorías, pero su estudio y aplicación dependerán del enfoque y acercamiento analítico que cada investigador pretenda dar a su trabajo. Sin embargo, existen técnicas que se usan de manera global en las investigaciones e incluyen la recopilación bibliográfica y otros documentos como materiales cartográficos, la observación directa del relieve o fenómeno estudiado en campo, donde se incluye la toma de datos, y finalmente el procesamiento de toda la información recopilada y en algunos casos la investigación en laboratorio. En este último caso es necesario señalar los elevados costos de los modelos

experimentales que se aplican para la simulación en laboratorio, razón por la cual se recurre con mayor frecuencia a parcelas de experimentación en campo y a los modelos digitales (De Pedraza, 1996).

La Geomorfología como ciencia independiente posee técnicas de análisis y enfoques que se han desarrollado desde la antigüedad, a través de la observación, experimentación y comprobación.

Desarrollo Histórico

El desarrollo histórico de la Geomorfología se explica a partir del comienzo de la búsqueda de conocimiento para entender la superficie que habitamos, cómo ha evolucionado a lo largo de la historia, las grandes aportaciones y los obstáculos que ha tenido a lo largo de su progreso. A continuación se presenta una recopilación general del desarrollo de la geomorfología con el fin de entender de dónde viene y hacia dónde se dirige.

Mundo Antiguo

Los conceptos fundamentales del pensamiento científico se desarrollaron desde inicios de la historia. En este apartado se toma el desarrollo de los primeros conocimientos relacionados con las ciencias naturales, hasta el Imperio Romano.

Al tomar como punto de partida las primeras civilizaciones, encontramos el mundo mesopotámico, del cual se reconocen aportaciones relacionadas con la gramática, arte, historia, ciencias, entre otros. Sin embargo, son pocos los tratados que aún se conservan, gran parte de ello se conoce a través de los relatos de otras culturas. El mismo caso se presenta con los fenicios, quienes son reconocidos como grandes comerciantes; se cree que fueron los primeros en salir al Atlántico y darle la vuelta a África, lo que pudo generar descripciones del relieve. Sin embargo, este conocimiento se guardaba con el fin de mantener en secreto las rutas comerciales.

Otra gran civilización que desarrolló conocimientos fue la egipcia, aunque, su manera de ver el mundo fue sobrenatural. Una gran aportación es el Libro de los Muertos, así como conocimientos matemáticos, de astronomía y algunos viajes de exploración, como los realizados por el faraón egipcio Necho II (Siglo VI-V a. c.), de los cuales se sabe a través de Herodoto.

En el mundo antiguo los fenómenos naturales solían interpretarse como una manifestación de la fuerza de los dioses. Favorablemente y de forma gradual despertó la necesidad de conocer el mundo, su superficie y los fenómenos naturales de manera racional y lógica, y fueron los filósofos griegos quienes buscaron darle esclarecimiento. De esta manera, desarrollan explicaciones de los fenómenos naturales a través de la evolución del conocimiento, dando lugar a una filosofía de la naturaleza (De Pedraza, 1996). Muchas son las obras y autores en este periodo, por lo cual sólo se mencionarán algunos de manera cronológica.

En relación con las ciencias naturales y en concreto con el estudio del relieve, las primeras referencias aparecen con Homero (siglo VIII a. c.), quien es considerado uno de los primeros geógrafos. En sus poemas realizó descripciones de las condiciones geográficas de diversas regiones, lo que hoy llamamos Fisiografía. En cuanto a la explicación del mundo en el Universo, fue Tales de Mileto (640-547 a. c.) quien desarrolló conocimientos astronómicos e intentó dar una explicación objetiva al Universo; atribuyó al agua el principio de todo, desarrolló

teoremas generales basado en el conocimiento geométrico adquirido durante sus viajes, comenzó la teoría de que la Tierra era circular pero plana y fue maestro de Pitágoras.

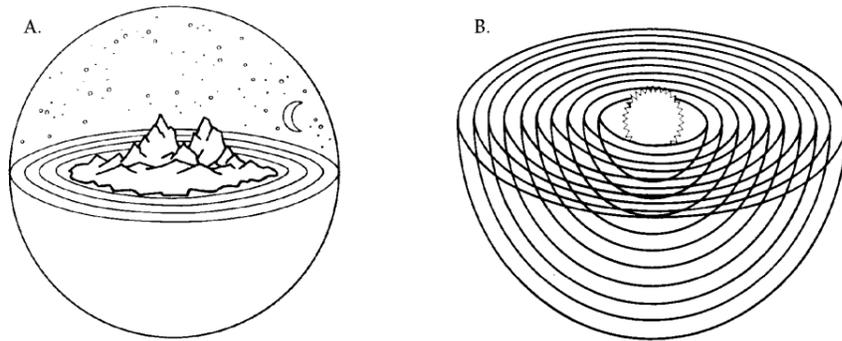


Figura 1.1 A. Esquema del Mundo según Tales de Mileto. B. Esquema de los planetas según Pitágoras; un foco central alrededor del cual rotan cuerpos como la Tierra, la Luna, el Sol, los planetas y estrellas, siempre de manera circular y armónica (modificada de Cid et al., 1977).

Pitágoras (580–500 a. c.) adquirió conocimientos de diversas culturas como la egipcia y babilónica, sus principales aportaciones son de orden matemático, basadas en su afirmación de que todo en el Universo son matemáticas: aritmética y geometría; los pitagóricos afirmaban la esfericidad de la Tierra, por ser está la forma perfecta. Anaximandro (610–540 a. c. aprox.), quien también fue discípulo de Tales de Mileto, continuó con la teoría de una Tierra circular, pero desde una percepción cilíndrica; se le atribuyen estudios de los seres vivos, así como un mapa terrestre, estudios acerca del cosmos, medición del equinoccio y solsticio, entre otros. Sin embargo, sus aportaciones sólo se conocen a través de las referencias hechas por otros autores como Aristóteles, Pitágoras, Anaxágoras, etc.

Xenófanes de Colofón (siglo V - VI a. c. aprox.) cuyas aportaciones relacionadas con las ciencias de la Tierra, conciernen con el concepto de erosión, pues mezcló la tierra con el mar, y afirmaba que esta se disolvía a causa del mar; teoría basada al encontrar huellas de peces en la cantera de Siracusa.



Figura 1.2 Fósiles marinos, dieron pie al desarrollo de teorías con enfoques erosivos (modificada de Cid et al., 1977).

Sin embargo, no todos los conocimientos que ayudaron a la evolución de las ciencias de la Tierra fueron desarrollados por los filósofos. Ejemplo es Jenofonte (431–354 a. c.), un general griego, que en su obra más

conocida, la expedición de los 10 000, describió ampliamente las tierras recorridas durante sus viajes y dicha obra fue empleada por Alejandro Magno durante sus conquistas.

Posteriormente Herodoto de Halicarnaso (488–425 a. c.), quien además de ser considerado como el primer historiador, realizó observaciones de la dinámica terrestre, dio mayor peso a terremotos como causa de la separación de montañas y no a la ira de los dioses, también dedujo que parte de Egipto había estado cubierta por el mar al encontrar conchas marinas en partes elevadas (Thornbury, 1954). Muchas de las aportaciones de los filósofos cuya obra se ha perdido, se conocen a través de Herodoto, así como la descripción del mundo conocido en su tiempo.

A pesar de que las aportaciones de Euclides (325–265 a. c.), son relacionadas con las matemáticas, enfocadas principalmente a la geometría, representan contribuciones que han servido como base para el desarrollo de las matemáticas modernas, aplicadas ampliamente dentro de las ciencias de la Tierra. Y en su teoría del Universo colocó a la Tierra en el centro y los astros girando alrededor de ella.



Figura 1.3 Diversas reproducciones de la principal obra de Euclides titulada Los Elementos. **A.** Edición renacentista. **B.** Detalles de un códice conservado. **C.** Reproducción de una edición veneciana. **D.** Reproducción del manuscrito D’Orville (modificado de Cid et al., 1977).

Aristóteles (384–322 A.C.) uno de los principales filósofos de la antigüedad, y son varias sus aportaciones a diversas ramas de la ciencia: Lógica, Astronomía, Geometría, entre otros. En relación con la Astronomía, tuvo argumentos para afirmar la redondez de la Tierra; la sombra que esta reflejaba sobre la Luna durante los eclipses y

la posición relativa de la Estrella Polar al observarse desde el norte o sur. En cuanto a las ciencias naturales explicó la formación de las rocas a causa de las estrellas, o los sismos como producto de fuertes corrientes de aire. Son de gran interés sus escritos referentes al origen de los manantiales, donde reconoció la erosión causada por los ríos y las formas deposicionales en regiones del Mar Negro.

A Teofrasto (371–287 a. c. aprox.), se le considera el primer geólogo. Elaboró la primera obra sobre las rocas, trató de explicar su origen e intentó clasificarlas. Aristarco de Samos (310–230 a. c.), astrónomo que propuso mover a la Tierra del centro del Universo y en su lugar colocó al Sol; el modelo heliocéntrico fue desechado rápidamente, pues el antropocentrismo imponía un universo cuyo centro fuese la Tierra. También intentó calcular la distancia y dimensiones del Sol con respecto a la Tierra, así como de la Luna. Posteriormente Eratóstenes (275–195 a. c.), considerado un genio en su época, calculó la circunferencia y el eje de inclinación de la Tierra, examinó cuestiones de hidrografía, y dio explicación al origen de los ríos, su dinámica, y estudió la continuidad de los océanos. Además desarrolló una teoría de las zonas climáticas.

En el mundo romano encontramos a Lucrecio (siglo I a. c.), poeta y filósofo, quien poseía una visión del Universo a través de la composición de átomos, sin la presencia de dioses que crearan o manipularan y desarrolló teorías sobre el comportamiento de la materia. Explicó la naturaleza a través de una visión empírica, afirmaba: *Desde nuestro punto de vista un principio sustenta toda la urdimbre: que ninguna cosa se engendra jamás de la nada por acción divina... por eso, después de que hayamos visto que nada puede crearse de la nada, tendremos una perspectiva más clara y, entonces, veremos cómo se crea cada cosa y de qué modo todo sucede sin obra de los dioses... y ahora después de haberte dicho que las cosas no pueden hacerse de la nada ni, una vez engendradas regresar a la nada* (Lucrecio, 1963).

Estrabón (60 a. c.–21 d. c. aprox.), cuya principal obra fue “Geografía”, expuso los conceptos iniciales de esta ciencia, describió las tierras recorridas durante sus viajes y en sus libros enfatiza el uso de la Geografía con fines políticos. Algunas de sus afirmaciones son: *“la mayor parte de la Geografía satisface las necesidades del estado”, “la geografía en conjunto posee una relación directa con las actividades de los dirigentes” y “la descripción geográfica es importante para aquellos hombres que se preocupan de sí esto o aquello es así o no, ya sean aspectos conocidos o desconocidos. Porque así pueden manejar sus asuntos diversos de una manera más satisfactoria, si saben qué tan grande es un país, cómo se encuentra y cuáles son las peculiaridades tanto del cielo o del suelo”* (Unwin, 1992), es decir; los recursos que un hombre puede tener a favor o en contra al conquistar un territorio o para mantener el poder sobre los propios: la Geografía como un arma para el poder.

Plinio el Viejo (23–79 d. c.), escritor y naturalista romano, más que generar conocimiento lo que realizó fue una recopilación sobre las diversas disciplinas, conformando un tratado que conjunta gran parte del saber de la antigüedad. Y su sobrino Plinio el Joven (62–113 d. c.), en relación a las ciencias naturales, describió la erupción del volcán Vesubio.

Claudio Ptolomeo (siglo II), amplió la idea de Aristóteles, de que la Tierra era el centro del Universo y tanto estrellas como planetas se movían en esferas alrededor de ésta, explicó su teoría en un modelo geométrico, formado por ocho esferas, cada una transporta a un astro, el Sol, la Luna, los planetas y la última transporta a las

estrellas. Su teoría fue ampliamente aceptada, la iglesia cristiana adoptó esta teoría por coincidir con sus escrituras, además de que dejaba bastante espacio fuera de las esferas para el cielo y el infierno (Hawking, 1988). Si no, ¿dónde cabríamos todos?

Las explicaciones hechas por los filósofos griegos, describían el relieve e intentaban dar una explicación racional a los fenómenos naturales, propias de su época, pero con la ventaja de llevarlas a cabo al margen de los dioses. Durante el desarrollo de la ciencia en la antigua Grecia, las aportaciones derivaron en dos tradiciones o escuelas; la matemática con representantes como Tales de Mileto hasta Ptolomeo y la tradición descriptiva-literaria cuyos representantes son desde Homero hasta Estrabón. Ambas sentaron las bases para conocer la verdad a través de un procedimiento ordenado en las ciencias, que posteriormente derivó al método científico.

La mayor parte de los conocimientos fueron desarrollados por los griegos, mientras que el desarrollo del conocimiento romano, con sus excepciones, fue consecuencia del desarrollo del poder que constituía su principal fin. Los mapas romanos fueron elaborados con el propósito de planear rutas comerciales o como documentos descriptivos y de localización acerca de los lugares conquistados o por conquistar, mientras que los griegos trataban de representar en conjunto al mundo conocido. Los griegos fueron conquistados por los romanos.

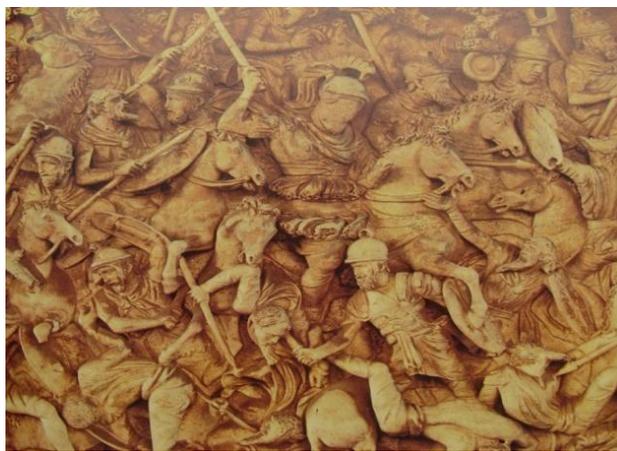


Figura 1.4 Sarcófago decorado en bajo relieve donde se representa las batallas de las legiones romanas contra los pueblos (Cid et al., 1977).

En las últimas etapas del Imperio Romano surge el cristianismo y esto detiene la búsqueda de la verdad científica; ahora las verdades son planteadas por una institución dogmática, y a diferencia de las posturas que buscaban el desarrollo del conocimiento en el mundo antiguo, la actitud que se desarrolló fue la de evitar la duda.

Oscurantismo

Con la caída del Imperio Romano, el cristianismo se difunde y fortalece, el desarrollo científico se ve estancado, y los conocimientos proporcionados por el mundo antiguo son puestos en duda, rechazados y considerados herejes. La búsqueda de la verdad a través del método natural es sustituido por explicaciones mágicas, y es una organización religiosa la encargada de responder a cualquier inquietud, todo con base en lo establecido por un ser imaginario.

Durante este periodo se desarrolló un pensamiento creacionista, con un principio absoluto e irrefutable; todo creado por “alguien”, lo mismo al ser humano, por lo que éste debe ser lo más importante y representar el centro del todo, se desarrolla entonces el antropocentrismo. Al finalizar este periodo, sólo se sabe de un Universo mágico y que la Tierra es su centro, que todo tipo de vida apareció de repente a causa de la voluntad o capricho de la divinidad (Lugo, 1982): la Tierra aparece mágicamente de la nada, vuelve al centro del universo y se aplana...

Renacimiento

Durante el renacimiento (S. XV–XVII), las aportaciones están relacionadas principalmente con la Astronomía y la Física, y ya que la Física es la encargada de analizar las causas de los fenómenos naturales, se ocupará de todo cuanto pueda observar, medir y reproducir. Evolucionan, a lo que De Pedraza (1996) define como una “Física de la naturaleza”.

De manera general algunos de los avances de mayor importancia son los hechos por Leonardo Da Vinci (1452–1519), uno de los primeros hombres que se dedicó a desarrollar ideas que fueron consideradas irreales en su tiempo y hoy a manera de justificación se dice: fueron adelantadas a su época. Da Vinci realizó importantes aportaciones en anatomía, óptica, artes y ciencias en general. Su método se basaba en la observación y la práctica. En las ciencias naturales realizó aportaciones hidrológicas, reconoció el papel que juega las redes fluviales en la superficie terrestre tanto erosivo, al labrar los valles, como constructivo, al depositar el material de acarreo.

Después, Nicolás Copérnico (1473–1543), astrónomo que con apoyo de las ideas de Aristarco, proclamó su teoría heliocéntrica en su obra *Sobre las revoluciones de los cuerpos celestes*, establece su hipótesis sobre una Tierra en movimiento, que gira alrededor del Sol. Su teoría conservó aportes de Ptolomeo, pues el Universo continuó siendo finito y esférico, su hipótesis fue tomada en serio tiempo después, por Galileo y Kepler.

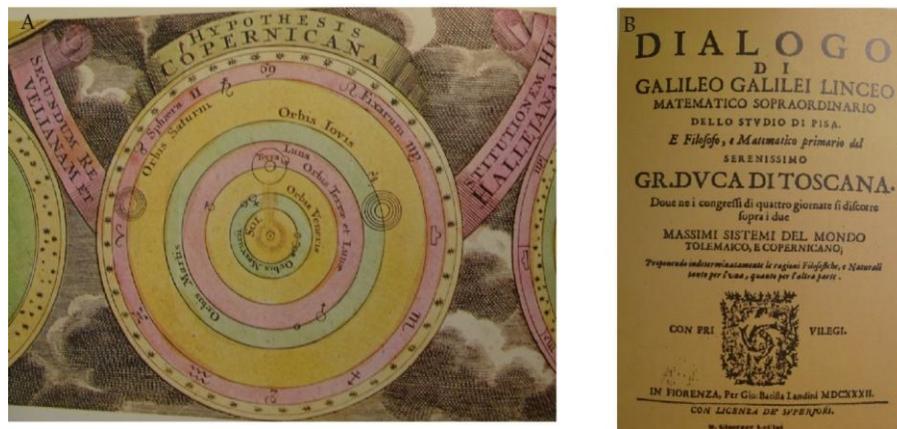


Figura 1.5 A. Grabado del siglo XVIII que muestra el modelo copernicano. B. Portada de la obra de Galileo (modificada de Cid et al., 1977).

Galileo Galilei (1564–1642) acusado y en definitiva responsable del nacimiento de la ciencia moderna, aportó pruebas que demostraban parte de la teoría de Copérnico, ejemplo de esto fueron los satélites de Júpiter que descubrió al observar el cielo con un telescopio. Galileo destruyó la perfección del Universo; no todo giraba alrededor de la Tierra. La iglesia católica intentó arreglar el Universo y prohibió a Galileo defender el

copernicanismo. Posteriormente Galileo obtuvo permiso para publicar un libro, siempre y cuando no tomara partido en ninguna postura, titulado *Diálogos concernientes a los dos primeros sistemas del mundo*. En el discutió las teorías aristotélicas y copernicanas. Fue considerada una obra maestra de gran aceptación y la iglesia le premió con la prisión domiciliaria hasta su muerte. Galileo fue de los primeros hombres en sostener que el ser humano puede llegar a comprender el funcionamiento del mundo, basándose en observaciones (Hawking, 1988).

Puede considerarse que las bases para el desarrollo de la ciencia moderna están en Copérnico y Galileo, quienes con sus aportaciones señalaron que las verdades sólo son validas si se apoyan en la observación, y que son cuestionables todas aquellas heredadas y no demostrables; la naturaleza por encima de los dogmas (Lugo, 1992).

Al mismo tiempo Johannes Kepler (1571–1630), quien apoyaba la teoría heliocéntrica, buscó incansablemente las leyes que explicaran el movimiento de los astros; afirmaba que el movimiento debía ser armónico y a través de esferas. Al no conseguir éxito alguno, finalmente probó con la imperfección de la elipse, ésta se adaptaba a su hipótesis y realizó la modificación que permitió la comprobación del modelo heliocéntrico, a través de sus tres leyes que describen el movimiento de los planetas. Al ser un hombre religioso su éxito representó un fracaso, su ser supremo no hacía las cosas simples ni perfectas.

A Kepler sólo le hizo falta explicar qué fuerza hacía que los astros giraran alrededor del Sol. De esto se encargó la Ley de la Gravitación Universal de Newton, donde se incluía una teoría del movimiento de los cuerpos en el espacio y el tiempo, así como las matemáticas necesarias para demostrarlo. Dichas aportaciones son sólo algunas de las tantas que establecieron la base del desarrollo científico, factor determinante en la evolución de las ciencias naturales.

Siglo XVIII y XIX

El desarrollo de las ciencias se vio influenciado por los estudios causa–efecto, lo que representó una especialización dentro de las ciencias naturales, dio lugar a las diversas disciplinas que hoy forman las llamadas ciencias de la Tierra. Son varios los autores que generaron grandes aportaciones para el desarrollo de las ciencias naturales, sólo se mencionan algunos, pues el fin es entender de manera general su evolución: el nacimiento de las ciencias de la Tierra y el desarrollo de la Geomorfología como una ciencia independiente.

En orden cronológico podemos mencionar al francés Georges L. Buffon (1707–1788), quien fue un naturalista, matemático y biólogo; sus estudios en relación con las ciencias naturales son referentes a la capacidad erosiva de las corrientes fluviales, así como al origen del Sistema Solar y a la edad de la Tierra. Con base en los cálculos de enfriamiento de una masa incandescente, sugirió que la Tierra tenía más allá de 75 000 años. En el siglo XVIII también se encuentra J. Hutton (1726–1797), medico y terrateniente escocés, considerado el padre de la Geología, que en su obra *Theory of the Earth*, expuso un principio fundamental, el uniformismo, *las leyes físicas, químicas y biológicas que actúan hoy, lo han hecho también en el pasado geológico*. El uniformismo resultó de las varias observaciones realizadas por Hutton alrededor del mundo, que a pesar de reconocer lo extenso de la historia geológica, no tuvo los métodos para conocer la edad de la Tierra, pero sentó una de las bases que serviría para determinarla. También fue reconocido como líder de los plutonistas, quienes dieron mayor fuerza a la energía interna del planeta como la formadora de rocas. En relación con la edad de la Tierra, fue el naturalista G. Cuvier

(1769-1832) considerado el padre de la paleontología, quien al analizar fósiles, obtuvo una de las principales pruebas para determinar la cronología de la Tierra, que nada tenía que ver con la edad planteada por las instituciones religiosas; se dedicó a clasificar y describir los fósiles contenidos en las rocas, pero debido a sus creencias religiosas, fundamentó su descubrimiento en la teoría del catastrofismo, por lo que su hallazgo no alteraba la edad de la Tierra propuesta por la Iglesia.

Algunos otros autores se dedicaron a la clasificación de las rocas y a intentar explicar su génesis, A. G. Werner (1749-1817), desarrolló una teoría sobre el origen de las rocas de la superficie terrestre, el neptunismo, que considera la formación de todas las rocas en el fondo oceánico, incluidas las rocas ígneas, y como es natural, surgió la teoría que lo contradecía. Discípulos de Werner, entre ellos Humboldt, a principios del S. XIX, desarrollaron una nueva teoría, donde se argumenta en contra de un mismo origen para todos los tipos de roca, en la teoría plutonista. En relación con la formación del relieve, C. Lyell (1797-1885), abogado y geólogo, fundador de la geología moderna y destacado representante del uniformismo y gradualismo, en su obra *Principles of Geology*, sostiene cambios graduales a lo largo de la historia geológica, expone el principio del actualismo: *los fenómenos del pasado, operan bajo las mismas causas en el presente*. Posteriormente J. W. Powell (1834-1902) se dedicó a estudiar la erosión fluvial y propuso una clasificación de los valles en dos rubros, la primera basada en las relaciones entre valles y estratos que los cruzan y la segunda en relación con su origen, También fue de amplia difusión su concepto de nivel base. G. K. Gilbert reconoció la importancia de la nivelación lateral de los ríos en el desarrollo de los valles, realizó estudios de escombros hidráulicos producto de la minería, lo que representó uno de las primeras aproximaciones cuantitativas en la relación de la carga de un río y factores tales como el volumen, velocidad y gradiente (Thornbury, 1954).

Es por lo tanto durante el siglo XIX cuando se asienta gran parte de los fundamentos de la ciencia del relieve. La Geomorfología nace como ciencia al dejar de describir y comenzar a explicar (Tricart, 1965).

Siglo XX

Uno de los autores que marca el nacimiento de la Geomorfología es Davis, quien desarrolló el primer método de análisis geomorfológico: *All the varied forms of the land are dependent on –or, as mathematician would say, are function of– three variable quantities, which may be called structure, process, and time* (W.M. Davis, The geographical Cycle, pág. 19, 1899; ref. 1973; en De Pedraza, 1996).

En su teoría explica el origen y desarrollo del relieve con una perspectiva evolutiva y de manera cíclica, en donde son tres las variables implícitas: arreglo del relieve y litología, los procesos y su evolución en el tiempo. En su interpretación histórica-evolutiva, identifica tres etapas del relieve: juventud, madurez y senectud, cada una de ellas se identifica por una morfología. El relieve presenta un primer y “único” levantamiento, posteriormente presenta un continuo modelado, llevado a cabo por la “erosión normal”, en la madurez hay una estabilidad cortical y la erosión continua actuando, finalmente los valles se amplían, hasta la formación de una penillanura. Identifica también “accidentes en el ciclo”; la erosión excepcional y la actividad volcánica. El papel que juega la tectónica en su teoría es el contrario a la erosión, y actúa en secuencias de impulso-calma, consideradas como rejuvenecimientos, desencadenando de nuevo el ciclo.

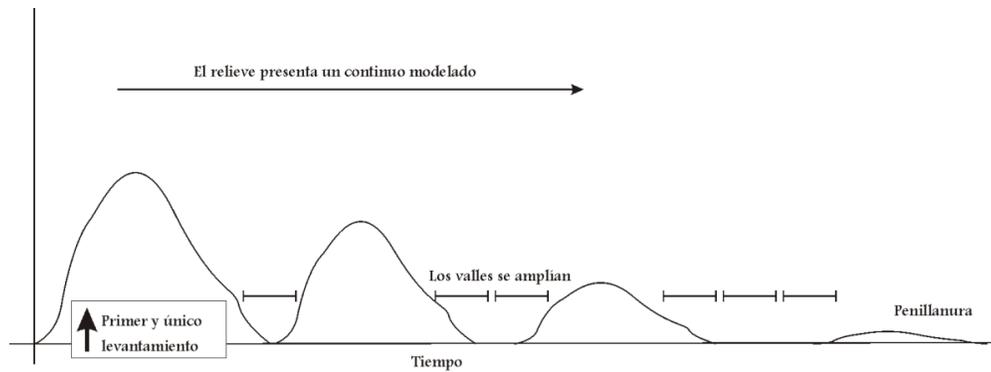


Figura 1.6 Esquema idealizado del ciclo de Davis.

A principios del siglo XX, surgen críticas a la teoría davisiana, entre ellas la de Walther Penck, quien expuso una teoría alternativa. Buscó la relación entre las formas del relieve y la actividad tectónica, su teoría tuvo una perspectiva más geológica. Dedujo que el relieve se crea por un lento levantamiento inicial, que desacelera para finalmente estabilizarse, el relieve se erosiona y conforme el levantamiento se desarrolla se presentan otras morfologías dentro de las primeras, lo que forma un escalonamiento, finalmente el levantamiento se detiene, la erosión continua y da lugar a una morfología terminal casi plana.

Se considera a Davis y a Penck como los padres de la Geomorfología, siendo ellos los primeros en dar una explicación acerca de la evolución del relieve con bases positivistas y con enfoques evolutivos, para definir los principios de la Geomorfología.

Perspectivas Dominantes

El desarrollo de la Geomorfología como una ciencia independiente, incluyó metodologías de estudio que con el tiempo fueron definiendo varias especialidades y aplicaciones prácticas.

Los primeros estudios de esta ciencia se llevaban a cabo de manera global, buscan la interrelación de todos los aspectos asociados a la superficie terrestre, sintetizan la evolución del relieve este enfoque es conocido como Geomorfología general.

La constante generación de conocimiento define diversas especialidades. De Pedraza (1996) señala que en la primera mitad del siglo XX ya se diferencian dos tendencias: la descriptiva, generalizadora e integradora, con metodologías analíticas, mientras un segundo enfoque se dedica a cuantificar la configuración geométrica del relieve, así como sus procesos formadores y modeladores, con apoyos de matemáticas y física.

La primera tendencia dominó en Europa, organizada en Geomorfología climática, estructural y dinámica. La primera, heredada de una fisiografía regional, da una explicación de la génesis y evolución del relieve a través de los procesos de modelado, toma como principal agente el clima, tanto pasado como presente, define los procesos que interaccionan con el relieve, asimismo los cualifica, interrelaciona las formas resultantes, asociándolas a una zona climática, sin dejar de lado la influencia de vegetación y organismos. Sin embargo, al atenerse sólo a este enfoque, la explicación de los factores endógenos es complicado y surgen dificultades para su interpretación.

Es entonces cuando la Geomorfología estructural, se da a la tarea de explicar el relieve como una manifestación de la dinámica interna de la Tierra: tectónica y volcanismo. Estudia el relieve como una interacción de morfoestructuras, geología, y agentes modeladores, que producen transformaciones, y que en conjunto, darán una configuración final. También elabora criterios geomorfológicos de pronóstico y búsqueda de estructuras geológicas (Spiridonov, 1981). A partir de este enfoque surgen divisiones en Geomorfología tectónica y Geomorfología volcánica.

Finalmente, para dar una completa interpretación del relieve, surge la Geomorfología dinámica, basada en obras de la teoría general de sistemas y en principios de la física; se dedica al estudio de los procesos endógenos y exógenos, por lo que desarrolló análisis causísticos de la dinámica terrestre.

La segunda tendencia se desarrolló de manera dispersa en el mundo, se conoce como Geomorfología de procesos y tuvo un común y principal punto de partida dentro del análisis geomorfológico. Se lleva a cabo en un sistema procesos-respuesta, donde el proceso es el agente creador y la respuesta la forma resultante (Gutiérrez Elorza, 2008). Este enfoque empleó metodologías especializadas, redujo la escala de trabajo tanto de manera temporal como espacial, a causa de la complejidad de los procesos, ya que con frecuencia actúan de manera conjugada. Dicho enfoque necesitaba la cuantificación de diversos factores del relieve, de lo cual se encargó la Geomorfología cuantitativa que se apoyó en la física y las matemáticas para generar modelos determinísticos relacionados con la superficie terrestre. La Geomorfología se transformó en ciencia cuantitativa y proporcionó datos numéricos de valor práctico (Strahler, 1963).

Para la segunda mitad del siglo XX, los análisis geomorfológicos han reducido su escala temporal y espacial, y las investigaciones son muy particulares en lapsos cortos. Summerfield (2005) explica la importancia de los enfoques que denominan en la vieja y nueva escuela y enfatiza que gracias al impulso de técnicas cronológicas se está retomando la Geomorfología histórica, la cual da una interpretación de la superficie terrestre a través de los eventos morfogenéticos que sucedieron hasta llegar a la configuración actual del relieve.

Otros enfoques son la Geomorfología regional que estudia el relieve de manera general y tiene como punto de partida una escala cartográfica 1: 250 000 o más chica en relación con Lugo (1982). La Geomorfología aplicada se encarga del estudio de un área determinada del relieve, donde se presenta un problema concreto, por lo que las metodologías aplicadas son específicas.

Según Chorley (1984), las aplicaciones en Geomorfología pueden dividirse en dos clases: 1) El hombre como agente geomorfológico, sus inadvertidos y planeados efectos en procesos geomorfológicos y en formas resultantes; y 2) la Geomorfología como ayuda a los recursos de ingeniería, de construcción y planeación.

En las últimas décadas el estudio geomorfológico se ha visto beneficiado con el avance tecnológico, pues ha integrado en sus análisis herramientas como los sistemas de información geográfica (SIG) y la teledetección. Los SIG son *softwares* que a través de sus herramientas permiten la creación de bases de datos con información espacial georeferenciada; la manipulación de estas bases de datos pueden realizarse con programaciones simples o complejas, con características específicas relacionadas con las necesidades de cada investigación. La manipulación adecuada de las bases de datos nos permite la creación de diversos modelos del relieve, desde los que podemos

tener diversas perspectivas que nos permite la visualización indirecta del área de estudio, sus características y procesos.

La representación del relieve se lleva a cabo a través de los modelos digitales del terreno (MDT), también conocidos como TIN o DEM por sus siglas en inglés (Triangulated Irregular Network y Digital Elevation Model), a partir de estos es posible obtener características cuantitativas del relieve a través de la morfometría, así como generar atributos cualitativos basados en la observación y análisis del mismo, lo que facilita la comprensión de la superficie terrestre estudiada. La teledetección es otra herramienta tecnológica; es la evaluación del relieve basada en la información óptica brindada por los satélites, resultado de resoluciones como la espacial, espectral, temporal y radiométrica, que en conjunto logran una caracterización del relieve en diversas regiones y tiempos. Estas herramientas pueden usarse de manera individual o en conjunto, ya que permiten la integración de los rasgos superficiales terrestres, ya sea en imágenes o en bases de datos.

A través de las nuevas tecnologías, el trabajo del geomorfólogo se ha automatizado, sin embargo para la correcta interpretación del relieve es esencial un cerebro. El uso de datos geoespaciales e imágenes, facilita el entendimiento de las estructuras de la superficie terrestre y otros fenómenos geomorfológicos, evidencia las relaciones espaciales, temporales y temáticas con los procesos materiales y controladores naturales y antrópicos (Remondo, 2009).

La evolución de los estudios geomorfológicos observados a lo largo de la historia es consecuencia del desarrollo del conocimiento y los constantes aportes a esta ciencia, cada uno de estos enfoques puede ser utilizado en diversos dominios geomorfológicos, con mayor o menor aplicación según el caso.

Conocer el avance del pensamiento científico establece lazos históricos que ayudan al desarrollo de perspectivas para apreciar mejor el pensamiento científico presente, al aprender que la materia no es estática, se impulsa a mantener la mente abierta a nuevas ideas, concientizándonos de que la mayoría de las ideas que hoy se aceptan como verdades, tropezaron con resistencia al ser expuestas por primera vez, por lo que posiblemente, algunas de las ideas que tenemos a menos hoy, puedan finalmente resistir los embates del tiempo (Thornbury, 1954).

Etapas, elementos y procesos del Análisis Geomorfológico

Como en toda ciencia, la Geomorfología debe realizar el análisis basándose en una metodología previamente establecida, lo que requiere dividir un todo, en los diversos elementos que lo conforman y al igual que en un rompecabezas, ir uniendo las piezas; el fin último es conocer lo que el conjunto de piezas unidas y su orden representan. Ésto se logra más fácilmente si establecemos un orden previo, siguiendo el ejemplo del rompecabezas se puede comenzar con las piezas que forman el marco y tener referencia de las dimensiones, posteriormente agrupar las piezas por características similares, como el color e ir determinando a qué elementos de la imagen corresponden etc., lo que facilitará el trabajo. De igual manera en la ciencia existen etapas, elementos y procesos establecidos para facilitar la investigación geomorfológica.

Etapas generales del análisis geomorfológico

El análisis geomorfológico se divide en tres etapas, con base en Spiridonov (1981). La primera constituye la etapa preparatoria donde se comienza el estudio de la región a través de fuentes directas e indirectas; podemos

subdividir las en obras literarias, material cartográfico y otros documentos y colecciones. Dentro de las primeras se encuentran todos los documentos escritos relacionados con el área de estudio, obras geomorfológicas enfocadas completamente o en parte a nuestra área de interés, obras de acontecimientos naturales y sociales, incluso relatos antiguos y populares acerca de la zona. Es de gran importancia usar todos los documentos de ayuda y no solo aquellos enfocados a la geomorfología. El material cartográfico incluye todo tipo de mapas, desde los topográficos, mapas de vegetación, geológicos, hidrológicos etc., pues dependiendo del enfoque que se le dé a la información, esta podrá ser de gran utilidad en la investigación. Finalmente, entre los denominados “otros documentos y colecciones” se encuentran los grabados, perfiles, fotografías aéreas, ortofotos, datos de encuestas, rocas, fósiles, etc.

Del estudio y procesamiento de la información obtenida en las fuentes consultadas, se genera una breve caracterización geomorfológica-geográfica, que servirá de base para una primera interpretación del relieve. La información obtenida previamente puede ser vaciada en un mapa, de esta manera se identificarán aquellos puntos y áreas que presenten información veraz y suficiente para realizar una primera interpretación. De igual manera se identifican aquellos puntos que no cuenten con la información necesaria y por lo tanto representen problemas o dudas en la interpretación, se marcan con el fin de darles prioridad durante la siguiente etapa de investigación. La primera etapa del análisis geomorfológico sirve como una explicación base del relieve, que se complementará al cumplir las fases restantes en la investigación geomorfológica.

La segunda etapa del análisis geomorfológico es la de campo; representa un primer reconocimiento de las formas del terreno en el área de estudio. En el trabajo de campo se revisa la evaluación obtenida en la etapa preparatoria, confrontándola con lo interpretado directamente en campo. Toda la información obtenida, donde quedan incluidos datos geomorfológicos generales, geológicos, de procesos actuales o dinámica del relieve, en ocasiones también información biológica y social, es recopilada y evaluada con el fin de aportar datos suficientes para la elaboración de un mapa geomorfológico de campo. En esta etapa se incluyen las tareas que deben realizarse como parte del análisis geomorfológico señaladas por King (1966): la observación, la experimentación y análisis, este último queda incluido en la etapa final. La observación es llevada en campo, y de experimentación son ejemplo las parcelas de prueba en campo donde se reproducen fenómenos en condiciones controladas. La finalidad de esta etapa es el reconocimiento directo del área para dar solución a aquellos problemas y dudas pendientes de la investigación previa, aclarar los puntos donde se presentaron vacíos de información, así como la evaluación de la información recopilada previamente.

Finalmente viene la etapa de gabinete, donde se emplea todo el material obtenido en las etapas previas, se realiza el análisis de los datos, se involucra diversos enfoques para la interpretación de las características presentes en el relieve y se usan como apoyo los modelos digitales. Un balance final y la elaboración de la cartografía geomorfológica definitiva, debe acompañarse con un texto que resuma las investigaciones previas, conforman el paso final de la investigación, que expresara la interpretación del relieve realizada por el autor.

De manera resumida, las etapas en el análisis geomorfológico son tres: investigación previa, trabajo de campo y procesamiento de datos, en ocasiones se apoya de análisis en laboratorio, dichas etapas, son de manera general, pero en relación al objeto de estudio y el nivel de aproximación que se le dé, será necesario una especialización en el estudio de cada elemento y proceso involucrado en el análisis.

Elementos y procesos del análisis geomorfológico.

La superficie topográfica se encuentra constituida por factores dinámicos y estáticos, en los primeros encontramos aquellos agentes que definen un tipo de procesos, así como la incidencia en un territorio; son ejemplos, el clima, la tectónica y el volcanismo. En los segundos, se encuentran aquellos que se limitan a interferir con los primeros como: la estructura geológica y la región morfoclimática; estas son características primarias del terreno, sobre las que actúan los factores dinámicos (De Pedraza, 1996). Esta comprende la primera referencia en el análisis geomorfológico, ya que es medible y nos permite cualificar el relieve en función a diversas características y es el principal elemento en el estudio. La superficie topográfica se divide en elementos más simples, las superficies, líneas y puntos que deslindan las formas del relieve (Efriemov, 1949, en Spiridonov, 1981).

La morfografía es la descripción del relieve, donde se incluye su localización, distribución y la relación con otros elementos del paisaje. Determina atributos de la configuración que permite clasificar las formas en un contexto regional (De Pedraza, 1996). A continuación, y de manera más compleja está la morfometría que es la cuantificación de las formas del relieve. Posteriormente explica la génesis del relieve y su edad; finalmente se describen los procesos que actualmente se llevan a cabo en el relieve estudiado.

Importancia del análisis geomorfológico

La importancia de la geomorfología radica en qué tan útil es la información generada, es decir sus aplicaciones. La Geomorfología como herramienta de la planificación territorial, que puede apreciarse desde diversas perspectivas, una de ellas es la urbanista, donde en relación con las características y dinámica del relieve, se podrá realizar una mejor evaluación de la zona para el desarrollo de un núcleo de población. Otra perspectiva del ordenamiento territorial es la ambiental, donde la cartografía geomorfológica es usada para la evaluación del medio, con diversos fines como es la creación de geoparques, o la evaluación del espacio para su corrección, a causa de modificaciones antrópicas o asociadas a fenómenos naturales. Una más es la Geomorfología asociada a los “riesgos naturales” relacionado con el relieve, que estudia los procesos desencadenantes de fenómenos naturales, así como su área de afectación y el impacto social del área perturbada, con el fin de prevenirlos. En relación con la economía, la geomorfología sirve como una herramienta de apoyo en la explotación de algunos recursos naturales, pues existen morfologías asociadas a yacimientos minerales, energéticos o a la prospección de agua. También a través de la cartografía geomorfológica puede interpretarse el potencial de las formas superficiales como un recurso mineral (De Pedraza, 1996). Otra es el apoyo a la ingeniería civil, revelando las características del relieve para la construcción de infraestructura como embalses, puentes, carreteras, edificios etc. Todas estas aplicaciones son útiles para el desarrollo social y económico del ser humano. De esta manera el análisis geomorfológico aporta información útil en diversas ramas, además de representar la generación de conocimiento como tal.

Capítulo II

Bases geográficas generales

El marco geográfico general es un primer acercamiento a los aspectos más representativos del área de estudio. Se destaca la localización de la zona de interés, sus principales características físicas y se complementa con las variables sociales y económicas que se manifiestan en dicho espacio.

Localización

El análisis geomorfológico se realizó en el sureste de la República Mexicana, en el Estado de Chiapas que limita al norte con el Estado de Tabasco, al este con la República de Guatemala, al sur con el océano Pacífico y al oeste con el Golfo de Tehuantepec, así como con los estados de Oaxaca y Veracruz. El Estado ocupa una superficie de 73,724 km², del total de los 1'947,156 km² de la República Mexicana, lo que representa el 3.79% de la superficie del país, por lo que ocupa el octavo lugar a nivel nacional.

El trabajo se llevó a cabo en la porción central del estado, en donde las coordenadas extremas son, al sur 16°15', al norte 17°15' latitud norte; al este 92°20', al oeste 93°40' de longitud oeste. El área de estudio está comprendida en las cartas topográficas Tuxtla Gutiérrez y Villahermosa escala 1: 250 000 (INEGI, 1984)

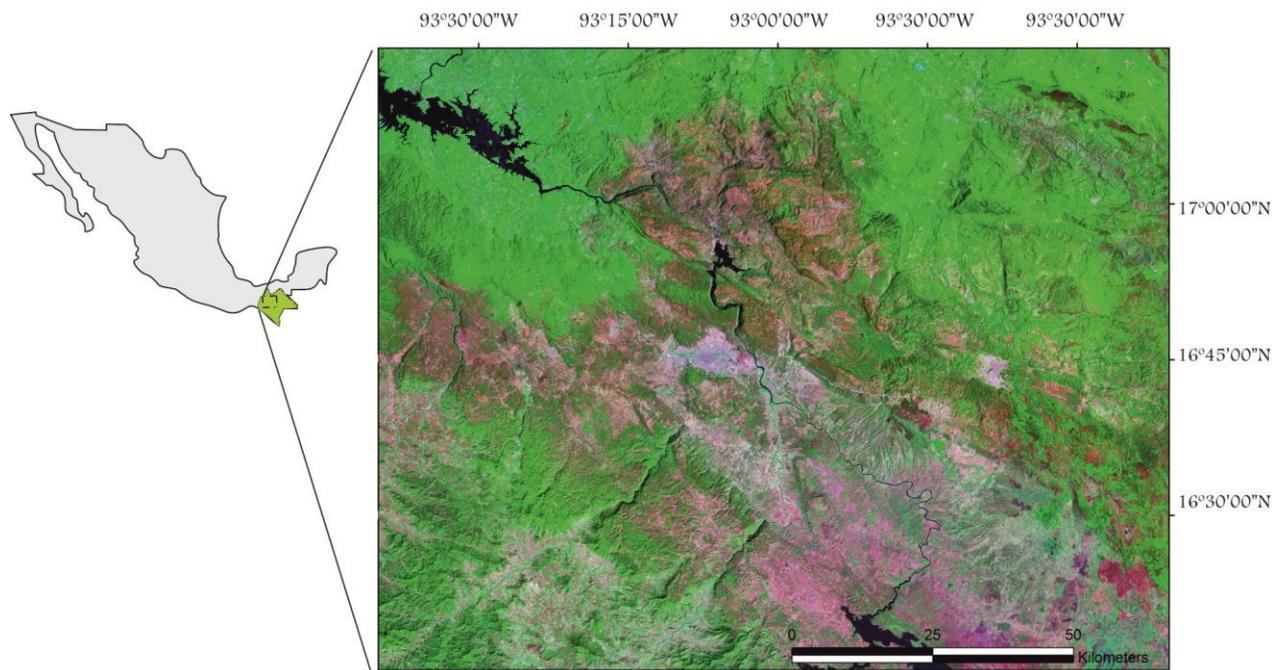


Figura 2.1 Localización del área de estudio.

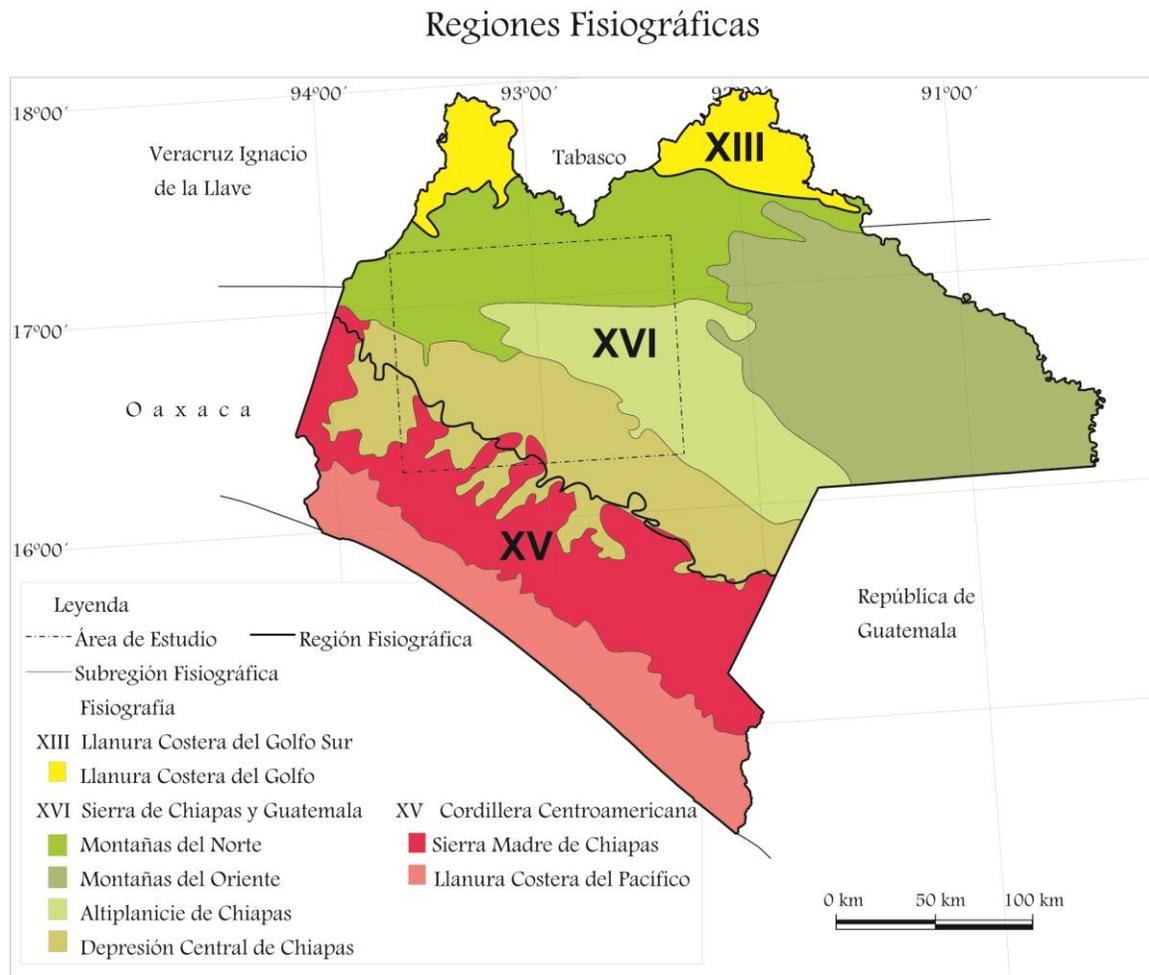
Características físicas de la zona

Las características físicas de la zona, son el relieve, el suelo, el agua de escurrimiento superficial, la vegetación y la roca. Este último se trata por separado (geología).

Geografía física

La Geografía física, antes fisiografía; encargada de la descripción de los rasgos físicos de la superficie terrestre y de los fenómenos que en ella se producen, hoy en día estudia el medio natural como un paisaje, y éste en función de su origen, desarrollo, estructura y diferenciación espacial (Lugo, 1989).

En relación con INEGI (2005), el Estado de Chiapas abarca tres regiones que describen de manera general sus características físicas: La Llanura Costera del Golfo Sur, que abarca la porción norte del Estado y se caracteriza por presentar lomeríos y pendientes suaves; Las Sierras de Chiapas y Guatemala, que comprende la parte central del Estado y se extiende de este a oeste; y La Cordillera Centroamericana, que se extiende en una franja paralela a la costa del Pacífico, y continúa en Centroamérica.



Mapa 2.1 Se conjuntan las regiones fisiográficas establecidas por INEGI, así como las subregiones identificadas por Müllerried (modificado de INEGI, 2005 y Müllerried, 1957.)

Sin embargo, a causa del complejo relieve del Estado existe una regionalización particular, elaborada por Müllerried (1957), que incluye siete subregiones: Llanura Costera del Pacífico, Sierra Madre de Chiapas, Depresión Central, Altiplanicie de Chiapas, Montañas de Oriente, Montañas del Norte y Llanuras costeras del Golfo. Cuatro quedan incluidas en el área de estudio y se describen a continuación:

De norte a sur e incluidas en la región Sierra de Chiapas y Guatemala, se encuentra la subregión Montañas del Norte, caracterizada por elevaciones de morfologías abruptas que poseen una orientación preferencial E-W. Al sureste de ésta, se encuentra la subregión denominada Altiplanicie de Chiapas, como un terreno con morfología tabular, a altitudes considerables, las mayores elevaciones del área de estudio se encuentran en esta subprovincia, ejemplo es el Cerro Huitepec con aproximadamente 2750 msnm. Al sur de ambas subregiones, con una orientación NW-SE, está la Depresión Central, que como su nombre lo indica es una superficie hundida con respecto a las que la rodean y abarca parte de la cuenca del Río Grijalva. Finalmente la Provincia Cordillera Centroamericana abarca la Sierra Madre de Chiapas está es la cadena montañosa del sur del Estado que se extiende en dirección NW-SE y continúa en Guatemala.

Clima e Hidrografía

El clima de una región se encuentra representado por el conjunto de fenómenos meteorológicos con una presencia constante en lapsos determinados. Sin embargo, factores como la posición geográfica, la altitud y topografía de los terrenos entre otros influyen en el clima del Estado de Chiapas, que es tropical, si sólo se toma en cuenta su ubicación, pero al incluir el relieve accidentado y las altitudes que modifican la temperatura y la humedad, resultan regiones caracterizadas por diversos climas (Müllerried, 1957).

De manera general, el Estado de Chiapas cuenta con climas cálidos que se subdividen en húmedos y subhúmedos, en relación con la carta de climas (INEGI, 2005). En la parte septentrional del Estado se presenta un clima cálido húmedo con lluvias todo el año (Af), en una franja casi paralela a la línea de costa, la precipitación total anual varía entre 3000 a más de 4500 mm, y se debe a que esas áreas están expuestas a los vientos húmedos del Golfo de México. Al sur de esta región se encuentra un clima cálido húmedo con lluvias en verano (Am), se localiza al NW, NE Y SW de la región estudiada, donde la precipitación total anual es de entre 2000 y 3000 mm. En la parte central del Estado se localizan los climas subhúmedos, en la altiplanicie chiapaneca, con índices de precipitación variados, se caracterizan por temperaturas medias anuales entre los 12° y 18° con una precipitación que va de los 1000 a los 2000 mm. al año, este clima se presenta en terrenos poco extensos con más de 2000 m.s.n.m. Y en la Depresión Central de Chiapas la precipitación total anual es menor a 2000 mm.

El clima del Estado de Chiapas, en especial sus índices de precipitación, aunado con otros factores como el relieve accidentado y la geología, dan como resultado una hidrografía compleja. A continuación se presenta una descripción y clasificación general de las aguas: ríos, lagos y presas.

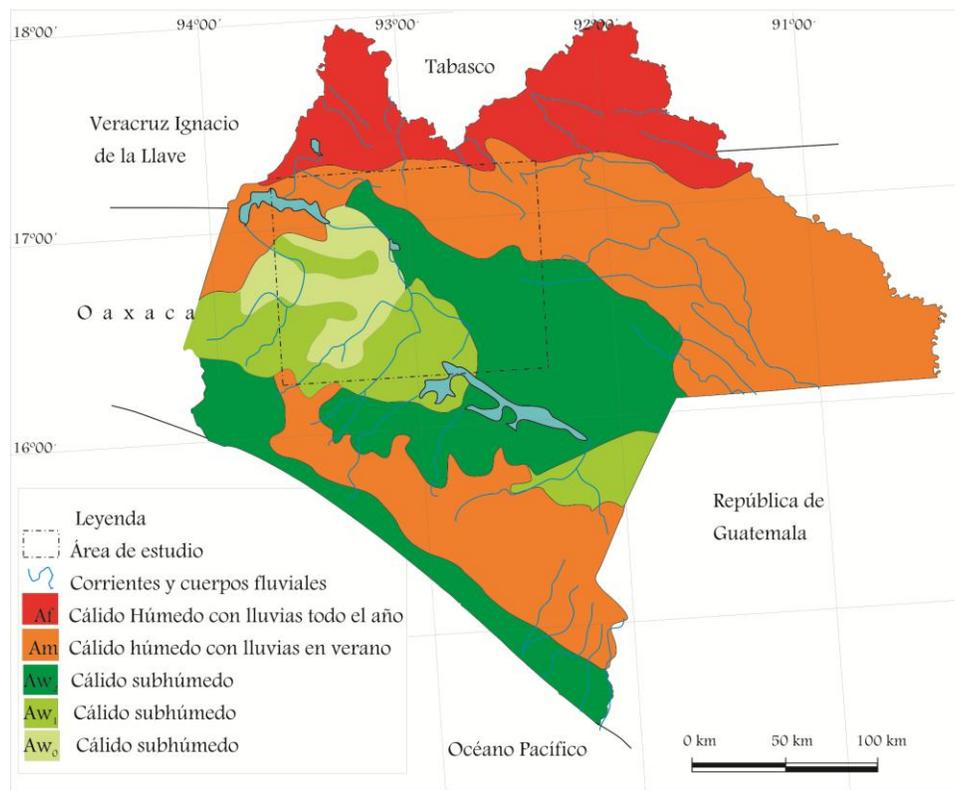
El área de estudio abarca la Cuenca del Sistema Grijalva, que desemboca en el Golfo de México. Algunos de sus principales afluentes nacen en la Sierra Madre de Chiapas, como lo son los ríos Custepeques, Ningunilo, Santo Domingo, Suchiapa, entre otros. Todos ellos confluyen en el río Grijalva. Otros ríos que confluyen en el Grijalva son el Blanco y San Vicente ambos nacen en la Altiplanicie Chiapaneca.

Además de las corrientes superficiales mencionadas, en el área de estudio se localizan cuatro embalses, formados por las presas de Belisario Domínguez (La Angostura), Netzahualcoyotl (Malpaso), Manuel Moreno Torres (Chicoasén) y Ángel Albino Corozo (Peñitas). Cuyo uso principal es la generación de energía hidroeléctrica; la de mayor capacidad de almacenamiento es La Angostura con una capacidad total de 10,727hm³ (Comisión Nacional del Agua, 2007).

En relación con la Comisión Nacional del Agua (2007), el principal uso del agua en el Estado de Chiapas es el agrícola, abarca el 82.5%, seguido del abastecimiento público con el 15.8%. El restante 1.7% es destinado al uso de la industria autoabastecedora. El 75.1% proviene de corrientes superficiales y el 24.9% es agua subterránea.

El clima de una región y todas las variables que lo determina juegan un papel de suma importancia en la configuración del relieve, pues dan lugar a la transformación de la roca en superficie que aunado a un agente dinámico como el agua contribuyen al cambio constante de la superficie terrestre.

Climas

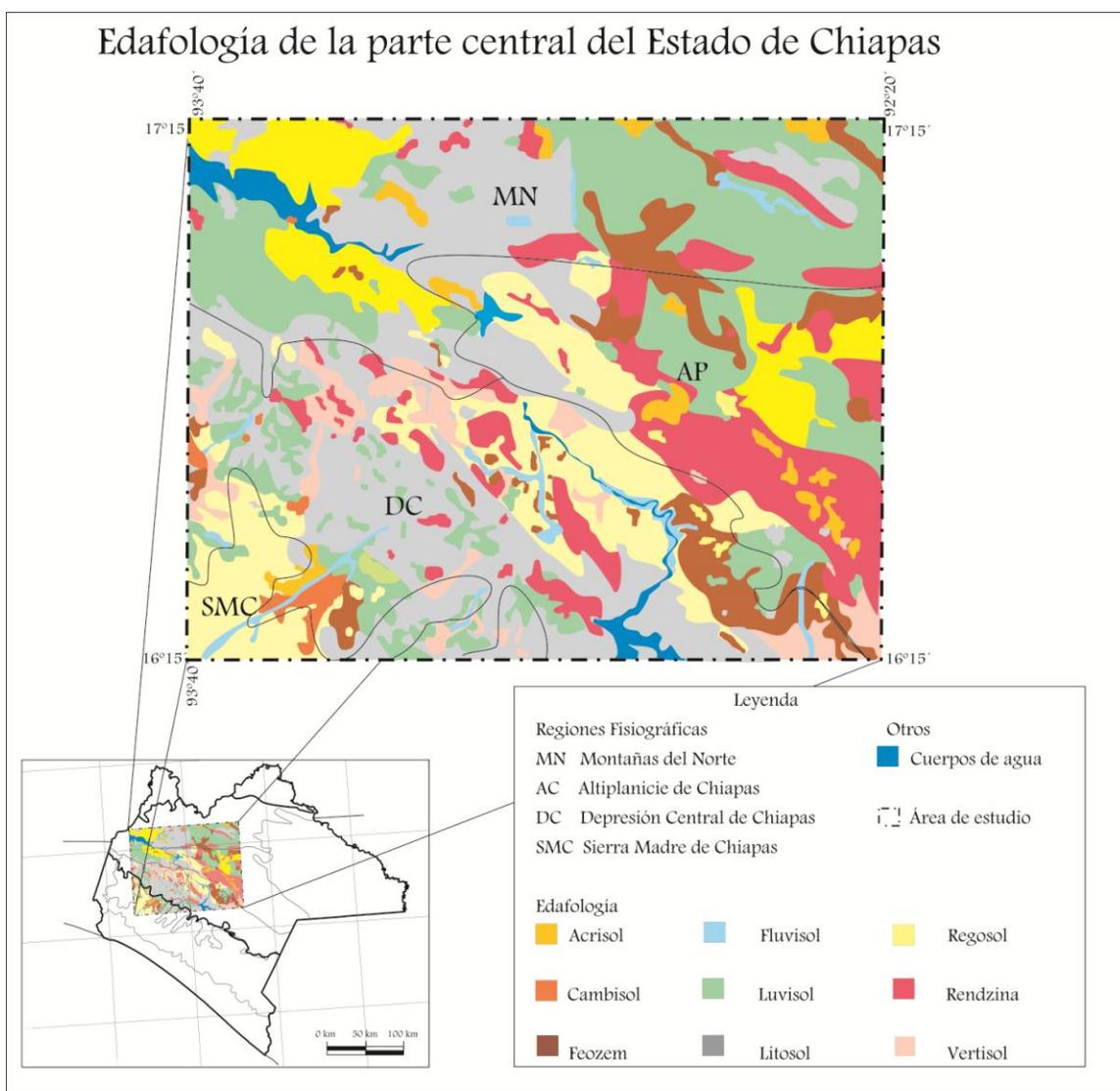


Mapa 2.2 Generalización de los climas en el Estado de Chiapas (modificado de la carta de climas, IG, 1989)

Suelos

La edafología se encarga del estudio de los suelos, así como su relación con el entorno, toma en cuenta su origen y evolución a través de las características observadas en un perfil, como son las propiedades físicas y químicas de los mismos con el fin de clasificarlos.

En el área de estudio dominan los litosoles en aproximadamente un 24% del territorio, son suelos poco evolucionados con un perfil débil, de manera general son suelos jóvenes. Le sigue un 21% de regosoles, derivados de depósitos aluviales, que presentan los subtipos calcáreo, dístrico, eutrítico y gélico. Posteriormente un 13% de rendzina, que son suelos profundos que se presentan en rocas carbonatadas. Después hay un 11% de luvisoles: referente a suelos lavados que presentan acumulación de arcilla, sus subtipos son alábico, cálcico, crómico, férrico, gléyco, órtico, plíntico y vértico. Un 5% de cambisol que son suelos de desarrollo débil y presentan cambios en su estructura a causa del intemperismo, con subtipos cálcico, crómico, dístrico, éutrítico, ferrálico, gélico, gléyco, húmico y vértico. El restante 26% se encuentra conformado en menores cantidades por acrisol; éstos son suelos ácidos a causa de un intenso lavado con subtipos férrico, gléyco, húmico, órtico, plíntico. También se presentan feozem; suelos oscuros por la presencia de materia orgánica, con subtipos calcario, gléyco, háptico y lúvico, y finalmente vertisoles; suelos ricos en arcillas con subtipo crómico y pélico.



Mapa 2.3 Principales tipos de suelos en el área de estudio (modificado de la carta edafológica, del IG).

La distribución de los suelos dominantes en la parte central del Estado de Chiapas es la siguiente: los litosoles se localizan principalmente en la Depresión Central de Chiapas y en la porción central de las Montañas del Norte. Los regosoles están en la porción oeste de la Altiplanicie de Chiapas, en la parte centro-norte de la Depresión Central y en la porción SW del área de estudio. La rendzina predomina al sur de la Altiplanicie y de manera continua en la Depresión Central. Finalmente los luvisoles se encuentran en la porción noreste de la zona de interés y en el noreste de las Montañas del Norte.

Los suelos de manera general se desarrollan como respuesta a los diversos agentes de la dinámica externa de la Tierra y a los entes biológicos, en busca de un equilibrio con su ambiente. Durante su desarrollo almacenan información sobre los cambios que suceden en su entorno y su estudio también permite evidenciar las rocas que los derivaron. De esta manera la interpretación edafológica es útil en el análisis geomorfológico.

Vegetación

La vegetación de una país, región o de cualquier superficie determinada es el conjunto de diversas cubiertas vegetales. Su desarrollo está relacionado con el clima, la edafología y la hidrología de la zona, ya que estos factores determinaran el tipo de vegetación que se presentara en la zona. En el área de estudio, la variabilidad climática y edafológica da lugar a una vegetación variada. Para facilitar su descripción en la zona de estudio, se organizó en relación con las regionalización de Mülleried (1957):

En la Sierras de Chiapas y Guatemala predomina el bosque tropical perenifolio, caracterizada por que sus individuos no pierden sus hojas durante la temporada seca. Algunas de las especies presentes son la *Terminalia amazonia*, comúnmente conocida como roble amarillo, en Chiapas se conoce como el Canshán. Otras especies son el *Dalium guianense* conocido en el área de estudio como Guapaque y el *Swietenia macrophylla* (caoba), también encontramos bosque de pino-encino, selva baja caducifolia y bosque mesófilo de montaña (Miranda, 1952).

La Sierra Madre del Sur está ocupada principalmente por bosque tropical caducifolio, donde la mayoría de las especies pierden sus hojas en la temporada seca. Sus principales especies son *Bursera spp* conocida como Torote, Mulato, *Lysiloma spp* (Tepeguaje, Yachte, Guaje) y *Haemotoxylon brasiletto* (Brasil) y bosque de pino-encino en las partes altas de los sistemas montañosos (Miranda, 1952).

La Cordillera centroamericana posee especies variadas, algunas de ellas son la *Terminalia oblonga* conocida como Guayabo Volador, la *Virola Guatemalensis* o Cacao Volador, también hay selva mediana subcaducifolia con especies como *Manilkara zapota* o Chicosapote y *Bursera simaruba* mejor conocida en la zona como Chacá y bosque mesófilo de montaña con *Liquidambar styraciflua* oLliquidámbar, *Qercus ssp.* (Encino) y *Pinus spp.* Conocida como Pino (Miranda, 1952).

La vegetación es un recurso natural de gran importancia económica, así como en la conformación del relieve, al proteger de la erosión y puede contribuir a la estabilidad de las laderas. Sin embargo, el potencial económico de algunas especies ocasiona una explotación desmedida que lleva a la deforestación. La eliminación total o parcial de la cubierta vegetal, ya sea por agricultura, urbanización, tala etc. contribuye en la modificación del paisaje y en su evolución.

Éstos son algunos de los atributos naturales del área de estudio que de manera individual representan un elemento configuracional del relieve y el desarrollo de cualquiera de ellos depende parcialmente de los otros. Al interrelacionar la información de las características físicas del área de estudio se generó una red de datos que mostró parte de la configuración y dinámica actual del relieve que junto con otros elementos físicos y sociales contribuyen a esculpir el relieve.

Características socioeconómicas

Hoy en día son pocas las zonas que carecen de núcleos sociales y en numerosas ocasiones de ellos depende la modificación y configuración del paisaje. Por lo que resulta de gran importancia la evaluación de los factores poblacionales y económicos del área de interés.

El estudio de las características socioeconómicas de habitantes que pertenecen a una misma unidad administrativa o estado se realiza en función de evaluaciones estadísticas cuya información está enfocada en los aspectos demográficos, sociales y económicos.

En México, el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), es el encargado de desarrollar dichas evaluaciones. Ésta entidad ha generado los indicadores más representativos de la población del Estado de Chiapas, con base en el Censo de Población 2000 y el Conteo de Población y vivienda 2005, ambos se toman en cuenta por ser los más actuales al día de hoy.

Población

La población total de México en 2005 fue de 103 263 388 habitantes de los cuales el 4.16% se concentró en el Estado de Chiapas, lo que otorga al Estado una de las primeras 10 posiciones a nivel nacional.

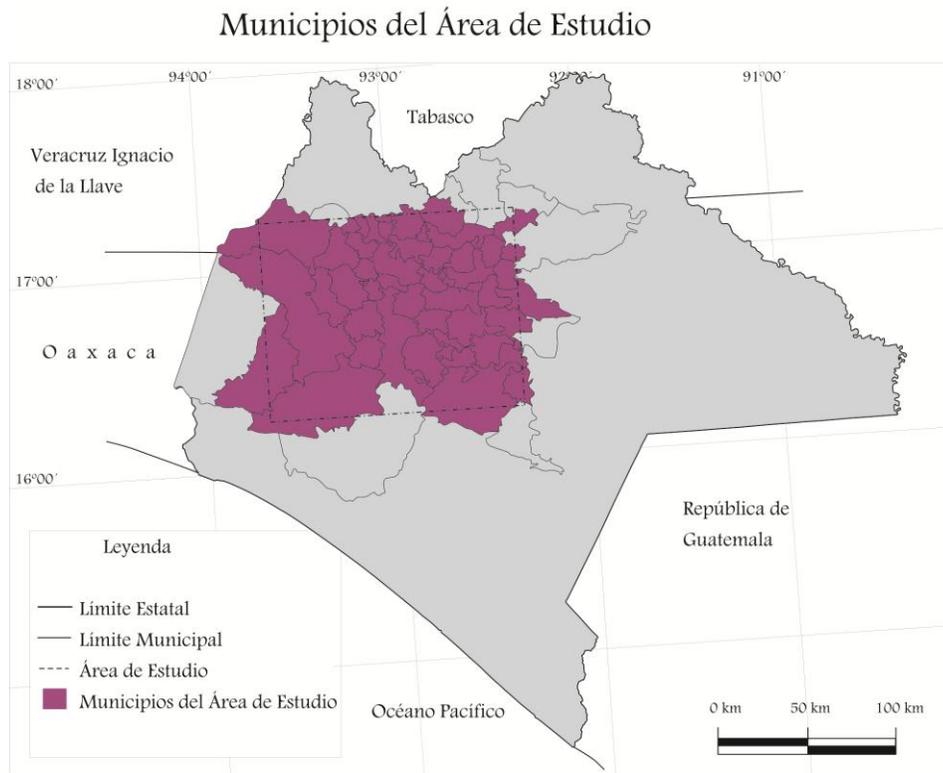
Ya que el presente trabajo se enfoca en la parte central del Estado y con la finalidad de facilitar la incorporación de la información socioeconómica, sólo se toman en cuenta los datos de los municipios que posean una parte representativa de su territorio dentro de los límites del área de estudio. Estos límites se marcaron a través de líneas imaginarias en base a las coordenadas extremas de la zona de interés.

El área de estudio cuenta con una población total de 1'802,406 habitantes repartida en un territorio de 17,509.46 km². Lo que significa que el 41.98% de la población se encuentra repartida en el 23.89% de la superficie total estatal.

Los municipios que presentan mayor concentración poblacional son Tuxtla Gutiérrez con el 29%, seguido de San Cristóbal de las Casas con aproximadamente el 9% de la población total del área de estudio. Y los municipios con menor población son San Andres Duraznal y Santiago el Pinar, cada uno con menos del 0.18% de la población total del área de interés.

La población se encuentra dividida en dos tipos de localidades, rurales y urbanas. En relación con el INEGI (2005), una población rural es aquella que cuenta con menos de 2,500 habitantes; una vez superada esta cifra, la localidad se considera urbana. El área de estudio se divide en 6,969 localidades, 65 son urbanas y 6,904 son

rurales, de las cuales el 65% no superan los 50 habitantes y solo dos superan los 100 000 habitantes: Tuxtla Gutiérrez y San Cristóbal de las Casas.



Mapa 2.4 El área de estudio abarca 51 de los 119 municipios de Chiapas (modificado de INEGI, 2005).

Localidades urbanas, rurales y número de habitantes por localidad
en la parte central del Estado de Chiapas, 2005.

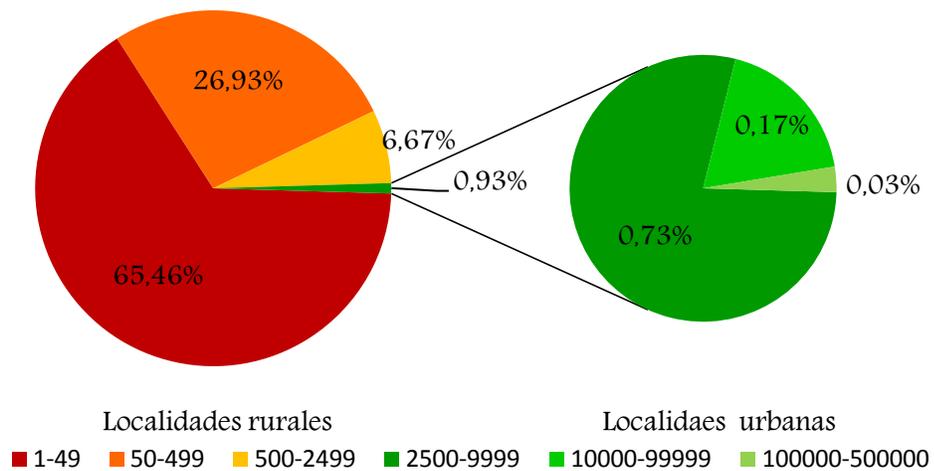


Figura 2.2 El 99.07% de las localidades son rurales y solo el 0.93% son urbanas.

El contraste entre la cantidad de localidades rurales y urbanas, evidencia la desigualdad socioeconómica existente en Chiapas. Son pocas las localidades rurales que cuentan con los servicios básicos: agua potable, electricidad, drenaje, servicios médicos, escolares etc., y en varias ocasiones las localidades urbanas también carecen de estos servicios.

Actividades Económicas

En varias ocasiones las actividades económicas son las responsables de la transformación del espacio, pues modifican el paisaje y alteran el relieve. Tradicionalmente se dividen en tres grandes rubros: actividades primarias que engloban las actividades dedicadas a la explotación de los recursos naturales renovables, las actividades secundarias que se dedican a la transformación de la materia prima y a la explotación de los recursos naturales no renovables, y las actividades terciarias, dedicadas a los servicios.

En el Estado de Chiapas se encuentran las tres actividades tradicionales, con un notable predominio de las actividades primarias. En relación con la agricultura los principales productos del Estado de Chiapas son el frijol, el maíz, el sorgo en grano y el café. Aquellos municipios que presentan mayor superficie sembrada de maíz son: Villaflores, Ocozocoautla de Espinosa, Jiquipilas y Venustiano Carranza. De frijol: Simojovel, Villaflores, Venustiano Carranza y Huitiupán. De sorgo en grano: Jiquipilas, Chiapa de Corzo, Acala y Villaflores. Y para el café están Huitiupán, Simojovel, El Bosque y Ocozocoautla de Espinosa.

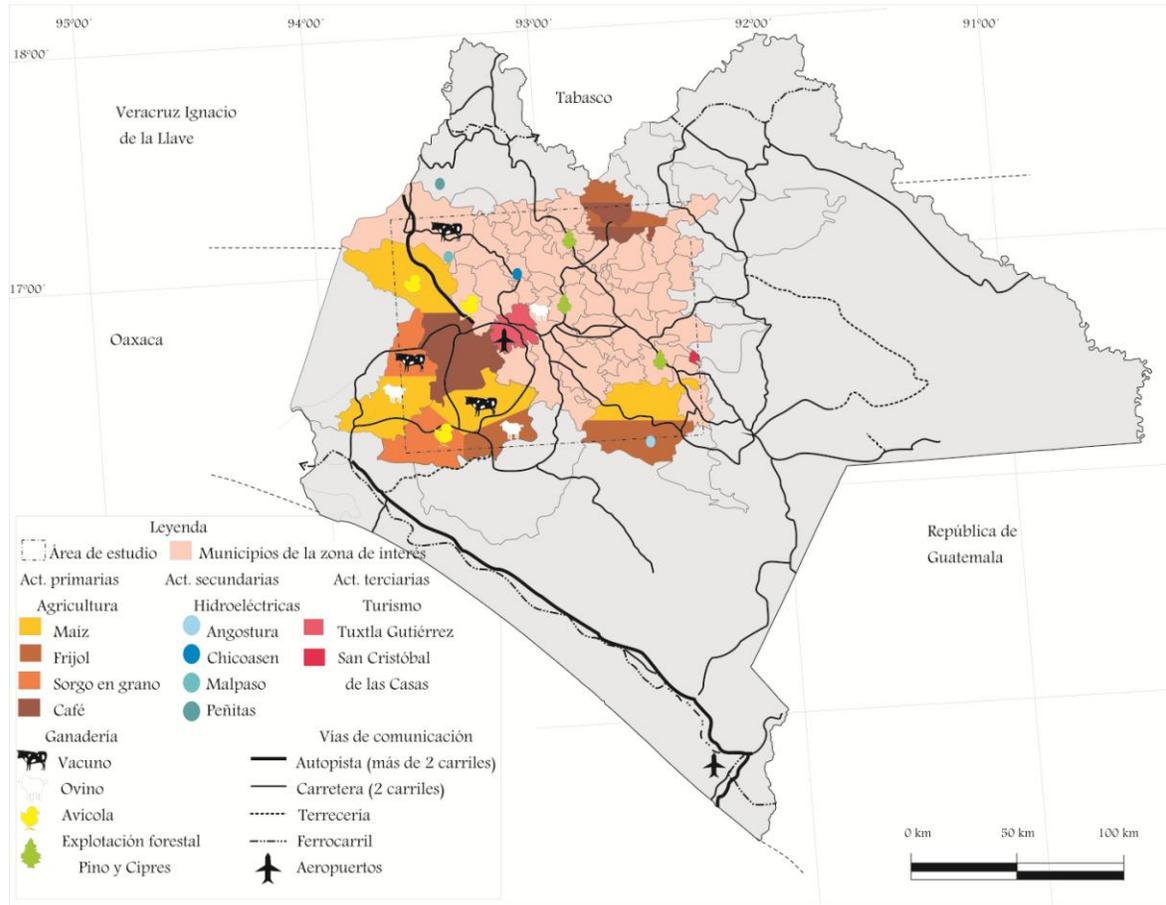
Dentro de las actividades primarias, la ganadería es considerada la segunda en importancia, y se refiere a la cría de diversos ganados. En Chiapas está ligada con la agricultura ya que los cultivos también sirven para alimentar al ganado. Los sectores ganaderos de mayor presencia en el área de estudio son el bovino, en los municipios de Tecpatán, Villaflores y Jiquipilas. Después encontramos al sector avícola, con mayor presencia en Villaflores, Ocozocoautla de Espinosa y Berriozábal. En relación con el ovino, los municipios con mayor ganado son Villaflores, Chiapa de Corzo y Jiquipilas.

En cuanto a la explotación forestal, los municipios que presentan un mejor aprovechamiento de estos recursos son Jitotol, Ixtapa y Teopisca. Las especies más explotadas son las coníferas, principalmente el pino y el ciprés.

Dentro de las actividades secundarias, las dedicadas a la transformación de la materia prima se encuentran los energéticos, que en relación con el recurso utilizado para su generación se clasifican en renovables, ya sea el agua, el calor interno de la Tierra, el viento y la luz solar, y no renovables como el petróleo, gas y carbón, entre otros. A pesar de que el primer rubro no ha sido muy impulsado en México, el Estado de Chiapas cuenta con ellos a través de las hidroeléctricas: La Angostura (Belisario Domínguez), Malpaso (Natzahualcoyotl), Chicoasen (Manuel Moreno Torres) y Peñitas (Ángel Albino Corzo), que en conjunto generan el 10% del total de la energía generada en las hidroeléctricas del país, de acuerdo con datos de la Secretaría de Energía (SENER, 2010).

Por último, las actividades terciarias son los servicios, que pueden ser de diversa índole: educativos, de salud, financieros, transporte, turísticos etc. En resumen, son prestaciones no materiales (actividad/actividades) que tienen como fin brindar un satisfactor. En Chiapas encontramos diversos servicios, entre los que se destacan los transportes y el turismo.

Principales actividades económicas de la Parte central del Estado de Chiapas



Mapa 2.5 Conjunta las actividades económicas del área de estudio (modificado de INEGI, 2005).

En relación con los transportes, pueden considerarse de dos maneras dentro de las actividades terciarias, ya sea como el servicio de circulación de mercancías o como redes de comunicación con una base tangible que es la infraestructura, e incluyen carreteras, redes ferroviarias, aeropuertos, etc. (Coll-Hurtado, 2005). Dichas obras evidencian el desarrollo del Estado pues representan su integración con el resto del país y sus conexiones económicas con el exterior.

En cuanto al turismo, los municipios que generan mayor derrama económica son Tuxtla Gutiérrez y San Cristóbal de las Casas que en conjunto aportan casi el 40% del total estatal.

Con el adecuado uso de las “herramientas” que la sociedad posea, se pueden establecer relaciones que permitan el desarrollo de la sociedad. Así el presente trabajo es una base que ayuda a conocer la evolución del relieve en la zona. Que con el uso adecuado ayudara al aprovechamiento de los recursos naturales, así como en la planeación de asentamientos humanos, obras ingenieriles, y en el fomento del ecoturismo, al evidenciar las geoformas presentes en el área de estudio. Todas estas actividades, en conjunto ayudarán al desarrollo económico y bienestar social de la región.

Capítulo III

Características geológicas regionales

En el presente capítulo se explica la geología de Chiapas, lo que incluye la columna estratigráfica general, la tectónica y la historia geológica. Su estudio permite conocer la historia evolutiva a través de la que se formó el relieve.

Tectónica

La Tectónica explica los movimientos observados en la capa externa de la Tierra, producto del comportamiento físico e interacción de las esferas terrestres y dichos movimientos a su vez generan los principales rasgos geológicos del relieve (Tarbuck et al., 2005).

La compleja geometría del área de estudio se debe a la interacción de las placas tectónicas del entorno del sureste mexicano. La tectónica actual continúa controlada por las placas de Cocos que subduce a la Placa Norteamericana, y es contigua a la del Caribe, el límite entre la Placa de Cocos y la Norteamericana es la trinchera Mesoamericana. Entre las tres placas se encuentra el sistema de Fallas Motagua-Polochic (Guzmán-Speziale et al. 2000). Es un punto triple representado por una amplia zona de deformación (Schaaf et al., 1995)

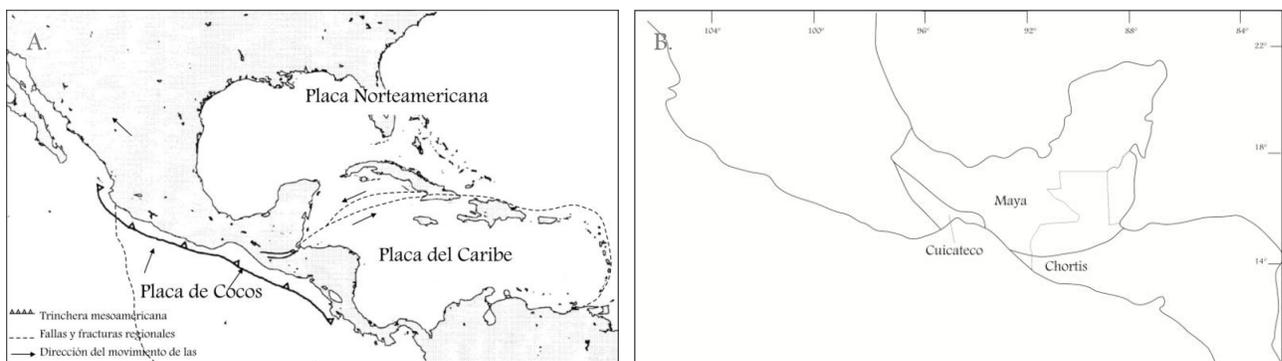


Figura 3.1 A. Tectónica regional de la zona de estudio. La interacción de las placas de Norteamérica, Cocos y Caribe da como resultado un área de intensa deformación (Modificado de Guzman-Speziale, 2001 y Lugo, 1990). B. Terrenos tectoestratigráficos en el sureste de México y parte de Centroamérica (modificado de Sedlock et al., 1993)

En Chiapas se reconocen tres terrenos tectoestratigráficos: que son grandes estructuras delimitadas por fallas y se caracterizan por que cada uno tiene una historia geológica diferente a los alrededores (Howell et al., 1985). El Terreno Maya abarca casi todo el estado, El Terreno Chortís localizado en el extremo sur del estado continúa en Suramérica y el Terreno Cuicateco, ocupa una pequeña porción al oeste del estado y se extiende en Oaxaca.

Terreno Maya

El Terreno Maya abarca una gran extensión, por lo que ha sido dividido por Sedlock y colaboradores (1993) en tres provincias: La del Norte que abarca la parte sur de Tamaulipas, parte de Veracruz y se extiende en dirección al Istmo de Tehuantepec; La Provincia Plataforma de Yucatán incluye los Estados de Tabasco, Campeche, Quintana Roo y Yucatán, en México, y la porción norte de Belice y Guatemala; finalmente La Provincia Sur, en donde se localiza el área de estudio, e incluye la parte central de Guatemala, el Estado de Chiapas y el noreste de Oaxaca.

Se postula que el terreno Maya formó parte de la corteza continental de Gondwana, por estudios paleomagnéticos se sabe que posteriormente se desplazó en dirección SSE con respecto a la Provincia de Norteamérica, a través de una falla lateral durante el Jurásico Medio-Tardío (Sedlock et al. 1993). Y estudios en rocas sedimentarias del Jurásico Medio al Cretácico, y en cuerpos intrusivos, permitieron interpretar un desplazamiento latitudinal y una ligera rotación con respecto a la porción estable de Norteamérica en el Oxfordiano (Molina-Garza et al., 1992), así como una rotación hacia la izquierda durante el Jurásico Medio y un periodo de quietud tectónica post Oxfordiano (Sedlock et al., 1993).

Terreno Chortis

El Terreno Chortis se localiza al sur del sistema de Fallas Motagua-Polochic, por lo que abarca gran parte de Centroamérica. A pesar de que este terreno prácticamente no incluye rocas de México, se resalta la interacción que tuvo con los terrenos mexicanos durante el Mesozoico y Cenozoico (Dengo, 1975; en Sedlock et al., 1993). Es posible que el Terreno Chortis haya formado parte de la porción continental de México por las similitudes que tiene con la historia Mesozoica del Terreno Maya y Mixteco. La actual localización del terreno Chortis probablemente es consecuencia de los cientos de kilómetros de desplazamiento al este respecto a México que experimentó durante el Cenozoico (Sedlock et al., 1993).

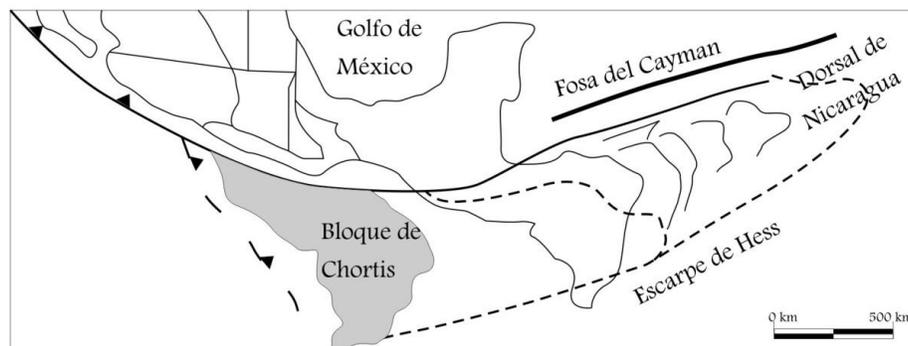


Figura 3.2 Reconstrucción del posible desplazamiento del Terreno de Chortis en relación a Schaaf et al. (1995) modificada en base a la reconstrucción de Ross y Scotese (1988) (Modificada de Moran-Zenteno et al., 2005)

Terreno Cuicateco

El terreno Cuicateco abarca la porción centro-sureste del Estado de Oaxaca, y se conoce poco sobre su desarrollo estructural y tectónico. Actualmente presenta un buzamiento hacia el oeste, sobreyace al Terreno Maya y subyace al Zapoteco (Sedlock et al., 1993).

Estos son los terrenos a través de los cuales se ha desarrollado el relieve chiapaneco y la dinámica endógena del área se manifiesta y da lugar a los principales rasgos estructurales del área de estudio.

Estratigrafía

El Estado de Chiapas posee una columna estratigráfica compleja y como consecuencia su descripción es complicada y existen discrepancias entre diversos autores sobre las edades y sus formaciones.

Precámbrico y Paleozoico

La descripción de la columna estratigráfica inicia con rocas graníticas y metamórficas. Respecto a su edad existe controversia ya que algunos autores como Pantoja-Alor (1974) explica la existencia de rocas proterozoicas, pero estudios recientes revelan que dichas rocas pertenecen al Pérmico (Consejo de Recursos Minerales, 1999). Con base en autores como Pantoja-Alor (1974 en Consejo de Recursos Minerales, 1999), López-Ramos (1975) y recientes dataciones obtenidas por Weber y colaboradores (2006, 2008, 2009), en el presente estudio se considera a las rocas del basamento de edad Precámbrica.

Las rocas metamórficas del basamento tienen como protolito rocas del Proterozoico Tardío y Paleozoico Temprano-Medio (Sedlock et al., 1993), que están intrusionadas por rocas ígneas que actualmente forman el Macizo de Chiapas, cuyas edades pueden encontrarse entre el Precámbrico al Mioceno. Es decir que las intrusiones abarcan por completo la columna geológica del estado.

La secuencia metamórfica que descansa sobre el basamento se encuentra constituida por un gneis bandeado y esquistos de cuarzo, dichos cuerpos posiblemente tuvieron como prototipo una secuencia de rocas vulcanosedimentarias de edad Devónica (De la Rosa et al., 1989). Sobre ella existen dos unidades de ambientes marinos, la primera secuencia es La Formación Santa Rosa Inferior, que está constituida por areniscas y conglomerados que presentan un metamorfismo ligero, con edades correspondientes al Pensilvánico Inferior-Misisípico y descansa de manera discordante sobre las rocas del basamento (Ortega-Gutierrez et al., 1992). Su ambiente de formación corresponde a depósitos de plataforma somera (Consejo de Recursos Minerales, 1999).

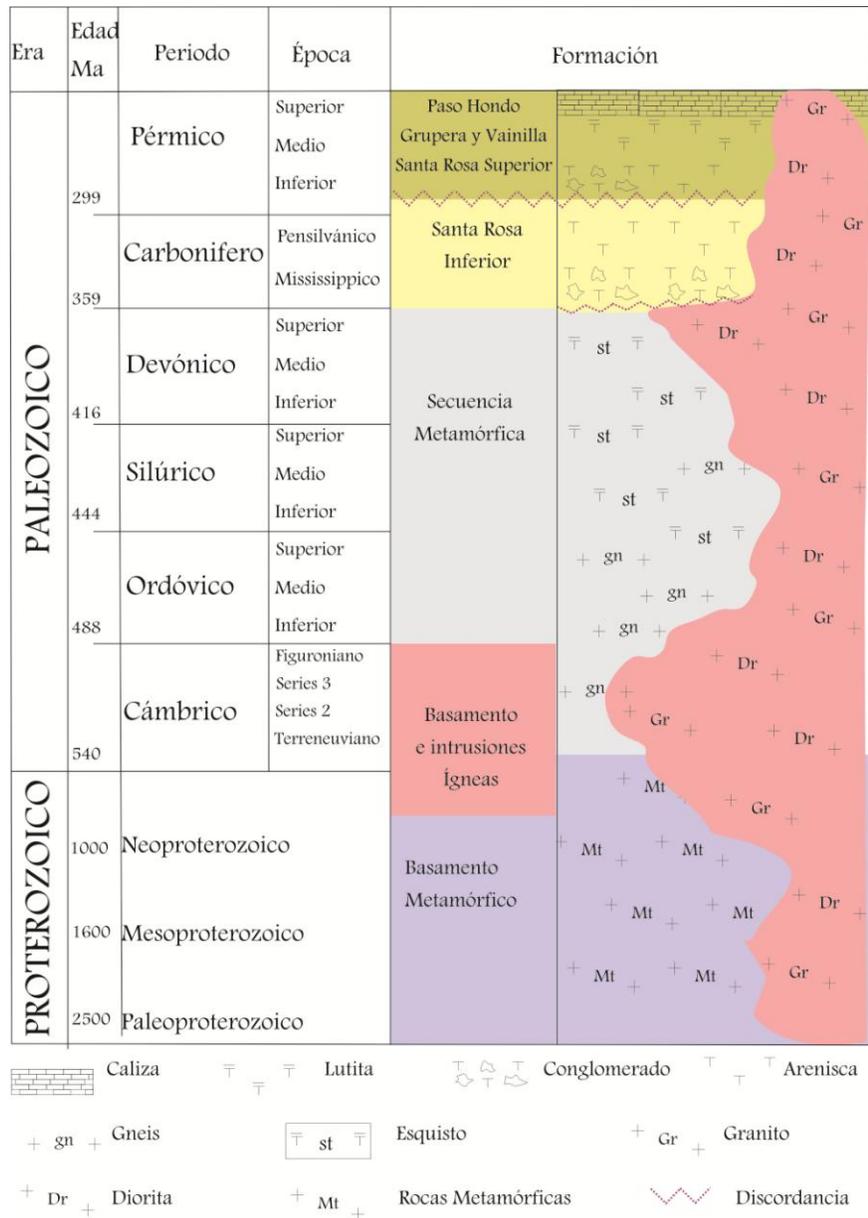


Figura 3.3 Columna estratigráfica del Precámbrico y Paleozoico. Sobre el basamento se diferencian tres secuencias de rocas del Paleozoico, la primera está constituida por rocas metamórficas, la segunda y tercera por capas de rocas sedimentarias.

La última secuencia de este periodo está constituida por las Formaciones: Santa Rosa Superior, que se desarrolló durante el Pensilvánico-Pérmico, integrada por areniscas, lutitas que presentan horizontes conglomeráticos (Hernández, 1973). La Formación Grupera y Vainilla, conformadas por lutitas amarillas y gris con intercalaciones de areniscas y horizontes de calizas fosilíferas, fechadas para el Pérmico (Hernández, 1973), junto con la Formación Paso Hondo que está formada por caliza gris oscuro con restos de fusulínidos y algas estromatolíticas, que se caracteriza por presentar dolomitización (De la Rosa et al., 1989).

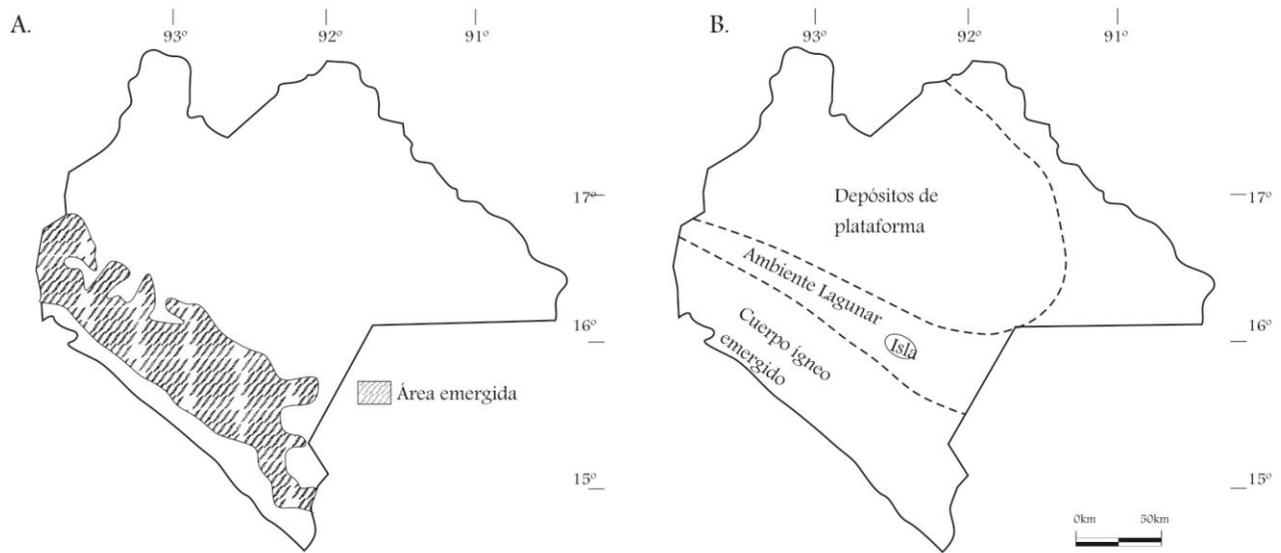


Figura 3.4 Paleogeografía del Paleozoico. **A.** Muestra la tierra emergida (modificado de Woods et al., en Salvador, 1991). **B.** Indica la distribución de los diversos ambientes de depósito (modificado de Hernández, 1973).

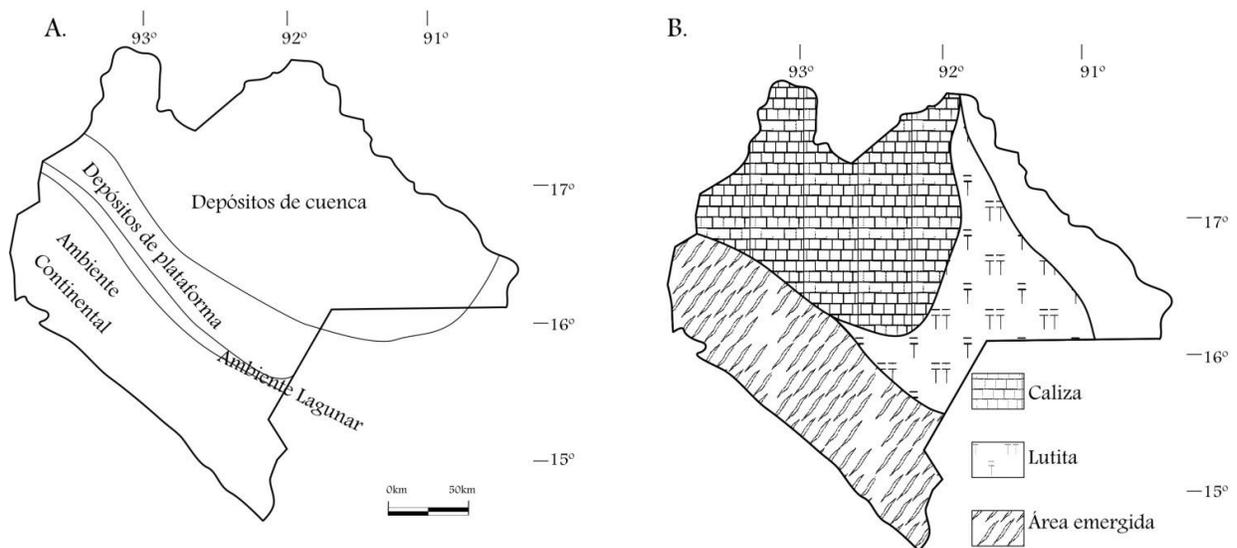


Figura 3.5 representa la localización de los ambientes de depósito para finales del Paleozoico (modificado de Hernández, 1973) y **B.** Muestra la paleogeografía del Jurásico Tardío, donde se depositaron rocas ricas en materia orgánica (modificado de Padilla y Sánchez, 2007).

Mesozoico

La secuencia sedimentaria con que inicia este periodo es la formación Todos Santos que se desarrolló durante el Triásico Superior al Jurásico Medio (López Ramos, 1975). Se encuentra formada por conglomerados que alternan con estratos de lutitas y limolitas que presentan intercalaciones de areniscas color gris claro y verdoso, así como una importante y representativa secuencia de lechos rojos (Consejo de Recursos Minerales, 1999). Esta formación

se depositó de manera discordante sobre los estratos paleozoicos y rocas graníticas, y de manera transicional y concordante respecto a la Formación San Ricardo que le sobreyace (Sánchez Montes de Oca, 2007). Durante el Jurásico se depositaron grandes cantidades de sal en el sureste mexicano, su edad generalizada es del Calloviano. La Formación Todos Santos se depositó antes, durante y después de la sal (Meneses-Rocha, 2001).

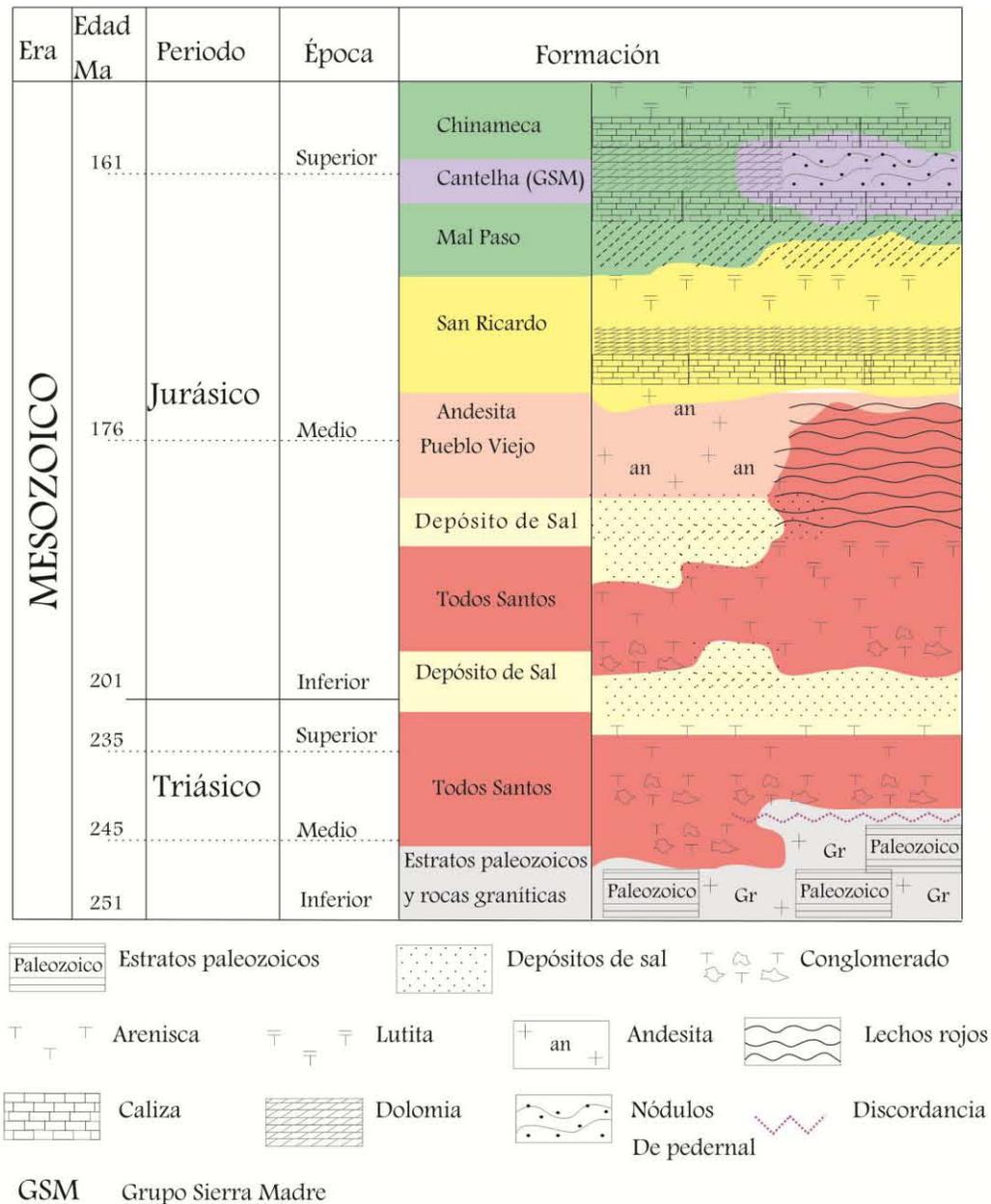


Figura 3.6 Columna estratigráfica del Mesozoico, abarca el Triásico y el Jurásico.

Los depósitos volcánicos de este periodo se encuentran representados por la Andesita Pueblo Viejo que es la primera formación volcánica del Mesozoico, es representativa del Jurásico Medio y presenta una relación discordante con las unidades del Permo-Triásico a las que sobreyace (Ortega-Gutiérrez et al., 1992).

Del Jurásico al Cretácico se emplazó la Formación San Ricardo, consistente en calizas dolomitizadas con intercalaciones de lutitas, areniscas y ocasionalmente presenta horizontes de yeso (Meneses-Rocha, 1986). A continuación se depositaron las Formaciones Malpaso y Chinameca constituidas por rocas carbonatadas. La Formación Chinameca representa un potente depósito de calizas fosilíferas y dolomías en estratos delgados, con intercalaciones de lutitas calcáreas, fechadas del Jurásico Superior y subyace de manera discordante a la Formación Cantelhá, que pertenece al Grupo Sierra Madre (Consejo de Recursos Minerales, 1999).

El Grupo Sierra Madre representa una secuencia marina cretácica formada por el depósito de carbonatos (Ortega-Gutiérrez et al., 1992). En relación con el Consejo de Recursos Minerales (1999), dentro del grupo Sierra Madre quedan incluidas las Formaciones Cantelhá, Cintalapa y Jolpobuchil.

La Formación Cantelhá se caracteriza por calizas masivas con abundante contenido fósil en su base, en la parte media hay dolomías y presenta nódulos de pedernal (Consejo de Recursos Minerales, 1999). La estratigrafía revela un ambiente de formación de plataforma somera cuyo máximo desarrollo fue entre el Albiano-Cenomaniano (Mandujano, 1996). La Formación Cintalapa está constituida por dolomías y calizas dolomitizadas, las condiciones de depósito se refieren a facies de plataforma y talud con una edad Cenomaniana (Consejo de Recursos Minerales, 1999). Finalmente la Formación Jolpabuchil es un paquete de rocas carbonatadas en cuya base se encuentran calizas dolomitizadas, con fauna que aumenta hacia la cima, que ocasionalmente presenta bandeamientos y nódulos de pedernal (Huicochea, 2006).

En la parte final de la eratemática cretácica se identifican las Formaciones Angostura, Ocozocoautla y Méndez, que afloran principalmente en la Provincia del Cinturón Chiapaneco de Pliegues y Fallas (Consejo de Recursos Minerales, 1999).

La Formación Angostura se caracteriza por la presencia de rocas carbonatadas con diversas texturas, de grainstone a packstone, la mayoría de ellas dolomitizadas (Huicochea, 2006), con un posible ambiente de formación de aguas someras o en la zona de talud (Consejo de Recursos Minerales, 1999). La formación Ocozocoautla está constituida en la base por areniscas en depósitos masivos, sobre ellas hay packstones, lutitas y grainstone, y en la cima hay margas y bancos de rudistas que pertenecen al Cretácico Superior (Huicochea, 2006). Los sedimentos predominantes evidencian un ambiente de plataforma, talud y cuenca (Mandujano, 1996). Finalmente la Formación Méndez es la más joven del Cretácico y la conforma un paquete de lutitas terrígenas con interstratificaciones de areniscas (Consejo de Recursos Minerales, 1999).

Para finales del Cretácico se identifica la Formación Soyaló que descansa de manera discordante sobre la secuencia anterior y está compuesta por lutitas, cuarzoarenitas con horizontes de caliza y algunos conglomerados, su desarrollo se presentó del Cretácico Tardío al Paleoceno (Consejo de Recursos Minerales, 1999).

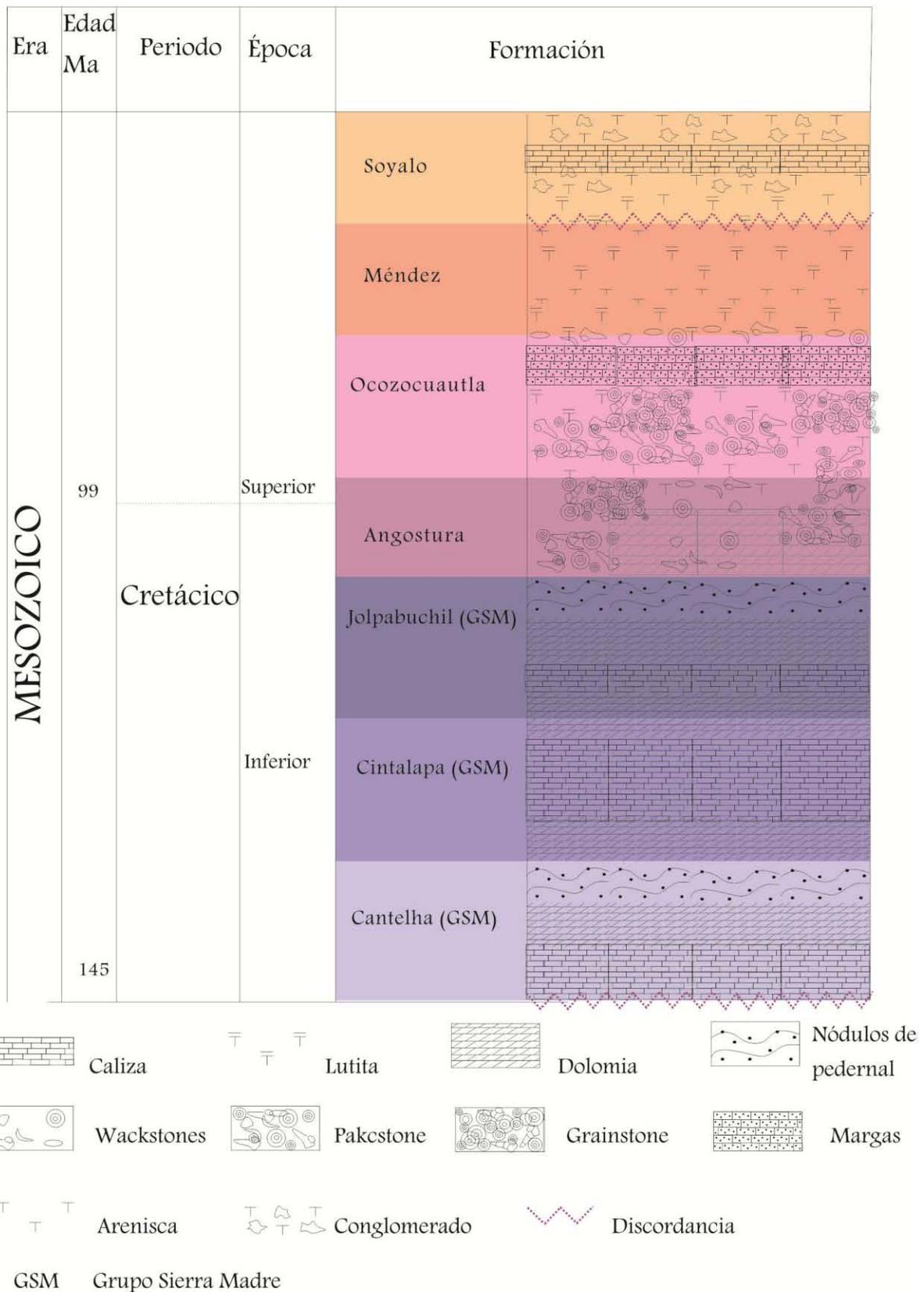


Figura 3.7 Columna estratigráfica del Mesozoico, abarca el Cretácico.

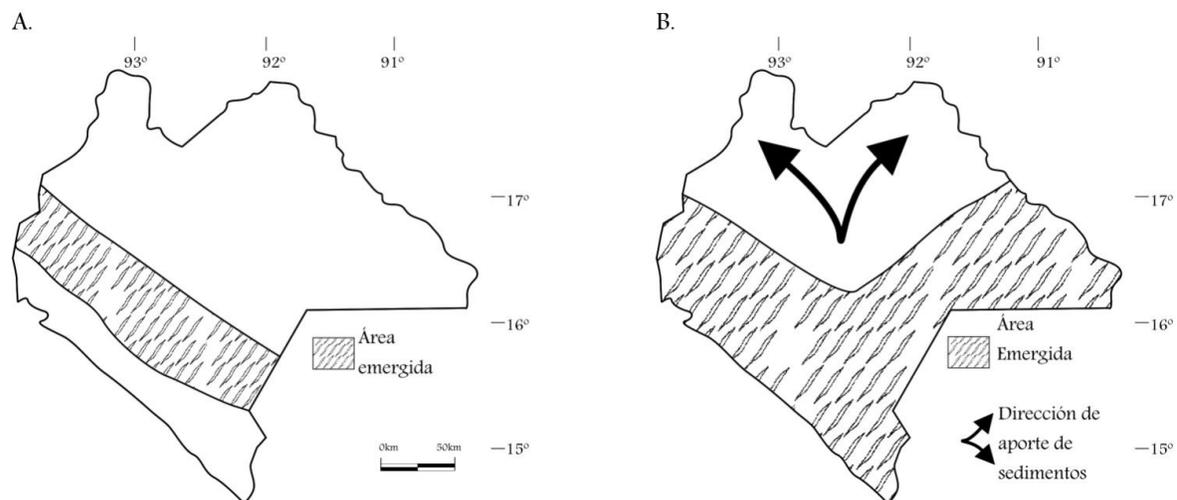


Figura 3.8 Paleogeografía del Mesozoico. **A.** Ilustra el territorio cubierto por las aguas, durante el Cretácico Inferior y **B.** Muestra la emersión del territorio sur, que fue la principal fuente de sedimentos por la cual los depósitos clásticos se hicieron presentes y dominaron hasta el Cenozoico (modificado de Padilla y Sánchez, 2007).

Cenozoico

En relación con el Cenozoico los depósitos son de origen marino, continental y mixto. Las formaciones identificadas tienden a mantener los depósitos de ambiente somero en la parte oriental de la Sierra de Chiapas y en la parte occidental los depósitos de aguas profundas (Sánchez Montes de Oca, 2007).

La base de esta eratemala da inicio con la Formación Soyaló, que continuó su desarrollo en el Paleoceno. Quezada-Muñetón (1987) relacionó su litología con un ambiente de depósito de talud que de manera transicional pasa a plataforma externa y posteriormente a mar abierto y contiene unidades relacionadas con la mecánica de *flysch*, se identificó también una sección con brechas calcáreas derivadas de la plataforma.

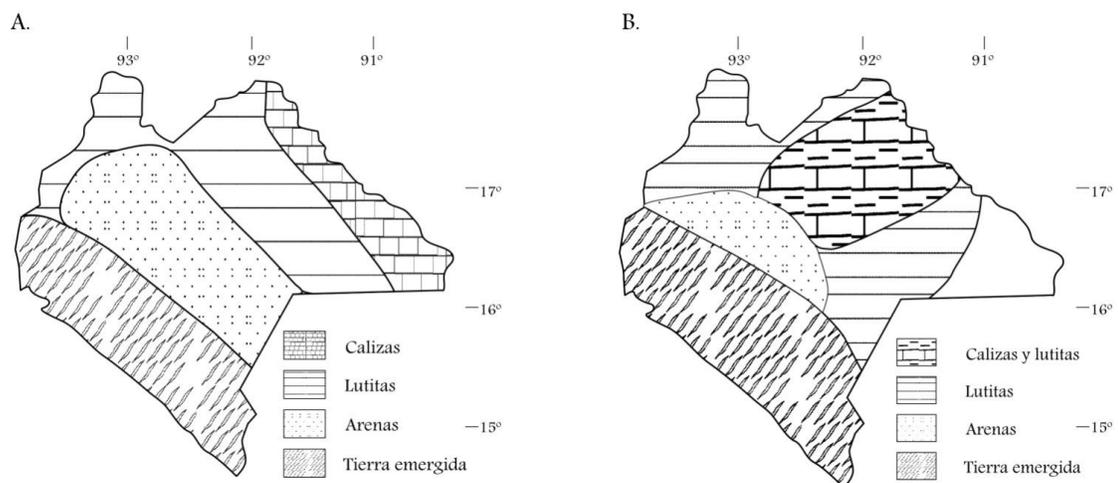


Figura 3.9 Paleogeografía del Cenozoico, muestran la distribución de los principales materiales depositados durante **A.** el Paleoceno y **B.** el Eoceno (Modificado de Padilla y Sánchez, 2007).

En el Eoceno Inferior se depositó en la parte oriental de la Sierra de Chiapas la Formación El Bosque, constituida por dos facies; en la base, una de origen terrígeno formada por capas rojas continentales, y hacia la cima, otra de rocas calizas con interestratificación de lutita y arenisca, denominada informalmente como formación Simojovel (Consejo de Recursos Minerales, 1999). Al mismo tiempo en la porción occidental del Estado se depositó la Formación Nanchital. Su desarrollo es de ambientes profundos y presenta depósitos de conglomerados causados por flujos turbidíticos (Huicochea, 2006).

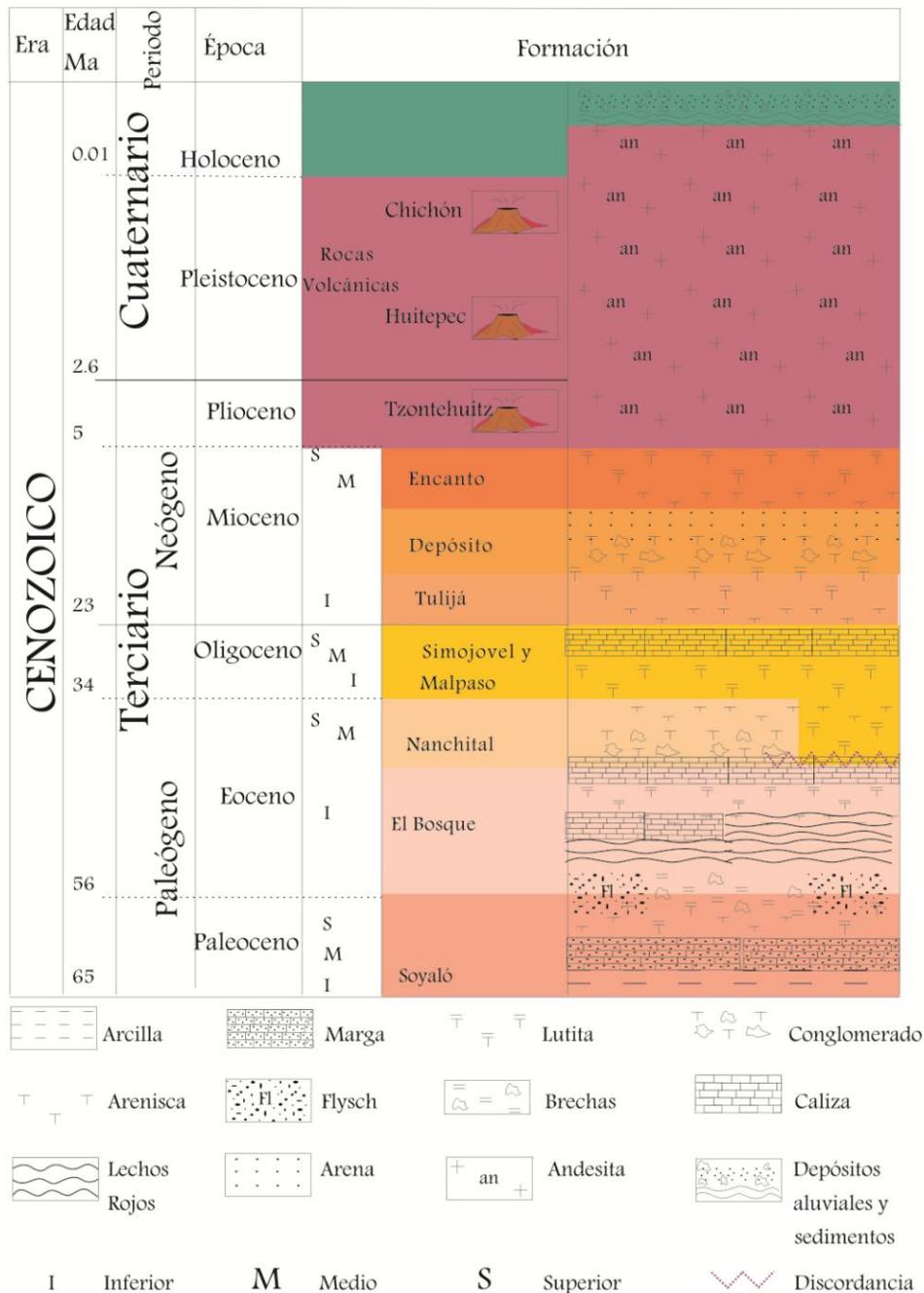


Figura 3.10 Columna estratigráfica del Cenozoico

Durante el Oligoceno no se identifican depósitos en la porción oriental de la Sierra de Chiapas (Sánchez-Montes de Oca, 2007). El Consejo de Recursos Minerales (1999) describe rocas pertenecientes a esta época en la región de Simojovel y Malpaso como secuencias de caliza arrecifal coralina con intercalaciones de lutitas y areniscas, cuya formación fue entre el Oligoceno Medio al Mioceno-Temprano y yacen de manera discordante sobre la Formación El Bosque.

En el Mioceno las secuencias son de tipo terrígeno con cambios de facies a rocas calcáreas con abundante fósil. Durante el Mioceno Temprano en la porción noreste de la Sierra de Chiapas se depositó la Formación Tulijá, cuya litología es de areniscas, lutitas y coquinas que evidencian los cambios de facies en ambientes lagunares y costeros de plataforma poco profunda (Consejo de Recursos Minerales, 1999). En la porción centro-oriente del Estado tuvo lugar el emplazamiento de la Formación Depósito, que pertenece a un ambiente de aguas profundas, donde se hizo presente la acumulación de conglomerados a consecuencia de los flujos detríticos y arenas como resultado de las corrientes de turbidez (Sánchez Montes de Oca, 2007). Sobre la Formación Depósito descansan los clastos de la Formación Encanto, grandes paquetes de arenisca con intercalaciones de lutitas, que corresponden al Mioceno Temprano (Sánchez Montes de Oca, 2007).

Las rocas pertenecientes al Cenozoico Tardío-Cuaternario son volcánicas, como lavas andesíticas y depósitos piroclásticos (Consejo de Recursos Minerales, 1999). Ejemplos son el Volcán Tzontehuitz formado por rocas andesíticas con edad del Plioceno (Damon y Montesinos, 1978), el Volcán Huitepec, cuyo rango de emplazamiento es del Mioceno-Pleistoceno (Damon y Montesinos, 1978) y el Volcán Chichón, cuyo registro estratigráfico revela varias erupciones en los últimos 8000 años, con depósitos que se han datado para el Holoceno (Macías, 2005), y actualmente se encuentra activo, su última erupción fue en 1982. Los depósitos volcánicos del Plioceno han sido cubiertos por sedimentos y material aluvial en las partes bajas (Consejo de Recursos Minerales, 1999).

Geología Estructural

La Geología Estructural es la disciplina encargada de estudiar los arreglos geométricos presentes en los cuerpos rocosos, ya sea de manera individual o en conjunto, y se clasifican en relación con su origen; aquellas estructuras que se forman simultáneamente al depósito se conocen como estructuras primarias, y las estructuras secundarias son posteriores al depósito, resultado de un estado de esfuerzo.

Provincias geológicas

El Estado de Chiapas posee más de una clasificación, en unidades o provincias. A continuación se presentan dos regionalizaciones que al parecer de la autora son las que mejor expresa la estructura de la zona de estudio.

La primera se refiere a las provincias geológicas que agrupan regiones que comparten características similares como la litología, estructura e historia.

En el Estado de Chiapas se reconocen cinco provincias geológicas, de norte a sur, la Cuenca Deltaica de Tabasco, en la parte septentrional del Estado; al sur está el Cinturón Chiapaneco de Pliegues y Fallas que abarca más de la mitad del Estado, así como la parte sur de Tabasco y el sureste de Veracruz; limita al sur con el Batolito de Chiapas que se emplaza en una franja paralela a la costa del Océano Pacífico; en su límite sureste se encuentra el Macizo Ígneo del Soconusco, y al suroeste la Cuenca de Tehuantepec que limita con el Pacífico.

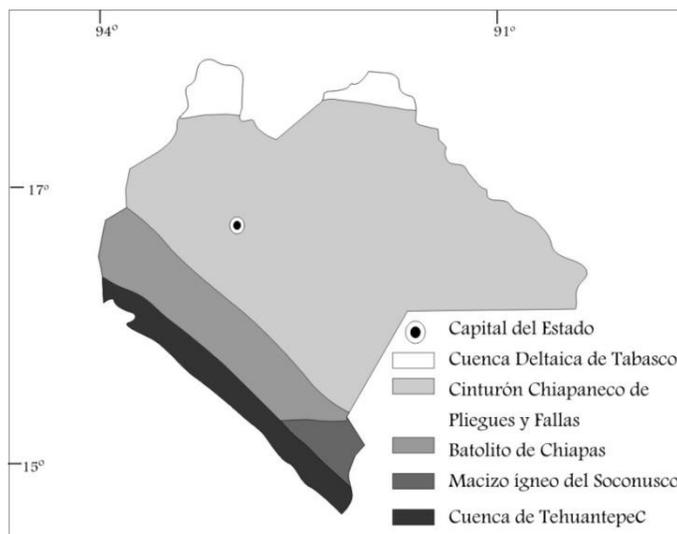


Figura 3.11 Provincias tectónicas del Estado de Chiapas (modificado de Ortega-Gutiérrez et al., 1992)

El área de estudio abarca parte de las provincias del Cinturón Chiapaneco de Pliegues y Fallas, y la Provincia del Batolito de Chiapas, provincias que se describen a continuación.

La provincia del Cinturón Chiapaneco de Pliegues y Fallas es la de mayor extensión en el Estado y abarca casi toda el área de estudio. En él se encuentra el sistema de Fallas Laterales que presentan un desplazamiento siniestro con dirección E-W y la longitud supera los 300 km. Su desarrollo se sitúa durante el Cenozoico como consecuencia de movimientos orogénicos que deformaron las unidades sedimentarias marinas pertenecientes al Grupo Sierra Madre (Ortega-Gutiérrez et al., 1992).

La segunda provincia que abarca el área de estudio es la del Batolito de Chiapas que se extiende en dirección NW-SE, paralela a la Trinchera Mesoamericana y ocupa un área de más de 20,000 km², se considera el complejo batolítico Pérmico de mayor volumen en México (Weber et al., 2008).

Meneses-Rocha (2001) expone una regionalización más detallada donde diferencia dos regiones principales, El Macizo de Chiapas y la Sierra de Chiapas; en esta última se diferencian cuatro subregiones.

El cinturón montañoso de La Sierra de Chiapas incluye las montañas del norte y de oriente, así como la altiplanicie y la depresión chiapaneca descritas por Müllerried (1957). En esta región se identifican estilos estructurales

diversos, por lo que se diferencian las siguientes regiones tectónicas; Provincia de Fallas Inversas, Provincia de Fallas Transcurrentes, el Anticlinorio de Chicomuselo y el Monoclinal de la Sierra (Meneses-Rocha, 2001).

La Provincia de Fallas Inversas se localiza en el noreste de Chiapas y en la parte Norte-Centro de Guatemala. Conformada por anticlinales largos y estrechos que son cortados en sus flancos por fallas inversas que eliminan los sinclinales, y en su lugar se identifican cabalgamientos (Guzmán-Speziale et al., 2000). Se presentan pliegues en forma de caja y anticlinales asimétricos sin una tendencia general, finalmente cabe mencionar la división en bloques superiores e inferiores a consecuencia de las fallas normales que cortan los anticlinales (Meneses-Rocha, 2001).

La Provincia de Fallas Transcurrentes es una región que en definitiva se hace notar por su complejidad estructural. A grandes rasgos puede describirse como un conjunto de bloques hundidos y elevados delimitados por fallas laterales (Guzmán-Speziale et al., 2000). Pero es más que eso, por lo que su descripción se divide en dos apartados; el primero conformado por estructuras del régimen dúctil, y el segundo asociado a las estructuras del régimen frágil.

En el apartado de estructuras de régimen dúctil se identifican anticlinales que en conjunto presentan un arreglo en echelón con tendencia al NW, y tienden a emplazarse en los bloques elevados (*horst*) (Guzmán-Speziale et al., 2000). En tanto que los bloques bajos (*grabens*), están ocupados por sinclinales con ejes paralelos al rumbo de las fallas (Huicochea, 2006).

En relación con las estructuras del régimen frágil se diferencian en base a su orientación dos sistemas de fallas. El primer sistema se localiza en la porción este de la provincia y presentan una tendencia E-W. Se extienden en parte de las provincias fisiográficas de la Depresión y Altiplanicie de Chiapas descritas por Müllerried (1957). Mientras que el segundo se localiza en la porción central y occidental de la Provincia de Fallas Laterales y domina una tendencia N50°W (Guzmán-Speziale et al., 2000).

Las evidencias estructurales de la provincia muestran un movimiento lateral siniestro de las fallas, que junto con un componente compresivo dio lugar a los patrones en echelón de los pliegues y al cambio de orientación de algunas fallas (Meneses-Rocha, 1986, 2001).

El Anticlinorio de Chicomuselo se localiza en la parte sureste de la Sierra de Chiapas y agrupa una serie de pliegues que presenta una tendencia general convexa. La deformación se llevó a cabo en dos fases, durante el Misisípico y Pensilvánico.

El Monoclinal de la Sierra abarca la Depresión Central de Chiapas y estructuralmente el término corresponde a una amplia flexión que se caracteriza por poseer un solo flanco. Para Meneses-Rocha (2001), esta provincia se divide en dos porciones, el bloque noroeste (Cintalapa) y el sureste (Ocozocuautila), que en conjunto asemejan una

gran escalera. El bloque Cintalapa corresponde al bloque elevado y se encuentra afectado por dos fallas de dirección NW, mientras que el bloque Ocozocuaufila corresponde al bloque bajo que presenta poca deformación (Meneses-Rocha, 2001).

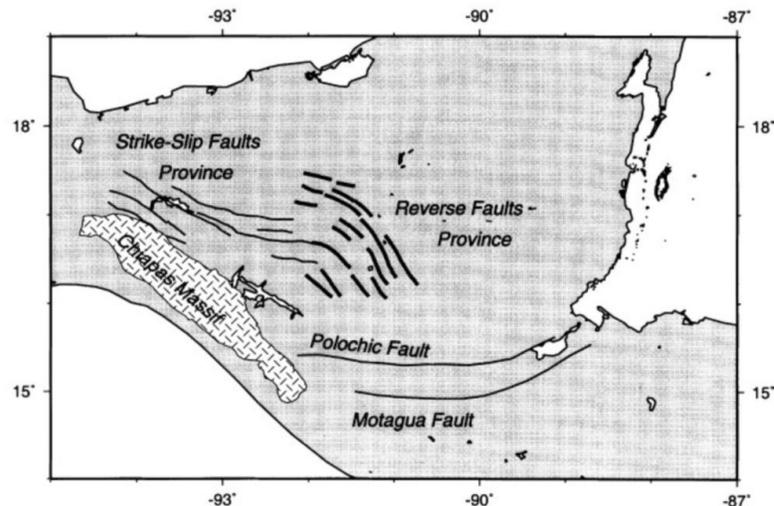


Figura 3.12 Principales arreglos estructurales del área de estudio, se observa la orientación de las estructuras, así como las dimensiones del batolito (modificado de Guzmán-Speziale et al., 2000)

En conjunto, las dos regionalizaciones evidencian, de lo general a lo particular, algunas de las características geométricas megascópicas del área de estudio como son las formas, sus límites, orientación y distribución geográfica, lo cual es útil para conocer la evolución de la zona en el tiempo.

Evolución Estructural

La historia de la evolución pre mesozoica no se ha interpretado completamente por la falta de información. Se cree que las rocas que conforman el basamento precámbrico-paleozoico, junto con los estratos del Pensilvánico y Pérmico fueron deformadas a causa de la Orogenia Ouachita (Sedlock et al., 1993).

Posteriormente, se inició la fragmentación de Pangea. Que Salvador (1991) interpreta como la etapa inicial de fragmentación y separación, abarca del Triásico Tardío al Jurásico Medio Tardío. Este periodo puede ser generalizado como una etapa de procesos tectónicos distensivos. En el Estado de Chiapas se formó una topografía de *horst* y *grabens* que también es la fase temprana de apertura del rift que posteriormente daría lugar a la formación del Golfo de México (Meneses-Rocha, 2001).

A partir del Jurásico Tardío la estabilidad tectónica dominó y se presentó una subsidencia lenta que está asociada al desplazamiento divergente de la Placa Norteamericana respecto a Laurasia y Gondwana (Padilla y Sánchez, 2007). En el Cretácico Tardío comenzaron a identificarse movimientos incipientes que se prolongaron hasta el Cenomaniano-Santoniano (Meneses-Rocha, 2001).

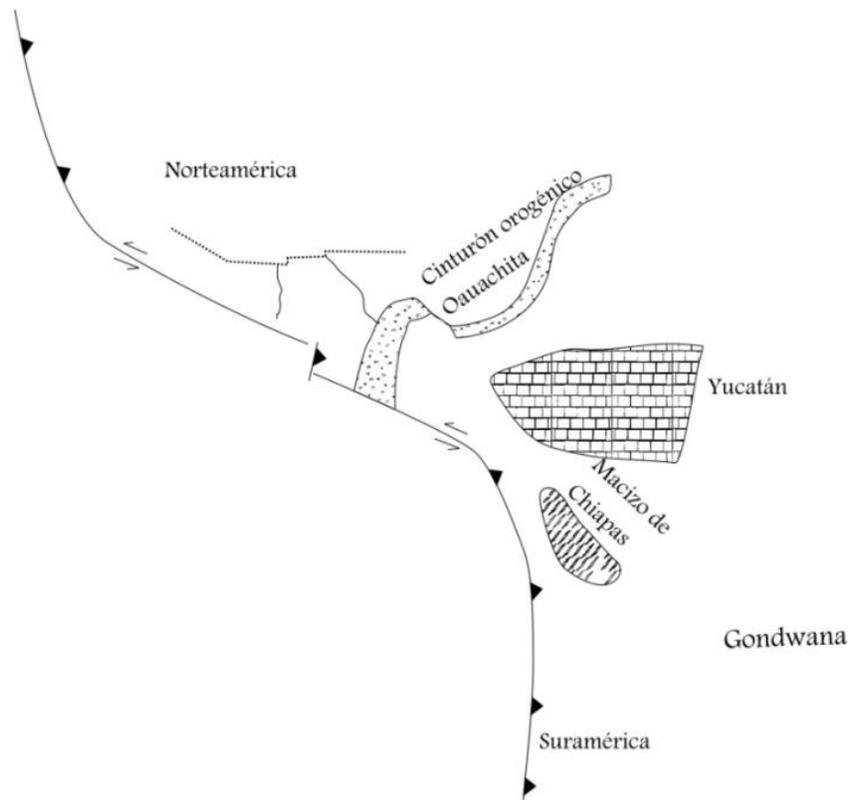
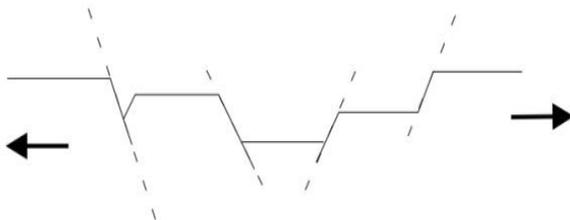


Figura 3.13 Distribución paleogeográfica para el Pérmico Tardío, al cesar la orogenia Ouachita. Se muestra la localización de los depósitos existentes y su relación con el cinturón Ouachita. La frontera norte de México se muestra como referencia (modificado de Sedlock et al., 1993).

A.



B.

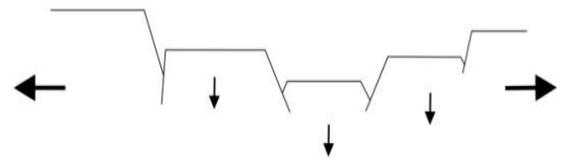


Figura 3.14 Los procesos distensivos de inicios del Mesozoico, dan lugar a una topografía de *horst* y *graben*(A), que posteriormente deriva en la subsidencia de bloques (B).

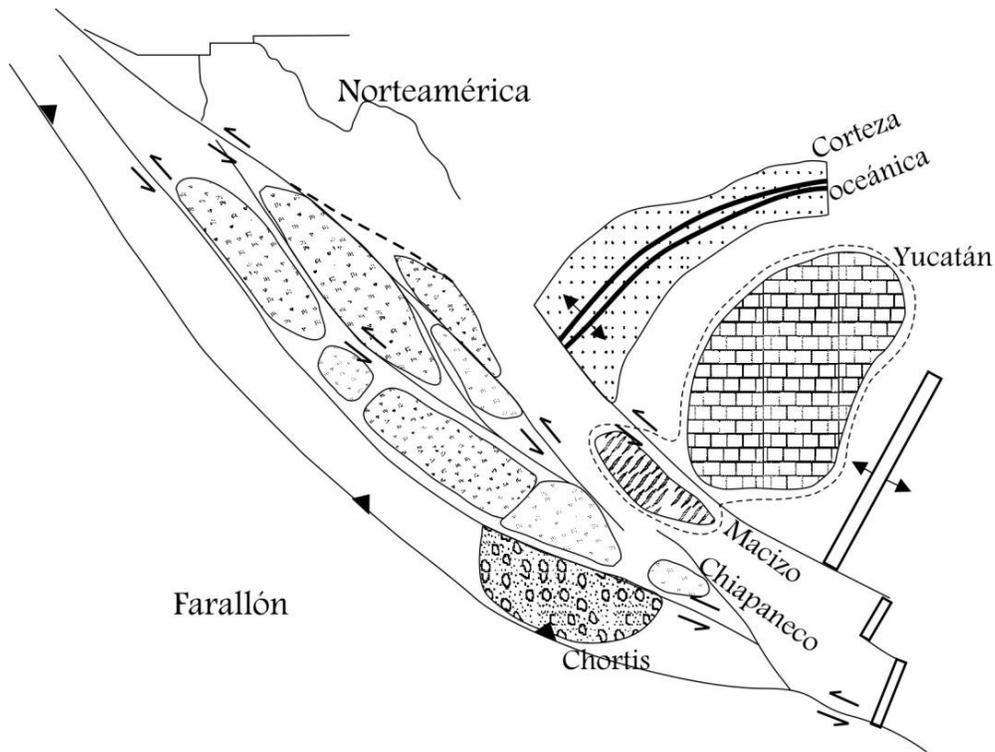


Figura 3.15 Paleogeografía de finales del Jurásico. Ilustra la disposición de los terrenos existentes, las principales fallas y las placas donde se emplazan; se resaltan los terrenos involucrados en el área de estudio con ashures. Yucatán y el Macizo de Chiapas, entre otros, conformarán el Terreno Maya a partir del Cretácico Medio. Se muestra la frontera norte de México como referencia (modificado de Sedlock, et al., 1993).

Dichos movimientos se asocian con el inicio de la colisión del Bloque Maya contra el Bloque Chortis a lo largo de la zona de Falla de Motagua (Pindel y Dewey, 1982). De esta manera inició una fase de compresión en la región, que dio lugar a importantes rasgos estructurales del Estado así como al levantamiento parcial del Macizo de Chiapas (Meneses-Rocha, 2001).

En esta etapa de compresión numerosas fallas, cuyos planos de debilidad fueron marcados durante el *rifting* son reactivadas. El movimiento de las fallas delimita y da inicio a la formación de los actuales bloques de la Provincia de Fallas Laterales (Sánchez-Montes de Oca, 2007). Y durante el Cretácico Tardío parte de la plataforma sufre un levantamiento, posiblemente originado por la reactivación de la falla Tecpatán-Ocosingo o por otro sistema de fallas inversas de gran ángulo (Burkart et al., 1989; en Meneses-Rocha, 2001).

Finalmente, en el Campaniano, se presenta el emplazamiento de rocas ultramáficas en la zona de Motagua en Guatemala, coincide con el término de la colisión de los Bloques Maya y Chortis, y por ende con el fin de la etapa compresiva (Wilson, 1974; Williams, 1975). El Mesozoico fue una etapa de fuerte actividad tectónica que parecía estabilizarse hacia el final.

La fase de estabilidad tectónica se extendió hasta el Paleoceno. Durante este periodo se reconoció una subsidencia diferencial, así como la formación de una cuenca de antepaís que anunciaba la llegada de la Orogenia Laramide en el sureste de México (Meneses-Rocha, 2001).

La Orogenia Laramide fue el resultado de la subducción de la Placa Farallón por debajo de la Norteamericana, que presentó un ángulo bajo que ocasionó la propagación de la deformación en áreas distantes de la zona de trinchera, y también elevó la parte meridional de la Placa de Norteamérica (Padilla y Sánchez, 2007). Un rasgo característico de la Orogenia Laramide en el sureste mexicano fue el desarrollo de fallas inversas de gran ángulo en la actual Provincia de Fallas Laterales y en el Monoclinal de la Sierra (Meneses-Rocha, 2001).

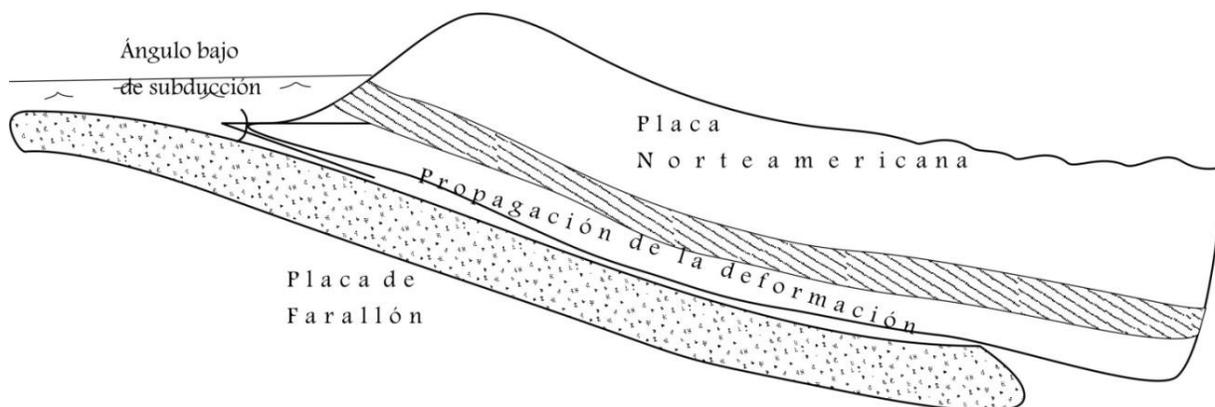


Figura 3.16 Los efectos de la Orogenia Laramide pudieron apreciarse en el SE mexicano, pues el bajo ángulo de subducción de Farallón, permitió que la deformación se propagara.

La orogenia dio paso a una nueva etapa compresional al finalizar el Eoceno Temprano. En esta fase se observan levantamientos progresivos e intrusiones graníticas y da inicio la formación de la flexión del Monoclinal de la Sierra, así como la formación de bloques delimitados por fallas. En la parte sur de la Sierra de Chiapas los bloques hundidos fueron empujados hacia abajo, como consecuencia del régimen compresional que continuó durante el Eoceno Medio (Meneses-Rocha 2001). En este periodo predominó la formación de *horst* y *grabens*, mientras que el desarrollo de pliegues resultó muy suave (Sánchez-Montes de Oca, 2007).

Posterior a la Orogenia Laramide, del Eoceno Tardío al Mioceno Temprano, se identificó un régimen de subsidencia diferencial causado por los movimientos de levantamiento y hundimiento de los bloques que conforman la Provincia de Fallas Laterales (Meneses-Rocha 2001).

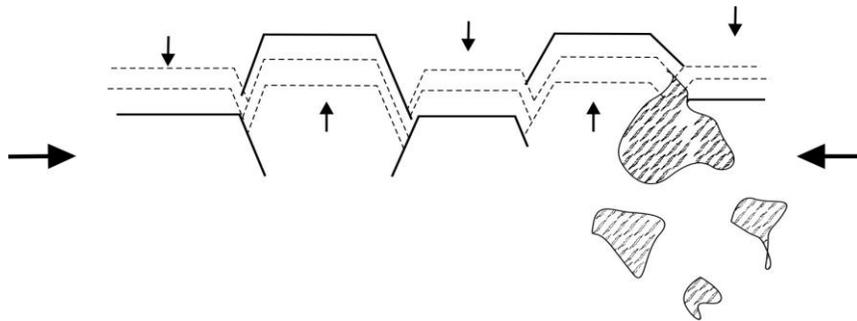


Figura 3.17 La topografía de *horst* y *grabens* se evidenció más con el régimen compresional causado por la orogenia Laramide.

El siguiente evento tectónico fue el Chiapaneco que se presentó al final del Oligoceno y se extendió hasta el Mioceno (Sánchez-Montes de Oca, 2007). Lo que dio lugar al levantamiento gradual del Macizo de Chiapas y de terrenos sedimentarios al norte de éste, también se presentó el desplazamiento de fallas con tendencia noroeste, que se identifican por los movimientos alternantes de elevación y hundimiento de los bloques, y las intrusiones en la margen sur del Macizo Chiapaneco (Meneses-Rocha, 2001). Posterior al Mioceno Inferior se reactivaron gran parte de las fallas inversas, pero esta vez presentaron movimientos laterales transpresivos, lo que generó diversos arreglos estructurales como los pliegues y cabalgamientos que se emplazan en los bloques altos y que en conjunto forman arreglos en echelón. Estos plegamientos se pueden observar en la Provincia de Fallas Inversas (Sánchez-Montes de Oca, 1979; en 2007).

Meneses-Rocha (2001) describe diversas fases evolutivas para el Evento Chiapaneco desde el Oligoceno al Mioceno; identifica una fase de subsidencia diferencial para el Oligoceno Temprano, al que le sigue un régimen transtensivo durante el Mioceno Medio y un régimen transpresivo al final del Mioceno Medio, esto entre otros. La variación de dichos regímenes tectónicos, de acuerdo con Norris et al. (1978) puede atribuirse a la evolución continental, consecuencia de los movimientos entre las placas tectónicas, en donde se presentaron facies alternantes de extensión y compresión.

Posteriormente, en el Plioceno Tardío se identificó una nueva etapa transpresiva que dominó en la Provincia de Fallas Laterales, posiblemente asociada a la subducción de la Placa de Cocos por debajo de la Placa Norteamericana, que consecuentemente fortaleció la componente compresiva en dirección NE (Meneses-Rocha, 2001). El mismo autor señala que la evolución pudo presentarse en etapas, donde el deslizamiento de las fallas laterales sinistras y su continuo cizallamiento en la porción este de la Provincia de Fallas Laterales, lo que resultó en el desarrollo de pliegues y en el desplazamiento y giro de los ejes de las estructuras hacia la izquierda, y en algunos casos ocasionó un flanco de empuje que dio como resultado el desarrollo de estructuras en flor.

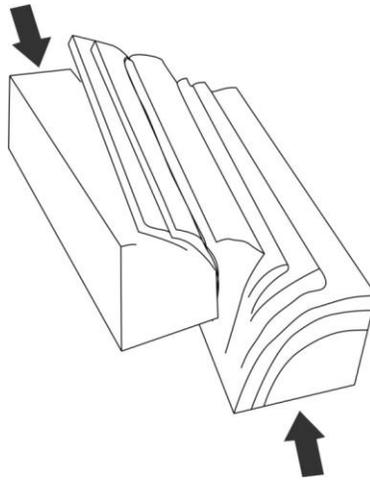


Figura 3.18 Desarrollo de una estructura en flor, consecuencia del movimiento de fallas laterales, donde un flanco cede y es empujado hacia arriba (modificado de Ramsay y Huber, 1977 en Sylvester, 1988).

En relación con lo anterior Meneses-Rocha (2001) menciona que la distribución de las provincias y su diferente estilo estructural se justifica, ya que la mayor deformación estuvo presente en la Provincia de Fallas Laterales y a partir de ahí se propago hacia el oeste, las fallas pertenecientes a esta provincia que no presentaron la misma evolución fue a causa de su cercanía con el Macizo Granítico, que actuó como un contrafuerte y restringió los movimientos. Finalmente la marcada diferencia de los estilos estructurales de la Provincia de Fallas Laterales y la Provincia de Fallas Inversas se argumenta por la cercanía que la segunda tiene respecto a la estable Plataforma de Yucatán

Geología histórica

En cuanto a la evolución geológica, se propone que los protolitos metamórficos que conforman la base de la columna geológica provienen de dos fuentes principales. La primera, constituida por sedimentos formaban parte de la corteza de Godwana, y la segunda se refiere al aporte de sedimentos típicos de la Orogenia Grenvillana (Weber et al., 2008). Mientras que las rocas ígneas comenzaron su emplazamiento a partir del Proterozoico Tardío (Pantoja-Alor et al., 1974 en Sedlock, 1993).

Durante el Paleozoico el emplazamiento de las rocas que conforman el basamento generaron un metamorfismo regional en la formación suprayacente (Formación Santa Rosa Inferior), sobre la que se depositó de manera discordante una capa de sedimentos marinos de ambientes someros de plataforma y lagunares, donde las estructuras primarias revelan alternancia de alta y baja energía (Formaciones Santa Rosa Superior, Paso Hondo, Vainilla y Grupera) durante el Pensilvánico-Pérmico.

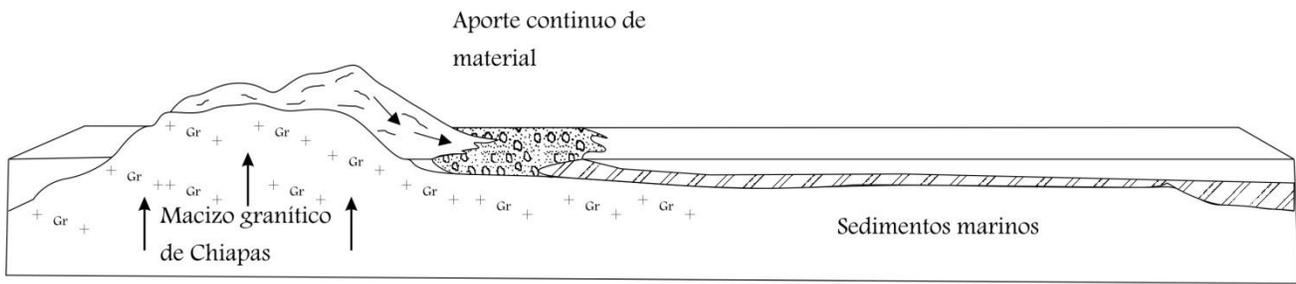


Figura 3.19 El levantamiento del intrusivo se registra desde el Devónico, y actuó como una importante fuente de sedimentos terrígenos (modificado de Hernández, 1973).

Las evidencias estratigráficas muestran que el cuerpo ígneo continuó emplazándose y formó islas. Ya durante el Pérmico, el Macizo de Chiapas estaba completamente emergido (De la Rosa et al., 1989). El macizo granítico actuó como un elemento positivo en la región (Consejo de Recursos Minerales 1999) que consecuentemente aportó sedimentos terrígenos en las diversas etapas evolutivas del Estado.

Durante el Mesozoico continuó la fragmentación de Pangea, en un periodo distensivo que dio lugar a estructuras de *horst* y *grabens*. Se cree que a través de las fallas regionales que dieron lugar a dicha topografía también se extravasaron rocas volcánicas andesíticas (Andesita Pueblo Viejo) (Sánchez-Montes de Oca, 2007). Y en las partes bajas (*grabens*) se depositaron parte de los lechos rojos (Formación Todos Santos), provenientes de la erosión de tierras emergidas y del Macizo Chiapaneco. Durante el Calloviano comenzó la invasión de aguas marinas que se estacionaron en zonas de baja circulación, con poco tirante de agua y alta evaporación, lo que favoreció el depósito de grandes volúmenes de sal (Padilla y Sánchez, 2007).

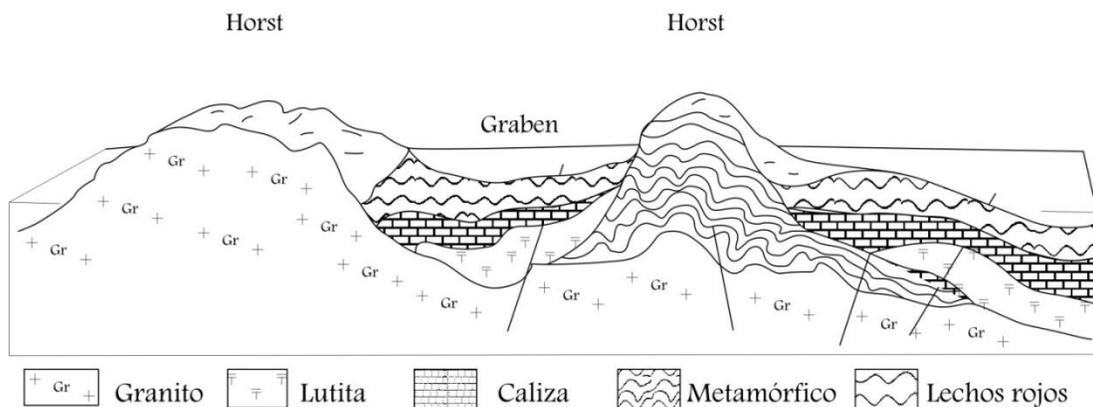


Figura 3.20 El arreglo topográfico de Chiapas durante el Mesozoico se desarrolló en pilares y fosas tectónicas, en las partes deprimidas se depositaron los lechos rojos (modificado de Hernández, 1973).

En el Jurásico Tardío la transgresión marina de aguas provenientes del Pacífico inundó las depresiones del rift de la cuenca del protogolfo mexicano, en los límites de la cuenca se emplazaron depósitos mixtos (Formación San

Ricardo), mientras que en la parte frontal de su plataforma se depositaron rocas carbonatadas (Formación Malpaso), al igual que en la porción central de la cuenca (Formación Chinameca).

La subsidencia del Jurásico Tardío permitió el depósito de carbonatos y durante el Albiano, el auge de la transgresión marina dio lugar al depósito de potentes horizontes calcáreos (Grupo Sierra Madre) que formaron parte de la plataforma cretácica.

La etapa compresiva del Cretácico Tardío asociada al choque de los Bloques Maya y Chortis elevó algunas porciones del macizo y de la plataforma. Por lo que se presentaron aportes terrígenos que originaron diversas texturas en las rocas carbonatadas, así como intercalaciones detríticas (Formaciones Méndez y Ocozocuafla). El borde de la plataforma se erosionó y se depositaron brechas calcáreas (Formación Soyaló).

Las discordancias en el Cretácico Tardío pueden explicarse por los movimientos incipientes de este choque, que para Meneses-Rocha (2001) evidenciaba las primeras pulsaciones de la Orogenia Laramide.

La llegada de la Orogenia Laramide en el sureste mexicano dio como consecuencia un marcado cambio en la sedimentación, pues los depósitos marinos cambiaron a continentales y los depósitos mixtos se hicieron presentes (Consejo de Recursos Minerales, 1999), así como las discordancias entre las formaciones.

Durante el Paleoceno la plataforma carbonatada fue invadida por depósitos tipo *flysch* en su porción noroccidental (Formación Soyaló), mientras que en la parte oriental se depositaron rocas carbonatadas de diversas texturas (Formaciones Lacandón y Tenejapa). Durante el Eoceno las continuas subsidencias y las elevaciones dieron lugar a formaciones de ambientes de plataforma somera y ambientes profundos, así como la presencia de conglomerados dentro de las formaciones ocasionadas por los flujos turbidíticos (Formaciones El Bosque y Nanchintal).

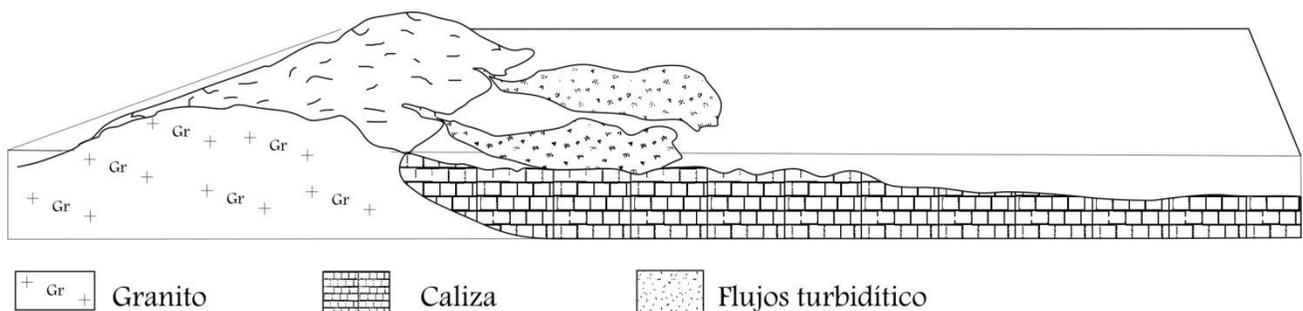


Figura 3.21 Los potentes depósitos de carbonatos tuvieron lugar posterior a la subsidencia del Jurásico Tardío y las subsidencias y elevaciones ocasionadas por la Orogenia Laramide causaron un cambio en la sedimentación donde se identificaron flujos turbidíticos (modificada de Hernández, 1973).

Durante el Oligoceno se presentaron movimientos verticales de los bloques (Meneses-Rocha, 2001) que pueden asociarse a los depósitos mixtos que se identifican en este periodo.

A partir del Mioceno se diferencia una nueva etapa tectónica (Evento Chiapaneco), durante la cual se identifican diversos regímenes tectónicos que dan lugar al depósito de cuerpos de lutitas con intercalaciones de conglomerados causadas por flujos detríticos, así como también se depositaron paquetes de areniscas con lutitas y unidades masivas con intercalaciones de caliza (Formaciones Depósito, Encanto y Tulijá).

De acuerdo con Demant (1979) la actividad volcánica de mayor importancia en México dio inicio en el Terciario Medio y se extendió al Plioceno-Cuaternario. En el Estado de Chiapas se presentó un volcanismo andesítico que abarcó del Plioceno al Pleistoceno y su extrusión se vio facilitada a través de las estructuras de régimen frágil del sistema de fallas transcurrentes (Sánchez Montes de Oca, 2007).

El estudio de la zona de interés a través de diversas características como la estratigrafía, los arreglos estructurales, la tectónica etc., ha permitido conocer la historia evolutiva del relieve así como la dinámica endógena que se ha manifestado a través de él. El estudio del marco geológico regional es parte esencial del análisis geomorfológico, ya que la interacción de los procesos endógenos con los exógenos, configuran el relieve, que hoy en día continúa formándose.

Capítulo IV

Análisis Geomorfológico

La escala utilizada para realizar el análisis geomorfológico es 1:250 000, es decir una escala media, adecuada para el análisis regional en donde se generalizan los rasgos del relieve. Se pone especial atención en la escala pues de ella depende parte de la metodología aplicada, así como los resultados de esta investigación.

Metodología

La Morfogénesis estudia el origen y la evolución de las formas del relieve tanto endógenas como exógenas (Lugo, 1989), y de acuerdo con De Pedraza (1996), se puede abordar el estudio morfogenético de dos maneras; la primera abarca los procesos exógenos y las formas unitarias donde quedan incluidos procesos simples y su articulación, cuyo resultado son formas simples y compuestas. El segundo nivel, que fue el empleado en esta tesis, abarca los tipos de relieve y las asociaciones de formas, y se refiere a un análisis regional que agrupa los tipos de relieve de acuerdo con características que evidencien una génesis similar. La información para desarrollar esta sección del trabajo se obtuvo de la interpretación del capítulo geológico, del que fue posible extraer la génesis y edad de las formas, así como las características litológicas de las rocas que las configuran.

Con base en lo anterior, fue posible determinar un factor predominante, pues en función de los elementos que dominen en la génesis de la superficie terrestre (climáticos, estructurales o litológicos) se clasificarán los tipos de relieve, en este caso es un relieve estructural, ya que las geoformas responden principalmente a los procesos dirigidos por el arreglo de los materiales y el control tectónico del área.

La morfometría se trabajó sobre la base altimétrica; formada por dieciséis cartas topográficas vectoriales a escala 1:50 000 en formato digital del INEGI. Y la sección fisiográfica se confeccionó a través de la información del marco geográfico y de la interpretación visual de las cartografías morfométricas generadas. La dinámica actual de los procesos exógenos se analiza con el detalle que lo permite la escala de trabajo.

Geometría del Relieve

Cabe recordar que el mundo real es enormemente rico y variado, y a pesar de que en cada investigación se plantea un objetivo en su estudio, este se torna casi imposible de seguir sin la ayuda de una simplificación de la realidad, es decir mediante modelos (Gutiérrez et al., 2000). En este caso se realizaron abstracciones virtuales del relieve con el fin de exponer su geometría e interpretarla.

Los sistemas de información geográfica (SIG) trabajan a partir de dos aproximaciones básicas del relieve; el modelo vectorial y el modelo raster. El primero representa a los rasgos geográficos con base en entidades puntuales, lineales o en polígonos, mientras que el segundo representa los mismos elementos en porciones de igual tamaño y

forma (celdas), que se agrupan para constituir objetos complejos que representan dichos elementos del mundo real (Gutiérrez et al., 2000).

La base para generar los modelos de trabajo de la presente tesis la constituyó la topografía digital del área de estudio, formada por conjuntos de vectores, a partir de los cuales se realizó una gestión de datos y se seleccionaron los archivos de interés, como la altimetría, la hidrografía, la infraestructura hidráulica entre otras.

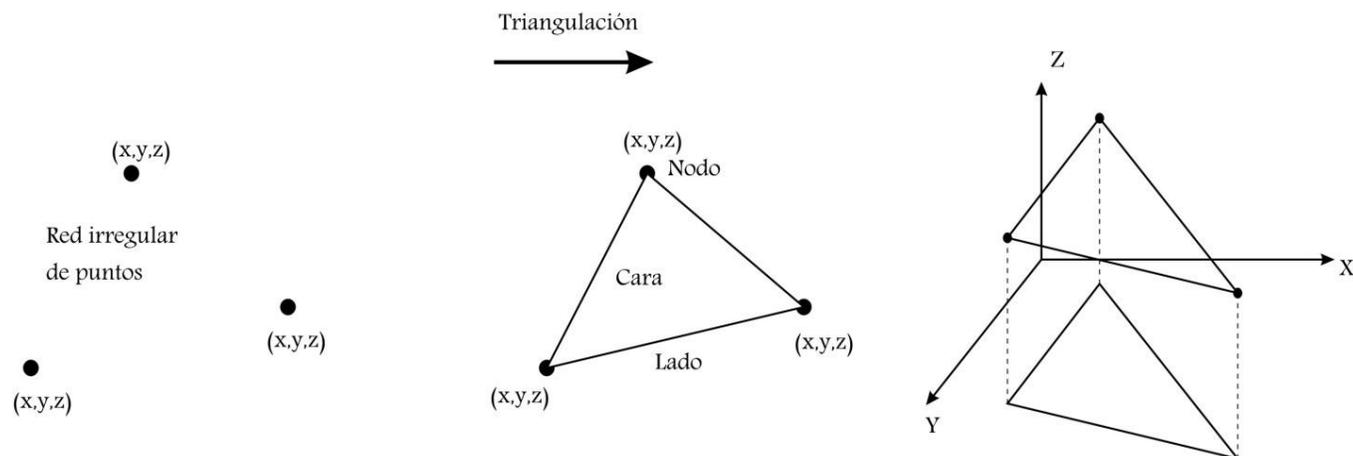


Figura 4.1 Proceso de triangulación

A partir de las curvas de nivel se generó el TIN (*Triangulated Irregular Network*) que es una base numérica en donde se grafican las variables X , Y , Z , y se integran en una red irregular de puntos que se unen y forman una distribución de triángulos que crean la representación virtual del relieve. De esta primera modelización del relieve se obtuvo el DEM (*Digital Elevation Model*), que es la representación de los datos a través de celdas interpoladas. La resolución de las celdas se estableció en 20 m, y ya que la base digital sobre la que se trabajó posee una escala 1:50 000 lo permitió sin mayores complicaciones.

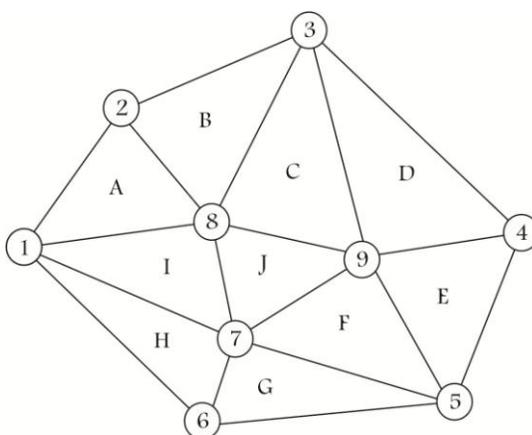


Figura 4.2 Los triángulos comparten nodos y lados, y en conjunto crean una representación virtual del relieve (modificada de Gutiérrez, 2000).

Del DEM se obtuvo la hipsometría, las pendientes del terreno, la orientación de laderas y la energía del relieve. Los modelos en conjunto con su explicación constituyen el análisis morfométrico y fisiográfico, que además de permitir apreciar ciertos rasgos del relieve, facilitaron su interpretación y permitieron la regionalización de los principales rasgos geomórficos de la parte central del Estado de Chiapas.

Hipsometría

Este mapa es uno de los más importantes y además de ser de fácil elaboración, se considera el punto de partida (Lugo 1988), busca una simplificación visual de los principales rasgos del relieve a partir de los contrastes altitudinales existentes. Su elaboración consiste en agrupar de manera sencilla los valores altimétricos del relieve.

Para establecer los intervalos del mapa hipsométrico, primero se identificaron las principales diferencias altitudinales a través del método de cortes naturales (*Natural Breaks*); el cual, en relación con los rangos definidos establece clases de gran homogeneidad a la vez que se maximizan los contrastes entre ellas. Así establece los límites de clases en donde hay diferencias considerables entre los valores.

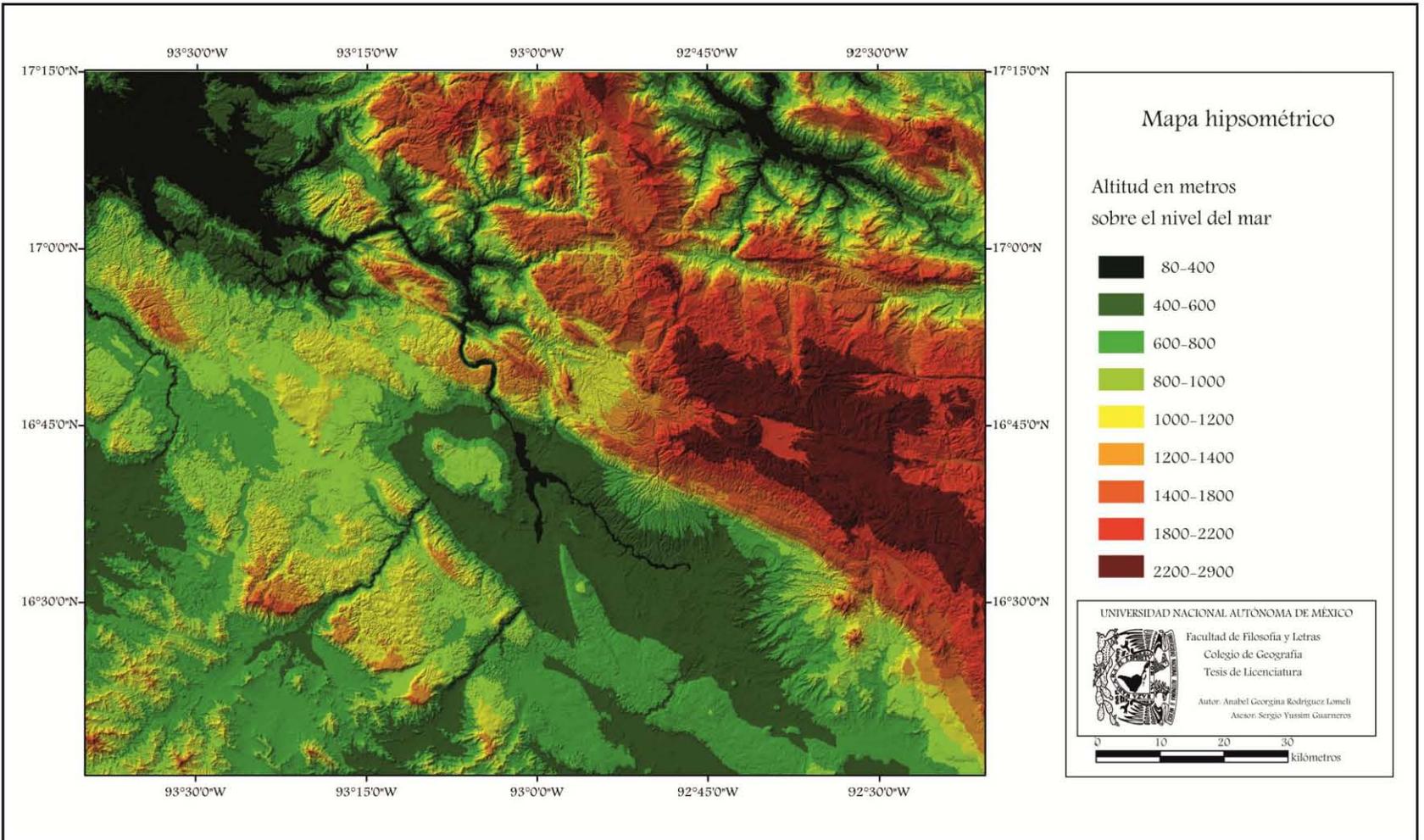
Una vez identificados los principales contrastes altitudinales se definió el número de rangos en el que se agruparían, se determinó que nueve intervalos exponían de manera adecuada el relieve. Posteriormente se realizó una reclasificación manual, donde los valores de cada rasgo se modificaron con el fin de mejorar el mapa.

A través del mapa altimétrico (mapa 4.1) se pudo apreciar que el área de estudio se encuentra dividida en dos bloques, a través de un rasgo lineal que va de ESE a WNW. En el bloque NE, más alto, dominan los colores cálidos, y abarca las regiones fisiográficas de Montañas del Norte y La Altiplanicie de Chiapas, mientras que en el bloque SW predomina la gama de colores fríos, y abarca las regiones fisiográficas de La Depresión Central de Chiapas y parte de La Sierra Madre de Chiapas.

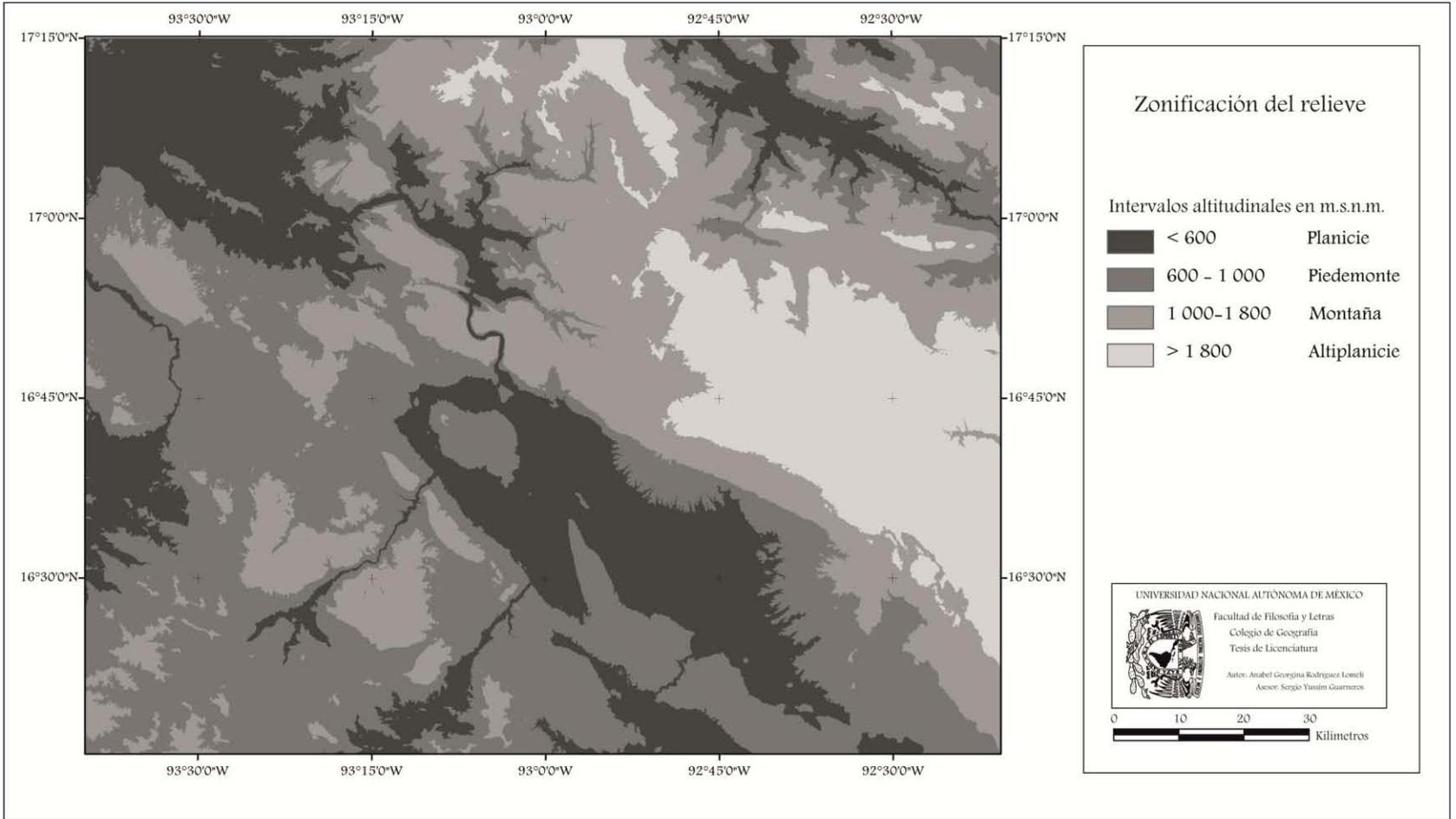
Dentro del bloque elevado o NE, las dos provincias fisiográficas se diferencian por un rasgo lineal que va de E-W. En cada una se aprecia que la sección norte del mapa corresponde a la región fisiográfica de Montañas del Norte, y la altitud es variable, de los 80 msnm en la sección oeste, hasta alcanzar los 2200 msnm en la porción central, y disminuye hasta los 180 msnm en la porción este. La región fisiográfica de los Altos de Chiapas, es una región más o menos homogénea, donde a pesar de que la menor elevación es de 600 msnm en su porción oeste, los valores que predominan se encuentran entre los 1400 a 2900 msnm en el resto de dicha provincia.

En relación con las provincias fisiográficas que ocupan el bloque bajo o SW, no se diferencian con tanta claridad. La Depresión Central de Chiapas ocupa una franja en dirección NW-SE, donde claramente predominan terrenos de valores bajos, con la presencia de desniveles de mayor valor altitudinal que aumentan en dirección SW, donde comienza La Sierra Madre de Chiapas.

Mapa 4.1 Mapa hipsométrico



Mapa 4.2 Tipos de relieve



La zona de menor elevación corresponde a la porción NW de la región fisiográfica Montañas de Chiapas con una altitud mínima de 80 msnm, seguida por la región NE de la misma provincia con altitud a partir de los 180 msnm. Finalmente la Depresión Central de Chiapas presenta valores mínimos a partir de los 400 msnm y ocupa el tercer puesto entre las zonas más bajas.

A partir del mapa hipsométrico se realizó una primera clasificación de tipos de relieve (mapa 4.2), basada únicamente en los valores altimétricos, en donde se diferenciaron; llanura piedemonte, montaña y altiplanicie. Sin embargo, a causa de la complejidad del relieve los límites de las formas no se acoplan de manera precisa con los intervalos establecidos.

El primer tipo de relieve es la planicie, que de manera general se localiza por debajo de los 600 msnm y se refiere a superficies planas o de poca inclinación. La planicie se encuentra en la parte media de La Depresión Central de Chiapas, y en la región NW del área de estudio. Sin embargo en esta última zona el relieve es plano a causa del modelado antrópico ya que el área corresponde al vaso de la presa Malpaso (se observa en el mapa 2.5).

A esta unidad le sigue el piedemonte, que se extiende de los 600 hasta los 1000 msnm. Es una morfología de transición entre la montaña y la planicie y predomina en el bloque SW, mientras que en el bloque NE su desarrollo se ha limitado a una estrecha franja y de igual manera que en el rubro anterior sus límites morfológicos son rebasados en este bloque.

Un relieve montañoso de 1000 a 1800msnm se localiza principalmente en el bloque NE, mientras que en la porción SW sólo se encuentran algunas montañas aisladas de menor elevación. Finalmente a partir de los 1800 msnm se encuentra la altiplanicie con una morfología diversa en la sección este del bloque alto.

Pendientes del Terreno

El mapa de pendientes permite reconocer las diversas inclinaciones del relieve y su relación con las estructuras. De igual manera permite interpretar parte de la dinámica fluvial y otros como los procesos de laderas.

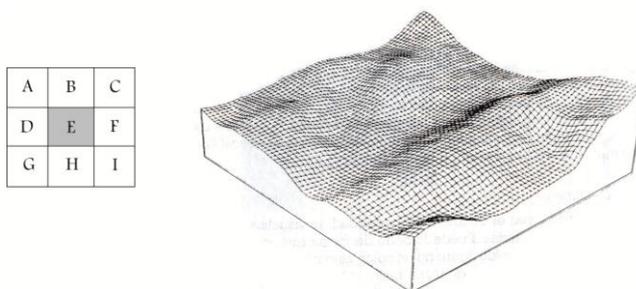
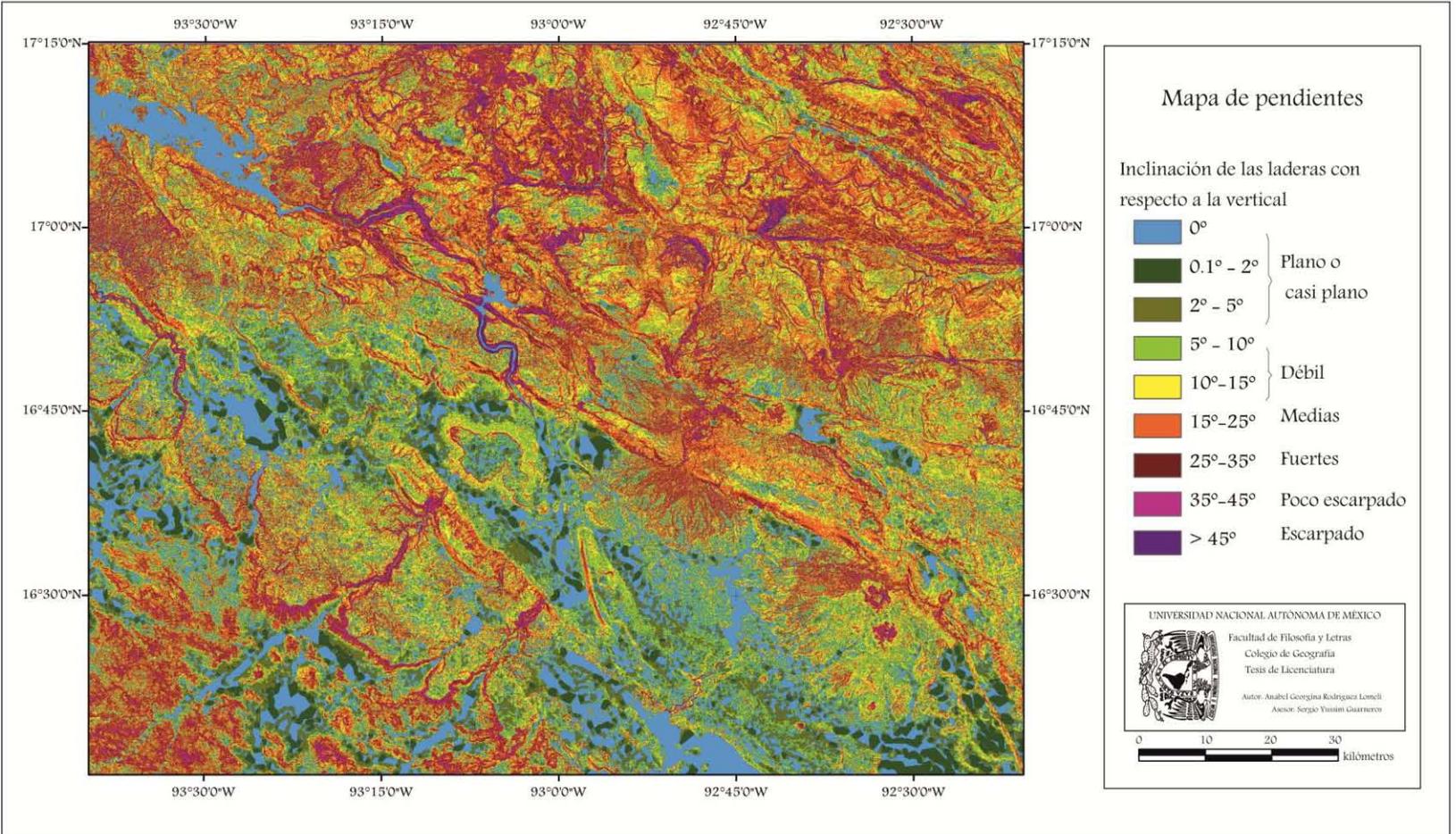


Figura 4.3 Este mapa se realizó a partir del DEM en una operación de vecindad inmediata, donde el valor de una celda se determina en función de aquellas que la rodean. Se trabaja a partir de ventanas de 3*3 celdas para obtener el valor de una celda central, dicha ventana se desplaza por todo el mapa.



Mapa 4.3 Pendientes del terreno.

Para determinar la inclinación de cada celda, se calcula su pendiente con respecto a sus ocho celdas vecinas y se toma como valor definitivo la media aritmética de ellas. Dicho cálculo se obtiene a través de una operación trigonométrica que toma en cuenta la diferencia de altitudes y la distancia horizontal entre dos celdas.

Una vez generada la inclinación de cada celda se establecieron nueve rangos de pendientes cada una fue diferenciada por medio del color y se les asignó un rasgo cualitativo. Con fines prácticos para la descripción del mapa de pendientes (mapa 4.3). Se dividieron en cinco grupos; planas o casi planas (0° a 5°), pendientes débiles (5° a 15°), medias (15° a 20°), fuertes (20° a 35°) y escarpadas ($>35^\circ$).

Los terrenos planos son aquellos sin inclinación (0°) o de inclinación hasta los 5° , quedan comprendidos las planicies y piedemontes. A partir de los 5° a los 35° se identifican laderas montañosas. Le siguen las laderas escarpadas, que coinciden con las secciones topográficamente elevadas, dentro de este rango se resaltan las laderas de los valles tipo cañón. El primer grupo se relaciona con las áreas de valores altitudinales bajos, las planicies que se localizan principalmente en el bloque bajo, predominan en la región SW. La dinámica general es de acumulación fluvial.

Las mayores a 6° predominan en Las Montañas del Norte, en segundo término en la Altiplanicie Chiapaneca. Y a pesar de que no son las características dominantes del sector SW, también se encuentran ahí. Los principales procesos son erosivos fluviales y de remoción en masa.

La conjunción sistemática de pendientes mayores y menores muestra la relación del relieve con estructuras como pliegues y rasgos lineales de un relieve estructural. Este tema se presenta al final de la sección Orientación de laderas.

Orientación de laderas

Este mapa representa la dirección de las laderas con respecto a un punto cardinal. Su elaboración se basa en el mapa de pendientes. Resultan cifras acimutales (de 0° a 360°). Una vez establecidos los valores se resumieron en nueve clases (mapa 4.4).

La orientación se relaciona con factores climáticos como la precipitación y la temperatura, mismos que varían de acuerdo a la orientación, lo mismo con respecto a la vegetación. El mapa expuso rasgos como el rumbo de las fallas, también permitió evidenciar los estratos que definen estructuras y el rumbo de sus capas.

Finalmente, con el propósito de obtener una mejor descripción de las estructuras interpretadas se conjuntó la información arrojada por el mapa de pendientes y el de orientación de las laderas. Las estructuras se describen a partir de los bloques altitudinales definidos en la sección de hipsometría.

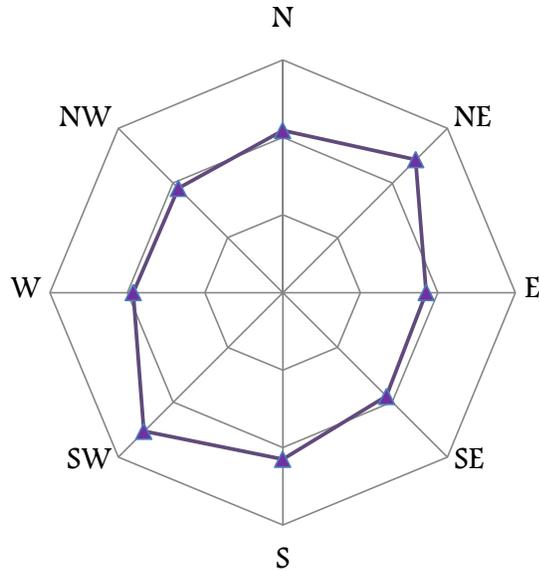


Figura 4.4 Gráfica donde se observa que la mayoría de las laderas se encuentra orientada hacia el suroeste, seguida de las laderas al noreste, y al sur.

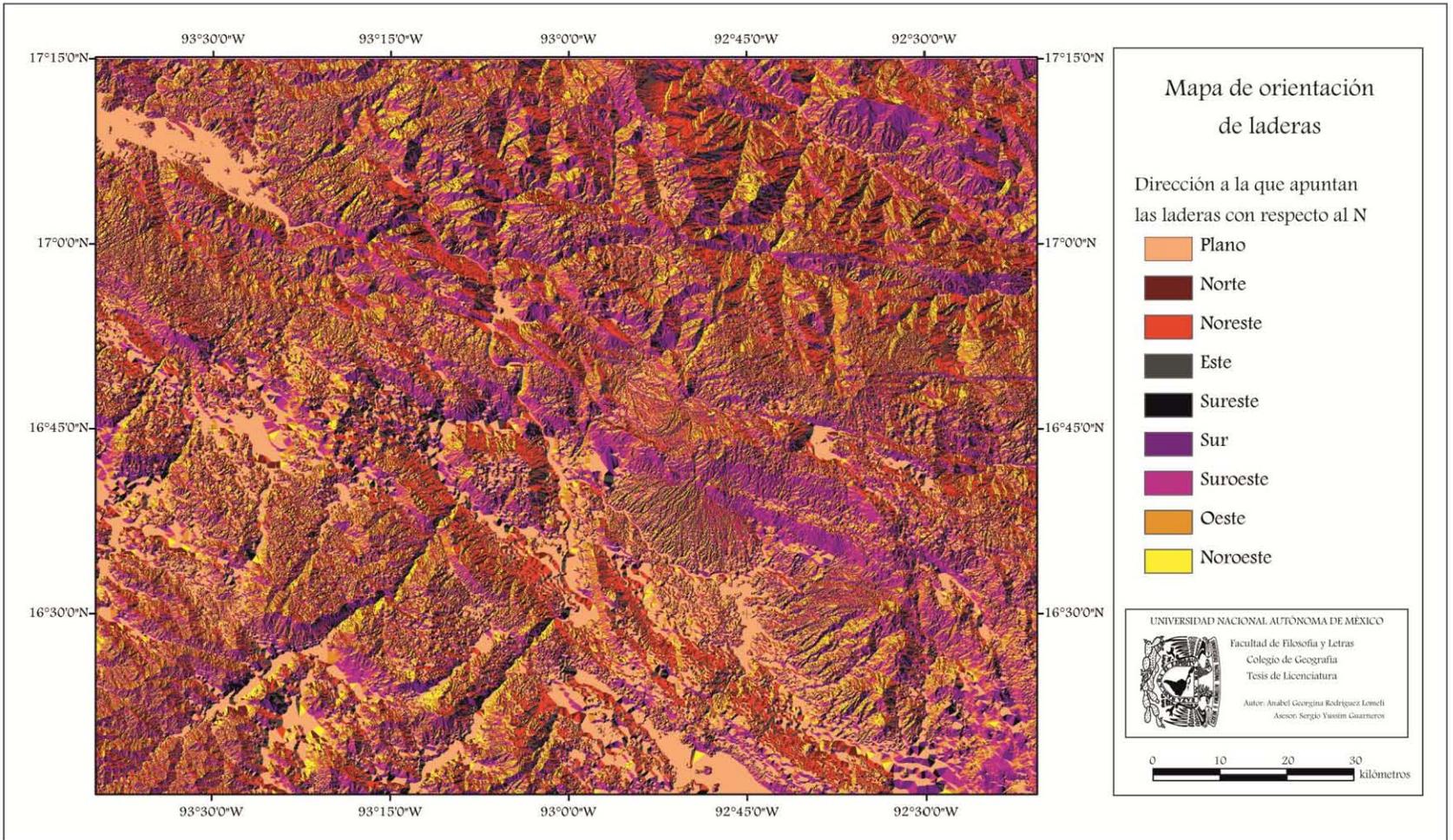
A través del mapa de pendientes se identificaron rasgos lineales que coinciden con los valores máximos. Algunos de estos lineamientos se interpretaron como fallas. Se diferenciaron cuatro sistemas principales de fallas, tres de ellos en el bloque alto, el primero con una tendencia E-W, en la porción correspondiente a la Altiplanicie Chiapaneca. La tendencia del segundo sistema es NW-SE y su fallas principal marca el contraste altitudinal entre los bloques NE y SW. El tercer sistema se orienta N-S. El cuarto se localiza al SW, principalmente del bloque bajo, con una orientación NW-SE.

Otros rasgos lineales se interpretaron como ejes de pliegues, ya que el mapa de orientación de pendientes evidenció los estratos que los conforman, y en conjunto ambos mapas proporcionaron las orientaciones de todas las estructuras mencionadas, y se describen en la clasificación del relieve.

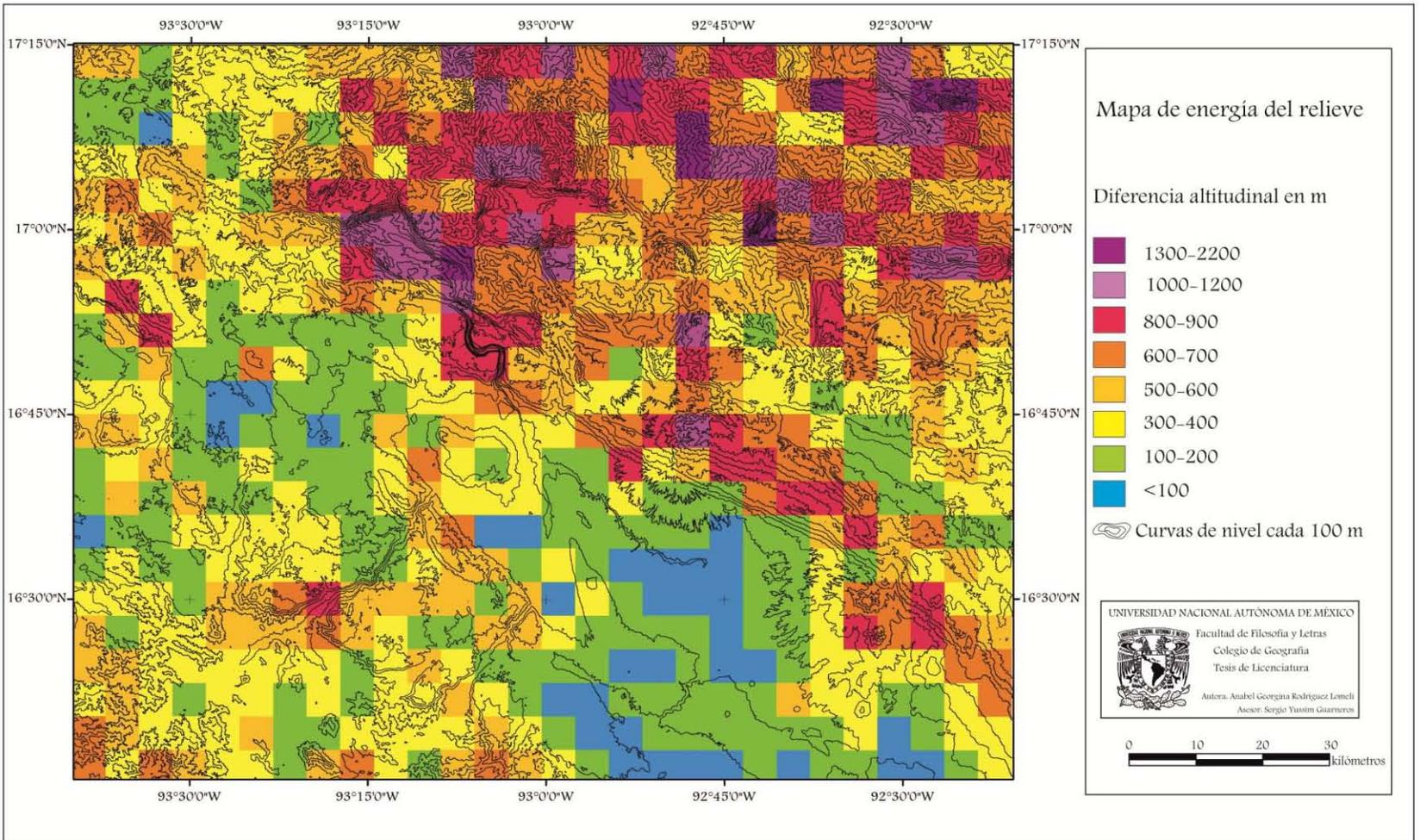
Energía del relieve

Para la elaboración de este mapa se simplificaron las curvas de nivel a través del DEM, en curvas con una equidistancia de 100 m, posteriormente se agregó una división en cuadros de 100 km² sobre la zona de estudio y a través de la herramienta identificador (*identify*) de arcGIS se definieron las diferencias altitudinales para cada cuadrante. Una vez asignado el valor correspondiente a cada cuadrante se definieron ocho con un color determinado cada uno (mapa 4.5).

Mapa 4.4 Orientación de laderas.



Mapa 4.5 Energía del relieve.



El menor es de 100 m y el mayor de 2200 m se consideran áreas de baja energía aquellas con una diferencia altitudinal menor a 300 m, mismas que predominan en el bloque bajo del Estado, la planicie; en donde el modelado del relieve es progresivo a causa de una aparente estabilidad.

Se consideró como áreas de energía media los valores de 300 a 799 m. Están presentes en el piedemonte y parte de la montaña y evidencian un relieve de transición entre zonas estables e inestables

Finalmente, las áreas de alta energía abarcan a partir de los 800 a los 2200 m y corresponden a las áreas de montaña y altiplanicie, y dominan en el bloque elevado de la zona de estudio. Evidencian las áreas de mayor dinámica a causa de la interacción entre los agentes endógenos y exógenos.

Las regiones que representen las máximas diferencias pueden corresponder a las zonas de mayor actividad tectónica (Lugo, 1988). Sin embargo, esto no quiere decir que la tectónica no se presente en el bloque bajo, o simplemente su evidencia es menor o se limita a zonas específicas.

La importancia de este mapa radica en mostrar las áreas que están sujetas a un modelado más intenso y en donde la tectónica es uno de los actores principales de la formación del relieve, o sea, las zonas de mayor interacción entre los agentes formadores y modeladores del relieve.

Geomorfología

Actualmente no existe un acuerdo internacional común para la elaboración de la cartografía geomorfológica (Lugo, 1987, Peña, 1997). La metodología empleada para su elaboración ha tropezado con la existencia de numerosas escuelas basadas en los diferentes principios conceptuales de la geomorfología. En la realización de un proyecto cartográfico se deben analizar los sistemas cartográficos existentes, para adoptar el que mejor cubra las necesidades de representación, aplicación, coste económico de realización y edición, etc. (Peña, 1997)

Se consultaron diversas metodologías como las expuestas por Lugo (1988), las plasmadas en Peña (1997) y la establecida desde los años 70's por el ITC, esta última es la más reciente y de mayor aceptación. De ellas se seleccionaron los elementos que mejor se adaptaron a los propósitos de esta investigación.

Lugo (1988) muestra una clasificación de Piotrovsky (1977) de las formas del relieve por dimensiones, así como la propuesta del análisis cuantitativo. Del ITC la cartografía analítica que considera el mapa de morfogénesis como principal factor, así como la gama de colores que emplea. En cuanto a la leyenda, se siguió principalmente la propuesta del dominio estructural de Joly (1997). Finalmente de Simonov (1985) se empleó la clasificación genética del relieve: relieve endógeno, endógeno modelado y exógeno. Y con la finalidad de obtener una descripción correcta de las unidades del relieve se consultaron diversos diccionarios: (Lugo, 1989, Tejeda, 1994,

Joly 1997, Goudie, 2004). Para la investigación se llevó a cabo una adaptación personal de los sistemas de cartografía geomorfológica, que llevó a un método mixto o a una derivación apropiada a las necesidades.

Con base en lo anterior, las unidades se clasificaron en los siguientes tres rubros.

RELIEVE ENDÓGENO	RELIEVE EXÓGENO	RELIEVE ANTRÓPICO
MODELADO		
<i>1. Relieve de estructura plegada</i>	<i>5. Acumulativo</i>	<i>6. Vaso de la presa</i>
1.1. Rampa estructural	5.1. Planicie aluvial	
1.2. Cuesta	5.2. Piedemonte	SIMBOLOGÍA COMPLEMENTARIA
a) Dorso	5.3. Superficie subhorizontal	
b) Frente	dispuesta en graderíos	
1.3. Cresta	5.4. Abanico aluvial	<i>7. Falla</i>
1.4. Mont	<i>6. Erosivo</i>	<i>8. Eje de pliegue</i>
1.5. Vall	6.1. Valles fluviales	8.1. Antiforme
1.6. Combe	6.2. Gargantas	8.2. Sinforme
1.7. Sinclinal colgado		
1.8. Cluse		
1.9. Relieve en Chevrón		
1.10. Lomeríos		
1.11. Montañas bajas		
1.12. Montañas medias		
<i>2. Relieve en estructuras falladas</i>		
2.1. Escarpe de falla		
2.2. Bloques basculados		
<i>3. Relieve volcánico</i>		
3.1. Domos		
3.2. Mesas de lava		
<i>4. Relieve Granítico.</i>		
4.1. Laderas convexas, cúpulas y crestas		

RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

Dentro de este apartado se incluyen las unidades cuya formación se debe a la actividad tectónica, volcánica y magmática intrusiva, pero modeladas por los procesos exógenos.

El grado de modelado en las unidades depende de diversos factores como el tipo de roca, el control estructural, la actividad tectónica, la edad, y la dinámica de los agentes exógenos. En este rubro se diferenciaron los relieves de estructura plegada y fallada, volcánica, y granítico.

1. *Relieves de estructura plegada*

Son afloramientos de rocas estratificadas que originalmente se depositaron de forma horizontal, pero por haberse encontrado dentro de franjas sometidas a esfuerzos tectónicos compresivos fueron deformadas, inclinándolos o curveándolos. El relieve de estructura plegada se formó principalmente como consecuencia del evento Chiapaneco, a finales del Oligoceno al Mioceno.

1.1. Rampa estructural

Es una superficie débilmente inclinada (5° a 15°) adaptada al afloramiento en una capa resistente incluida en un conjunto estratigráfico. Se localizó principalmente en el sector SW del mapa, se interpreta que abarcó la Depresión Central. Sin embargo, actualmente está reducida al sector W del bloque bajo a causa de la acumulación de detritos que conforman el piedemonte.

El complejo sedimentario tiene poca inclinación, ya que apenas fue afectado por el régimen compresivo de final del Oligoceno. Posteriormente el desmantelamiento de las capas deleznables del Paleógeno, causado por la intensa erosión relacionada con el régimen climático de la zona, ocasionó que la unidad se adaptara a un nivel estratigráfico de las rocas más duras como los estratos de caliza del Cretácico, por lo que se clasifica como un relieve estructural derivado, sobre el que continúa emplazándose el piedemonte.

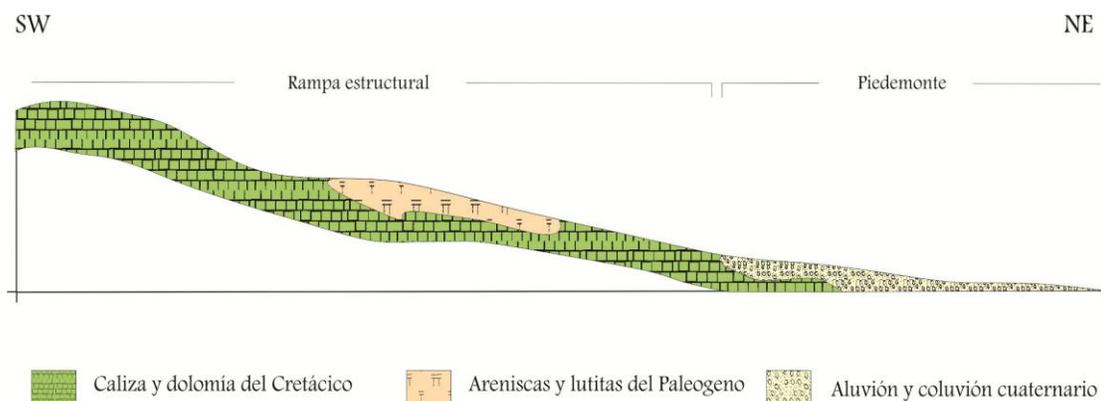


Figura 4.5 Perfil geomorfológico esquemático de la rampa estructural.

1.2. Cuestas

La cuesta es un relieve constituido por laderas asimétricas, donde una es de poca inclinación y coincide con el buzamiento de la capa, mientras que la otra es abrupta y discordante (Lugo, 1989). Las laderas que conforman esta unidad se diferenciaron en función de su geometría; el relieve que se identificó como dorso corresponde a la ladera de poca inclinación, mientras que la ladera abrupta se denomina frente.

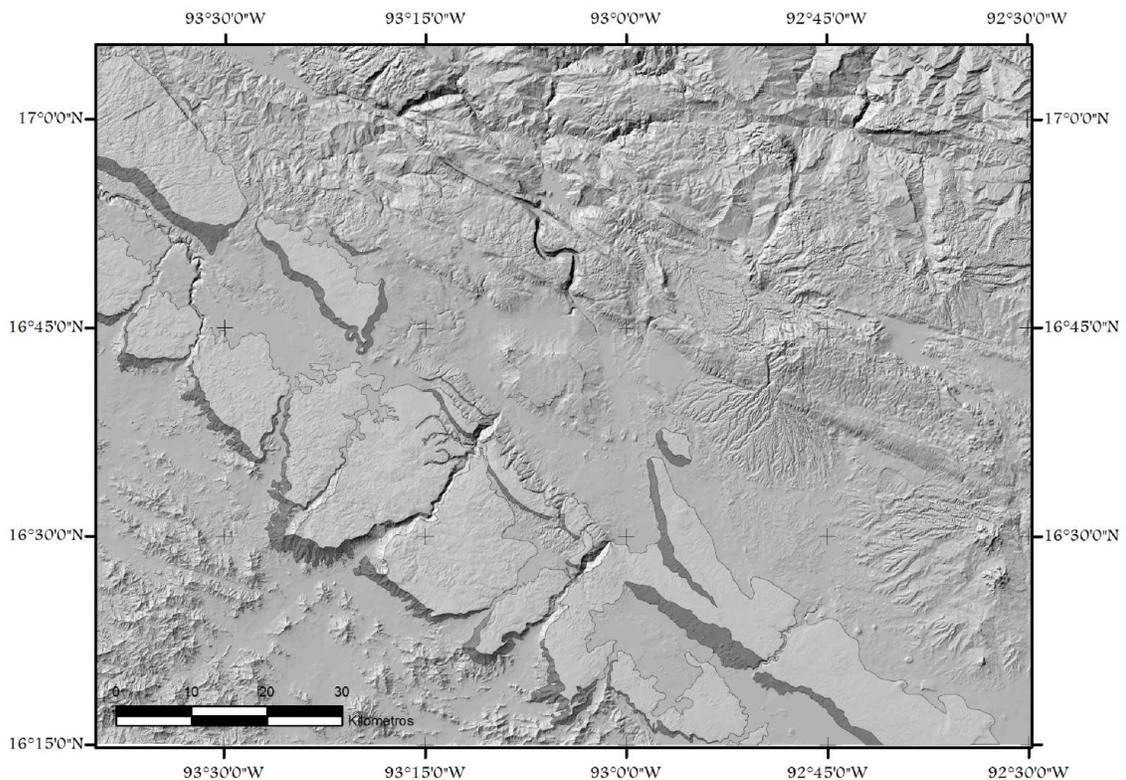


Figura 4.6 Localización de las cuestas. Se resalta el dorso en tono claro y el frente en tono oscuro.

a) Dorso y b) Frente

El dorso de la cuesta es una superficie inclinada que no sobrepasa los 15° que coincide con el buzamiento de las capas y con una orientación al NE, sobre el cual se emplazan algunos cursos cataclinales. Mientras que el frente se compone de dos unidades, un talud inferior de perfil rectilíneo con una inclinación de 6° a 25° y un escarpe superior de hasta 45° , con una orientación SW, contraria al buzamiento de los estratos, y sobre él se emplazan cursos anaclinales.

La cuesta se desarrolló en el relleno sedimentario del sector SW de la Depresión Central de Chiapas, que al igual que la unidad anterior sólo fue inclinada débilmente a finales del Oligoceno, pero la cercanía de ésta con el Macizo de Chiapas ocasionó un suave plegamiento que dio origen a la formación de las dos laderas que conforman la unidad. La serie sedimentaria se acopló sobre estratos resistentes que corresponden a calizas y dolomías del Cretácico Inferior.

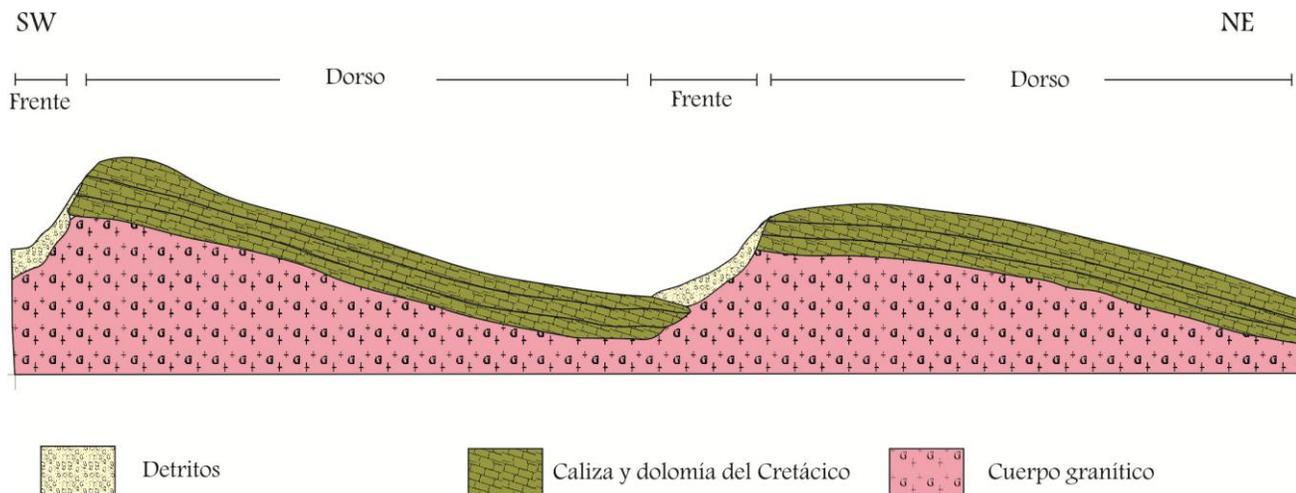


Figura 4.7 Perfil geomorfológico esquemático del relieve en cuestas.

Se disponen en dos líneas paralelas, entre las que se desarrolla un surco topográfico alargado que coincide con el rumbo de los estratos. Dentro de esta depresión ortoclinal se desarrolla una incipiente red fluvial de curso subsecuente

La poca evolución de la red hidrográfica en los dorsos se justifica por su emplazamiento en rocas resistentes y su débil inclinación. En tanto que los cursos desarrollados en el frente de la cuesta están dotados de una gran capacidad de incisión a causa de su pendiente y de la fácil erosión que presenta el material detrítico que conforman el talud, por lo que hay una tendencia al retroceso del monoclinal.

La estructura completa (el monoclinal) se encuentra fuertemente disecado por valles y gargantas cataclinales, su emplazamiento se vio influenciado por fallas de orientación NW-SE. Finalmente los cursos subsecuentes mantienen el desnivel de los frentes y consecuentemente su actividad erosiva al incidir en el valle ortoclinal. En general la evolución de las cuestas es mediante la ampliación y profundización de los surco.

1.3. Crestas

Es una ladera escarpada tallada en el flanco de un pliegue; comúnmente en una capa de roca resistente que tienen una pendiente a partir de los 15° (Joly, 1997). Las crestas no fueron marcadas en todos los pliegues identificados, ya que en algunas estructuras ésta forma no se evidencia o porque la escala de trabajo impidió su representación. Al igual que la cuesta posee dos laderas, una escarpada y otra de menor inclinación, suele resaltar la ladera escarpada o frente. Y se diferencian de la cuesta por la inclinación de la capa en la que se emplaza.

Se identificó la unidad en un *vall* de la zona centro-oeste. Es una franja alargada y estrecha con una longitud de 30 km y su anchura no supera los 800 m, con una pendiente de 15° a 35° que mira hacia el exterior del *vall*. También en los altos marginales del sinclinal colgado, su extensión es de 50 km aproximadamente y su inclinación varía entre los 15° a los 25° en el sector SW y hasta 45° en el NE de la estructura, donde las crestas se orientan

hacia el exterior. La estructura se debe a la formación de pliegues durante el evento Chiapaneco, donde la erosión de las capas deleznables permitió que las más resistentes de caliza sobresalgan, controlando la pendiente y el echado de la unidad.

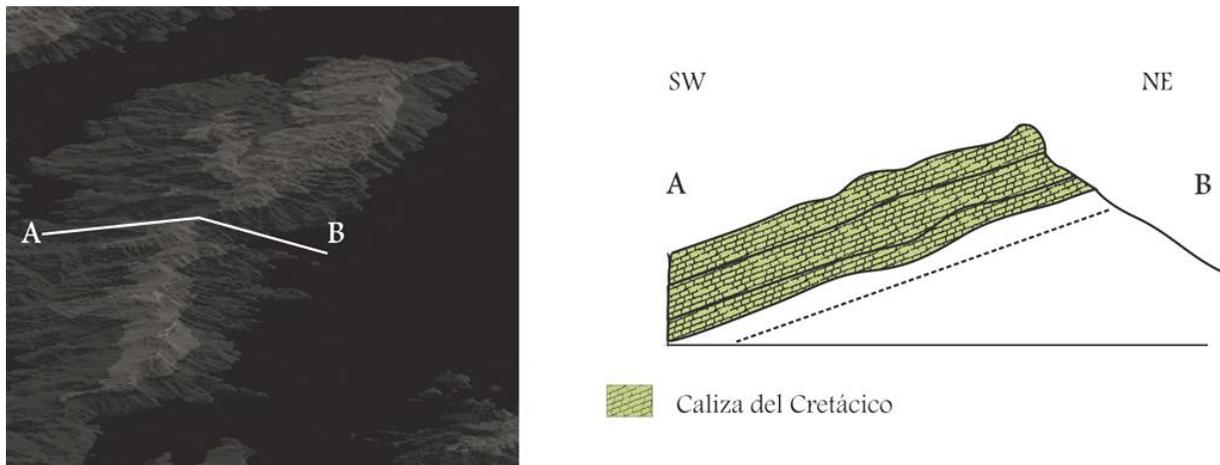


Figura 4.8 Imagen de una cresta donde se indica la línea a partir de la que se obtuvo el perfil. En el cual se marcan las capas que forman la estructura

Monts y valls

Ambas son estructuras producto de la deformación. El inicio del plegamiento del área se sitúa en el Cretácico Tardío y la formación de los *monts* y *valls* se asocia principalmente a las etapas compresivas del evento Chiapaneco, donde el desplazamiento de las fallas laterales cambió la orientación de algunos ejes. La diferencia en la orientación de estos tiene que ver con la dinámica de finales del Mioceno, del movimiento de las fallas y su componente transpresiva. La presencia de antiformalas se acompaña de sinformas, lo que puede observarse en la porción E del mapa, donde se observa un *vall* y a continuación un *mont*, mientras que en la porción W la presencia de antiformalas aisladas es común debido a fallas inversas que cortaron los flancos del pliegue y eliminaron la sinforma.

1.4. Mont

Son estructuras con relieve positivo que coinciden con pliegues convexos de flancos que convergen hacia arriba (Tejeda, 1994). En el área de estudio se reconocieron diez unidades, nueve en el bloque elevado.

De manera general el eje de las estructuras presenta un rumbo NW-SE con flancos de entre 15° a 35°. Sin embargo, conforme se avanza al E, el rumbo de los ejes gira en dirección de las manecillas del reloj, hacia el sur y en la porción centro-este del bloque elevado se identificaron *monts* con un eje orientado casi N-S, el cambio en la orientación de sus ejes se debe a la cinemática de la falla Tecpatan-Ocosingo, que con su desplazamiento siniestro ha modificado su eje.



Figura 4.9 Relieve sombreado donde se diferencian los *monts* (en tono oscuro) y *valls* (en tono claro) así como la orientación de sus ejes.

Los *monts* son un relieve culminante, por lo que son modelados rápidamente por los agentes exógenos. Los *monts* de la parte centro-este del mapa se desarrollaron sobre calizas, material que favorece la infiltración y el escurrimiento subterráneo, lo que ha resultado en estructuras que conservan las laderas convexas con una red fluvial poco desarrollada, exceptuando al *mont* de la parte central, que es disecado por el río Grijalva a causa del control estructural del área. Esta unidad se describe en el apartado *cluse*.

1.5. Vall

Es una morfología cóncava, que coincide con una sinforma (Pedraza, 1996) ocupada por el cauce de un río. Se identificaron 12 estructuras tipo *vall*, dos de ellas se delimitaron como estructuras aparte por la morfología que presentaron. Ambas estructuras se describen más adelante, en los apartados sinclinal colgado y relieve *chevrón*. Los datos estructurales de los *vall* se comparten de manera general con los *mont*; la mayoría de las estructuras se orienta NW-SE, y hacia el E los ejes parecen girados hacia el sur y el eje de algunas estructuras casi se orienta N-S, mientras que el echado de sus flancos es de entre 15° a 35°.

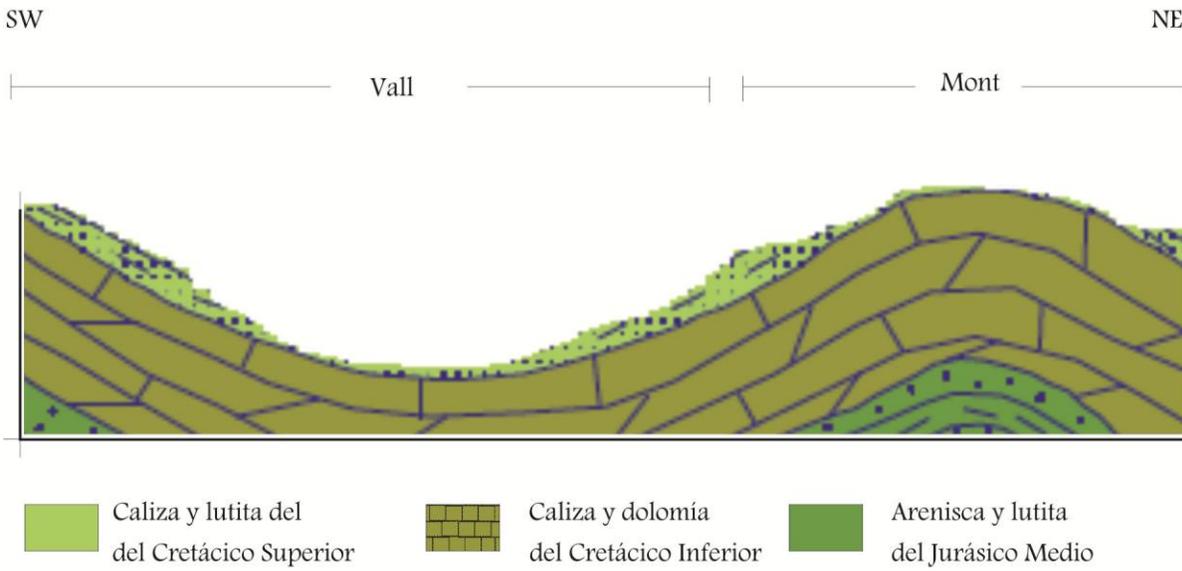


Figura 4.10 Perfil geomorfológico esquemático de un *vall* y un *mont*, con su interpretación geológica. Los estratos superiores han sido desmantelados casi por completo a causa de la competencia de los agentes exógenos (modificado de Consejo de Recursos Minerales, 1999).

Su morfología es una depresión más larga que ancha. Los identificados en el sector centro tienen una orientación NW-SE y una longitud aproximada de 40 km, mientras que los del sector E se orientan casi N-S y su longitud aproximada es de 20 km. Finalmente los que se emplazan en la región este del altiplano no superan los 15 km de longitud. Debido a su forma y al estar emplazados en una zona tropical captan gran cantidad de las precipitaciones de la zona (hasta 3000 mm anuales), lo que ha erosionado fuertemente los estratos de lutitas y areniscas del Eoceno y deja al descubierto los del Paleoceno en laderas rectilíneas y cóncavas. Las unidades orientadas NW-SE se emplazan en la zona centro y presentan mayor erosión. El material intemperizado no ha sido evacuado por completo y se ha depositado en la zona más baja, lo que da lugar a *valls* atenuados de fondo plano por la erosión de la capa blanda.

Sin excepción, las estructuras se encuentran intemperizadas y erosionadas, y se clasifican como estructuras penioriginales. A pesar de esto, los *valls* del sector este del altiplano están desarrollados sobre estratos de calizas del Cretácico y conservan laderas convexas, donde la continua filtración ha impedido el desarrollo de una red hidrográfica compleja y ha limitado la erosión.

1.6. Combe

Es una depresión escarbada sobre un pliegue convexo, alargada según la dirección de su eje, es resultado de la erosión de material intemperizado de los niveles estratigráficos blandos (Muñoz, 1995). Su topografía es inversa,

pues estructuralmente el fondo corresponde a la charnela, que es la parte de mayor elevación del anticlinal, donde las crestas y flancos son estructuralmente más bajos.

Se identificó al NE del mapa con una longitud de 25 km de NW a SE que coincide con su eje y su anchura no supera los 6 km. Está conformado por laderas interiores cóncavas de 6° a 15°, que tienden a crestas de hasta 35° en la parte superior, su litología es de areniscas y lutitas del Paleógeno. El fondo de la depresión está ocupado por una estructura positiva en forma de domo circular, con litología de calizas y dolomías del Cretácico Inferior. La estructura original era un anticlinal con estratos superiores de rocas poco resistentes, que han sido fuertemente intemperizados y erosionados, como consecuencia la estructura ha sido desmantelada, y su centro de rocas duras formó un remanente. A este conjunto morfológico se le denomina *combe anular*. El afloramiento del estrato duro que es concordante con el anticlinal, indica que la evolución de la estructura continuará con la aparición de un *mont* derivado. Tanto el sinclinal colgado como el *combe* son propios del denominado relieve plegado invertido.

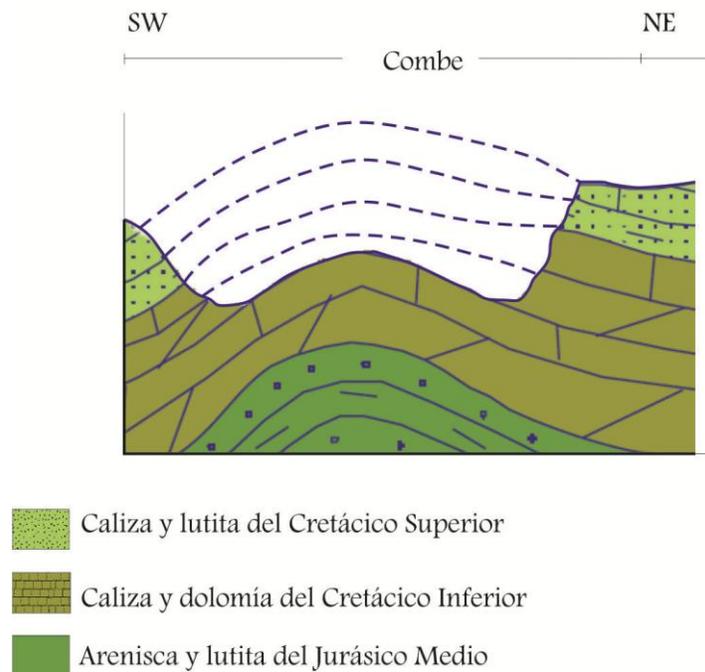


Figura 4.11 Perfil geomorfológico esquemático del *combe* con su interpretación geológica. Se infieren las capas erosionadas de la estructura original (modificado de Consejo de Recursos Minerales, 1999).

1.7. Sinclinal colgado

Esta es una estructura derivada, su forma original es cóncava y coincide con un pliegue cóncavo. Sin embargo, a causa de la erosión de las capas superiores y la dureza del núcleo, el remanente es una estructura positiva. Se identifica por estar rodeado de crestas que miran hacia afuera (Joly, 1997)

Se localizó una estructura de este tipo en el sector central del mapa, donde se emplaza en una llana que limita un área fuertemente plegada (bloque NW) y otra que puede considerarse débilmente inclinada.

La génesis de la formación original se asocia a la tectónica que plegó el área, en este caso la estructura original era una sinforma y actualmente es un relieve invertido.

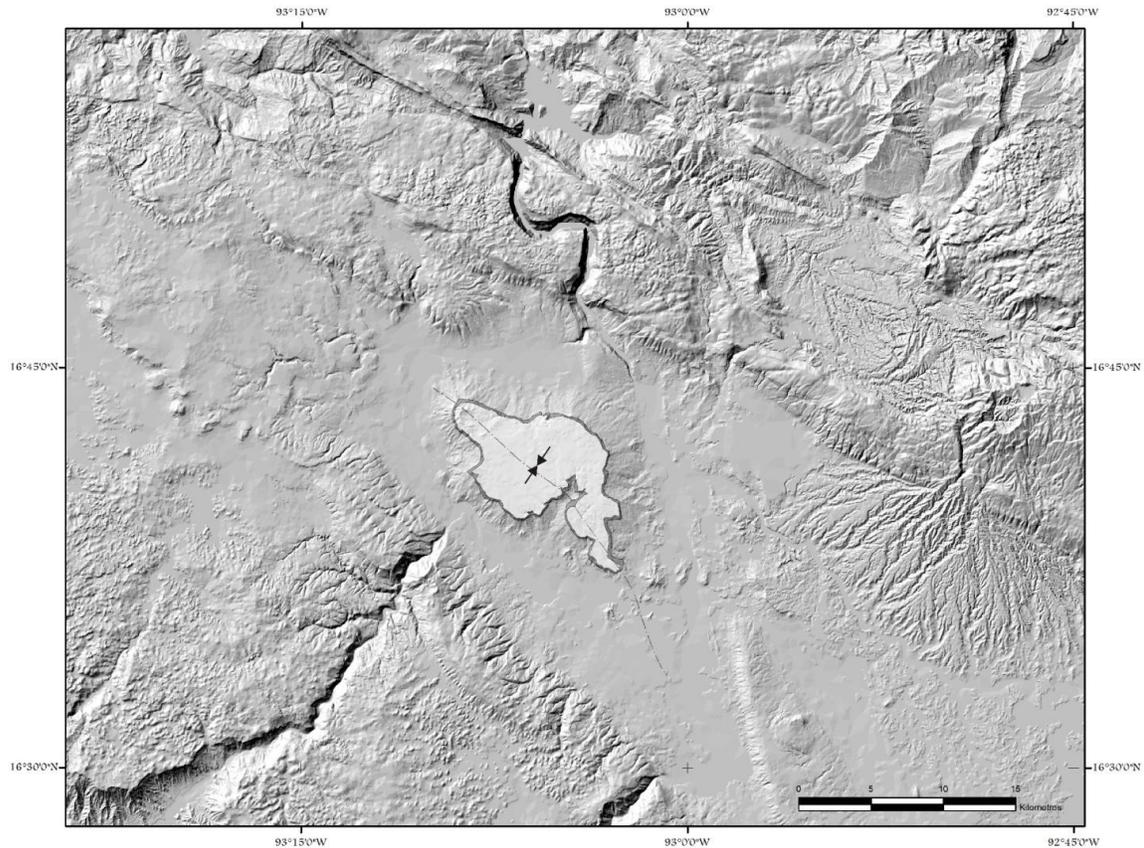


Figura 4.12 Relieve sombreado donde se resalta la localización del sinclinal colgado y la orientación de su eje.

SW

NE

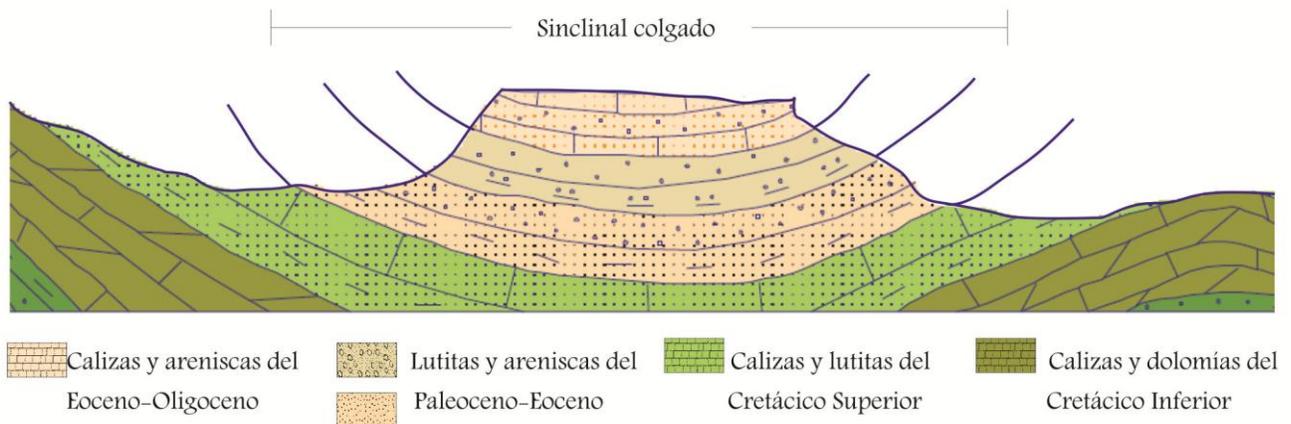


Figura 4.13 Perfil geomorfológico esquemático del sinclinal colgado con su interpretación geológica. Se infiere las capas de la estructura original, mismas que fueron erosionadas (modificado de Consejo de Recursos Minerales, 1999).

Con alrededor de 16 km de longitud de NW a SW y 8 km de ancho de NE a SW, una altitud de 1140 m. en el sector NW y de 800 en el SE está conformada por tres elementos: un perímetro de rampas de perfil rectilíneo ligeramente cóncavo con una pendiente débil (0° a 6°), con una litología de lutitas y areniscas del Paleoceno y Eoceno, coronadas por crestas de caliza del Eoceno-Oligoceno con un perfil rectilíneo que miran hacia el exterior de la estructura con una inclinación que va de los 16° a los 45° , y una mesa elevada del mismo material, que ha protegido al material subyacente evitando que se erosione. La porción superior del sinclinal colgado es ligeramente convexa en la cual se han desarrollado algunos cursos fluviales transversales al eje del pliegue. La roca resistente que formó el núcleo de la estructura dio como consecuencia una erosión diferencial que resultó en un relieve invertido.

1.8. *Cluse*

Es un valle que atraviesa la estructura de un pliegue de forma transversal (De Pedraza, 1996). Se identificó una sola estructura en este rubro, conocida como el Cañón del Sumidero. Con una longitud de 15 km, un ancho que no supera los 400 m y 1200 m de profundidad, esta unidad presenta una morfología de valle estrecho y profundo con laderas verticales y un fondo plano que está totalmente ocupado por el lecho del río Grijalva. Su forma lo hace clasificable como un cañón. Sin embargo su evolución y rasgos estructurales lo sitúan dentro del relieve endógeno modelado.

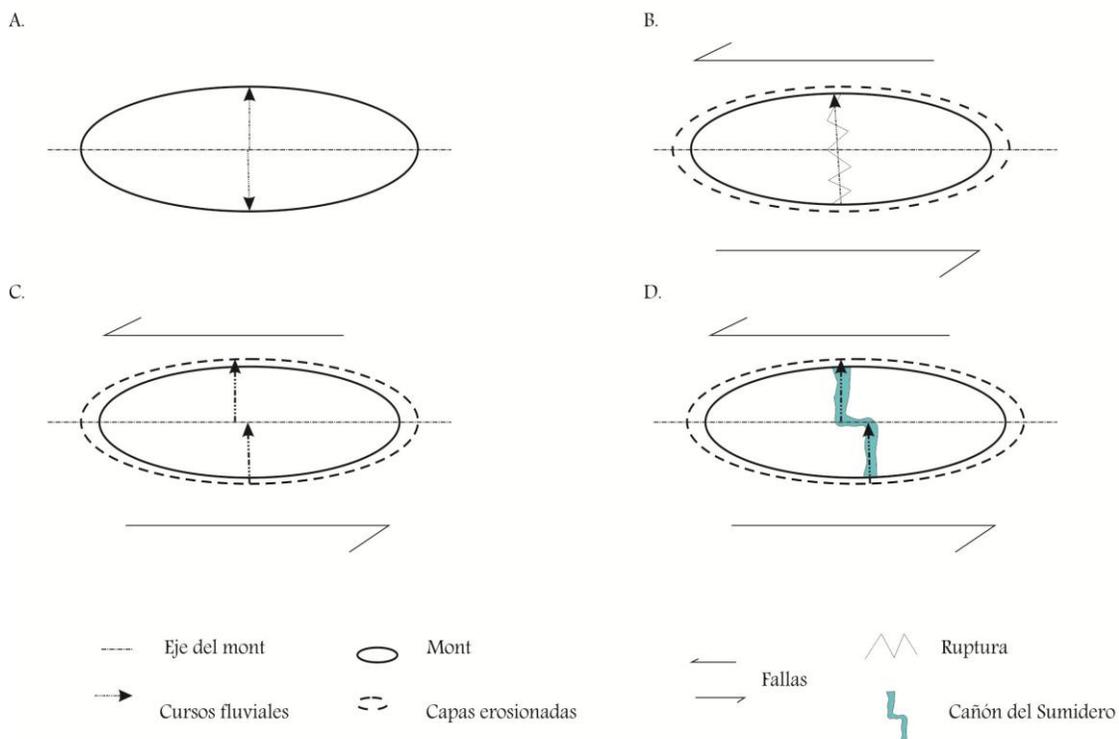


Figura 4.14 Esquema evolutivo de la morfogénesis del *cluse*. **A.** Desarrollo de los primeros cursos fluviales. **B.** Formación del *cluse*. **C.** Desplazamiento lateral del río. **D.** Aspecto morfológico actual.

El ataque erosivo al almacén estructural del *mont*, inicialmente constituido por estratos paleógenos de rocas fácilmente deleznable, fue afectado por la erosión de aguas corrientes que rápidamente se encajaron y modelaron los primeros cursos. Éstos se establecieron sobre las laderas-flancos en sentido consecuente y formaron *ruzes* que se encajaron en los materiales duros del Cretácico. Su fuerte capacidad incisiva fue consecuencia de la extensión de una línea de ruptura, posiblemente un desgarre causado por el movimiento de las fallas Tuxtla-Socoltenango y Malpaso, entre las cuales se encuentra el *mont*. Una vez atravesados los estratos de roca dura se formaron surcos cuya cabecera alcanzó la porción culminante (*charnela*), formando valles cataclinales que atravesaron el *mont* perpendicularmente. El continuo desplazamiento de las fallas ocasionó un desgarre en el sentido del eje del pliegue que modificó la morfología primitiva del *cluse*.

1.9. Relieve en Chevrón

Es un relieve formado por un conjunto de crestas seriadas que se deben a resaltes de las capas resistentes, poseen una fuerte inclinación y están disecadas perpendicularmente por cursos fluviales. Suelen corresponder a flancos de pliegues parcialmente desmontados (De Pedraza, 1996)

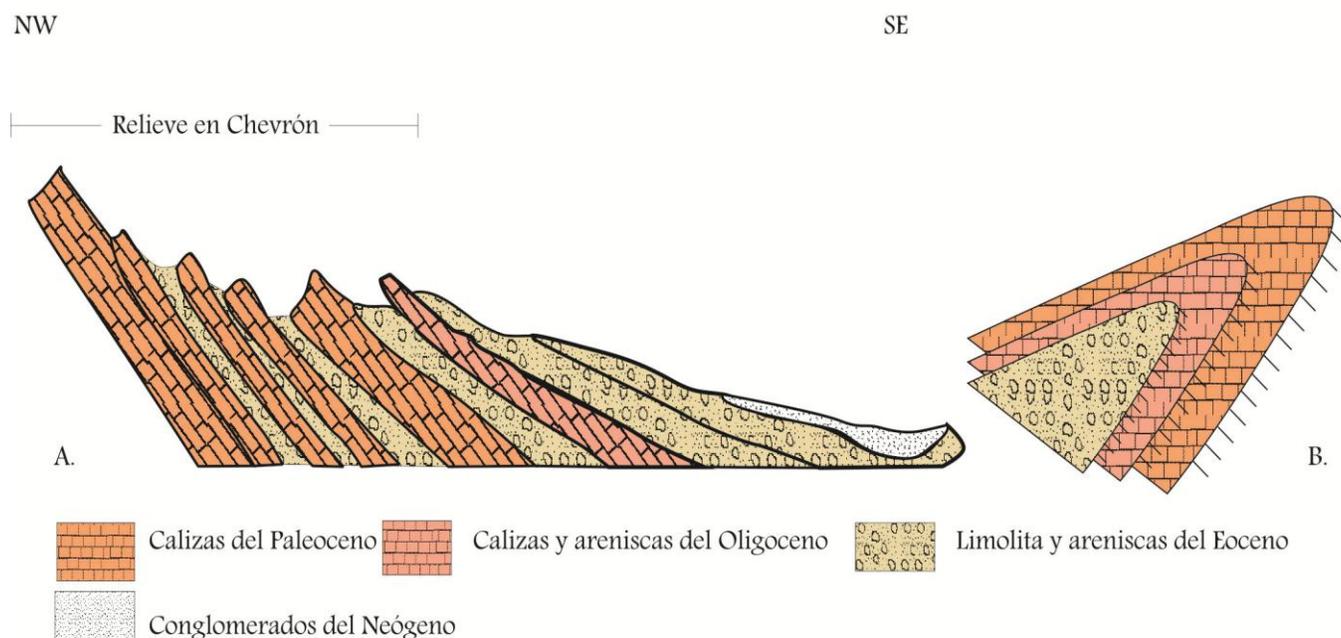


Figura 4.15 Perfil geomorfológico esquemático del relieve en *chevrón* con su interpretación geológica. **B.** Esquema idealizado del relieve.

Esta sucesión de crestas también puede describirse como un relieve de laderas inclinadas de aspecto triangulares, la sucesión de las laderas está dispuesta en graderío.

La primera zona donde se identificó este relieve corresponde a las laderas internas de un sinclinal. Las laderas presentan una inclinación de 15° a 25°. A partir de los afloramientos se sabe que está conformado por caliza del

Paleoceno, limolitas y areniscas del Eoceno, calizas y areniscas del Oligoceno y conglomerados con areniscas, lutitas y calizas del Neógeno. La erosión diferencial en los flancos del pliegue dejó a los estratos de rocas duras al descubierto, sobre los que comenzó a desarrollarse una red fluvial de curso resecante o *ruz*, que al encajarse erosionaron las capas duras y resultaron morfologías de punta de flecha sobre los estratos. La segunda zona en donde se localizó es el sector central y corresponde a la ladera de un pliegue formado por capas de areniscas y lutitas del Jurásico Medio que han sido erosionadas y dejaron al descubierto la caliza y dolomía cretácica, sobre la que se ha labrado la sucesión de crestas.

Lomeríos, Montañas bajas y medias.

Dichas estructuras corresponden a regiones montañosas con una marcada influencia de los movimientos neotectónicos, de final del Oligoceno al Mioceno. Su clasificación se realizó con base en la propuesta por Svarichevskaya (en Lugo, 1989). Ésta se clasifica en base con su nivel altitudinal en montañas muy altas > a 5000 m., altas de 3000 a 5000 m., intermedias de 3000 a 2000 m. y bajas de 1000 a 2000 m.; lomeríos altos de 1000 a 600 m., intermedios de 600 a 300 m. y bajas hasta 300 m.

Las tres unidades interpretadas y que se describen a continuación son afloramientos de rocas estratificadas de origen sedimentario incluidas en franjas que fueron sometidas a esfuerzos tectónicos compresivos, por lo que aparecen plegadas. La competencia de los agentes erosivos ha rebajado las unidades en relación con la resistencia de los materiales y el control estructural.

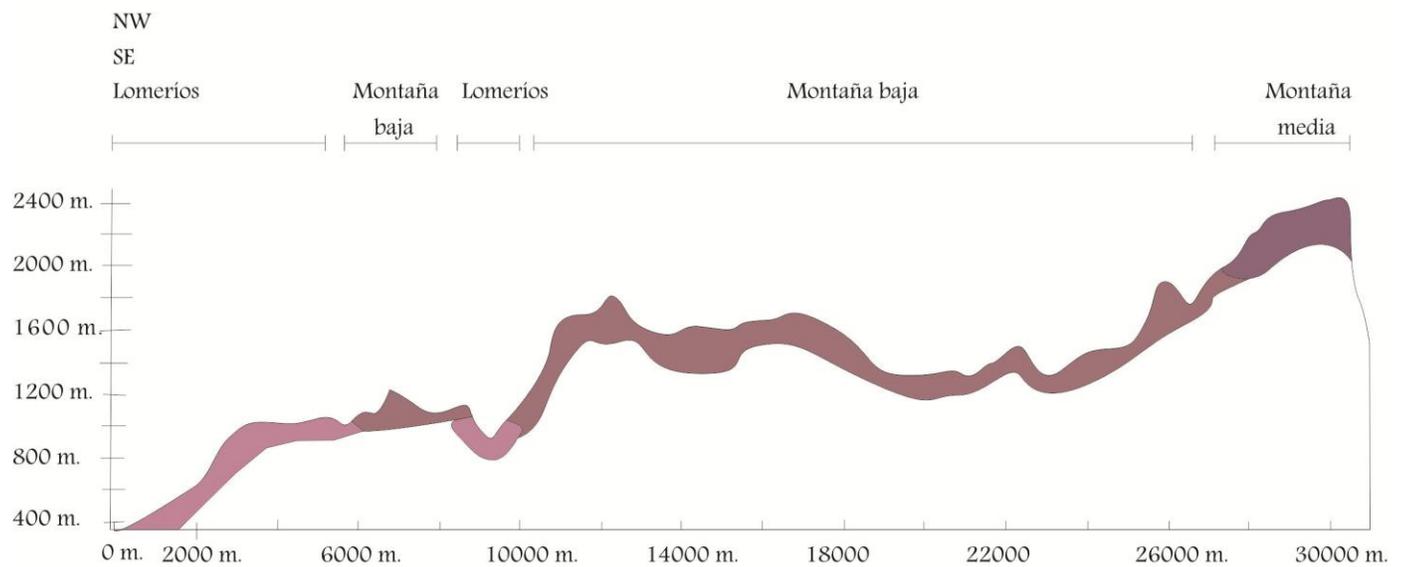


Figura 4.16 Perfil geomorfológico esquemático de los lomeríos, montañas bajas y medias.

1.10. Lomeríos

Están formados por pequeñas elevaciones del terreno, que generalmente forman la periferia del área montañosa. Se localizó al N del área de estudio y forma el perímetro de elevaciones mayores. Su altitud varía entre 300 y 1000 m. La pendiente de sus laderas supera los 15° y puede alcanzar los 45°. Estas elevaciones marginales son consecuencia del plegamiento de estratos de lutitas y areniscas del Eoceno y Paleoceno que se conservan en el sector NW del mapa y forman una superficie ondulada. Sin embargo, hacia E los estratos paleógenos han sido desmantelados, como consecuencia han aflorado los estratos de calizas y dolomías del Cretácico Superior e Inferior que forman una sucesión de depresiones con laderas rectilíneas-cóncavas y lomas convexas.

1.11. Montañas bajas

Son elevaciones de la superficie terrestre formadas por el plegamiento de estratos sedimentarios. Localizada en la porción centro-norte del mapa, su altitud abarca de los 1000 m y no supera los 2000 m, con laderas de fuerte inclinación (20° a 35°) y escarpadas (>35°).

Las capas que conforman los pliegues de esta unidad son calizas y areniscas del Oligoceno, que se conservan en la sección más septentrional y están coronadas por depósitos de tobas andesíticas. En la parte baja de las laderas las capas del Oligoceno se han erosionado y han dejado al descubierto las limolitas y areniscas del Eoceno. De manera general las laderas son cóncavas y presentan ríos muy encajados. Mientras en el sector sur, los estratos oligocenos y eocenos han sido desmantelados. Y en la parte de menor elevación en las montañas bajas afloran los restos de lutitas y areniscas del Paleoceno. Sin embargo conforme aumenta la altura el material que aflora son los estratos de calizas y dolomías del Cretácico Superior y en algunos casos la parte culminante de la elevación está ocupada por laderas convexas de rocas duras del Cretácico Inferior. El desarrollo de la red fluvial es mayor en el sector norte, debido a la naturaleza de los materiales que son fácilmente deleznable, mientras que en el sector sur el desarrollo de ríos sobre rocas calizas y dolomías es difícil a causa de la constante infiltración y la resistencia de la roca.

1.12 Montañas medias

Su altitud abarca de los 2000 m y no supera los 3000 m. Con laderas de fuerte inclinación (20° a 35°) a escarpadas (>35°), se localiza en el sector E del Altiplano Chiapaneco. La erosión de estratos de limos y areniscas del Eoceno han sido desmantelados. Se conserva un relicto en el sector N de la unidad, donde afloran lutitas y areniscas del Paleoceno y forman laderas cóncavas. Mientras que al W, el desmantelamiento ha sido completo y afloran calizas y dolomías del Cretácico, al igual que en el sector sur de esta unidad. Conforman elevaciones cóncavas con pocos cursos fluviales. En su sector central se emplazan depósitos de tobas del Plioceno, sobre él que se desarrolla una red fluvial que disecciona el depósito. A pesar de que los agentes erosivos han actuado en la zona desmantelando las capas de rocas menos resistentes, las elevaciones superan los 2000 m. como consecuencia del levantamiento del altiplano.

2. Relieve Asociado a fallas

Se refiere a aquellas unidades relacionadas con la formación de estructuras del régimen frágil, donde la resistencia de los materiales, así como la velocidad de formación dan como consecuencia la fractura del material.

2.1. Escarpe de falla

Es una superficie inclinada producto del deslizamiento de las rocas controlado por la tectónica, en el que es posible obtener los datos estructurales como el rumbo y el echado, aunque es importante resaltar que no todas las fallas evidencian este plano, y tener presente que las fallas presentaron más de un tipo de desplazamiento o una historia compleja donde se incluye más de un tipo de movimiento.

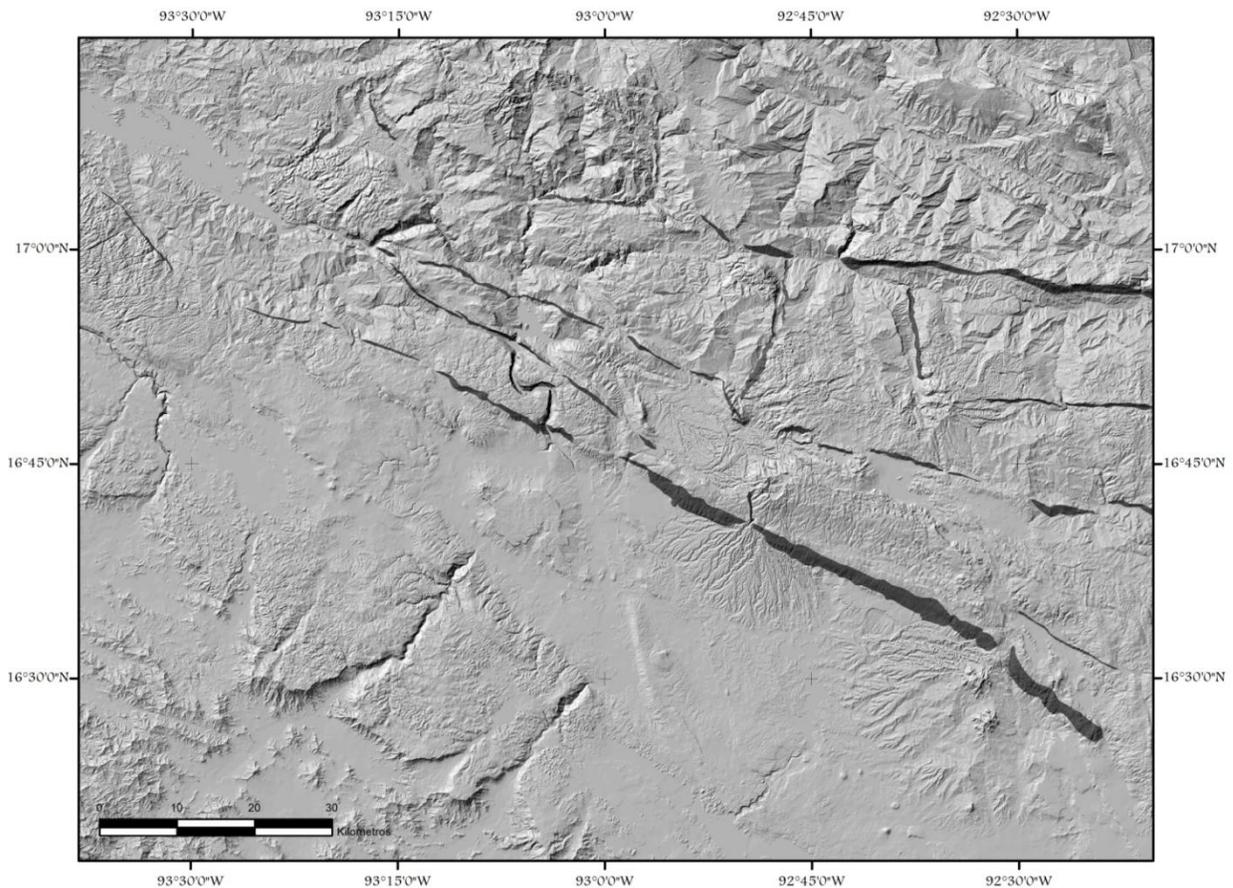


Figura 4.17 Relieve sombreado donde se resaltan los escarpes de falla que evidencian la orientación de los principales sistemas de fallas.

Los escarpes de fallas se identificaron por ser rasgos lineales con una orientación preferencial y laderas de fuerte inclinación. La principal etapa evolutiva de estas estructuras se presentó durante el Plioceno–Pleistoceno. El rumbo principal de las fallas donde se evidenciaron los escarpes es NW–SE y su inclinación abarca de los 15° a los 45° en el sector E, mientras que en el W supera los 35°. Las fallas orientadas E–W tienen una pendiente que superan los 35°. Y la inclinación de las N–S es mayor a los 15°. Las estructuras muestran la localización y las dimensiones de la

ruptura. Su trazado coincide con la línea de falla y la superficie de fuerte pendiente con el plano de la falla. Poseen una estructura original, es decir que no se encuentran fuertemente modeladas, esto consecuencia de su edad y de la resistencia del material (calizas y dolomías) en el que están desarrolladas.

2.2. Bloques basculados

Esta unidad se refiere a bloques que han sido cortados por fallas y presentan una inclinación en la dirección opuesta de la falla. Esta unidad se identificó en el límite E de los bloques. Su morfología está compuesta por una ladera de fuerte pendiente (15° a 35°) con rumbo SW constituida por sustrato rocoso y una ladera de rumbo NE de morfología subhorizontal que no supera los 15° de inclinación, con un perfil ligeramente cóncavo ocupado por material detrítico. Los bloques basculados se desarrollaron sobre calizas del Cretácico que fueron cortadas por fallas y fracturas de orientación NE-SW, lo que ocasionó la inclinación de los bloques en el sentido opuesto a la falla o basculamiento, estas laderas se suceden y crean una morfología de graderío asimétrico. El modelado exógeno ha depositado el material detrítico de la ladera de fuerte inclinación en la superficie cóncava del bloque que le subyace.

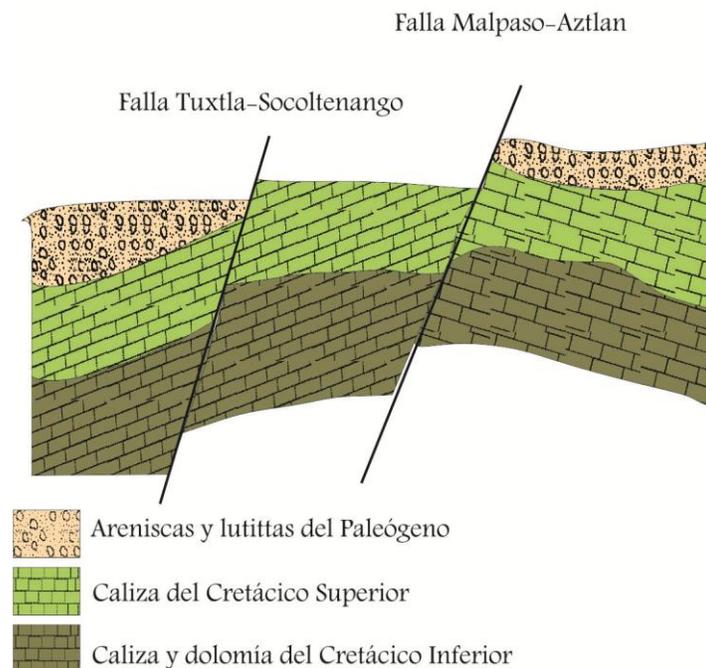


Figura 4.18 Perfil geomorfológico esquemático de un bloque basculado con su interpretación geológica.

3. Relieve volcánico

Las estructuras volcánicas están constituidas por rocas y depósitos que constituyen formas del relieve de carácter extrusivo, originadas por erupciones a través de puntos de emisión centrales o por medio de fracturas.

3.1 Domos

Son estructuras positivas con forma de cúpula con una altura variable, se deben a la acumulación de materiales lávicos que se acumulan y solidifican. Son producto del volcanismo del Plioceno. Estas estructuras se localizan en la porción centro-este del mapa, donde es posible encontrarlos tanto en el bloque elevado como en el bajo. Se disponen en una franja NE-SW, con un perímetro semicircular y laderas de pendientes a partir de 25° que llegan a superar los 45°. Cinco estructuras fueron identificadas y corresponden, de NW a SE, a los volcanes Huitepec, el de mayor dimensión con un diámetro aproximado de 3800 m; el volcán Tzontehuitz, el de menor dimensión, posee un diámetro menor a 1km, sus laderas exteriores conservan la morfología cóncava, pero la interiores se encuentran fuertemente erosionadas y está disecado en su parte central por una corriente fluvial; Mispia, Mispilla y Venustiano Carranza poseen las laderas de mayor inclinación (a partir de 35°) y se emplazaron sobre un abanico aluvial. Todos los domos poseen laderas exteriores cóncavas sobre las que se encajan cursos fluviales.

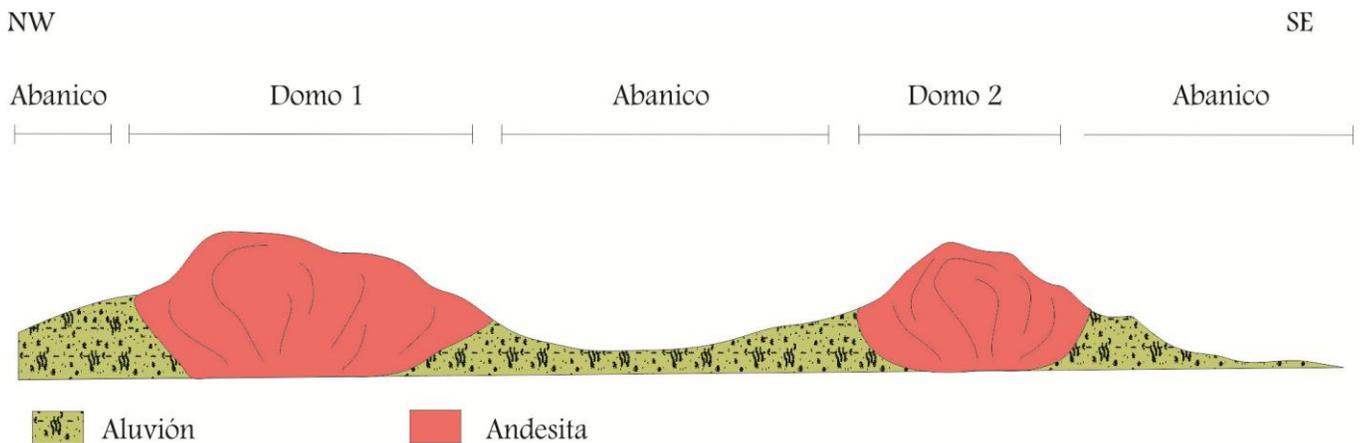


Figura 4.19 Perfil geomorfológico esquemático de los domos. El domo 1 corresponde al volcán Mispía y el 2 al Mispilla.

A pesar de que el emplazamiento de los domos es reciente, los materiales que lo componen (lavas andesíticas) son fácilmente intemperizadas y erosionadas, por lo que el desmantelamiento de las estructuras será, hablando en una escala de tiempo geológico, rápido.

3.2. Mesa

Es una amplia elevación de cima plana, originada por derrames de lava de erupciones tipo fisural. Sólo se identificó una estructura de este tipo, y se localiza en el sector NW del mapa, la que corona parte de los lomeríos. Su forma es de una superficie casi plana, pues está erosionada por diversas corrientes fluviales que la modelan a una superficie ondulada. La mesa se formó por la extrusión de lavas andesíticas a través de fracturas durante el Plioceno. Sin embargo, la naturaleza de roca fácilmente deleznable y el nivel de precipitación de la región estudiada han modelado rápidamente la estructura.

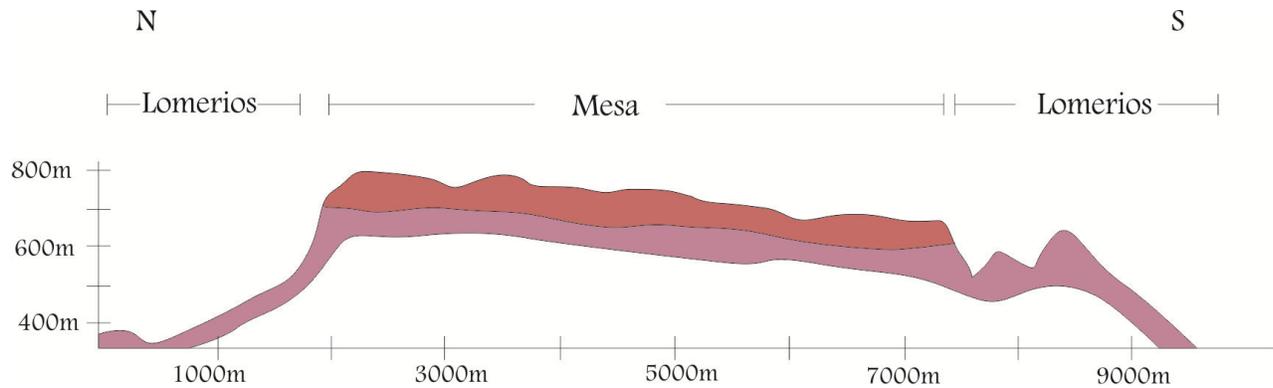


Figura 4.20 Perfil geomorfológico esquemático de la mesa que se emplaza sobre los lomeríos.

4. Relieve granítico

Son un conjunto de formas características de rocas ígneas intrusivas (De Pedraza, 1996). Las rocas plutónicas se caracterizan por poseer una estructura masiva y homogénea carente de huecos y escasamente porosa, donde los únicos elementos de discontinuidad física son los planos de ruptura., los primeros se desarrollan al enfriarse el intrusivo. Estas estructuras se desarrollan bajo la superficie terrestre, por lo cual se necesita que afloren, ya sea por levantamientos tectónicos o por la erosión de las rocas suprayacentes, para su posterior modelado.

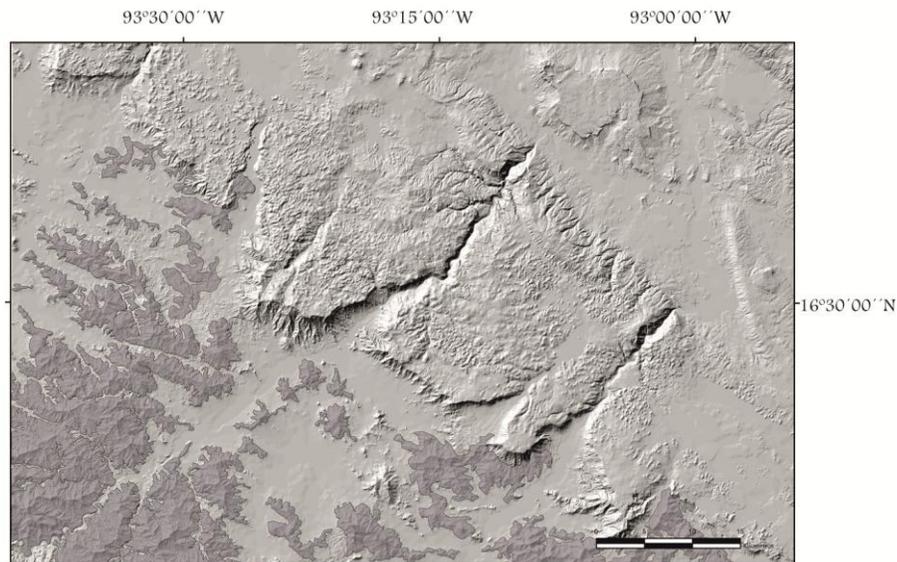


Figura 4.21 Relieve sombreado en el que se resalta la localización del relieve granítico.

4.1. Laderas convexas, cúpulas y crestas.

Esta unidad se localizó en el SW del mapa, zona que corresponde al inicio de la provincia fisiográfica conocida como el Batolito de Chiapas. Su formación se debe al emplazamiento de diversos plutones inyectados desde el Precámbrico al Mioceno.

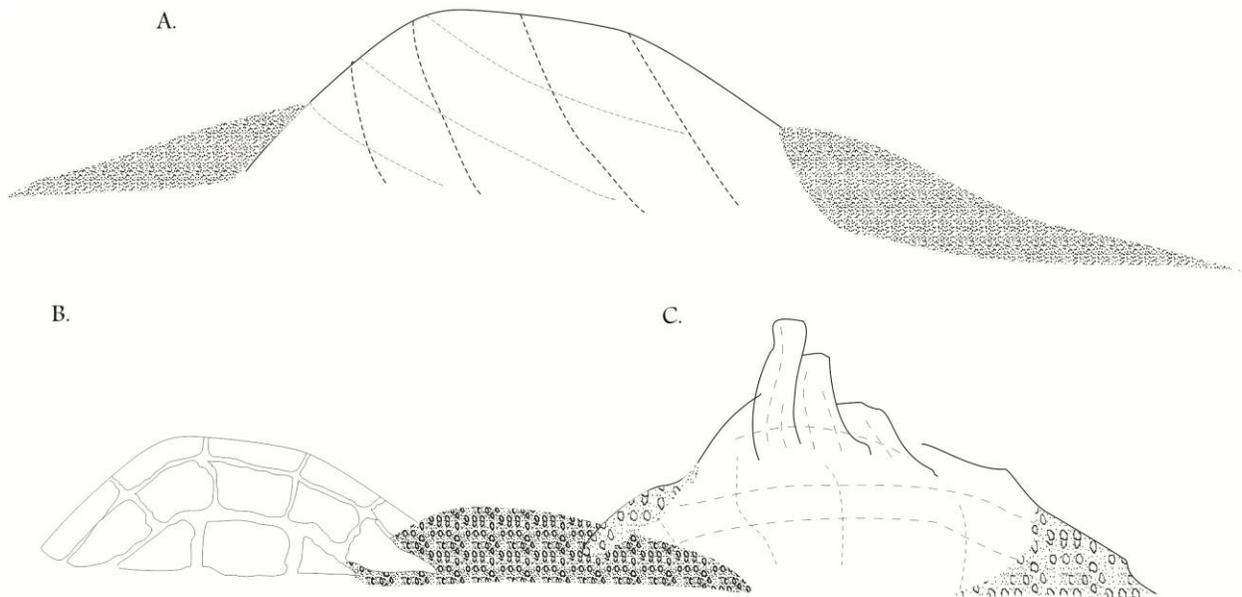


Figura 4.22 Esquema evolutivo de la morfogénesis del relieve granítico. **A** Batolito exhumado. **B**. Morfología cómica. **C**. Crestas y en su perímetro se desarrollan berrocales, pedrizas y lanchares, y en franjas cercanas zonas arenizadas.

Posterior a su emplazamiento y enfriamiento fueron levantados parcialmente durante la etapa compresiva asociada a la colisión del Bloque Maya contra el Bloque Chortis y posteriormente al evento Chiapaneco. Sobre el intrusivo ha actuado un modelado diferencial que es consecuencia de una meteorización principalmente química que actúa en los planos de ruptura, a esto le sigue una erosión que se limita a dismantlar la porción alterada. Y en una zona de clima tropical la alteración de las rocas poco estables llega a ser total. Actualmente la morfología general del batolito se compone de laderas cóncavas con una inclinación que va de los 15° a los 45°, sobre las que se emplazan morfologías cómicas cupuliformes que son formas primarias cuyo modelado se relaciona con un diaclasado curvo, también hay crestas, asociadas a un diaclasado vertical. El continuo modelado progresa mediante aguas de infiltración y flujos subcutáneos controlados por los planos de diaclasado que conduce a berrocales, pedrizas y lanchares, que se forman en el perímetro de los domos y crestas, mientras la acumulación de bolos y zonas arenizadas se presenta en franjas cercanas. Se resalta la orientación preferencial de las corrientes fluviales (SW-NE y NW-SE) que obedece al arreglo tectónico, pues los cursos se acoplan a los sistemas de fallas y fracturas.

RELIEVE EXÓGENO

En este apartado se integran las unidades cuya formación es consecuencia de la acción de los procesos exógenos, que se manifiestan a través del intemperismo, la erosión y el transporte, y dan lugar a dos grupos de relieve: el relieve erosivo y el relieve acumulativo. Estas formas son el resultado de la interacción de procesos exógenos sobre el relieve producto de fuerzas endógenas.

5. Acumulativo

Como su nombre lo indica este subgrupo queda integrado por aquellas unidades cuya formación se debe al depósito de diversos materiales transportados a través de diversos agentes, en este caso, los principales son el agua y la gravedad.

5.1. Planicie aluvial

Es una superficie tabular atravesada por una o varias corrientes fluviales, está constituida por el material depositado por los cursos y se localizó principalmente en la depresión central. Su pendiente no supera los 2°, por lo que se considera una superficie prácticamente plana. La intemperización de diversos materiales da lugar a sedimentos de diversos tamaños que son acarreados por los cursos fluviales. Sin embargo, las partículas de tamaño medio o grueso (arenas, gravas, cantos y bloques), que suelen predominar en la carga fluvial, son las que presentan mayor trabajo de transporte. Razón por la que constantemente son depositados en los lechos y durante las crecidas pueden trascender el lecho y depositarse. El continuo depósito de aluviones durante el Holoceno ha formado superficies planas, cuyas dimensiones son consecuencia de la extensión, distribución y movilidad de los cursos fluviales.

4.3. Piedemonte

Esta unidad es de transición entre las montañas y las planicies, es marginal a las montañas, con pendiente y altura menor. Se localizó en la Depresión Central de Chiapas. Su morfología es de rampa con una inclinación entre los 2° y los 6°. Está constituida por un sustrato rocoso de lutitas y areniscas del Paleoceno, pertenecientes a la superficie estructural, y una capa de material no consolidado, principalmente aluviones y coluviones.

4.4. Superficie subhorizontal dispuesta en graderío

Es una superficie de poca inclinación (0° a 5°) delimitada por una ladera casi vertical, que se sucede de manera escalonada.

Se localiza en la porción centro-oriental del mapa, en el bloque hundido. Su formación se relaciona con la filtración de agua sobre las calizas del altiplano, que crean corrientes subterráneas que lavan los carbonatos. A partir de las bocas de emisión de aguas kársticas o surgencias, se precipitan los carbonatos y forman depósitos. Una vez formada una primera capa de travertino o toba calcárea, la dinámica de la falla Tuxtla-Socoltenango modificó el nivel sobre la que se depositó la siguiente capa.

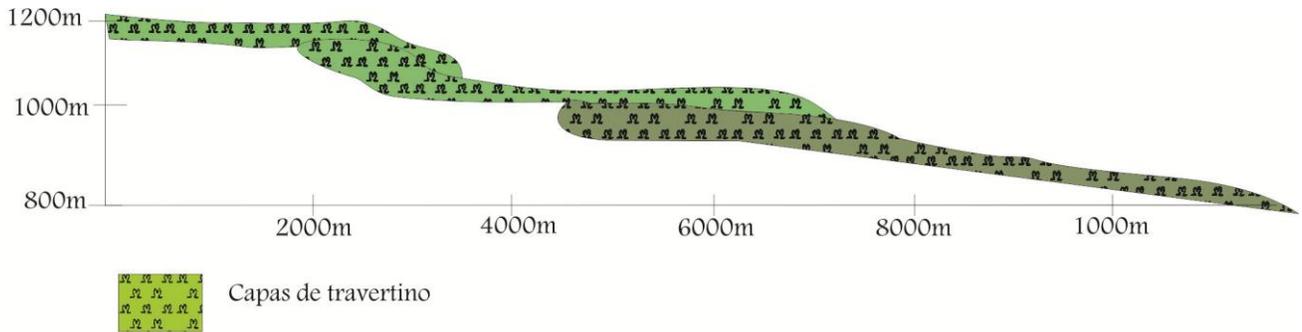


Figura 4.23 Perfil geomorfológico esquemático de la superficie subhorizontal dispuesta en graderío.

4.5. Abanico aluvial

Esta forma deposicional tiene una morfología de un medio cono inclinado con el ápice hacia arriba. En el área de estudio se identificaron dos generaciones de conos de eyección, ambos en el sector E. El abanico más joven es el del W, con una longitud aproximada de 25 km, entre su ápice y la zona más distal hay 15 km, y está disecado al S por el río Grijalva. El abanico más viejo es el del E, tiene una longitud de 35 km, y una anchura de 25 km aproximadamente. Es el que presenta mayor erosión y sobre él se emplazaron cuatro domos volcánicos. El ápice de los abanicos se encuentra en la zona que limita los bloques.

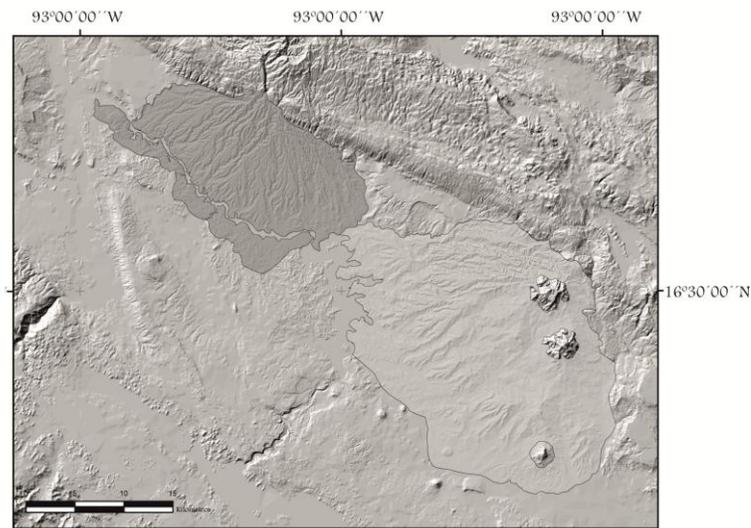
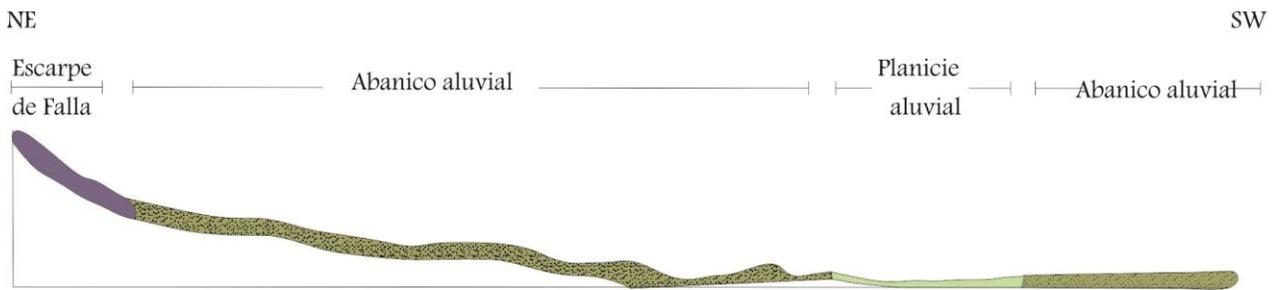


Figura 4.24 Relieve sombreado donde se resaltan los abanicos aluviales. El abanico más joven al W.

En relación a su formación; a partir del Paleoceno se identifican depósitos continentales y mixtos, consecuencia de la orogenia Laramide, misma que dio paso a una etapa contractiva donde comenzó la evolución de la Depresión de Chiapas. Posteriormente a finales del Oligoceno y principios del Mioceno el movimiento de fallas facilitó que continuara la subsidencia del graben, y marcaron un escarpe entre el bloque elevado y el bloque bajo, que también modificó la dirección de los cursos fluviales de la parte alta, mismos que movilizaron los sedimentos del Paleógeno

y del Eoceno direccionándolos hacia la Depresión. Los cursos al llegar a una zona amplia y de menor pendiente esparcieron su carga de manera radial y dieron lugar a esta morfología.

A.



B.

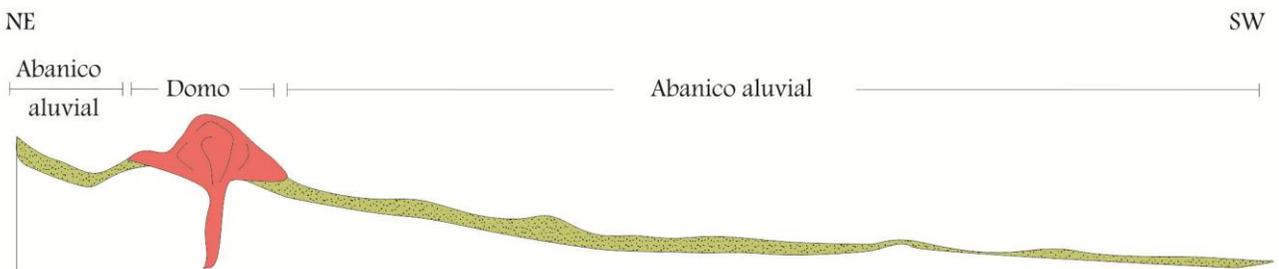


Figura 4.25 Perfil geomorfológico esquemático de los abanicos aluviales. **A.** Abanico disecado por el río Grijalva, mismo que formó la planicie aluvial que lo interrumpe. **B.** Abanico sobre el que se emplazó el volcán Mispía.

5. Erosivo

En este apartado se hace referencia a las unidades formadas por la acción modeladora de los agentes exógenos, es decir a las unidades formadas a causa del intemperismo y posterior transporte del material, donde los agentes principales en el área de estudio son el agua y la gravedad.

5.1. Valles fluviales

Los valles son morfologías deprimidas labradas por la acción de los cursos fluviales; comúnmente son morfologías alargadas ocupadas por el cauce de un río y en relación con su litología, los agentes erosivos y el control tectónico del área pueden presentar diversas características. Se deben a la erosión provocada por la escorrentía sobre la superficie terrestre.

En el área de estudio se observan cuatro arreglos principales. Las configuraciones dendríticas que evidencia una litología homogénea, la mayoría de estos arreglos se desarrolla sobre areniscas y lutitas de los lomeríos y de la región montañosa y tienden a una rápida erosión. Mientras que sobre las rocas calizas y dolomías de las mismas unidades el desarrollo fluvial es muy escaso, pues la mayor cantidad de agua se infiltra y forma corrientes subterráneas. El segundo patrón de drenaje corresponde a la paralela, que se desarrolla sobre diversas litologías, y se localizaron sobre los flancos de los *mont, vall, sinclinal colgado, combe*, relieve en *chevrón* y en los frentes de las

cuestas. También se identificó el arreglo dicotómico desarrollado sobre los abanicos aluviales. Y sobre el relieve granítico se diferenciò un incipiente patròn rectangular condicionado por el fracturamiento de la estructura que comúnmente forman arreglos ortogonales. La formación de los diversos arreglos en los valles fluviales se ha visto condicionada por la resistencia de los materiales y por las estructuras del régimen frágil, ya sean fracturas o fallas.

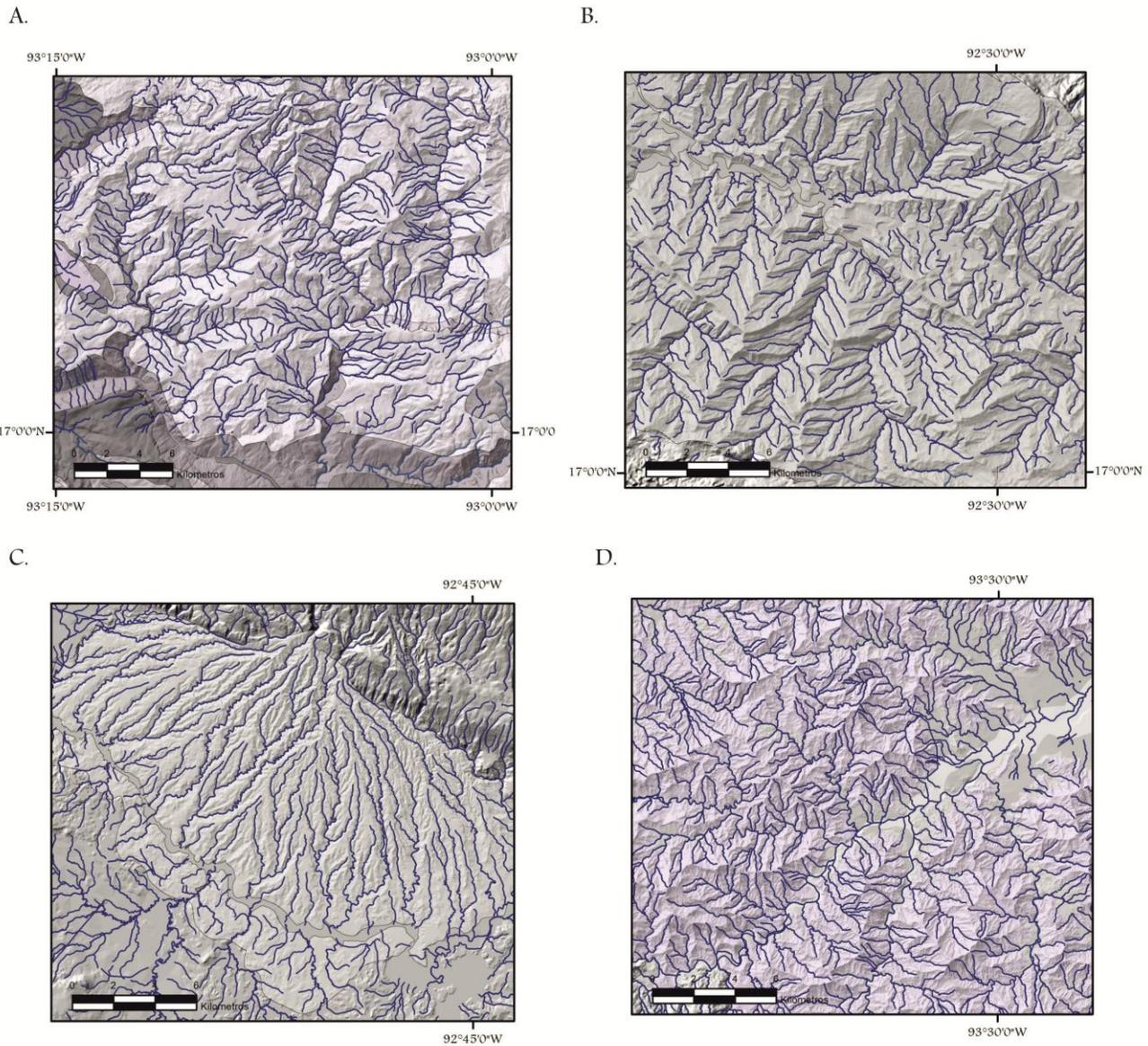


Figura 4.26 Relieve sombreado donde se muestra los tipos de drenaje. **A.** Dendrítico sobre lomeríos. **B.** Paralelo en las laderas de un *vall*. **C.** Dicotómico sobre el abanico más joven. **D.** Enrejado en el relieve granítico.

5.2. Gargantas

Es un tipo de valle de morfología alargada y estrecha, que se diferencia por tener un perfil en V. Se identificaron algunos valles tipo garganta en el SW de la zona de interés, todas ellas asociadas a los sistemas de fallas y fracturas de orientación NW-SE, mismas que condicionaron su evolución. La erosión causada por las corrientes fluviales ha

desmantelado los estratos paleógenos, labrando la estructura sobre una roca poco deleznable (caliza cretácica), y ha desarrollado valles profundos con laderas de fuerte inclinación, entre 25° a 45°. También se localizó una garganta en el N del mapa, asociada con los sistemas de fallas E-W, NE-SW y NW-SE. Sus pendientes van a partir de los 15° donde se conserva parte de los estratos de lutitas y areniscas paleógenas, y aumentan de 25° a 45° donde la litología es de rocas duras. El fondo de estas estructuras no se encuentra totalmente ocupado por el lecho y sus márgenes presentan una dinámica acumulativa.

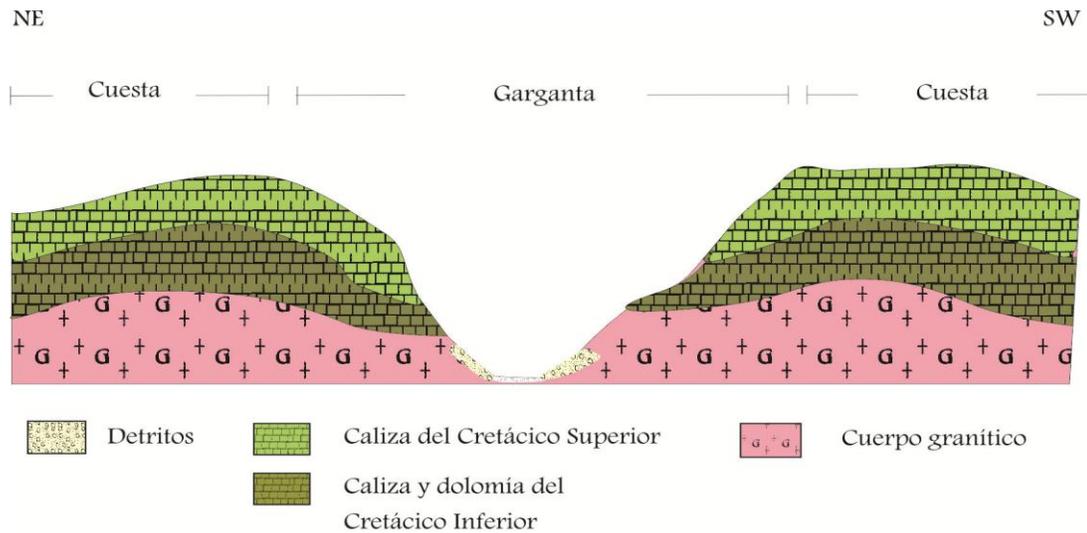


Figura 4.27 Perfil geomorfológico esquemático de la garganta con su interpretación geológica.

RELIEVE ANTRÓPICO

En este apartado se incluye el relieve que ha sido creado por el ser humano o modificado como resultado de sus actividades.

6. Vaso de la presa

Su construcción en el área de estudio ha modificado el relieve natural; en el SE de la región se localiza la presa La Angostura, y al N del Cañón del Sumidero se localiza la presa de Chicoasen, y finalmente se localiza la presa de Malpaso en la sección NW. La construcción de este sistema de presas fue impulsada para la generación de energía eléctrica.

El río Grijalva se localiza en un área de fuertes precipitaciones y es el receptor de la cuenca del mismo nombre, esto lo hace uno de los cursos fluviales de mayor importancia en México. El vaso de la presa da la apariencia de ser una superficie de morfología tabular lo que dificulta la interpretación del relieve circundante. Y su cortina supone la acumulación de sedimentos, con consecuencias geomorfológicas como su colmatación, que puede generar un desbordamiento e inundar las regiones de menor elevación. Así como las afectaciones que se tendrán a futuro en la acumulación de sedimentos que forman la Llanura de Costera del Golfo Sur.

SIMBOLOGÍA COMPLEMENTARIA

7. Falla

Estos son rasgos lineales, a través de los cuales se interpreta una zona de ruptura que presenta un movimiento aparente. En el área de estudio se interpretaron varios sistemas de fallas, algunos de ellos se hacen evidentes en el apartado escarpe de fallas, sin embargo aquellas unidades que no presentaron espejo de falla se representaron por una línea continua.

En los sistemas de fallas interpretados, la mayoría de estas estructuras presentan una orientación NW-SE y la de mayor extensión es la que divide el bloque elevado del bloque hundido. Posteriormente se identificó el sistema NE-SW, es el que disecciona las cuestas y una porción del intrusivo. Después se tiene el sistema E-W, que es el encargado de delimitar la altiplanicie chiapaneca en su porción norte. Finalmente el sistema N-S, que limita las sinformas y antifformas desarrolladas en el altiplano.

8. Eje de pliegue

Se refiere a la zona de máxima curvatura en un pliegue, donde sus flancos convergen en una línea. Se diferencian en antifformas y sinformas, penioriginales y derivadas.

8.1. Antiforma y 8.2. Sinforma

Son estructuras producto de esfuerzos compresivos. Se eligió el término de sinforma y antiforma, porque sólo incluyen atributos morfológicos, mientras que sinclinal y anticlinal hacen referencia a la estratigrafía de la estructura. La antiforma, es una estructura positiva convexa y la sinforma es negativa cóncava.

Conclusiones

De esta manera se ha llegado al final de una de las primeras investigaciones sobre la geomorfología regional del Estado de Chiapas, donde las conclusiones se presentan a continuación.

La elaboración de la cartografía geomorfológica reveló veinticuatro unidades diferentes, de las cuales diecisiete corresponden a relieves de génesis endógena. Sin embargo, todas ellas se encuentran modeladas en diferente grado, seis unidades se deben a la dinámica exógena y una estructura es de origen antrópico. Lo anterior reafirma que se trata de un relieve estructural modificado. Esto es consecuencia de su formación durante un lapso largo (escala de tiempo geológico) que ha permitido el fuerte y rápido modelado en el área de estudio (escala de tiempo geográfica), sin mencionar que el régimen climático que hoy domina (cálidos húmedos y subhúmedos) ocasiona fuertes alteraciones en el material que constituye a las estructuras.

Se estableció que la región de estudio presenta una morfología derivada principalmente de fenómenos tectónicos de finales del Mesozoico, así como tectónicos y volcánicos del Cenozoico. Durante el Cretácico Tardío y Mioceno importantes rasgos estructurales evolucionaron, principalmente en pliegues suaves orientados NW-SE con convergencia al NE, y durante el Plioceno-Pleistoceno se identificaron movimientos de las fallas laterales, así como actividad volcánica. En función de lo anterior, en la región se definen claramente dos tipos de arreglos estructurales, los de régimen frágil y los de régimen dúctil, y se distribuyen en dos bloques, mismos que coinciden con los bloques NE y SW; en el primer bloque la principal característica estructural es un relieve fuertemente deformado, en su porción central se identifican numerosas fallas orientadas principalmente NW-SE y E-W, cuyo desplazamiento fue asociado a la formación de antiformas y sinformas. En el sector NE del mismo bloque también existen evidencias de una intensa deformación, pues se interpretó una sinforma de grandes dimensiones con relieve en *chevrón* que evidencia el comienzo de una provincia con un estilo estructural diferente. Mientras que las principales unidades estructurales del bloque SW están relacionadas con un relieve suavemente inclinado, que puede definirse como un gran monoclinal, donde la poca deformación del área se asoció con la presencia del Macizo de Chiapas. Principalmente en la porción baja del monoclinal evolucionaron las unidades del relieve exógeno, en especial las acumulativas, mientras que las erosivas se deben a la dinámica de las fallas localizadas en este bloque, que poseen una orientación NE-SW, que se encajan en el flanco del monoclinal y facilitan la disección vertical. En todas las estructuras se identificó un fuerte modelado, y las unidades cuya génesis se asocia a los procesos exógenos, están controladas por el arreglo estructural del área.

Bibliografía

BLOOM, A. L. (1978). *Geomorphology: A systematic analysis of late Cenozoic landforms*. Prentice-Hall. New Jersey. p. 1-9.

BRIONES, G. F. (2010). *Inundados, reubicados y olvidados: Traslado del riesgo de desastre en Motozintla, Chiapas*. Revista de Ingeniería, Universidad de los Andes. Bogotá, Colombia. Núm. 31. p. 132-144.

BURKART, B. (1978). *Offset across the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico*. Department of Geology of Texas at Arlington, Arlington, Texas. Vol. 6. p. 628-632.

CAMPA-URANGA, M. and P. CONEY. (1983). *Tectono-stratigraphic terranes and mineral resources distributions of México*. Canadian journal of Earth Science series. Vol. 1. p. 1040-1051.

CARDOSO, C. (1979). *El clima de Chiapas y Tabasco*. UNAM, Instituto de Geografía. México. 99pp.

CONSEJO DE RECURSOS MINERALES, J. (1999). *Monografía Geológica-Minera del Estado de Chiapas*. Consejo de Recursos Minerales. México. 180 pp.

CHORLEY, R. J. (1984). *Geomorphology*. Methuen. London. p. 573-589.

CHOW, V. T. (1964). *Handbook of applied hydrology: a compendium of water-resources technology*. Mc. Graw Hill. New York. p. 4-43.

CID, F., J. AGUSTÍ, J. CUCURULL, O. MARTÍ, F. PUJOL. (1977). *Historia de la ciencia; antigüedad y edad media*. Ed. Planeta, tomo I, II. Barcelona.

COLL-HURTADO, A. (2005). *Geografía económica de México. Temas selectos de geografía de México*. UNAM. México. 146 pp.

COMISIÓN NACIONAL DEL AGUA. (2007). *Estadísticas del Agua en México*. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. México. 259 pp.

CÓRDOVA, C. (1992). *Geomorfología*. Instituto Nacional de Antropología e Historia. México. p. 5-11.

DAMON, P. and E. MONTESINOS. (1978). *Late Cenozoic volcanism and metalogenesis over an active Benioff Zone in Chiapas, Mexico*. Arizona Geological Society Digest. Num. 11. p. 155-168.

- DE LA ROSA, J., A. EBOLÍ, M. DÁVILA. (1989). Geología del Estado de Chiapas. Comisión federal de electricidad subdirección de construcción, superintendencia de estudios, zona sureste. Tuxtla Gutiérrez, Chiapas. 191 pp.
- DEMANT, A. (1979). *Vulcanología y petrografía del sector occidental del Eje Neovolcánico*. UNAM, Revista del Instituto de Geología. Vol. 3. p. 330-360.
- DE MARTONNE, E. (1964). Tratado de Geografía Física. Juventud, Barcelona. p. 21-42.
- DERRUAU, M. (1965). Précis de Géomorphologie. Masson & Cie. Paris. 413 pp.
- GOUDIE, A. (2004). Encyclopedia of geomorphology. A. S. Goudie. London.
- GUTIÉRREZ, J. y M., GOULD. (2000). SIG: Sistemas de Información Geográfica. Síntesis. España. 251 pp.
- GUTIÉRREZ, E. M. (2001). Geomorfología Climática. Omega. Barcelona. 642 pp.
- , (2008). Geomorfología. Prentice Hall, España. p. 2-17.
- GUZMAN-SPEZIALE, M. and J. J. MENESES-ROCHA. (2000). *The North America-Caribbean plate boundary west of Motagua-Polochic fault system: a fault jog in Southeastern Mexico*. Journal of South American Earth Science. Núm. 13. p. 459-468
- GUZMAN-SPEZIALE, M. (2001). *Active seismic deformation in the grabens of northern Central America and its relationship to the relative motion of the North America-Caribbean plate boundary*. Tectonophysics. Núm. 337. p. 39-51.
- HAWKING, S. (1988). Una breve historia del tiempo: del Big Bang a los agujeros negros. Círculo de lectores. 305 pp.
- HERNÁNDEZ, G. (1973). *Paleogeografía del Paleozoico de Chiapas*. Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. México. Vol. XXV, N°. 1-3, p 73-110.
- HERNÁNDEZ, S., M. BOLLON, A. P. MENDEZ, J. M. FIGUEROA. (2009). *Formación y morfogénesis del relieve del extremo noroccidental del estado de Chiapas*, México. Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM. Núm. 68, p. 25-40.

HOWELL, D., D. JONES, and E. SCHERMER. (1985). Tectonostratigraphic terranes of the circum-pacific region. In HOWELL E. eds., Tectonoestratigraphic terranes of the Circum-Pacific región; Circum-Pacific council for energy and mineral resources. Earth Science series, Num. 1.

HUICOCHEA, A. (2006). Modelo de deformación de La Provincia de Transcurrencia de La Sierra de Chiapas, Chis. Tesis de Maestría. México. 96 pp.

INSTITUTO NACIONAL DE ESTADÍSTICA, GEOGRAFÍA E INFORMÁTICA (INEGI). (1984). Tuxtla Gutierrez. Carta topográfica, esc. 1: 250 000. INEGI.

-----, (1984). Villahermosa. Carta topográfica, esc. 1: 250 000. INEGI.

-----, (1991). Datos básicos de la Geografía mexicana. INEGI. Aguascalientes. 142 pp.

-----, (2005). II Censo de Población y Vivienda, Tabulados Básicos: Estado de Chiapas. Recurso en línea.

INSTITUTO DE GEOGRAFÍA, (1990). Carta de climas. Atlas Nacional de México. IG. UNAM.

INSTITUTO DE GEOGRAFÍA, (1990). Carta edafológica. Atlas Nacional de México. IG. UNAM.

JOLY, F. (1997). Glossaire de géomorphologie; Base de donnés sémiologiques pour la cartographie. Armand Colin. Paris. 325 p.

KING, C. (1966). Techniques in Geomorphology. Arnold. London. 342 pp.

KOSTENKO, N. P. (1975). Geomorfología estructural aplicada: resumen del curso dictado en sep.-oct. De 1975. UNAM. Instituto de Geografía. 113 pp.

-----, N. P. (1991). Aspectos teóricos del análisis geomorfológico estructural. UAEM. México. 139 pp.

LOPEZ-RAMOS, E. (1975). Carta geográfica del Estado de Chiapas, escala 1:250000. Cartas geológicas estatales. UNAM. Instituto de Geología. México.

LUCRECIO C. T. (1963). De la naturaleza de las cosas. UNAM. México. pp. 1-35.

LUGO, H. I. (1982). *La Geomorfología Moderna y su importancia en los Estudios del Relieve Mexicano*. Boletín del Instituto de Geografía. Núm. 12. UNAM. pp. 7 – 17.

----- (1988). Elementos de Geomorfología Aplicada (métodos cartográficos). Instituto de Geografía. México. 128 p.

----- (1989). Diccionario Geomorfológico. UNAM. Instituto de Geografía. México. 337 p.

----- (1990). *El relieve de la República Mexicana*. Revista del Instituto de Geología. Vol. 9. UNAM. p. 82-111.

----- (1992). La superficie de la Tierra; II. Procesos catastróficos, mapas y el relieve mexicano. Fondo de Cultura Económica, la ciencia para todos N° 101 3ra ed. 2002. México. 143 pp.

MACIAS, J. (2005). *Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcánes activos de México*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Vol. Conmemorativo del Centenario. Temas Selectos de la Geología Mexicana. Tomo LVII, 3. p. 33-53.

MANDUJANO, V. (1996). *Cuatro megasecuencias de evolución litoestratigráfica de La Sierra de Chiapas*. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. Vol. XLV, N° 1. p. 46-60.

MENESES-ROCHA, J. (1986). *Evolución tectónica de la provincia de fallas de transcurrencia de Chiapas, México*. Sociedad Geológica Mexicana. Convención Geológica Nacional, Núm. 8, Resumen. México. p. 29-30.

----- (2001). *Tectonic evolution of the Ixtapan Graben, an example of strike-slip basin of southeastern México: Implications for regional petroleum system*. In C. Bartolini, R. Bluffer, and A. Cantú-Chapa, eds., *The western Gulf of México Basin: Tectonic, sedimentary basins, and petroleum system*. The American Association of Petroleum Geologist. Memory 75, p. 183-216.

MIRANDA, F. (1952). La vegetación de Chiapas. Gobierno del Estado de Chiapas. Tuxtla Gutiérrez. p. 13-41.

MOLINA-GARZA, R. and J. GEISSMAN. (1999). *Paleomagnetic data from the Caborca terrane, México: Implications for Cordillera tectonics and the Mojave-Sonora megashear hypothesis*. Tectonics. Vol. 18. Num. 2. p. 293-325.

MORAN-ZENTENO, D., B. MARTINY, G. TOLSON, G. SOLIS-PICHARDO, L. ALBA-ALDAVE, M. HERNANDEZ-BERNAL, C. MACIAS-ROMO, R. MARTINEZ-SERRANO, P. SCHAAF and G. SILVA-ROMO.

(2000). *Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Vol. LIII. p. 27-58.

MORAN-ZENTENO, D., 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. p. 319-341.

MÜLLERIED, F. (1957). *Geología de Chiapas*. Cultura, T. G., México. 180 pp.

MUÑOZ, J. (1995). *Geomorfología general*. Ed. Síntesis. Madrid. 351 pp.

MURAKAMI, H. (1985). *El fin del mundo y un despiadado país de las maravillas*. Maxi. España. 617 pp.

NORRIS, R., R. CARTER, and J. TURNBULL. (1978). *Cenozoic sedimentation in basin adjacent to a major continental transform boundary in southern New Zealand*. Journal of Geological Society of London. Vol. 135. p. 191-205.

OROZCO, Z. M., (1994). *Síntesis de Chiapas*. Edysis. México. 172 pp.

ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., L.M. MITRE-SALAZAR, J. ROLDÁN-QUINTANA, J. J. ARANDA-GÓMEZ, D. MORÁN-ZENTENO, S. A. ALANIZ-ALVAREZ, A. F. NIETO-SAMANIEGO. (1992). *Texto explicativo de la quinta edición de la carta geológica de la República Mexicana escalas 1: 2'000 000*. Consejo de Recursos Minerales. México. 74 pp.

PADILLA Y SANCHEZ, R. (2007). *Evolución del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Tomo LIX. Núm. 1. p. 19-42.

DE PEDRAZA, G. J. (1996). *Geomorfología; Principios, métodos y aplicaciones*. Rueda, Madrid. 414 pp.

PEÑA, M. J. L. (1997). *Cartografía Geomorfológica Básica y Aplicada*. Geoforma Ediciones, España, 227 pp.

PIERRE, G. (1968). *Geografía de la población*. Universitaria. Buenos Aires. 124 pp.

PINDEL, J. and F. DEWEY. (1982). *Permo-Triassic reconstruccion of western Pangea and the evolution of Gulf of México; Caribbean region*. Tectonica. Vol. 1. p. 179-211.

- QUEZADA, M. (1983). *Las formaciones San Ricardo y Jerico del Jurásico Medio-Cretácico Inferior en el SE de México*. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. Vol. XXV, N° 1. p. 37-64.
- QUEZADA-MUÑETON (1987). *El cretácico Medio-Superior, y el límite Cretácico Superior-Terciario Inferior en la Sierra de Chiapas*. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. Vol. XXXIX, N° 1. p. 3-98.
- REMONDO, J. (2009). *GIS and SDA applications in Geomorphology*. Geomorphology. Vol. 111. p. 1-3.
- ROSS, M. and C.R.SCOTESE. (1988). *A hierarchical tectonic model of the Gulf of México and Caribbean region*. Tectonophysics. Num. 155. p. 139-168.
- SALVADOR, A. (1991). *Origin and development of the Gulf of México Basin*. In A, SALVADOR ed. The Gulf of México Basin. Geological Society of America, Geological Society of America. Boulder, Colorado. p. 389-444.
- SÁNCHEZ-MONTES DE OCA. (2007). Notas para los profesionistas de la Subdirección de Exploración. Brigada Escuela de Geociencias. (inédito)
- SANCHEZ, M. y F. VELOZO. (2007). Vocabulario de Geomorfología y términos afines. Pontificia Universidad Católica de Chile. Santiago de Chile. 415 pp.
- SCHAAF, P., D. MORAN-ZENTENO, M. HERNANDEZ-BERNAL, G. SOLIS-PICHARDO, G. TOLSON and H. KÖHLER. (1995). *Paleogene continental margin truncation in southwestern México: Geochronological evidence*. Tectonics. Vol. 14. Num. 5. p. 1339-1350.
- SCHUMM, S. A. (1991). *To interpret the earth: Ten ways to be wrong*. Cambridge University. U.K. 133 pp.
- SECRETARÍA DE ENERGÍA. (2010). Datos técnicos de las principales centrales de CFE en operación en 2010. Recurso en línea.
- SECRETARÍA DE GOBERNACIÓN Y GOBIERNO DEL ESTADO DE CHIAPAS. (1987). Los municipios de Chiapas. Enciclopedia de los municipios de México. Secretaría de Gobernación y Gobierno del Estado de Chiapas. 612 pp.

- SEDLOCK, R., F. ORTEGA-GUTIÉRREZ and R. SPEED. (1993). *Tecnostratigraphic Terranes and tectonic evolution of México*. Geological Society of America. Special paper. Boulder, Colorado. p. 2-8, 11-15, 23-25, 28-34, 69-70, 73-74, 85-89.
- SERVICIO GEOLÓGICO MEXICANO. (2008). Carta geológico-minera; Estado de Chiapas y Tabasco. Servicio Geológico Mexicano, Pachuca.
- SIMONOV, Y. (1985). Análisis morfométrico. Universidad Estatal de Moscú. Lomonosov. Moscú-URSS.
- SPIRIDONOV, A. I. (1981). Principios de la Metodología de las Investigaciones de Campo y el Mapeo Geomorfológico. Tomo I. Universidad de la Habana, Facultad de Geografía. Ministerio de Educación Superior. Apuntes para un libro de Texto. p. 6-27; 128-137.
- STRAHLER, A. (1963). The Earth sciences. Harper et row. New York. 681 pp.
- SUMMERFIELD, M. A. (2005). *A tale of two scales, or the two geomorphologies*. Institute of Geography of Edimburgo. p. 402-415.
- SVARICHEVSKAYA, Z. A. (1978). Geomorfología. En: Diccionario Geológico, T. I., Nauka, Moscú, 146 pp.
- SYLVESTER, A. (1988). *Strike-slip faults*. The Geological Society of America, Centennial Article. Vol. 100. p. 1666-1703.
- TARBUCK, E., F. LUTGENS y D. TASA. (2005). Ciencias de la Tierra; una introducción a la geología física. Madrid. 736 pp.
- TEJEDA, A. (1994). Vocabulario geomorfológico. Akal. Madrid.
- THORNBURY, W. D. (1954). Principles of Geomorphology. John Wiley & Sons. Londres. 4ta Reimpresión. p. 1-89, 556-586.
- TRICART, J. (1965). Principes et methodes de la geomorphologie. Masson & Cie. Paris. p. 79-90.
- UNWIN, T. (1992). The place of Geography. Longman Scientific & Technical, England. p.45-55.
- UYEDA, Seiya. (1980). La nueva concepción de la Tierra. Blume. Barcelona. 269 pp.
- VIERS, G. (1978). Geomorfología. Oikos-Tau. Barcelona. 1978.

WEBER, B., P. SCHAAF, V. VALENCIA, A. IRIONDO and F. ORTEGA-GUTIÉRREZ. (2006). *Pronenance ages of Late Paleozoic sandstones (Santa Rosa Formation) from the Maya Block, SE México. Implications on the tectonic evolution of western Pangea*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. Vol. 23, N° 2. p. 262-276.

WEBER B., V. VALENCIA. P. SCHAAF, V. POMPA-MERA and J. RUIZ. (2008). *Significance of provenance ages from the Chiapas Massif Complex (southeastern México): redefining the Paleozoic basement of the Maya Block and its evolution in a Peri-Gondwanan realm*. The journal of Geology. Vol. 116. p. 619-639.

WEBER, B., V. VALENCIA, P. SCHAAF, F. ORTEGA-GUTIÉRREZ. (2009). *Detrital zircón ages from the Lower Santa Rosa Formation, Chiapas: implications on regional Paleozoic stratigraphy*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. Vol. 26, N° 1. p. 260-276.

WEBER, B., B. GRUNER, L. HECHT, R. MOLINA-GARZA y H. KÖHLER. *El descubrimiento de basamento metasedimentarios en el Macizo de Chiapas. La "Unidad Sepultura"*. GEOS, Vol. 22, N° 1. p. 2-11.

WELLER, J. (1960). *Stratigraphic principles and practice*. Harper. New York. 725 pp.

WILLIAMS, M. (1975). *Emplacement of Sierra de Santa Cruz, eastern Guatemala*. AAPG Bulletin. Vol. 59. p. 1211-1216.

WILSON, H. (1974). *Cretaceous sedimentation and orogeny in Nuclear Central America*. AAPG Bulletin Vol. 58. p. 1348-1396.

ZEBADUA, E. (1999). *Breve historia de Chiapas*. Fondo de Cultura Económica; Fideicomiso Historia de las Américas; Serie Breves Historias de los Estados Unidos de la República Mexicana. México. 185 pp.

Recursos en línea

INEGI (2005). Consultado en noviembre del 2010.

<http://www.inegi.org.mx/default.aspx>

SENERE (2010). Consultado en noviembre del 2010.

<http://www.sener.gob.mx/webSener/Default.aspx>

Por eso el mundo que está viendo en el presente cambia poco a poco, adecuándose a esta nueva realidad. El conocimiento es así. El mundo cambia según nuestra percepción. Existe, sin duda alguna, aquí y de esta forma, pero, desde el punto de vista fenoménico, el mundo no es sino una posibilidad entre un número infinito de posibilidades. Pare ser más preciso, el mundo cambia según dé uno un paso hacia la derecha o hacia la izquierda.

Murakami (1985)

