



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA
DE
MÉXICO

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFÍA

**GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL
DE LA CURVATURA DE MONTERREY**

TESIS
QUE PARA OBTENER EL GRADO
DE LICENCIADA EN GEOGRAFÍA

PRESENTA
JAZMÍN JAVIER CONTRERAS

ASESOR DE TESIS
MTRO. SERGIO YUSSIM GUARNEROS

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX., 2018





Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Dedicatoria

A mi padre.

AGRADECIMIENTOS

A la *Universidad Nacional Autónoma de México* por brindarme el privilegio de ingresar a sus aulas y desarrollarme académicamente.

A mis padres *Alejandro Javier Mendoza* y *Bernarda Contreras Rincón* por su apoyo incondicional y hacer de su prioridad mis estudios. Muchas gracias por darme siempre lo mejor.

A mi hijo *Abraham* quien es mi mayor motivación; debes tener una gran pasión y amor por lo que hagas pues eso te ayudara a tener éxito. Te amo.

A *Sergio Yussim Guarneros* una de las personas más importantes en mi formación como geógrafa, quien además de ser mi asesor de Tesis ha sido un pilar fundamental en mi desarrollo académico, en la manera de mirar el conocimiento y a la Geomorfología. Gracias por las clases, los trabajos en campo, por su motivación, por los consejos y la paciencia para ver realizado este trabajo; ha sido mi guía para encaminar este proyecto. Lo admiro mucho.

Al comité revisor de este trabajo: *Lic. Alberto Pérez Rojas*, *Dr. Rigel Zaragoza Álvarez*, *Lic. Jorge Sánchez Cabrera* y *Mtro. Frank García Rodríguez* por sus observaciones y consejos para mejorar el contenido de esta tesis.

GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA CURVATURA DE MONTERREY

Contenido	Página
Índice General	I
Introducción	IV
Capítulo 1. Bases Geomorfológico-estructurales	1
1.1 La Geomorfología como ciencia interdisciplinaria	1
1.2 Principios y fundamentos	2
1.3 Desarrollo Histórico de la Geomorfología	4
I. Precedentes del Mundo Antiguo (Siglo VI a.C. –II d.C.)	4
II. Oscurantismo (Siglo II- XV)	6
III. Principio de las Ciencias Naturales (Siglo XV- XVII)	6
IV. Desarrollo de las Ciencias de la Tierra (Siglo XVIII-XIX)	7
V. Consolidación de la ciencia geomorfológica (Siglo XIX- primera mitad del Siglo XX)	10
1.4 Tendencias actuales	12
1.5 Geomorfología Estructural	14
1.5.1 Análisis estructural	15
1.5.1.1 Esfuerzo	16
1.5.1.2 Deformación	18
1.5.1.3 Estructuras geológicas resultantes	23
A- Frágiles	23
B- Dúctiles	35
1.5.2 Expresión geomorfológica	49
1.5.2.1 Fallas normales	51
1.5.2.2 Fallas inversas	52
1.5.2.3 Fallas laterales	53
1.5.2.4 Pliegues	55
1.6 Cartografía geomorfológica	63
1.6.1 Elementos básicos de representación	64

GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA CURVATURA DE MONTERREY

1.6.2	Tipos de mapas geomorfológicos	65
1.6.3	Escala en los mapas geomorfológicos	66
Capítulo 2. Características geográficas		70
2.1	Área de Estudio	70
2.2	Geografía física	71
2.2.1	Clima	72
2.2.2	Hidrografía	75
2.2.3	Suelo	78
2.2.4	Vegetación	82
2.3	Condiciones socioeconómicas	86
Capítulo 3. Marco geológico regional		90
3.1	Tectónica de la Sierra Madre Oriental	91
3.1.1	Paleogeografía del NE de México	94
3.1.2	Orogenia Laramide	99
3.2	Curvatura de Monterrey	101
3.2.1	Estratigrafía	104
3.2.2	Geología Estructural	115
3.2.3	Origen del plegamiento y fallamiento	129
Capítulo 4. Análisis geomorfológico-estructural		134
4.1	Metodología	134
4.2	Morfometría	134
4.2.1	Hipsometría	136
4.2.2	Pendientes	139
4.2.3	Orientación de laderas	145
4.2.4	Curvatura	148
4.2.5	Energía del Relieve	150
4.2.6	Lineamientos	152
4.2.7	Red de Drenaje	154
4.2.8	Densidad del drenaje	156
4.3	Análisis estructural	159
4.4	Análisis geomorfológico	164

Conclusiones193

Bibliografía196

INTRODUCCIÓN

I. Antecedentes

El relieve es resultado de la interacción de diversos procesos que tienen lugar tanto en el interior del planeta como en su superficie, una muestra muy particular es nuestro país, en donde su conformación denota una gran diversidad morfológica. Esta situación se debe a la compleja evolución geológica y tectónica regional, que crea y modifica los materiales que conforman el relieve, así como a los procesos derivados de la acción de los procesos ambientales sobre la superficie que tienden a modificarlo. En este contexto, realizar estudios geomorfológicos favorece el desarrollo del conocimiento, no sólo de una región en particular sino también, de la ciencia que se interesa por explicar los procesos que intervienen en la configuración de la superficie de la Tierra, ya que contribuye a la actualización e incorporación de conceptos, metodologías y técnicas que facilitan el análisis geomorfológico. Sin embargo, las investigaciones geomorfológicas que se han elaborado en el país son insuficientes, sobre todo en la parte norte del territorio, lo que demanda estudios con mayores esfuerzos desde los diversos enfoques de esta ciencia, así como de regiones que a pesar de ser complejas geomorfológicamente, son olvidadas.

II. Planteamiento del problema

La Curvatura de Monterrey, es una región de gran complejidad estructural que corresponde a un extenso cinturón de pliegues y cabalgaduras que varían en forma y tamaño y que constituyen la cadena alta de la Sierra Madre Oriental, formada durante la Orogenia Laramide. Los pliegues de esta saliente estructural poseen gran longitud, son isoclinales apretados, doblemente buzantes en sus extremos, con planos axiales verticales o ligeramente inclinados. Su relieve se conforma básicamente de sierras alargadas con valles relativamente estrechos y profundos; laderas muy inclinadas que propician el desarrollo de procesos erosivos con diferente intensidad, así como lomeríos con extensas planicies donde hay una mayor estabilidad geomorfológica. Aquí, los estudios geológicos y geofísicos son amplios, ya que son importantes en el

aprovechamiento de recursos hídricos y mineros. Sin embargo, se han limitado a esas especialidades; por lo que resulta preciso realizar el análisis geomorfológico que explique la disposición y dinámica del relieve a partir de un enfoque estructural que contribuya tanto al entendimiento de ésta región como al avance y enriquecimiento de la Geomorfología Estructural, la cual ha tenido un progreso reducido en México.

III. Hipótesis

La configuración del relieve de la Curvatura de Monterrey es resultado de la evolución geológica de la región, de su distintiva deformación y de la manera en cómo sus componentes litológicos y estructurales han respondido diferencialmente a los procesos tectónicos y erosivos que la han conformado a lo largo del tiempo. Los diferentes estilos estructurales de la región le dan particularidad y diversidad dentro de la misma, ya que regionalmente es una zona caracterizada por el plegamiento, pero particularmente por las diferencias morfológicas en la región; condición que se evidencia por la variedad de expresiones estructurales que se encuentran, algunas con mayor desarrollo del relieve y otras que evidencian su actual proceso de formación.

IV. Objetivos

Objetivo general

Caracterizar la expresión morfológica de la Curvatura de Monterrey enfocándose a los materiales que la conforman, su distribución espacial y su geometría, así como los elementos que resaltan en la configuración del relieve, a partir del análisis geomorfológico-estructural, por medio de métodos tanto de la Geología Estructural como de la Geomorfología, adaptados tanto a la disponibilidad de información y la escala de trabajo.

Objetivos particulares

- Mostrar las bases teórico-metodológicas del análisis geomorfológico-estructural.
- Proponer un modelo analítico para el análisis geomorfológico-estructural.

GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA CURVATURA DE MONTERREY

- Caracterizar las estructuras geológicas presentes en la Curvatura de Monterrey, enfocándose a sus elementos geométricos, cinemáticos y dinámicos, así como a las diferencias en sus características litológicas.
- Elaborar el análisis morfométrico de la región, evaluando las variables que expresen las características estructurales y geométricas del relieve.
- Establecer las relaciones estructurales y litológicas con las morfométricas.
- Definir la cartografía Geomorfológico-Estructural de la Curvatura de Monterrey.

V. Justificación.

Esta investigación aportará información que amplíe el conocimiento regional de la Curvatura de Monterrey, la cual resulta de gran interés para las disciplinas de Ciencias de la Tierra. Además de que, abordar su estudio desde la perspectiva de la Geomorfología Estructural contribuirá a ampliar de manera conceptual, teórica y metodológica esta rama de la Geomorfología.

El avance en el conocimiento de las características geomorfológicas de la Curvatura de Monterrey ofrecerá un acercamiento a futuros estudios que no sólo contribuyan a un conocimiento teórico, sino también aplicado, al favorecer a que instituciones como la Comisión Nacional del Agua (Conagua) y la Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (Semarnat), administren y aprovechen los recursos naturales de la región, además de apoyar al Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) y al Sistema Nacional de Protección Civil (SINAPROC) en la detección de peligros asociados a procesos geomorfológicos.

CAPÍTULO 1.

BASES GEOMORFOLÓGICO-ESTRUCTURALES

Este capítulo muestra los fundamentos conceptuales y teóricos que atañen al análisis estructural del relieve, así como la definición de la ciencia geomorfológica y su relación histórica con otras ciencias de la Tierra como la Geología y la Geografía Física.

1.1 La Geomorfología como ciencia interdisciplinaria

La palabra Geomorfología fue acuñada por los geólogos norteamericanos W. D. McGee y D. W. Powell hacia 1880. Es la unión de tres vocablos griegos: *geo* (Tierra), *morfos* (forma) y *logos* (estudio o conocimiento), su significado etimológico la define como la ciencia que analiza las formas de la superficie terrestre. Sin embargo, es sólo una referencia primaria que no expresa claramente su objeto de estudio, pues para el especialista de ésta ciencia, su análisis le lleva a cuestionarse el porqué de la conformación y dinámica de un lugar determinado, el cómo y el cuándo de la ocurrencia de los procesos que lo han generado, así como a discernir las condiciones de su distribución espacial (Sala, 1984; García, 2006).

Como ciencia la Geomorfología se encuentra entre las disciplinas tradicionales de la Geografía Física -el estudio del medio natural- y la Geología -el estudio de la Tierra sólida-. Como la superficie de la Tierra forma parte del medio natural, la Geomorfología interactúa con las otras ciencias afines a la Geografía que se ocupan de los sistemas ambientales como: Climatología, Edafología, Hidrología, entre otras. También se relaciona con varias subdisciplinas de la Geología, especialmente con la Tectónica y la Geología Estructural, además de la Sedimentología y la Estratigrafía (Harvey, 2012).

La inserción de la Geomorfología a la Geología se da desde la segunda mitad del siglo XIX, cuando se perfiló como una de sus extensiones, siendo una aplicación de los métodos de observación utilizados para explicar la historia de la Tierra y de las formas actuales. Por lo cual, ambas han sido ciencias marcadamente históricas. Sin embargo, a finales de dicho siglo la Geomorfología adquiere un carácter distintivo y específico gracias a la

conceptualización llevada a cabo por W. M. Davis (1899), quien realizó una aportación teórica y metodológica conformando un estudio de las formas del relieve de carácter geográfico. Este proceso de vinculación del estudio geomorfológico a la Geografía es de suma importancia para entender algunas de las características de la disciplina. Además, de que se trazan algunos paralelismos entre la evolución de la Geografía y la Geomorfología, así como entre la Geología y la Geomorfología, lo cual da a la disciplina un carácter particular, en lo que se refiere a la forma en que se han establecido y evolucionado sus paradigmas científicos (Grau y Sala, 1984).

Esta aportación ha enriquecido a la Geomorfología, ya que explica parte de sus peculiaridades y su papel histórico como puente transmisor de teorías, métodos y técnicas, entre dichas ciencias. Aun así, es importante identificar a la Geomorfología como una ciencia independiente con sus propias metodologías y aplicaciones.

1.2 Principios y fundamentos

Siendo la Geomorfología la especialidad científica que se ocupa del estudio de las formas del relieve; su objetivo principal es deducir sus configuraciones presentes a lo largo del tiempo, ya que la morfología actual de la superficie es el resultado de otras que fueron sucediéndose a lo largo del tiempo. Es por eso que la Geomorfología estudia tres aspectos principales de la superficie terrestre: la forma, el proceso y la historia (Huggett, 2007). La interfaz entre la Geología y la Geografía influye de manera relevante en la escala espacial y temporal para el estudio geomorfológico, siendo las fuerzas internas (factores geológicos), por lo general las que tienden a operar en grandes escalas de tiempo y tamaño. La gran mayoría de las formas de la superficie son el resultado de procesos erosivos y deposicionales impulsados climáticamente (factores geográficos), que operan en la superficie del planeta, cuya estructura y composición tiende a ser resultado de los procesos internos de la Tierra (Harvey, 2012).

La superficie terrestre de acuerdo con De Pedraza (1996), debe explicarse por medio de información funcional y genética que se obtiene mediante el análisis geomorfológico. El método científico por medio del cual se busca llegar a esto es el **actualístico**, el cual tiene sus fundamentos en las correlaciones espacio-temporales entre procesos, agentes que los desencadenan, acciones y productos consecuentes.

La Morfogénesis del relieve es un proceso unitario, donde la dinámica exógena (climática) controla la tipología y eficacia en los procesos del modelado; mientras que la dinámica endógena (tectónica y volcanismo) controla la génesis primaria de muchas formas. Estas relaciones son muy complejas por lo que no es fácil establecer en algunos casos, cual es la que predomina sobre la otra. Sin embargo, ambos son factores dinámicos, que definen los tipos de procesos que actúan sobre un territorio y la incidencia que tendrán en éste (De Pedraza, 1996).

El relieve se constituye por multitud de formas diferentes que, descritas e interpretadas adecuadamente, pueden ser aisladas y clasificadas coherentemente. La conjunción de estas formas en un área determinada es lo que confiere un carácter específico a los diversos paisajes conformados. Por lo que, el primer trabajo del geomorfólogo es observar las formas del terreno, lo cual no puede limitarse a una simple enumeración de formas; sino que debe orientarse en función de la interpretación. A fin de identificar las principales articulaciones del paisaje. Buscando así, deducir los antecedentes de la superficie y predecir posibles configuraciones futuras de ésta. Para interpretar la configuración de las formas del terreno se toma en cuenta la Morfografía que agrupa el conjunto de técnicas y métodos utilizados para determinar atributos configuracionales del mismo, como: límites, tamaño, fisonomía, posición y distribución. Por lo que se recurre a la Morfometría, que se ocupa de los parámetros espaciales con categoría geométrica, es decir, tipología y dimensiones de las formas del terreno, así como los procedimientos matemáticos para su catalogación (De Pedraza, 1996).

El análisis geomorfológico que se realiza en este trabajo toma en cuenta el enfoque morfogénético a escala regional, donde se trata de identificar fisonomías características o conjuntos de formas cuya homogeneidad se deba a relaciones genéticas. En este caso proceden de las <<asociaciones-sucesiones>> que presentan los procesos geodinámicos en la región definida a lo largo del tiempo por los procesos tectónicos que han actuado sobre él. Al apoyarse de la tendencia genética este análisis tiene su fundamento en métodos histórico-naturales para definir *unidades geomorfológicas*. Sin embargo, en el proceso del análisis se entiende que una región no adquiere su configuración morfológica por medio de un sólo proceso, por lo que para realizar correlaciones geomorfológicas se toman en consideración las relaciones genéticas, espaciales y evolutivas. Los criterios para delimitar una unidad se apoyan de los productos de la dinámica tectónica que les dio origen en interacción con la

dinámica exógena que les atribuye características resultantes. El producto final de este trabajo pretende ser la cartografía geomorfológica.

1.3 Desarrollo histórico de la Geomorfología

La evolución histórica de la Geomorfología así como de las ciencias encargadas del estudio de la Tierra tiene sus antecedentes en la necesidad de explicar el medio físico y consecutivamente, la relación que tiene éste con el hombre. De acuerdo con Sala y Batalla (1996), el estudio de las ideas geomorfológicas puede remontarse hasta precedentes tan antiguos como los que pueden proporcionar los escritos de autores griegos, romanos, babilonios, egipcios, chinos y árabes.

Los principales acontecimientos históricos que han marcado el desarrollo de la ciencia geomorfológica así como sus tendencias y debates actuales se relacionan con las siguientes etapas:

I. Precedentes del Mundo Antiguo (Siglo VI a. C. –II d. C.)

Los orígenes de la Geomorfología son nebulosos y se remontan a las observaciones, descripciones e interpretaciones emitidas por filósofos y pensadores antes de la era cristiana, correspondiendo a la antigüedad clásica grecolatina. Durante este periodo, los fenómenos asociados a la dinámica terrestre son considerados la manifestación de los dioses y su consecuente mensaje de “premio o castigo” (Gutiérrez, 2008; De Pedraza, 1996). Sin embargo, surgen los primeros trabajos que intentan explicar esas manifestaciones. Entre los filósofos más reconocidos por sus aportaciones teóricas al conocimiento de la naturaleza y del relieve se encuentran:

Tales de Mileto (624-565 a. C.) quien consideró a las actividades de la naturaleza como hechos normales que se podían estudiar a partir de la observación y el razonamiento, desarrolló conocimientos astronómicos del mundo y trato de atribuirle un origen físico dejando de lado las explicaciones mitológicas. **Pitágoras** (580-500 a. C.) fue el primero en imaginar a la Tierra como una esfera. Por su parte, **Anaxagoras** (500-428 a. C.) señala que las revoluciones del planeta son tan lentas, en relación con la duración de nuestra existencia, que pasan inadvertidas. Planteo que el agua es elevada por el Sol y luego cae como lluvia, pero al igual que **Platón** (429-347 a. C.), imaginaba que dentro de la Tierra hay una inmensa

caverna rellena de agua en continuo movimiento de la que “parten todos los ríos y a la que tornan todas las aguas”. **Herodoto** (484-425 a. C.) realizó observaciones de la dinámica terrestre, dio mayor peso a los terremotos como causa de la separación de montañas y no a la ira de los dioses, interpretó las llamadas “piedras del trueno” como restos de animales y plantas petrificados, es decir, los primeros fósiles. Además de ser considerado el padre de la Historia y de la Geografía, al colocar los acontecimientos históricos en un marco geográfico (Gutiérrez, 2008; De Pedraza, 1996).

El método clásico de las ciencias naturales lo inicia **Aristóteles** (384-322 a. C.) basándose en el procedimiento de: observar, describir y clasificar. Relacionó la lluvia e infiltración consecuentemente con ríos y manantiales, siendo las aguas de estos últimos procedentes de las primeras. **Eratóstenes** (284-192 a. C.) fue el primero en determinar la forma del planeta y calcular su circunferencia e inclinación, desarrolló una teoría de las zonas climáticas. **Estrabón** (54 a. C.-25 d. C.) expuso los conceptos iniciales de la Geografía en su obra, además de considerar la idea de la formación del relieve mediante procesos de deformación de la corteza terrestre. **Avicena** (980-1037 d. C.) elaboró teorías sobre el origen de las montañas y sobre la erosión por las corrientes de agua y el viento a partir de observaciones llevadas a cabo en paisajes desérticos de Arabia (De Pedraza, 1996; Espinosa y Arroyo, 2011).

Por otra parte, los romanos en el campo de la ciencia tomaron casi todo de los griegos aunque sus contribuciones fueron pocas, destacan personajes como **Lucrecio** (98-55 a. C.), **Séneca** (4-65 d. C.), y **Plinio el Viejo** (23-79 d. C.) que hicieron aportaciones a los conocimientos geológicos. Siendo pocos los avances que se observan en estos siglos, la aportación de **Ptolomeo** (Siglo II d. C.) se convierte en una excepción, ya que construyó un sistema geográfico de meridianos y paralelos, mejorando los métodos de proyección cartográficos, además de ampliar la idea de Aristóteles, de que la Tierra era el centro del Universo y que los otros astros se movían alrededor de ésta. Explicó su teoría en un modelo geométrico ampliamente aceptado por la religión cristiana, lo cual sumado a la decadencia del imperio romano en los siglos III y IV fortaleció el cristianismo en Europa, siendo el dogma y la biblia la respuesta a toda inquietud por conocer los fenómenos de la naturaleza, quedando estancado el progreso del conocimiento científico (Gutiérrez, 2008; Lugo, 2002).

II. Oscurantismo (Siglo II- XV)

Durante la Edad Media se presentó una época de “oscurantismo” en Europa, los hechos o fenómenos ocurridos eran vinculados con ideas religiosas (Espinosa y Arroyo, 2011). Los conceptos que durante muchos años dominaron los puntos de vista utilizados en la descripción y explicación del medio físico fueron los que emanaban de los textos bíblicos. Se acepta el principio absoluto de la Creación Divina, lo cual se amplifica con la caída del Impero Romano (476 d. C.), provocando la difusión y fortalecimiento del cristianismo. De lo cual se deriva la idea de que la principal causa de los rasgos del relieve fuesen grandes catástrofes (como el Diluvio Universal), ocurridas en un corto lapso de tiempo (Sala, 1984; De Pedraza, 1996).

Durante este milenio y medio las obras de los griegos se transmiten a España desde Oriente, gracias a los árabes. Personajes como **Al Idrisi** (1100-1165), **Ibn Battuta** (1304-1368) e **Ibn Jaldún** (1332-1406) exploraban el suroeste de Asia y África, describiendo sus viajes lo que permitió el desarrollo de la cartografía (Gutiérrez, 2008; Espinosa y Arroyo, 2011). Sin embargo, la paralización casi general del desarrollo científico hasta el siglo XVI se hace también evidente en el desarrollo de la Geomorfología.

III. Principio de las Ciencias Naturales (Siglo XV- XVII)

Fue hasta inicios de la época del Renacimiento cuando la concepción materialista vuelve a surgir dando a conocer las teorías e investigaciones realizadas hasta ese momento. Es una época de aportes científicos. Destacan personajes como **Nicolás Copérnico** (1473-1543) quien formuló la teoría heliocéntrica en la cual explica que el Sol es el centro del Sistema Solar, rompiendo con el modelo propuesto por Ptolomeo. **Galileo Galilei** (1564-1642), determinó el movimiento de rotación de la Tierra, inventó el telescopio de reflexión, además de descubrir las lunas de Júpiter y realizar una valoración de la superficie de la Luna. **Johannes Kepler** (1571-1630) contribuyó de manera notable al campo de la astronomía al igual que sus antecesores. Demostró que la órbita de los planetas es en forma de elipse con el Sol en uno de sus focos, estableciendo las leyes que explican el movimiento de los astros (Espinosa y Arroyo, 2011).

Es a partir de Copérnico y Galileo que se establecen las bases para el desarrollo de la ciencia. Son válidas las verdades que se apoyan en la observación y son controvertibles aquellas

heredadas y no cuestionables, “la naturaleza está por encima de los dogmas”. Si bien sus estudios tratan de astronomía y física, sus contribuciones fueron fundamentales para el desarrollo de todas las ciencias naturales (Lugo, 2002).

Leonardo Da Vinci (1452-1519) realizó estudios en la llanura del río Po, donde midió la velocidad de sedimentación, el espesor de los aluviones y detectó la lentitud de los procesos de erosión, así como la importancia de la acción fluvial. **Bernard Palissy** (1510-1590) estructuró los conocimientos de la Hidrología; además de que junto con Da Vinci consolida la correcta interpretación de los fósiles. Por su parte **Nicolas Steno** (1638-1686) definió el “estrato” como una unidad temporal y deposicional para estudiar los sedimentos; también planteo los principios estratigráficos. **Newton** (1642-1727) descubrió el proceso de gravitación universal, acercándose a las leyes que rigen el cosmos (Espinosa y Arroyo, 2011; Lugo, 2002).

Es importante mencionar a **Descartes** (1596-1650), quien es el primero en establecer los principios del método de investigación, además de exponer por primera vez un esquema de la estructura interna de la Tierra (Lugo, 2002).

IV. Desarrollo de las Ciencias de la Tierra (Siglo XVIII-XIX)

Considerada una época de transición, durante estos siglos aún perduran las formas de pensar y de vivir de los siglos anteriores, pero al mismo tiempo surge la preocupación por el análisis causa-efecto y las ideas que transformarían el método científico (Espinosa y Arroyo, 2011).

Se considera a **G. Buffon** (1707-1788) el más destacado de los naturalistas del siglo XVIII, fue el primero en calcular la edad de la Tierra en 74,000 años, en una época en la que no se habían superado los 6,000 años establecidos con base en la Biblia; además, reconoció el trabajo erosivo de los ríos. Otro francés destacado fue **Guettard** (1715-1786), quien planteó que no todo el material transportado por los ríos iba a parar al mar, sino que una parte intervenía en la formación de las llanuras aluviales. En 1755, **I. Kant** (1724-1804) planteó la primera teoría sobre el origen de la Tierra; aunque fue en 1796, cuando **Laplace** (1749-1827) propuso una teoría más elaborada sobre el origen de la Tierra y el Sistema Solar. Las aportaciones de **Lomonosov** (1711-1765) destacaron al ser el más importante de los geólogos de su época, con ideas evolucionistas y novedosas sobre la dinámica endógena y

exógena del planeta. En su más importante obra *Sobre las capas de la Tierra* (1763) expone sus ideas sobre la relación entre el relieve y la estructura geológica y ofrece una clasificación de las formas del relieve. También reconoció la existencia de movimientos de ascenso y descenso de la superficie terrestre (Espinosa y Arroyo, 2011; Lugo, 2002).

Los conceptos que dominaron durante siglos los puntos de vista utilizados en la descripción y explicación de las formas de los paisajes terrestres fueron los que emanaban de los textos bíblicos, por lo que de ellos se derivan las ideas del *Creacionismo*, donde las formas del relieve han sido creadas tal como son en la actualidad; así como las ideas *diluvialistas* que sustentan la ocurrencia de un diluvio universal, ligadas a las ideas *catastrofistas*, que concebían el desarrollo de nuestro planeta mediante catástrofes que ocasionaban cambios totales en la superficie del planeta. Éstas últimas tuvieron un gran arraigo en los científicos europeos de esa época (Lugo, 2002; Espinosa y Arroyo, 2011). **George Cuvier** (1769-1832) fue uno de los principales representantes del *Catastrofismo* y es considerado el padre de la Paleontología, siendo el primer científico que describe y clasifica la vida orgánica del pasado geológico (Lugo, 2002).

A. G. Werner (1749-1817) fundó la escuela *Neptunista* al plantear una hipótesis sobre el origen de las rocas considerando que éstas se habían formado en el fondo del océano; contribuyendo así al desarrollo del conocimiento sobre las rocas sedimentarias. Esta escuela explicaba el origen del relieve mediante un proceso de acumulación submarina y por una súbita retirada del mar que ocasionaba erosión. Entre sus discípulos se encontraban **Humboldt** (1769-1859) y **Hutton** (1726-1797) quien tras realizar varias observaciones funda una nueva escuela opuesta a los neptunistas, que daba mayor importancia al calor interno del planeta: proceso fundamental formador de las rocas y los accidentes de la superficie, que se denominó *Plutonista* (Espinosa y Arroyo, 2011; Sala y Batalla, 1996). Siendo éstas dos escuelas las más importantes del siglo XIX en lo referente a los conocimientos geológicos y geomorfológicos.

Es importante resaltar que la base fundamental de la Geografía, y especialmente de la Geografía Física se encuentra en la obra de **Humboldt**, quien describió con exhaustivo detalle formas del relieve y condiciones climáticas, indicando con precisión y acierto las relaciones entre estos factores físicos y la distribución y carácter de animales y plantas (Sala y Batalla, 1996).

Fueron las ideas de **Hutton** las que sentaron las bases de la Geología científica moderna, y con ella las de la Geomorfología, al afirmar que debía partirse de la realidad observable para encontrar una explicación comprensible de los rasgos del relieve y de su evolución. Estableciendo que en todas las transformaciones de la naturaleza, lo único que permanece sin cambio son las leyes que las rigen; reflexión clave para el inicio de la *Historia Natural*. Consideraba que la Tierra tenía un desarrollo cíclico y lento (Sala, 1984; De Pedraza, 1996; Lugo, 2002). Sin embargo, es el trabajo de su discípulo **Playfair** (1748-1819) el que consolida el trabajo desarrollado por Hutton al formular el *Principio del Uniformitarismo* o permanencia de las causas “actuales” durante la evolución de la Tierra (Espinosa y Arroyo, 2011).

C. Lyell (1797-1875) se convirtió en el gran divulgador del *Uniformismo* y de su extensión más lógica: el *Gradualismo*, con lo cual la negación del catastrofismo fue todavía más notoria. Describió los procesos de intemperismo, erosión y transporte fluvial, de deposición en cuencas de sedimentación y, dedujo como a partir de estas áreas sedimentarias se originaban nuevas montañas con relación a fuerzas tectónicas. Su obra planteada en tres volúmenes *Principles of Geology* lo consolida como el creador de la Geología moderna. Expone el *principio del Actualismo*: los fenómenos del pasado operan bajo las mismas causas en el presente (Lugo, 2002; Espinosa y Arroyo, 2011).

J.W. Powell (1834-1902) se dedicó a estudiar la erosión fluvial y propuso una clasificación de los valles, también fue de amplia difusión su concepto de nivel base. Abordar secuencias erosivo-sedimentarias globales, tanto espacial como temporalmente, fue iniciativa de **Ramsay** (1846) y **McGee** (1888); el primero estudio las “planicies marinas” en Gales, el segundo las “planicies continentales” en los montes Apalaches de Norteamérica (De Pedraza, 1996). Sobresale de una manera especial la aportación de **Gilbert** (1843-1918), él utiliza el concepto de sistema en el sentido de que todo cambio es siempre compensado y, por tanto, en el caso de ríos y vertientes existe siempre un estado de equilibrio dinámico; se interesó más por los procesos físicos y por el equilibrio dinámico de las formas que por su evolución. Pone énfasis en la acción de los procesos externos sobre las estructuras geológicas y considera las formas del terreno como el resultado de la tensión entre la fuerza de los agentes erosivos y la resistencia de las rocas a los mismos (Sala, 1984).

V. *Consolidación de la ciencia geomorfológica (Siglo XIX- primera mitad del Siglo XX)*

A finales del siglo XIX aparecen los primeros libros de texto con un enfoque geomorfológico, por sus enunciados y contenidos. Corresponden a *Les formes du Terrain*, de los franceses **De la Noë** y **Margerie** (1888) y la *Morphologie der Erdoberfläche*, al austroalemán **Albrecht Penck** (1894) (De Pedraza, 1996).

Oficialmente, la Geomorfología se consolidó como ciencia en 1899 a raíz de una publicación del geógrafo y geólogo estadounidense **William Morris Davis** (1850-1934), titulada *The Geographical Cycle* (más tarde conocido como Ciclo de Erosión), al idear el primer método de análisis estrictamente geomorfológico y explicar el relieve a partir de un modelo histórico-evolutivo, es considerada la primera teoría moderna de la evolución del paisaje (Lugo, 2004; Huggett, 2007).

De acuerdo con Sala (1984), sus postulados fundamentales, son:

1. Las formas del relieve son función de tres factores: la estructura geológica, los procesos de erosión y el estado de desarrollo o tiempo de acción de los procesos sobre la estructura.
2. Las formas del modelado evolucionan gradual y sistemáticamente, pasando en ordenada sucesión por estadios perfectamente identificables llamados: juventud, madurez y senectud.

Su trabajo cubrió amplios campos de la Geomorfología, como los relieves glaciares, costeros, áridos y volcánicos. Su concepto de “ciclos del relieve” se aplicó a los de erosión kárstica, marina, glacial, de sabana y periglacial, entre otras. Sin embargo, a la generalización davisiana se opondrían también los conceptos de zonación climática de **Vladimir Köppen** (1883) y zonación edáfica de **Dokuchaev** (1891) (De Pedraza, 1996; Gutiérrez, 2008).

El principal cuestionamiento de la teoría de Davis fue su incompatibilidad con la teoría de los Movimientos verticales o del Geosinclinal (desplazada posteriormente por la Tectónica de Placas en 1970). En contraposición a las ideas de Davis, en Inglaterra se sostiene la concepción de modelado del relieve instituida por **Walter Penck** (1888-1923), quien más decididamente se opuso a la conceptualización davisiana, desde una perspectiva geológica o de Geomorfología Estructural, dando una explicación al origen del relieve en función de

procesos internos y externos en interacción (De Pedraza, 1996). De acuerdo con el modelo Davisiano, el levantamiento y el aplanamiento suceden alternativamente. Pero, en muchos relieves, el levantamiento y la denudación se producen al mismo tiempo. Sin embargo, de acuerdo con Penck (1924, 1953) en Huggett (2007), la interacción continua y gradual de los procesos tectónicos y erosivos conduce a un modelo diferente de la evolución del paisaje, en el que se especula que ésta se da en pasos individuales para determinar la evolución de todo el paisaje. Penck elaboró un modelo en su *Análisis Morfológico* (1924) explicando los relieves escalonados, aportó otros conceptos, teorías e hipótesis de gran utilidad para el análisis geomorfológico actual. Expuso el proceso de erosión de las montañas en sentido lateral, donde éstas se van haciendo cada vez más angostas, conservando en general su altura. También, consideró el relieve en una relación estrecha con la actividad tectónica, explicando que la geometría de las laderas convexas, cóncavas y rectas, se forman en función de una actividad tectónica que les da origen. Se considera como un precursor del método geomorfológico en las investigaciones neotectónicas (Sala y Batalla, 1996; Lugo, 2004; Gutiérrez, 2008).

No solo W. Penck, sino prácticamente el conjunto de la escuela alemana rechazó las ideas de Davis, como puede verse por los escritos de **Pasarge** (1912), quien considera que el concepto de ciclo es irreal, ya que ignora las condiciones climáticas y las causas locales, y lleva a conclusiones demasiado rápidas y superficiales. De lo anterior surge hasta cierto punto la actual división de la ciencia geomorfológica en varias ramas, todas ellas con una base teórica propia y que de hecho contribuyen a un mayor conocimiento del relieve terrestre, al poner énfasis en los diferentes aspectos del mismo (Sala, 1984).

Lester Charles King (1907-1989), elaboró un modelo de evolución del relieve, el cual se basa en el retroceso paralelo de los escarpe. Recoge ideas de los patrones de Davis y Penck. Sus ideas no produjeron las amplias discusiones de los modelos de estos autores, a causa de que su teoría fue emitida en una época en que la Geomorfología se agitaba con el advenimiento del estudio de los procesos y de la cuantificación (Gutiérrez, 2008).

Estos tres modelos dieron lugar a trabajos destacables por su carácter globalizador, habiendo contribuido al avance y desarrollo de la Geomorfología durante la primera mitad del siglo XX. Los estudios de Davis y King ciñen su desarrollo a determinados tipos de clima, mientras que el modelo de Penck da más importancia a los aspectos tectónicos que a los climáticos (Gutiérrez, 2008; De Pedraza, 1996).

1.4 Tendencias actuales

El enfoque climático y los procesos del modelado establecieron una tendencia que centro sus trabajos en fenómenos actuales específicos de los cuales deriva el análisis geomorfológico estructurado: clasificación de las formas del relieve según su proceso genético, el cual es definido según un agente (ríos, viento, glaciares, etc.) o un contexto climático. Pero es hasta la década de 1970 cuando la Geomorfología Climática queda afirmada y se entiende como el estudio de los grandes paisajes zonales: glaciares, periglaciares, templado-húmedos, semiáridos, áridos y cálido-húmedos. Los sistemas de erosión se convirtieron en *Sistemas Morfoclimáticos* (De Pedraza, 1996; García, 2006; Sala y Batalla, 1996).

Entre los años de 1939 y 1969 aparece la Geomorfología Europea y se consolida la línea tradicional iniciada por las escuelas germana, rusa y francesa a principios del siglo XX. De ella proceden métodos y tratados generales de Geomorfología Climática, Estructural y Dinámica.

Los contenidos geomorfológicos de la escuela Francesa (1948-1965) muestran una metodología analítico-descriptiva, e implican tanto los procesos como sus morfologías asociadas. Además de aportar un impulso importante a la cartografía. Este método aparece en las obras de **Tricart y Cailleux** (1965). **Derruau** (1956), **Birot** (1958); igualmente con los americanos **Thornbury** (1954) y **Engeln** (1948).

Paralelamente entre 1946 y 1968, los análisis geomorfológicos en relación con la dinámica tectónica, quedaron prácticamente abandonados o suspendidos por la Geología Estructural. La única excepción procede del ruso **Gerasimov** (1946) que introduce el término morfoestructura para denominar a la acción conjunta entre tectónica y modelado; también se debe a **Gerasimov** (1959) y a su discípulo **Mescerjakov** (1968) los primeros estudios de Neotéctonica (De Pedraza, 1996).

Otra corriente que busca analizar los procesos geomorfológicos sectorialmente, proceder a su cuantificación y definir parámetros sobre la configuración geométrica de las formas o las relaciones dinámicas del proceso, es referida por investigaciones de **Horton** (1932, 1945) él desarrolla una descripción cuantitativa de la red de drenaje fluvial, a fin de que sea posible predecir el comportamiento fluvial; también elabora un modelo de escorrentía y erosión del agua en las vertientes, y de los procesos hidráulicos. Además de estos estudios cuantitativos,

otros trabajos constituyen también un precedente de la Geomorfología actual, como son los de **Rubey** (1938) sobre el movimiento de las partículas en un lecho fluvial, y de **Bagnol** (1938) sobre la física del movimiento de las arenas por acción del viento. Poco después, **Strahler** (1950, 1952) formula lo que pueden considerarse las bases de la Geomorfología moderna: a) énfasis en el estudio de los procesos que rigen el modelado; b) enfoque de carácter dinámico, es decir, fundado en los principios de la física; c) formulación de modelos matemáticos; d) deducción racional partiendo del análisis de datos empíricos producto de la observación; e) análisis de hechos en términos de sistemas abiertos, o sea tendentes a alcanzar estados de dinámica estable y a autorregularse. Fue en esta década cuando la revolución cuantitativa se da en Geografía Física teniendo lugar su ruptura con los estudios meramente históricos, sobre todo en Geomorfología, para orientarse al estudio de los procesos (De Pedraza, 1996; Sala, 1984; Sala y Batalla, 1996).

La aplicación de las Matemáticas al campo geomorfológico condujo a una ciencia Cuantitativa, a veces denominada Morfométrica; mientras que la aplicación de la Física llevo a una Geomorfología Teórica. Obras significativas al respecto fueron las publicadas por autores como: **Dury** (1979), **Chorley** (1972), **Scheidegger** (1970), **Leopold, Wolman y Miller** (1964), entre otros. Independientemente de las aportaciones particulares de estos autores, lo más destacado en conjunto fue la introducción de la “Teoría de sistemas” para los análisis geomorfológicos, formulación explícita de su aplicación debida a **Chorley** (1962). Estas tendencias propiciaron un notable desarrollo en la escuela Anglosajona, cuyos trabajos más completos, modernos e influyentes pertenecen a **Chorley et al.** (1984), **Selby** (1985) y **Summerfield** (1991) (De Pedraza, 1996; Sala y Batalla, 1996).

La Geomorfología Dinámica, se caracteriza por el énfasis en el estudio de los procesos actuales y su relación con el modelado, estudiando los mecanismos y efectos de los grandes agentes geomorfológicos. Su idea parte de **Strahler** (1952) y se encuentra presente en otros autores de la misma época (**Dylick**, 1957; **Tricart y Cailleux**, 1955), el desarrollo exponencial de la misma se haya vinculado a los trabajos de Geomorfología Fluvial llevados a cabo en EEUU (Sala y Batalla, 1996).

Actualmente, la Geomorfología desarrolla nuevas tendencias en cuanto al carácter aplicativo de la ciencia como lo son el análisis de los procesos exógenos para la evaluación de riesgos; análisis sistémicos para la modelización y técnicas experimentales. Lo anterior se asocia a una Geomorfología Ambiental, que se interesa por el estudio de los impactos naturales y

antrópicos en el medio, así como las condiciones óptimas en que éste ha de manejarse para evitar situaciones límite. Tiene sus bases teóricas y técnicas de la Geomorfología Dinámica, también utiliza conceptos y técnicas de la Estructural y la Climática (De Pedraza, 1996; Sala y Batalla, 1996).

1.5 Geomorfología Estructural

En el desarrollo del relieve el control estructural representa una gran influencia, la cual, se evidencia por medio de estructuras geológicas que controlan desde la apariencia general del paisaje por sus rasgos dominantes como grandes pliegues y fallas, hasta procesos localizados, influenciados por pequeños rasgos como el fracturamiento y la foliación (De Pedraza, 1996).

Los primeros tratados de Geomorfología Estructural fueron de J. Chardonnet (1957), de P. Birot (1958) y de A. Cailleux y J. Tricart (1958). De acuerdo con Sala (1984), entre las diferentes escuelas geomorfológicas quienes más se interesan por el relieve estructural son, por lo general los autores soviéticos, germanos, franceses y españoles. Particularmente, los del área anglófona le dan a la estructura un valor de soporte o elemento de resistencia a la acción de los procesos del modelado, es decir, como parte condicionante de la dinámica geomorfológica.

Partiendo de que la Geomorfología Estructural estudia el efecto de la estructura de las rocas deformadas sobre la diferenciación espacial de los procesos geomorfológicos y de las formas vinculadas a ellos (Ahnert, 1998 en García, 2006). Se aclara que en sentido geomorfológico, el término estructura abarca no sólo los factores pasivos inherentes al tipo de roca (Litología) y a la disposición de los estratos (Estratigrafía y Tectónica) sino también a los cambios activos y continuos de estas propiedades. En estos estudios se considera a la erosión bajo un aspecto global, sin precisar sus mecanismos y sin analizar sus procesos; solamente para comprender su interacción con los modelados tectónicos y para indicar cómo la estructura influye sobre el tipo de relieve (Twidale, 1971 y Tricart, 1968 en Gutiérrez, 2008).

La creación de formas estructurales que proceden de estructuras geológicas, manifiesta sus propias características, resultado de la interacción las fuerzas endógenas y exógenas. Como afirma García (2006) son siempre *formas heredadas*. Por lo cual, explica el relieve como una manifestación de la dinámica interna de la Tierra, siendo por lo general la actividad

tectónica la que crea estas estructuras, las cuales son modificadas a la par por procesos erosivos que en conjunto producen una configuración final (Harvey, 2012).

El estudio geomorfológico-estructural debe partir del momento en que ya está esbozado el relieve para averiguar posteriormente cómo ha evolucionado en relación con las deformaciones y la acción erosiva para averiguar cómo son en la actualidad las formas de relieve, y cómo éstas configuran los grandes conjuntos; por lo que, se recurre al método de *sedimentos correlativos* que ilustra el grado de desmantelamiento de las estructuras iniciales, arrojando información sobre la edad de la elaboración de las formas del relieve (García, 2006).

Los aspectos estructurales de la morfogénesis deben ser observados según dos tipos de interacciones: una dinámica y otra morfoestructural. La primera, implica por igual a fuerzas endógenas y exógenas con base a la formulación de teorías globales del relieve o modelos evolutivos. La segunda, trata de todas aquellas fisonomías en las cuales la tectónica actúa directa o indirectamente como un factor geomorfológico más. Aquí se presenta una doble vía de estudio: según el contexto genético (dinámico o tectoestructural), y según su carácter configuracional (espacial o geoestructural) (De Pedraza, 1996).

Para analizar el relieve desde un enfoque estructural la Geomorfología se apoya de conceptos y métodos de la Geología, sobre todo de la Estructural, aunque su finalidad es muy distinta, pues conocer la conformación del relieve que deriva de las estructuras y sus procesos evoca a la Geomorfología mientras que definir sus características tanto geométricas como espaciales le corresponde a la Geología.

1.5.1 Análisis estructural

Cualquier área de la Tierra generalmente está bajo la acción de fuerzas que tienden a desplazar y a distorsionar las rocas de esa porción. Algunas de estas fuerzas se deben sólo al peso de las rocas suprayacentes; otras surgen a causa de movimientos a gran escala del material que constituye partes adyacentes de la corteza. Además en cada elemento rocoso actúan otras fuerzas como la gravedad (Hobbs, Means y Williams, 1981). Las estructuras geológicas que se analizan en esta tesis, son resultado de la deformación de dichas rocas y esta deformación es producto del esfuerzo que se aplica sobre ellas. Para comprenderlas mejor debemos entender algunos conceptos básicos asociados a estos procesos.

1.5.1.1 Esfuerzo

Cualquier cuerpo de roca, con independencia de su dureza, tiene un punto en el que se romperá o fluirá si es sometido a un cambio en el campo de fuerza. Estrictamente, Ragan (1980) define al *esfuerzo* como la cantidad de fuerza aplicada sobre un área determinada. La magnitud del esfuerzo es una función de la cantidad de fuerza aplicada con el área sobre la que la fuerza actúa.

$$\text{Esfuerzo } (\sigma) = \frac{\text{Fuerza } (F)}{\text{Área } (A)}$$

El esfuerzo dependerá tanto de la naturaleza del sistema de fuerzas aplicadas como de la posición y orientación de un área con respecto al sistema y; suele descomponerse en dos componentes: esfuerzo normal (σ) perpendicular al área, y un esfuerzo de cizalla (τ) que actúa en el plano del área (Ragan, 1980).

Esfuerzos Principales

Si un cuerpo permanece en reposo bajo un sistema de fuerzas es posible escoger en cualquier punto del mismo tres planos perpendiculares entre sí que se corten en él y orientados de tal forma que los esfuerzos resultantes sobre ellos sean solamente esfuerzos normales. Las tres líneas formadas por la intersección de los planos son conocidas con el nombre de *ejes principales del esfuerzo* y los esfuerzos que actúan según esas direcciones como *esfuerzos principales* en el punto considerado. En el caso general los esfuerzos principales son desiguales, de forma que tenemos el *esfuerzo principal máximo* (σ_1), el *esfuerzo principal intermedio* (σ_2) y el *esfuerzo principal mínimo* (σ_3). Por lo general, resulta que el valor del esfuerzo principal intermedio (σ_2) sólo juega un papel secundario en la deformación y rotura del material y por consiguiente el plano de máximo interés suele ser el plano $\sigma_1 \sigma_3$, el cual se denomina *esfuerzo diferencial* que puede ser considerado como el agente que produce la deformación, donde $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ (Hills, 1977 y Ragan, 1980).

Cada eje principal representa dos esfuerzos iguales y opuestos que ejercen una compresión cuando están dirigidos el uno hacia el otro (Figura 1.1) y una extensión en caso contrario. Las superficies existentes en cualquier dirección distinta de los tres planos ortogonales mencionados estarán sujetas a esfuerzos de cizalla y a esfuerzos normales teniendo los

primeros un máximo según dos direcciones perpendiculares que forman un ángulo de 45° con los ejes de esfuerzo máximo y mínimo (Hills, 1977).

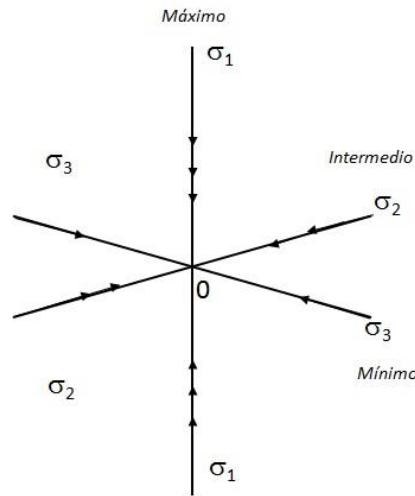


Figura 1.1.- Esfuerzos principales (de compresión) sobre un elemento cubico que incluye en su interior el punto o (Hills, 1977).

El *Esfuerzo triaxial*, es un estado de esfuerzo en el cual σ_1 , σ_2 y σ_3 tienen valores distintos a cero. Éste es el sistema de esfuerzo más general y probablemente el más comúnmente desarrollado en la naturaleza. También se puede dar la situación en la que los tres esfuerzos principales son iguales pero de tensión, este estado de esfuerzo se denomina *tensión hidrostática* o *presión litostática* ($\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 = p$) (Hobbs, Means y Williams, 1981).

Tipos de esfuerzo

Como se mencionó anteriormente, cuando se aplica un esfuerzo en direcciones diferentes, se denomina *esfuerzo diferencial*. El esfuerzo diferencial que acorta un cuerpo rocoso se conoce como *esfuerzo compresivo* (Figura 1.2b), donde la unidad de roca tiende a acortarse en dirección paralela al plano del máximo esfuerzo y a alargarse en dirección perpendicular a la del mayor esfuerzo. Cuando el esfuerzo tiene a alargarse o a separar una unidad rocosa, se conoce como *esfuerzo tensional* (Figura 1.2c). El esfuerzo diferencial también puede hacer que la roca se *cizalle* (Figura 1.2d). En los entornos próximos a la superficie, el cizallamiento suele producirse en superficies de debilidad paralela y estrechamente espaciada, como los planos de estratificación, foliación y las microfallas (Tarbuck y Lutgens, 2005).

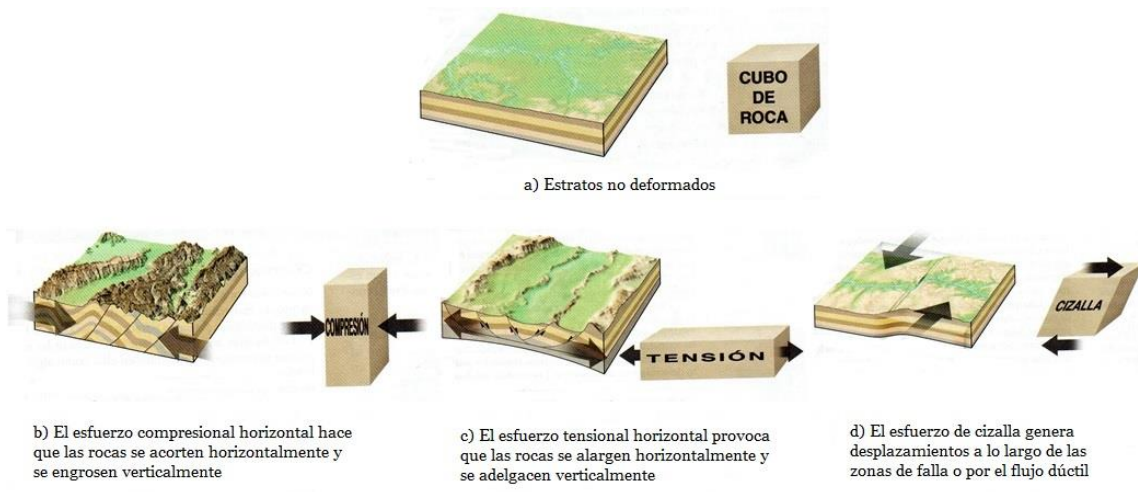


Figura 1.2.- Deformación de la corteza terrestre por los diferentes tipos de esfuerzos. a) Cuerpo rocoso sin deformar; b) Esfuerzo compresional; c) Esfuerzo tensional; d) Esfuerzo de cizalla (Tarbuck y Lutgens, 2005).

1.5.1.2 Deformación

Una masa rocosa que es sometida a un esfuerzo, provoca que las partículas individuales que la constituyen se desplacen a posiciones nuevas. Algunas partes de este movimiento pueden contribuir a una *traslación global de la masa*, mientras que otras partes producen *distorsiones* o *rotaciones* locales (Hobbs, Means y Williams, 1981). El esfuerzo puede provocar un cambio irreversible en la forma y el tamaño de un cuerpo rocoso, denominado *deformación*. Por lo cual, la deformación se refiere a todos los cambios de tamaño, forma, orientación o posición de una masa rocosa que se produce cuando un cuerpo está sujeto a un esfuerzo (Tarbuck y Lutgens, 2005).

Durante el período de aplicación del esfuerzo, éste y la deformación son de hecho inseparables, y aunque consideremos normalmente que dicha deformación es producida por el esfuerzo, su transmisión se produce al mismo tiempo que la propagación de la deformación en el cuerpo (Hills, 1977). Cuando un cuerpo de roca se somete a un sistema de fuerzas, éste puede sufrir una *traslación* (transporte en relación a algún sistema de coordenadas) (Figura 1.3a), *rotación* (cambio de orientación) (Figura 1.3b), *extensión* (*stretch*) que implica un cambio en la forma (distorsión) y el tamaño o volumen (dilatación) del cuerpo (Figura 1.3c) o cualquiera de éstas en combinación (Figura 1.3d) (Ragan, 2009).

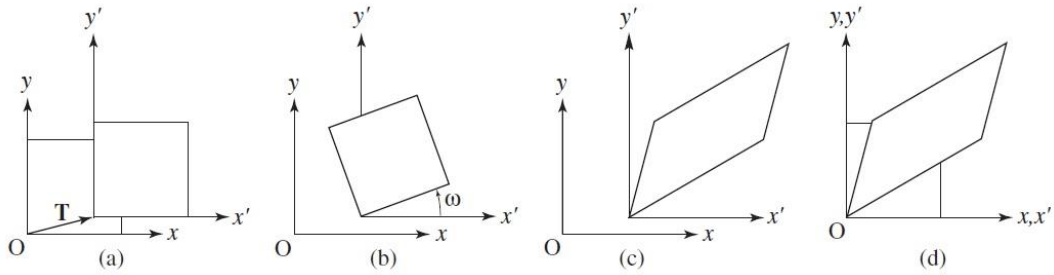


Figura 1.3.- Deformación. (a) Traslación, (b) Rotación, (c) Extensión, (d) Rotación, traslación y extensión (Ragan, 2009).

Deformación Homogénea y No Homogénea

Se dice que un cuerpo se deforma homogéneamente si cada una de sus partes sufre una deformación del mismo tipo y de igual magnitud, dirección y desplazamiento. Con *deformaciones homogéneas* una geometría originalmente regular se convierte en otra también regular en la que las partes similares permanecen orientadas de forma igual (Figura 1.4a). Si la deformación no es la misma en todas partes se dice que es *No Homogénea* o *Heterogénea*. La mayoría de las deformaciones geológicas son No Homogéneas (Figura 1.4b) (Hills, 1977; Hobbs, Means y Williams, 1981).

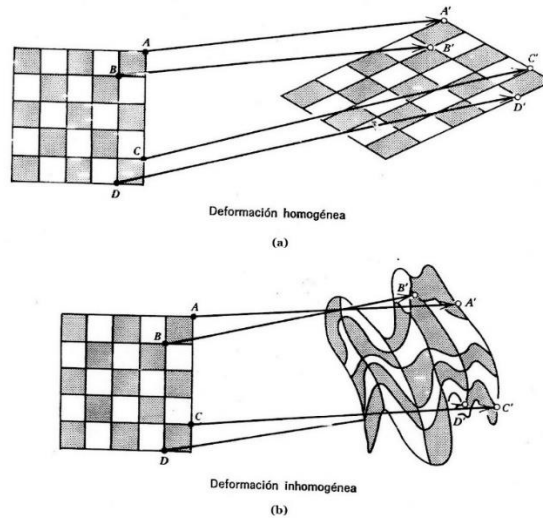


Figura 1.4.- Deformación Homogénea y No Homogénea. (a) Vectores del desplazamiento en una deformación Homogénea: AB y CD son iguales y paralelas en el estado no deformado. (b) Vectores del desplazamiento en una deformación No Homogénea: AB y CD son iguales y paralelas en el estado

deformado, pero esto no ocurre con A'B' y C'D' del estado deformado (Hobbs, Means y Williams, 1981).

La *cizalla pura* es una deformación homogénea que implica una deformación plana o una deformación general, en la cual líneas de partículas que son paralelas a los ejes principales del elipsoide de deformación tienen la misma orientación antes y después de la deformación. Como no hay rotación de líneas materiales a lo largo de direcciones principales, una cizalla pura suele calificarse de *deformación irrotacional*. La *cizalla simple* es una deformación homogénea, a volumen constante, que implica deformación plana, en la cual, en el estado deformado sólo una única familia de planos materiales paralelos entre sí no se distorsiona y se mantiene paralela a la misma familia de planos del estado no deformado. La cizalla simple implica un cambio de orientación de líneas materiales a lo largo de dos de los ejes principales (λ_1 y λ_2). Así, la cizalla simple se califica de *deformación rotacional* (Hobbs, Means y Williams, 1981).

Deformación progresiva, finita e infinitesimal

Un cuerpo deformado representa, al momento de hacer la medición, la deformación total producida en él hasta ese momento, misma que se desarrolló por la adición de una serie de pequeños incrementos a medida que el cuerpo adquiría diferentes formas y posiciones como respuesta a los esfuerzos aplicados. A tal proceso se le conoce como *deformación progresiva* y a su producto como *deformación finita*. En cualquier instante dado durante la deformación progresiva, existe un estado de *deformación infinitesimal* (Padilla y Sánchez, 2013).

Las rocas y su comportamiento mecánico

El comportamiento de los materiales reales es muy complejo. Por tanto, es conveniente considerar los comportamientos ideales. Cuando se deja de aplicar esfuerzo a un cuerpo y la deformación que presenta es instantáneamente reversible, se le conoce como *deformación elástica*. Si al interrumpir el esfuerzo la deformación se restituye parcialmente de manera elástica pero queda una deformación permanente se conoce como *deformación plástica*. Los cuerpos elásticos se caracterizan por proporcionar una respuesta instantánea y reversible del sólido al esfuerzo, la cual es por tanto independiente del tiempo. Si la deformación es proporcional al esfuerzo, la *elasticidad* se llama *hookiana*. Por otro lado, los cuerpos

plásticos se caracterizan por una respuesta reversible al esfuerzo; se produce una deformación de materia que depende del tiempo (ejemplo, la fluencia plástica debida a un esfuerzo constante) (Mercier y Vergely 1999).

Además de considerar lo anterior, existen factores que influyen en la resistencia de una roca y por tanto, en cómo se va a deformar. La temperatura y la presión de confinamiento, el tipo de roca, la disponibilidad de fluidos y el tiempo, son los más importantes. Tarbuck y Lutgens (2005) y Mercier y Vergely (1999) los describen:

Temperatura y presión de confinamiento.- En un medio rocoso natural, el esfuerzo litostático aumenta con la profundidad y un aumento de temperatura abate el límite de fluencia plástica. Por tanto, produce un *debilitamiento* de la roca y aumenta la cantidad de deformación plástica antes de la ruptura. Entonces, donde las temperaturas y presiones de confinamiento son bajas (cerca de la superficie), las rocas tienden a comportarse como un sólido frágil y se fracturan cuando se supera su resistencia. Este tipo de deformación se denomina *deformación frágil*. Por el contrario, a profundidad, donde las temperaturas y las presiones de confinamiento son elevadas, las rocas exhiben un comportamiento dúctil. La *deformación dúctil* es un tipo de flujo en estado sólido que produce un cambio en el tamaño y la forma de un objeto sin fracturarlo. Por sus efectos conjugados, presión y temperatura contribuyen a extender el campo de la ductilidad de las rocas.

Tipo de roca.- Cuando las rocas son sometidas a esfuerzos que superan su propia resistencia, comienzan a deformarse. La influencia de las condiciones físicas en la deformación de las rocas depende mucho de su reología intrínseca, de su homogeneidad o heterogeneidad. Las rocas pueden presentar comportamientos elásticos, elástico-plástico o plástico en condiciones ambientales. Distinguiéndose: *rocas frágiles* y *rocas dúctiles*. Una vez sobrepasado el límite elástico (resistencia) de una roca, ésta fluye o se fractura. Las rocas frágiles se deforman elásticamente con poca plasticidad antes de la ruptura; su deformación es *discontinua*. Las rocas dúctiles sufren grandes deformaciones sin ruptura, su deformación es *continua*. Ciertas rocas pueden pasar por una deformación dúctil notable antes de llegar a la ruptura, su comportamiento se denomina *dúctil-frágil*. Además del ambiente físico, la composición mineral y la textura de las rocas influye mucho en cómo éstas se van a deformar. En la corteza continental se tiene una respuesta distinta a la deformación según su composición y a la presencia de fluidos. La resistencia máxima es controlada por el mineral más débil, mientras que la presencia de fluidos disminuye la resistencia.

Tiempo.- En la naturaleza, fuerzas pequeñas aplicadas durante largos periodos desempeñan un papel importante en la deformación de las rocas. Fuerzas incapaces de deformar inicialmente una roca pueden hacer que la roca fluya si ese esfuerzo se mantiene durante un período prolongado de tiempo. Sin embargo, cuando la velocidad del esfuerzo aumenta, hay una disminución en el campo de la deformación plástica y al mismo tiempo un aumento en el límite de elasticidad. Para velocidades de deformación crecientes, el campo de plasticidad disminuye y la roca se vuelve más frágil.

Competencia

Durante mucho tiempo se ha apreciado que diferentes tipos de rocas se deforman de manera diferente en las mismas condiciones físicas. Un primer intento de caracterizar el comportamiento de los diferentes tipos de rocas fue establecer el concepto de competencia y el enfoque básico sigue siendo ampliamente utilizado. Las rocas competentes tienden a resistir el flujo y rocas incompetentes fluyen con más facilidad. Esta distinción es sólo relativa y suele contrastarse con términos como: fuerte vs débil y frágil vs dúctil (Ragan, 2009).

De acuerdo con Ragan (2009), es posible clasificar los tipos de rocas comunes de la más a la menos competente. La posición en este ranking depende de la composición química y tamaño de grano. También depende de las condiciones ambientales, particularmente de la temperatura, así como del grado metamórfico, en el momento de la deformación (Tabla 1.1).

Tabla 1.1.- Clasificación de las rocas comunes, de mayor a menor competencia (Ramsay, 1982 en Ragan, 2009)

Bajo o muy bajo grado	Esquistos verdes o facies menores de anfibolitas
1. Dolomita	1. Rocas metabásicas
2. Arcosa	2. Granito de grano grueso y Gneis granítico
3. Arenisca de cuarzo	3. Granito de grano fino y Gneis granítico
4. Grauvaca	4. Gneis bandeado cuarzo-feldespato-mica
5. Caliza de grano grueso	5. Cuarzita
6. Caliza de grano fino	6. Mármol
7. Limolita	7. Micaesquisto
8. Marga	

9. Lutita

10. Halita, Anhidrita

Cuando las rocas de diferentes competencias están en contacto oblicuo, como en los flancos de un pliegue, los estados de tensión en cada uno también difieren.

1.5.1.3 Estructuras geológicas resultantes

Cuando las rocas se encuentran expuestas a cambios en las condiciones de esfuerzo, experimentan modificaciones que se manifiestan en el arreglo de las mismas por medio de la deformación. Al resultado de este cambio en las estructuras rocosas se les conoce como estructuras geológicas secundarias.

A. Frágiles

Bajo el campo de la deformación frágil las rocas se rompen conforme a superficies más o menos planas, éstas se denominan *fracturas, juntas o diaclasas* cuando no se aprecia desplazamiento entre los dos ámbitos definidos por la superficie de fractura, en sentido paralelo a la propia superficie (Silva, Mendoza y Campos, 2010). La mayoría de estas estructuras se forman por fracturación, es decir, por desarrollo de grietas en las que se pierde la cohesión original. Sin embargo, después de haberse iniciado como fracturas, muchas juntas se sellan en parte o del todo por introducción de minerales secundarios o por recristalización de los minerales originales (Hobbs, Means y Williams, 1981).

Una *falla* de acuerdo con Ragan (2009), es una superficie o zona de fractura a lo largo de la cual ha habido un desplazamiento apreciable; esta superficie puede ser plana o curviplanar.

Clasificación de fallas

Existen varios enfoques para la clasificación de fallas, entre los que se encuentran la geométrica y la dinámica:

- **Clasificación geométrica**

El aspecto más importante de la geometría de una falla es el desplazamiento relativo a lo largo de ella. Hay dos casos especiales importantes: deslizamiento paralelo a la inclinación de la falla o deslizamiento paralelo al rumbo de la falla (Ragan 2009):

1) Deslizamiento vertical (*Dip slip*)

a) *Normal*: el bloque de techo se ha movido hacia abajo con respecto al bloque de piso (Figura 1.5a)

b) *Inversa*: el bloque de techo se ha subido con respecto al bloque de piso (Figura 1.5b)

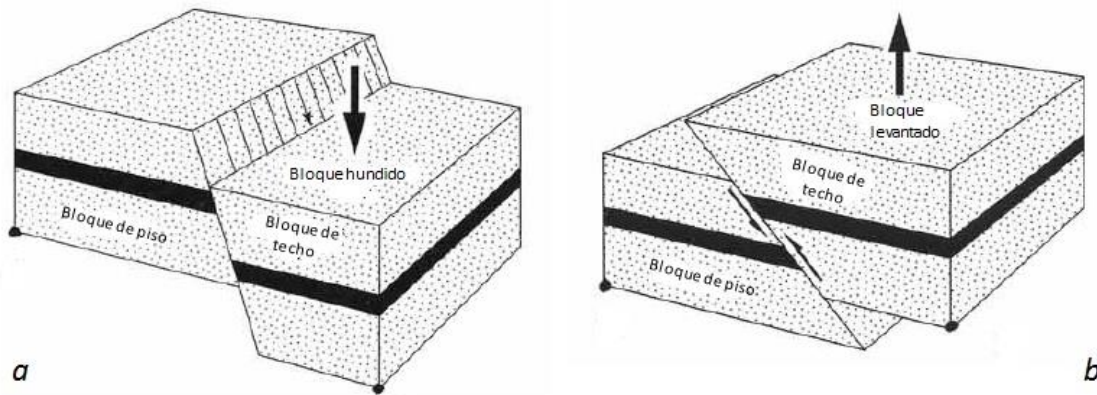


Figura 1.5.- Fallas de deslizamiento vertical. a) Falla normal b) Falla inversa (Weijermars, 1997)

2) Deslizamiento según el rumbo (*Strike slip*)

a) *Lateral derecha o dextral*: de pie frente a la falla, el bloque de enfrente se mueve relativamente a la derecha (Figura 1.6a).

b) *Lateral izquierda o sinistral*: el bloque opuesto se ha movido relativamente a la izquierda (Figura 1.6b).

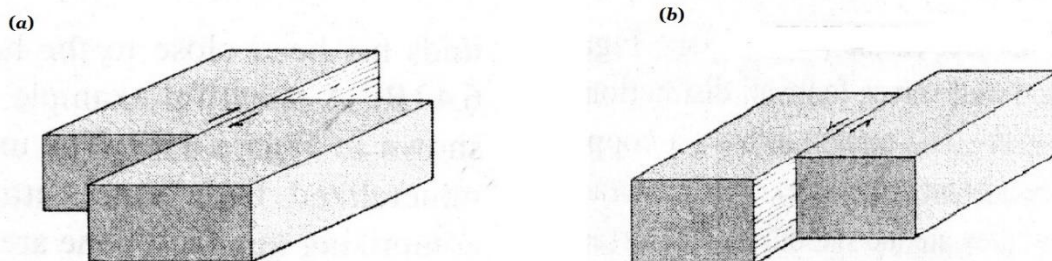


Figura 1.6.- Fallas de deslizamiento según el rumbo a) Falla lateral derecha b) Falla lateral izquierda (Davis, Reynolds y Kluth, 2012).

Una falla con *deslizamiento oblicuo* involucra la combinación del deslizamiento paralelo a la inclinación de la falla y del deslizamiento paralelo al rumbo de la falla, pudiéndose presentar una falla normal o inversa con una componente lateral (Figura 1.7).

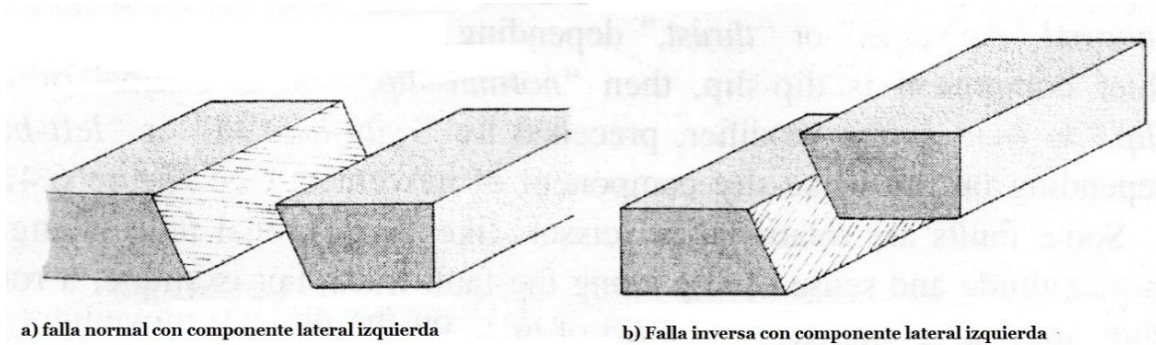


Figura 1.7.- Fallas de deslizamiento oblicuo. Muestran un deslizamiento vertical predominante con una componente de movimiento lateral (Davis, Reynolds y Kluth, 2012).

En las fallas *rotacionales* el salto cambia de un lugar a otro; incluyen: las fallas de *bisagra* (Figura 1. 8a) donde se da solo la flexión de uno de los bloques y las fallas de *pivote* (Figura 1.8b) donde el movimiento se da con respecto a un punto de rotación contenido en el plano (Ragan, 2009).

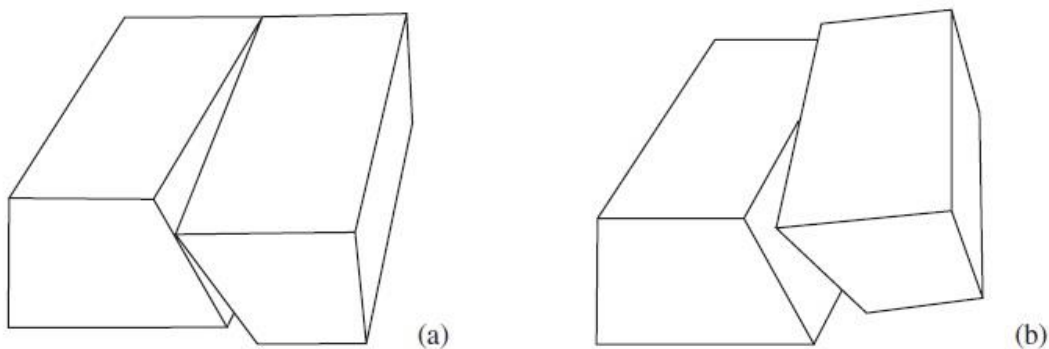


Figura 1.8.- Fallas rotacionales: (a) falla de bisagra, (b) falla de pivote (Donath, 1962 en Ragan 2009).

- *Clasificación dinámica*

La interpretación dinámica de las fallas es propuesta por Anderson (1951), donde: suponiendo que de los tres esfuerzos principales dos son horizontales y el tercero vertical,

pueden encontrarse en primer lugar tres conjuntos de condiciones en las cuales todos esos esfuerzos sean compresiones. En cada caso las fallas son superficies de ángulo diedro agudo entre ellas incluye el eje de esfuerzo principal máximo, mientras que el eje intermedio es la dirección según la cual se cortan los planos (Hills, 1977). Ello, combinado con la relación geométrica entre planos de fractura y direcciones de esfuerzo, permite establecer una clasificación dinámica de fallas. Teniendo:

- 1) Falla inversa: si σ_3 es vertical, los planos de falla buzan $\alpha = 45 - \phi/2$, es decir, que buzan menos de 45° . Las rocas fracturadas sufren un acortamiento en la dirección de compresión máxima (Figura 1.9a)
- 2) Falla lateral (de desgarre): si σ_2 es vertical, los planos de falla también son verticales y la dirección de salto es horizontal (Figura 1.9b)
- 3) Falla normal: si σ_1 es vertical, la falla buza $\alpha = 45 + \phi/2$, es decir, que tiene un buzamiento mayor a 45° (Figura 1.9c)

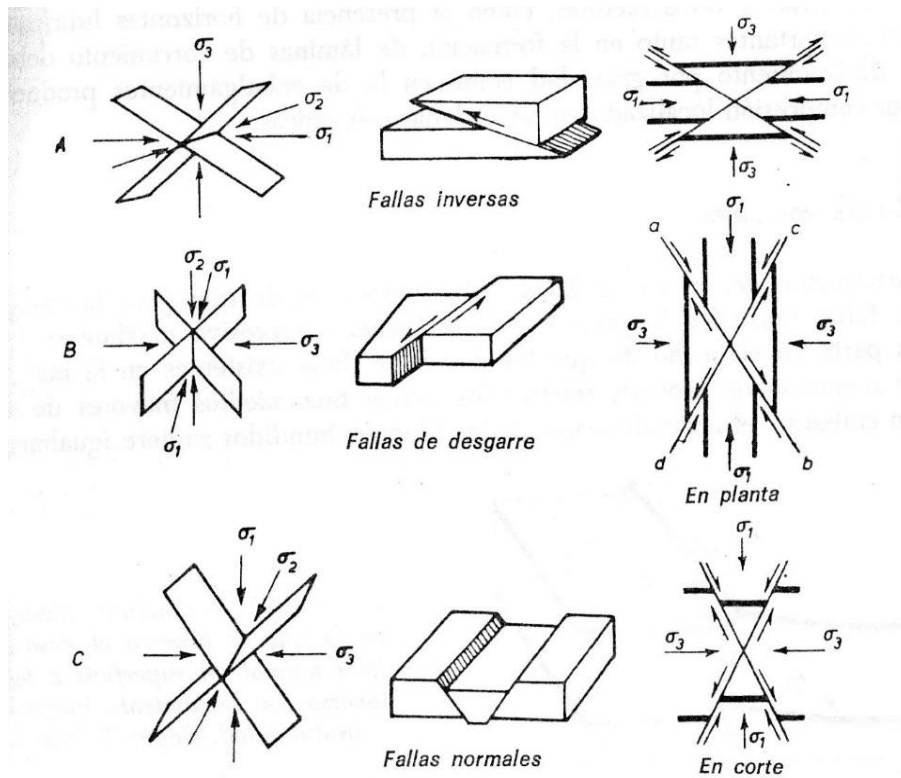


Figura 1.9.- Clasificación dinámica de las fallas. (a) Fallas inversas (σ_3 vertical), (b) fallas laterales (de desgarre) (σ_2 vertical), (c) Fallas normales (σ_1 vertical) (Hills, 1977).

Características asociadas

Los planos de falla suelen estar rellenos de material fragmentario llamado **brecha de falla** o **microbrecha** si los fragmentos son microscópicos. Estas microbrechas, que se presentan como rellenos de falla y en zonas más amplias de deformación intensa, se llaman **milonitas**. Una característica muy común y diagnóstica de los planos de falla son las superficies lisas o pulidas por las que es fácil dividir la roca, llamadas **espejos de falla** (*slickensides*). Los espejos de falla pueden ser lisos, sin accidentes, pero lo más común es que se presenten una acanaladura o estriación del tipo representado en la Figura 1.10. Las **estriás** (*slickenline*) son un indicador de la dirección del movimiento relativo, siendo paralelas a este. Los **escalones** son saltos que muestran el rompimiento de la roca (Hobbs, Means y Williams, 1981).

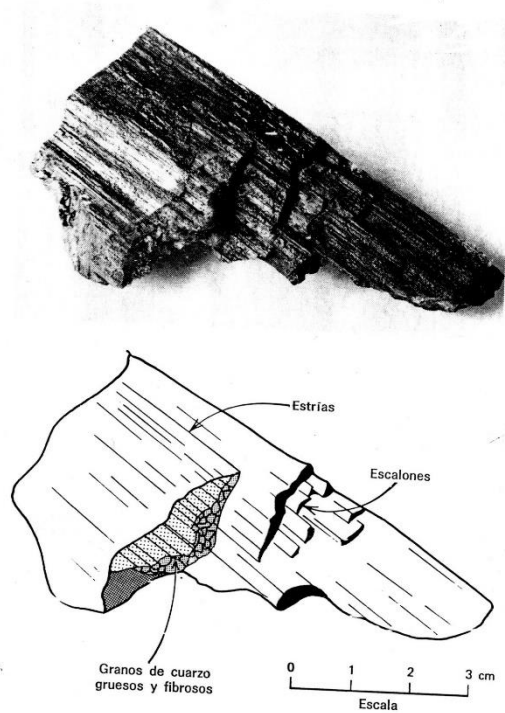


Figura 1.10.- Fragmento de un espejo de falla en una pizarra de Glenmont, Nueva York. Los escalones y estriás característicos están acompañados de nervaduras de cuarzo de cristales gruesos fibrosos que tienen una fuerte orientación preferente paralela a la dirección del desplazamiento de la falla (Hobbs, Means y Williams, 1981).

A menudo fallas y pliegues se presentan juntos, sin embargo las relaciones por las que se dan en conjunto no son las mismas. Se distinguen ya sea por coincidencia: los pliegues existían en la masa rocosa antes de que se produjera la falla. O puede haber una relación

genética entre pliegues y fallas; en tal situación son posibles dos casos: 1) La falla es consecuencia del plegamiento y una continuación directa de la deformación. 2) Los pliegues son resultado directo de la falla. En este caso, durante el deslizamiento según el cual un bloque se mueve con respecto al otro, un arrastre friccional sobre el plano de falla puede producir determinados efectos en los propios bloques. Uno de ellos es el arrastre de capas preexistentes hasta convertirlas en pliegues. Estos pliegues se llaman **pliegues de arrastre de falla** (Figura 1.11) (Ragan, 1980).

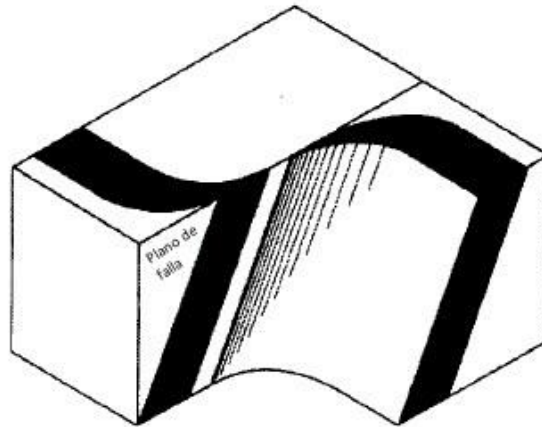


Figura 1.11.- El eje de los pliegues de arrastre de falla es paralelo a la línea de intersección del plano de falla con el plano de estratificación (Ragan 2009).

Algunas fallas llevan asociadas a ellas fracturas, a menudo rellenas de cuarzo o de calcita. Son las *fracturas de extensión* y su presencia da información adicional relativa al esfuerzo y al desplazamiento (Ragan, 1980).

Cabalgaduras (Overthrusts)

Las fallas inversas de bajo ángulo tienen una serie de características especiales e importantes que merecen un tratamiento adicional. También hay algunos problemas especiales debido a su naturaleza llana, las estructuras por debajo del bloque cabalgado se suelen ocultar. Los deslizamientos de decenas de kilómetros no son poco comunes y tal desplazamiento grande se compone del problema de tratar de coincidir con las características arriba y por debajo del plano de falla (Ragan, 2009).

Debido al bajo ángulo, el patrón de afloramiento del bloque cabalgado está fuertemente influenciada por la erosión. Resultado es un caso atípico de erosión, llamado **klippe**, el cual

es un afloramiento de roca por encima del cabalgamiento rodeado por completo por roca que se encuentra debajo del cabalgamiento. Del mismo modo, la erosión también puede exponer el bloque del muro inferior en una **ventana** que es un afloramiento de roca situado bajo un plano de cabalgamiento que está enteramente rodeado de rocas por encima del plano del cabalgamiento (Hobbs, Means y Williams, 1981). Estas dos características se ilustran en la Figura 1.12.

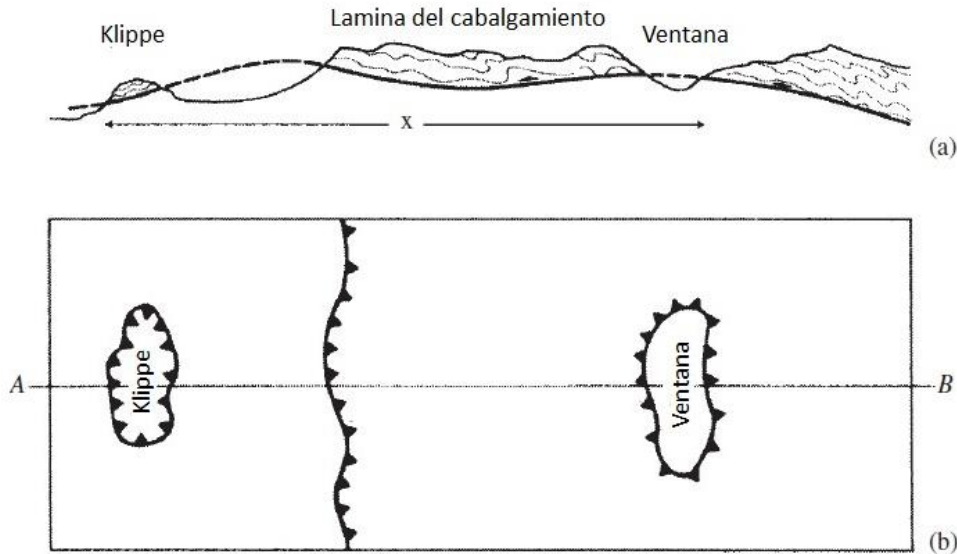


Figura 1.12.- Klippe y ventana: (a) la sección transversal; (b) mapa que muestra ambas características representadas por curvas cerradas (Ramsay, 1969 en Ragan, 2009).

También puede haber un número mayor o menor de empujes en el lado del techo. Tales fallas adicionales comúnmente muestran dos estilos distintos. Uno de ellos consiste en la presencia de corrimientos de menor importancia que la raíz de la falla basal principal y la curva hacia arriba a la superficie; estas fallas en forma de pala se llaman *empujes lístricos*. Si un número de tales cabalgaduras están presentes, el efecto es romper el bloque de la pared superior en una serie de losas curvas, y esto se describe como estructura imbricada (Figura 1.13).



Figura 1.13.- Empujes imbricados en las Montañas Rocosas canadienses (Ragan, 2009).

En un caso más complicado, un cuerpo de roca delimitada por los lados por fallas menores se denomina *horst*. Un *dúplex* es una familia imbricada de horst (Boyer y Elliott, 1982). Las fallas que limitan la parte superior e inferior del dúplex de cabalgaduras se llaman cabalgamiento superior (*roof*) e inferior (*floor*) (Figura 1.14). El empuje menor del grupo se conoce comúnmente como el plano de cabalgadura.

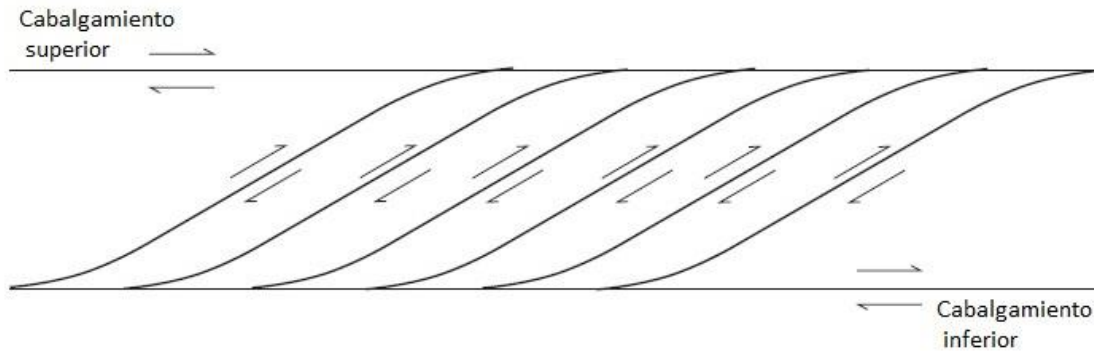


Figura 1.14.- Cabalgamiento dúplex (Ragan, 2009).

Por lo general, la cantidad de desplazamiento en una falla inversa desaparece hacia el frente de la falla, causando que el techo se pliegue adyacente el frente de la cabalgadura. Las repeticiones de este patrón de deformación a través de muchos desplazamientos sucesivos generarían un anticlinal en el bloque de techo. Al otro lado de la cresta del anticlinal del techo, se forman al momento del fallamiento flexiones y fosas, abriéndose en varios sitios. La oblicuidad del vector acortamiento con respecto a la traza de la falla puede ser juzgada por la orientación de estas fosas crestales. Cuando la evolución de la traza de la cabalgadura y de las fallas normales que limitan la fosas son paralelas, el acortamiento ocurre aproximadamente perpendicular a la traza de la cabalgadura (Figura 1.15 A y C). Por otro lado, donde los grabens tienden oblicuamente a la cresta anticlinal y a la traza de la falla, se infiere que el acortamiento pudo haber sido oblicuo a la traza de la cabalgadura (Figura 1.15 B y D) (Burbank y Anderson, 2012).

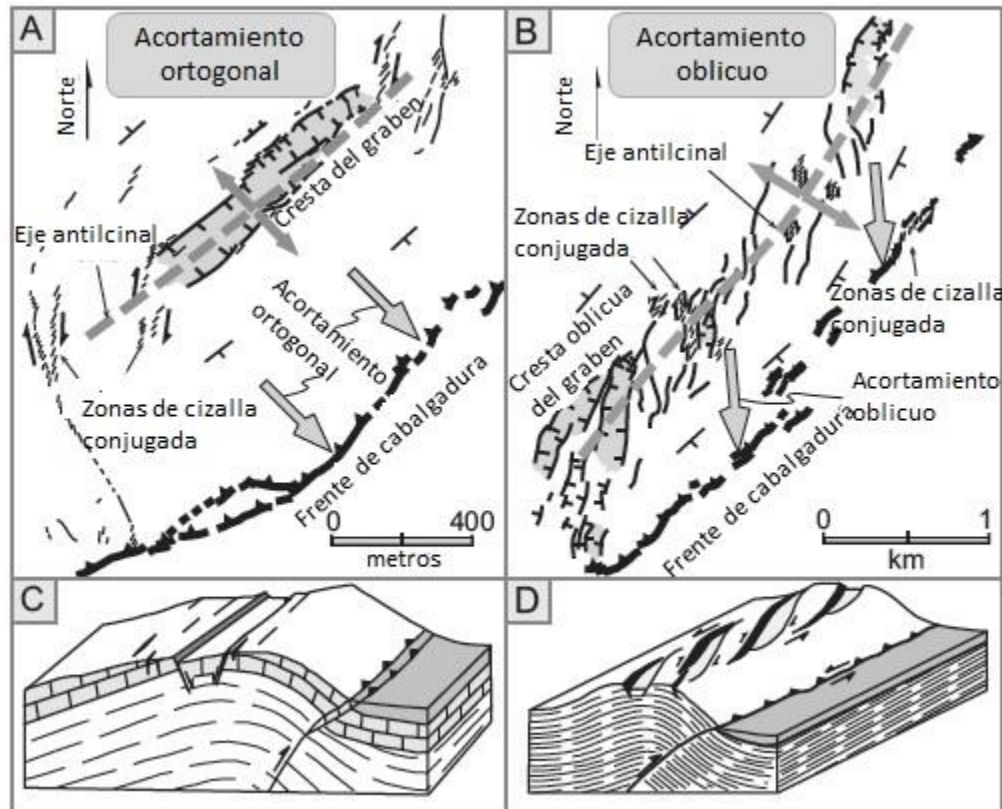


Figura 1.15.- Cabalgadura frontal y cresta del graben El Asnam. A) Mapa de rupturas superficiales relacionadas con el acortamiento ortogonal durante el terremoto de El Asnam 1980. El paralelismo de la cresta del graben (momento de la flexión del fallamiento en el techo), la cabalgadura frontal y la orientación de las zonas de cizalla sugieren que el acortamiento es perpendicular a la traza de la falla. B) Rupturas superficiales debido al acortamiento oblicuo, definiendo crestas de grabens en echelón y zonas de cizalla con respecto a la traza de la cabalgadura. En la región de la cresta, la flexión anticlinal crea esfuerzos de tracción al momento de la flexión, mientras que el cizallamiento, debido al acortamiento oblicuo controla la orientación de los esfuerzos de tensión a lo largo de la parte frontal del empuje. C, D: Diagramas de bloques esquemáticos que muestran la orientación de la cresta del graben, el acortamiento ortogonal y oblicuo (Modificado de Felipe y Meghraoui, 1983 en Burbank y Anderson, 2012).

Esta oblicuidad del vector de acortamiento también es coherente con la orientación de las cizallas conjugadas que se desarrollan a lo largo de la parte frontal de la falla. En cada caso, la deformación observada localmente se puede ver el resultado de la orientación del campo de esfuerzos local (en el caso de grabens o zonas de cizalla conjugada) o campo de esfuerzos regional (en el caso de las cabalgaduras) con respecto a la orientación de las superficies de falla (Figura 1.16) (Burbank y Anderson, 2012).

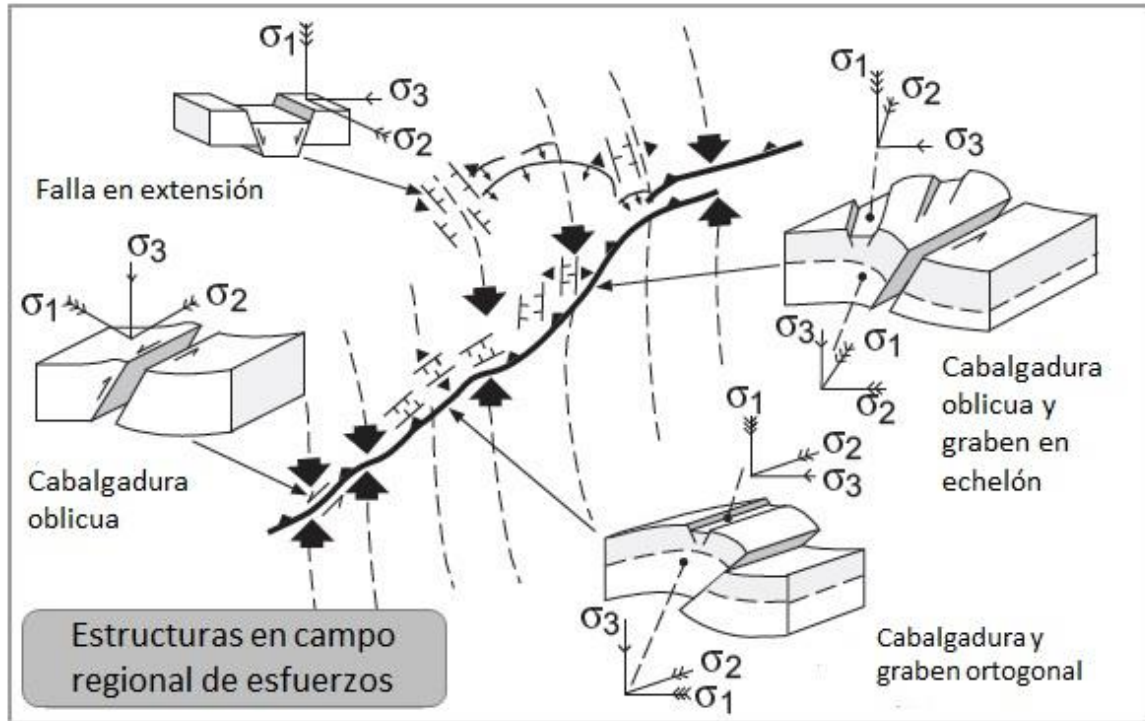


Figura 1.16.- Estilos de deformación relacionados con patrones de esfuerzo durante el cabalgamiento. Las líneas discontinuas representan la orientación aproximada de los esfuerzos de compresión máxima regional. Variaciones en los esfuerzos locales debido a la flexión o cizallamiento de anticlinales sobre el techo resultan en fosas en las crestas (Modificado de Felipe y Meghraoui, 1983 en Burbank y Anderson, 2012).

Pilares y Fosas tectónicas (Horst y Graben)

Cuando se presentan fallas en conjunto, se pueden formar varias estructuras como los Pilares tectónicos (*horst*) que son una estructura positiva formada por bloques de falla elevados alternos, semejante a un pilar delimitada por fallas normales; y los bloques hundidos llamados Fosas tectónicas (*graben*) que son una estructura negativa semejante a una cuenca, delimitada también por fallas normales (Figura 1.17) (Tarbuck y Lutgens, 2005; Silva, Mendoza y Campos, 2010).

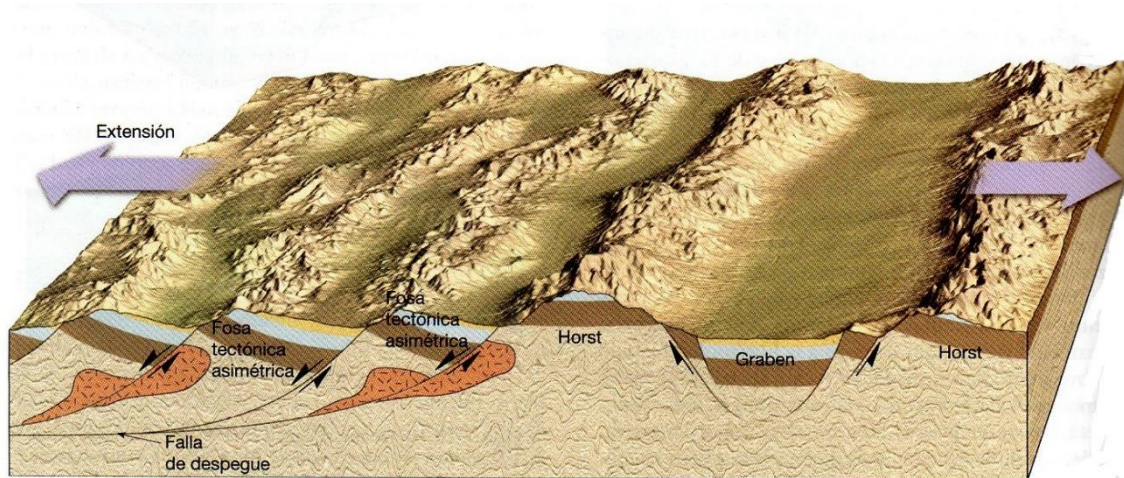


Figura 1.17.-Fracturamiento normal de la provincia Cuencas y Sierras. Aquí, los esfuerzos tensionales han alargado y fracturado la corteza en numerosos bloques. El movimiento a lo largo de esas fracturas ha inclinado los bloques produciendo alineaciones montañosas paralelas denominadas montañas limitadas por fallas. Los bloques hundidos (grabens) forman cuencas, mientras que los bloques elevados (horst) se erosionan y originan una topografía montañosa accidentada. Además, numerosos bloques inclinados (fosas tectónicas asimétricas) dan lugar a cuencas y montañas (Tarbuck y Lutgens, 2005).

En lugar de amalgamar en una sola zona de falla, el desplazamiento durante la extensión también puede ser transferido entre las fallas adyacentes por una variedad de estructuras, incluyendo (Figura 1.18): (i) fallas de transferencia (*transfer faults*), que son oblicuas a la trazas de las principales fallas, pero que las unen; (ii) rampas de relevo (*relay ramps*), las cuales pueden o no estar falladas y que son puente entre dos fallas en la misma dirección; (iii) zonas de interferencia antitética (*antithetic interference zones*), rampas que están inclinadas (con o sin fallamiento) que se desarrollan entre fallas normales una frente a la otra y de buzamiento en direcciones opuestas; y (iv) crestas intercuenca antitética (*antithetic interbasinal ridges*), que se desarrollan donde las fallas normales cambian de polaridad y salto en el muro inferior. Cada una de estas estructuras proporciona un mecanismo mediante el cual el desplazamiento regional total puede variar ligeramente a lo largo de la dirección, a pesar de que las fallas individuales terminan, el desplazamiento es variable a lo largo de cada falla, y en ellas la longitud y solapamiento cambia a través del tiempo. Cualquier región relativamente amplia que está experimentando extensión mostrará algunas de estas características de desplazamiento (Burbank y Anderson, 2012).

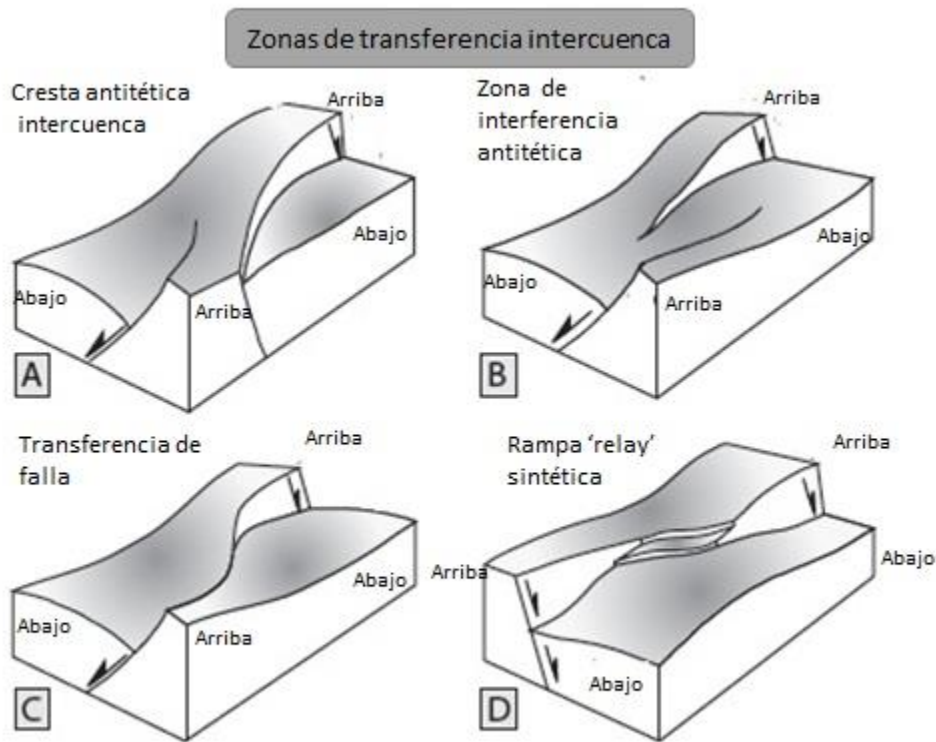


Figura 1.18.- Zonas de transferencia intercuenca. Geometrías simplificadas de las estructuras que ayudan a la transferencia de la deformación entre dos fallas a escala regional, fallas normales solapadas (*overlapping*) o no solapadas (*non-overlapping*) (Modificado de Gawthorpe y Hurst, 1993 en Burbank y Anderson, 2012).

Fallas laterales

Muchas fallas laterales tienen trazas que se doblan de tal manera que el deslizamiento entre los bloques adyacentes crea grandes esfuerzos de compresión o tracción en los segmentos de fallas curvas (Figura 1.19). Generándose estructuras de contracción que llevan al desarrollo de fallas inversas, pliegues, y en última instancia montañas (Biddle y Christie-Blick, 1985 en Burbank y Anderson, 2012).

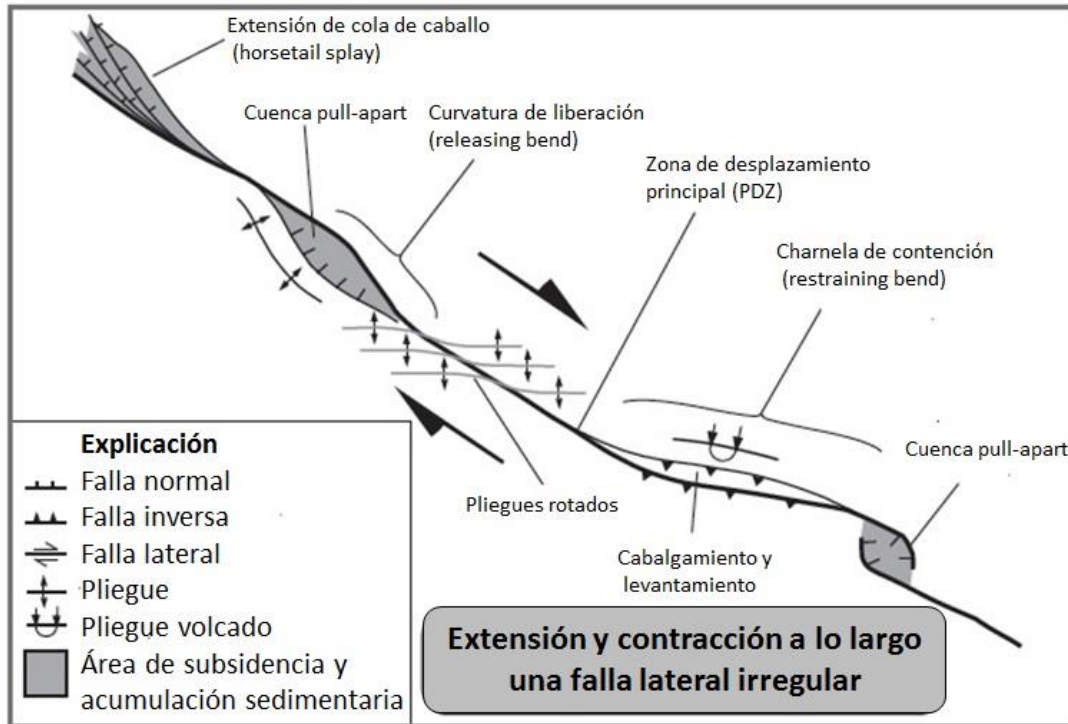


Figura 1.19.-Estructuras a escala regional a lo largo de una falla lateral. Estas estructuras pueden incluir charnelas de contención (*restraining bends*) asociadas a fallas inversas y a la formación de montañas; curvaturas de liberación (*releasing bends*) asociadas con el desarrollo de cuencas y la subsidencia rápida y; ramificación de cola de caballo (*horsetail splay*) ya sea de falla normal o inversa donde la deformación se extiende sobre una zona más amplia. A la derecha del escalonamiento se superponen en una zona de cizalla dextral que crea cuencas pull-apart en la punta de la falla curva hacia la traza continua de la falla y genera deslizamiento normal (Modificado de Christie-Blick y Biddle, 1985 en Burbank y Anderson, 2012).

B. Dúctiles

Si la deformación ocurre en el campo dúctil, las rocas experimentan una modificación en su geometría, la cual es posible reconocer cuando los cuerpos rocosos presentan algún rasgo planar antes de la deformación, por ejemplo la estratificación (Silva, Mendoza y Campos, 2010).

Plegues

Un *pliegue* es una distorsión de un volumen de material que se manifiesta como un encorvamiento o conjunto de encorvamientos en elementos lineales o planos en el interior de un material. Al involucrarse elementos que un principio definían un plano, representa la distorsión y caracteres geométricas que se pueden correlacionar con determinados aspectos de deformación. Aunque, los pliegues también pueden desarrollarse a partir de elementos originalmente curvos. Por lo que, se dice que hay *plegamiento* cuando los elementos preexistentes sufren acciones que los convierten en configuraciones curviplanas o curvilíneas, sea cual sea su condición original (Ragan, 1980).

La mayoría de los pliegues se producen como consecuencia de esfuerzos compresivos que provocan el acortamiento y engrosamiento de la corteza (Tarbuck y Lutgens, 2005). Los términos anticlinal y sinclinal se reservan para los pliegues cuyas rocas del núcleo son más antiguas o más jóvenes, respectivamente (Ragan, 1980).

Descripción y clasificación

Debido a que los pliegues implican casi siempre más de una superficie, se necesitan términos y métodos adicionales para establecer la relación espacial y geométrica entre las superficies adyacentes. Estas relaciones son también la base para la clasificación de la forma de las capas plegadas. La *superficie de charnela* se define por el plano axial o superficie axial de los pliegues cilíndricos (Figura 1.20). El *plano axial* es una superficie imaginaria que es la dirección del plano paralelo a la superficie de charnela que divide al pliegue de manera simétrica entre los flancos (Figura 1.21) (Ragan, 2009).

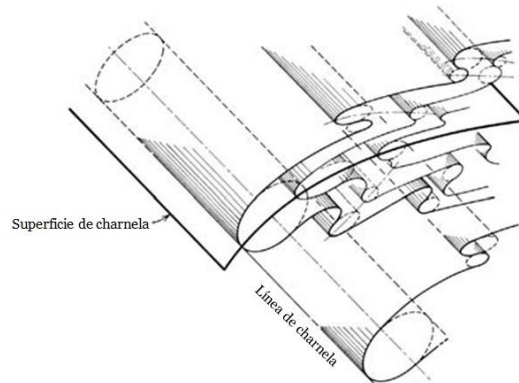


Figura 1.20.- Superficie de charnela de pliegues cilíndricos (Ragan, 2009).

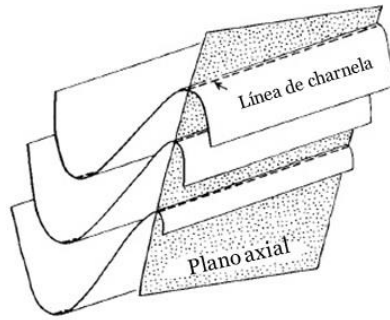


Figura 1.21. Plano axial en pliegues cilíndricos (Lisle, 2004).

Orientación de los Pliegues

La orientación de un pliegue se define por el sentido hacia el cual se cierra y por la orientación tanto de la línea como de la superficie de charnela (Figura 1.22). Teniendo tres tipos de cierre del pliegue: *antiforme* (que se cierra hacia arriba), *sinforme* (que se cierra hacia abajo) y *neutro* (que se cierra de lado o bien que su charnela cabecea entre 80° y 90° en la superficie de charnela). Los calificativos de *recumbente* o *acostado* se aplican a pliegues neutros horizontales, tanto la línea de charnela como la superficie de charnela son horizontales. En los pliegues *verticales* la línea y la superficie de charnela son verticales (Ragan, 1980).

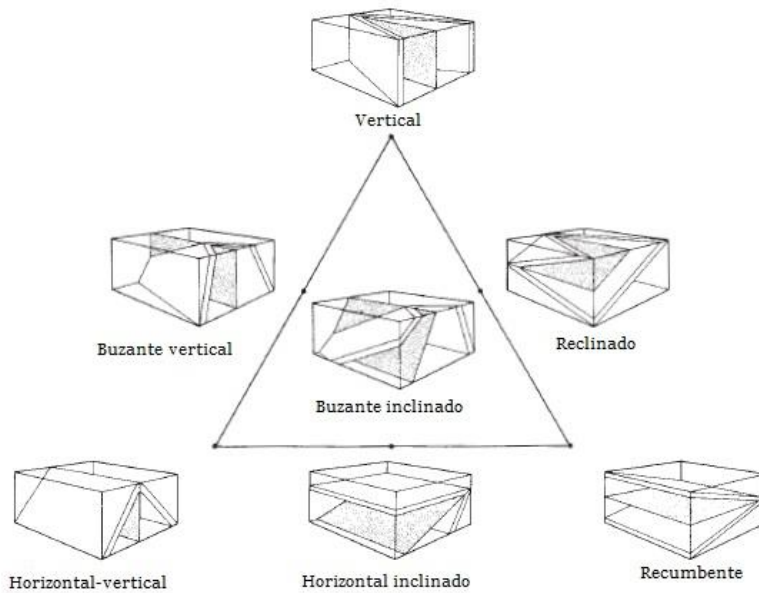


Figura 1.22.- Grafica triangular de orientación de pliegues (Según Fleuty, 1964, 1987a; Rickard, 1971 en Ragan, 2009).

Los ángulos de buzamiento e inmersión fijan la orientación de la superficie de charnela y de la línea de charnela con respecto a la horizontal y también sirven de base a una nomenclatura de clasificación (Figura 1.23).

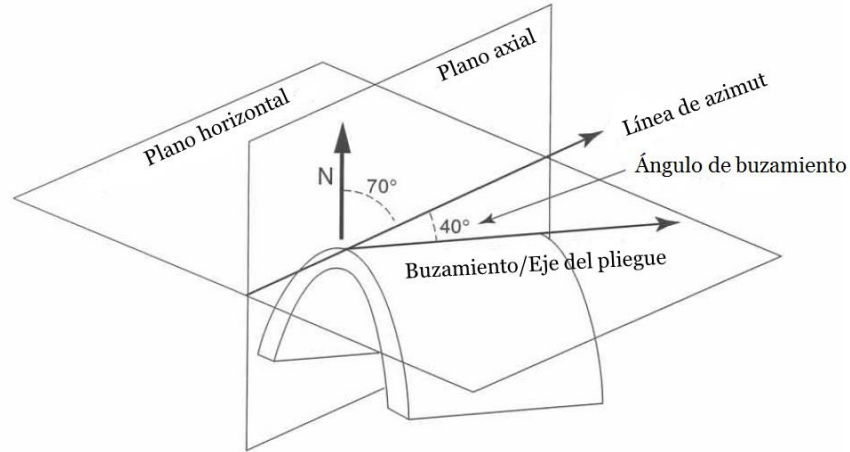


Figura 1.23.- Plano axial vertical de pliegue buzando con línea de charnela inclinada respecto a la horizontal (Weijermars, 1997).

Ángulo interlimbo

Una forma de describir lo cerrado de un pliegue es por **ángulo interlimbo** o **interflancos**, que se define por el ángulo mínimo entre los flancos medidos en el plano del perfil, o bien, el ángulo entre las líneas tangentes a la curva del perfil en la línea de inflexión (Figura 1.24) (Ragan, 1980). La Tabla 1.2 muestra los términos que describen esta característica.

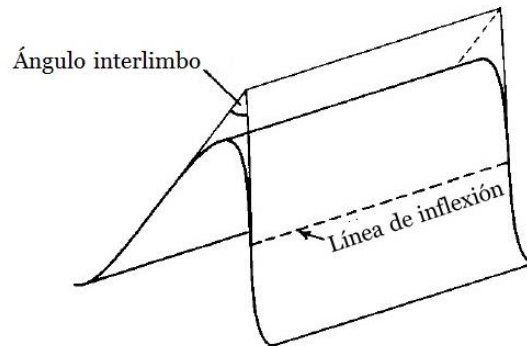


Figura 1.24.- Ángulo interlimbo (Lisle, 2004)

Tabla 1.2.- Clasificación por ángulo interlimbo (Fleuty, 1964 en Ragan, 1980)

Ángulo interlimbo	Descripción del pliegue
180°-120°	Suave
120°-70°	Abierto
70°-30°	Cerrado
30°-0°	Apretado
0°	Isoclinal
Ángulos negativos	Champiñón

Geometría de las crestas

La forma de las crestas y/o valles es otro elemento importante en la clasificación de estas estructuras. Bien sean redondeadas o angulares (Silva, Mendoza y Campos, 2010):

- **Pliegues Kink.**- Con flancos planos, con crestas y valles completamente angulares, los flancos son de diferente longitud.
- **Pliegues Chevrón.**- Flancos planos, crestas y valles completamente angulares y flancos simétricos.
- **Pliegues de caja.**- Con crestas y valles angulares, en forma de grecas (ángulos de aproximadamente 90°)
- **Pliegues cilíndricos.**- Tienen crestas y valles redondeados, semejando una superficie cilíndrica.

Cuando los flancos de los pliegues son de diferente longitud o asimétricos, entonces se les llama solamente Kinks y la zona que agrupa los limbos más cortos de denomina banda de Kink (Padilla y Sánchez, 2013).

Pliegues paralelos

En algunos pliegues los espesores de las capas siguen siendo esencialmente uniformes mostrando un espesor ortogonal constante. Cuando los pliegues muestran esta característica, se dice que son *paralelos*. Se presentan: en formas redondeadas con curvas suaves en los flancos y amplias zonas de charnela; en formas angulares con limbos rectos y zonas de charnela estrechas (Ragan, 2009).

Durante el plegamiento se conserva la *masa*. Como en esencia la densidad es la misma antes que después de la deformación, el volumen también debe conservarse (Goguel, 1962 en Ragan, 1980). El simple arqueamiento de capas sedimentarias originalmente horizontales, constituye un ejemplo de deformación plana y por lo tanto los cambios ocurridos pueden quedar cabalmente representados en el plano del perfil. Si se conserva el volumen, la longitud de una capa medida en este plano también debe permanecer constante (Ragan, 1980).

Los pliegues paralelos pueden estar atravesados por cabalgamientos. Si la longitud de capa se mantiene constante, entonces el desplazamiento en estos cabalgamientos debe concordar adecuadamente. Aun así, el desplazamiento suele variar y las fallas pueden desvanecerse totalmente. Según Dahlstrom (1969), esta discrepancia se resuelve (Ragan, 1980):

1. Intercambiándose el acortamiento del pliegue con el desplazamiento de la falla (Figura 1.25a)
2. Imbricándose hacia arriba (Figura 1.25b)

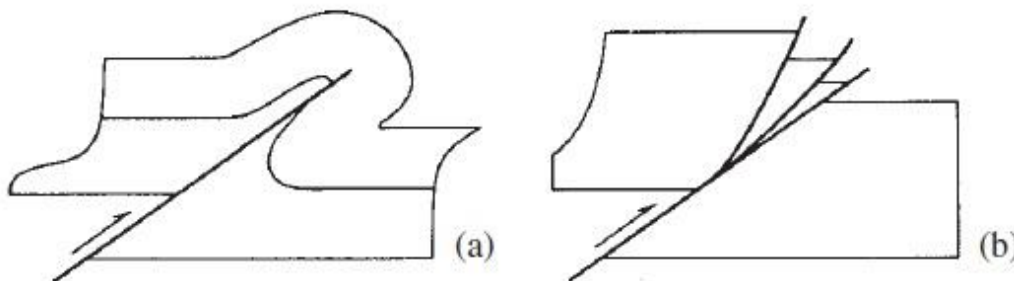


Figura 1.25.- Cabalgamiento en pliegues paralelos. (a) Ajuste mediante plegamiento (b) Ajuste mediante imbricación hacia arriba (Dahlstrom, 1969 en Ragan, 1980).

Otro cambio estructural ligado al aumento de profundidad, mucho más fundamental, es una consecuencia directa de la desarmonía (cambios de forma del pliegue impuestos por el aumento de la profundidad). De acuerdo con la Figura 1.26 las capas plegadas se deben haber despegado completamente de las subyacentes y deformado independientemente de ellas. Ello exige la existencia de un horizonte desgarrado u horizonte de *despegue* en la base de las capas plegadas. La posición de este nivel basal de despegue se determina localizando en la serie sedimentaria las capas débiles, tales como argilitas, sal y yeso o en el contacto entre las rocas sedimentarias y un zócalo rígido subyacente. El comportamiento de la parte

inferior de la secuencia plegada depende de las propiedades mecánicas de las rocas implicadas. En los núcleos de los anticlinales, en lugar de pliegues apretadamente contorsionados se pueden formar cabalgamientos enraizados en la zona de despegue. Estas fallas pueden o no llegar hasta la superficie, y si se forman en una etapa temprana del plegamiento ellas mismas se pueden deformar por la persistencia del plegamiento o por cabalgamientos posteriores (Ragan, 1980).

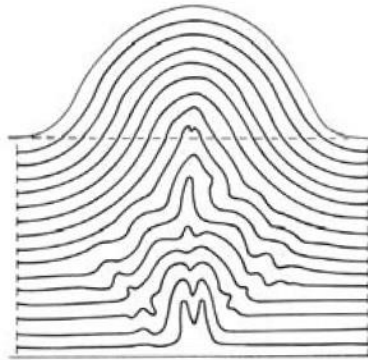


Figura 1.26.- Reconstrucción de los pliegues en profundidad manteniendo su longitud original y conservando el área (Goguel, 1952 en Ragan, 1980).

En resumen, lo que determina el tamaño y la forma de los pliegues en un cinturón plegado es la posición del plano de despegue junto con el acortamiento real. Cuanto más gruesos son los estratos situados sobre el plano potencial de despegue, tanto mayor es el tamaño del pliegue individual. El efecto que produce el plegamiento es el de formar un paquete de rocas más gruesas y más cortas. Si en el paquete se conserva el volumen, la cantidad de material levantado debe ser exactamente igual a la cantidad perdida en la horizontal por el acortamiento. Ya que tanto el engrosamiento como el acortamiento pueden medirse en un corte transversal, con ellos es posible determinar la profundidad a la cual se encuentra la zona de despegue (Ragan, 1980).

Pliegues no paralelos

La cantidad de acortamiento posible en un pliegue paralelo es limitada (aproximadamente 36%). Teóricamente, el deslizamiento según el plano de estratificación debe cesar cuando ambos flancos han girado hasta quedar paralelos. Si los pliegues se deforman más, determinadas capas empezaran a adelgazarse y el pliegue se desviará del paralelismo estricto. El que este adelgazamiento ocurra más o menos cerca del límite teórico depende de

las propiedades mecánicas de las capas rocosas que se pliegan. Después de un cierto grado de acortamiento el pliegue paralelo suele resultar asimétrico, un flanco es más abrupto que el otro y finalmente se convierte en flanco inverso. Aunque el adelgazamiento puede producirse antes, es geoméricamente indispensable que éste exista al pasar a ser flanco inverso. El flanco menos abrupto puede mantenerse paralelo (Figura 1.27).

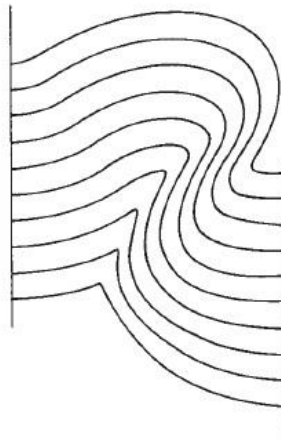


Figura 1.27.-Pliegue paralelo modificado por adelgazamiento del flanco inverso (Según Busk, 1929 en Ragan, 1980).

Cubetas y domos

Si unos pliegues originalmente derechos se deforman por un segundo juego de pliegues derechos orientados perpendicularmente respecto a los primeros, resulta un conjunto de *domos* y *cubetas*. Cizallando homogéneamente las capas en una dirección horizontal se simulan otros ángulos entre los primeros y los segundos pliegues; los domos y cubetas resultan asimétricos y escalonados (Ragan 1980). Cuando se produce una estructura circular o alargada, la estructura se denomina *domo* (Figura 1.28a). Las estructuras descendentes que tienen una forma similar se denominan *cubetas* (Figura 1.28b). Los domos también pueden producirse por migración ascendente de sales (domos salinos). Dado que las grandes cubetas contienen estratos sedimentarios inclinados según ángulos muy pequeños, suelen identificarse por la edad de las rocas que las componen. Las rocas más jóvenes se encuentran cerca del centro y las más antiguas, en los flancos. En los domos, las rocas más antiguas aparecen en el núcleo (Tarbuck y Lutgens, 2005).

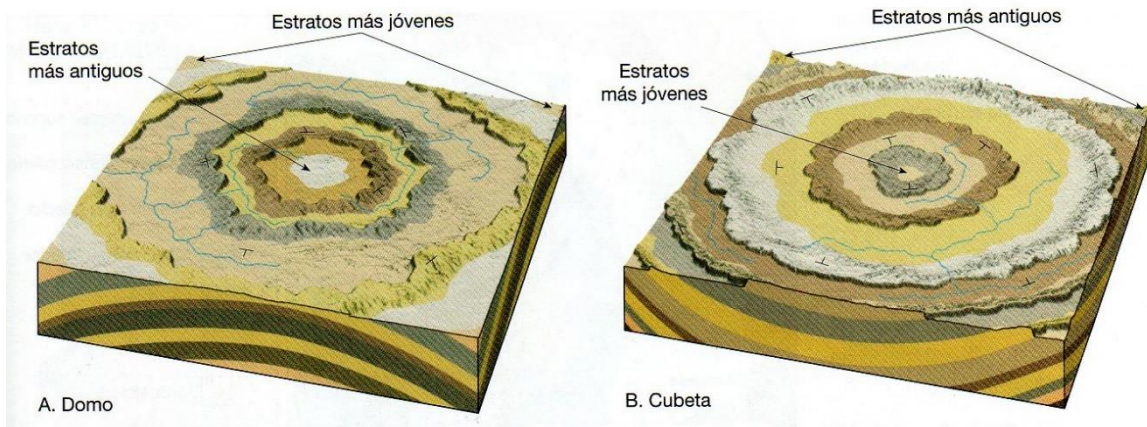


Figura 1.28.- Elevaciones y descensos suaves de la corteza producen domos (a) y cubetas (b). La erosión de estas estructuras produce un patrón de afloramiento que es aproximadamente alargado o circular (Tarbuck y Lutgens, 2005).

Estructuras asociadas

Las estructuras que se encuentran comúnmente asociadas con pliegues son: el *clivaje* y los *pliegues menores* (Wilson, 1982 y Fleuty, 1987 en Ragan, 2009).

Cuando los pliegues y el clivaje se desarrollan sincrónicamente, es usual que el clivaje se aproxime mucho a la orientación de la superficie de charnela. Es necesaria la cuantificación aproximada del clivaje porque éste comúnmente muestra un patrón en forma de abanico usualmente como un clivaje convergente (trazado desde el exterior para el arco interior) o en ocasiones como un abanico de clivaje divergente (Ramsay, 1967 en Ragan, 2009). El clivaje a menudo cambia bruscamente de dirección al pasar de un tipo de roca a otro. Como consecuencia del carácter del plano axial del clivaje, hay dos relaciones adicionales que son de gran importancia en el estudio del campo de pliegues:

1. La línea de intersección de las capas plegadas y el clivaje son paralelos a la línea de charnela y por lo tanto su orientación da la dirección axial del pliegue incluso sin la observación de una charnela.
2. La relación angular entre las capas estratificadas y el clivaje como se observa en el plano de perfil permite ubicar a partir de una sola exposición la charnela del antiforme y sinforme. Si la superficie de la charnela es paralela al clivaje, entonces

la charnela del antiforme debe encontrarse al este y la del sinforme al oeste (Figura 1.29).

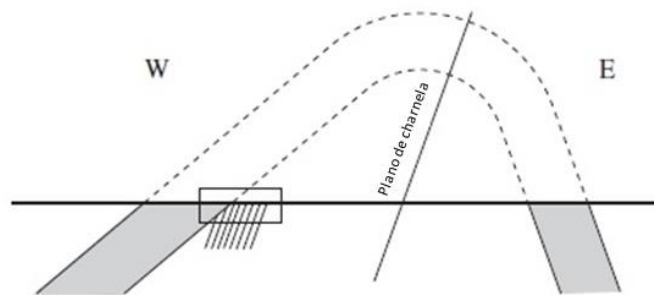


Figura 1.29.- Intersección estratificación-clivaje para localizar antiformes y sinformes (Ragan, 2009).

Se ha observado en muchas áreas pliegues menores desarrollados en las capas delgadas, más pequeños que el pliegue principal a menudo comparten ejes y planos axiales con él. Tales pliegues menores a menudo muestran una fuerte asimetría con una convergencia que es constantemente hacia las charnelas de los antiformes. Una notación abreviada se ha desarrollado para enfatizar estas relaciones. Los pliegues fuertemente asimétricos en una extremidad son denotados pliegues *Z* y los del otro flanco son pliegues *S*, mientras que los pliegues más simétricos que están en el área de charnela son *M* (Figura 1.30). Los pliegues menores son pequeños debido a que las capas en que se forman son delgadas, y comparten ejes y planos axiales con los principales pliegues debido a que el mismo patrón de deformación es responsable de su origen (Ramberg, 1987). Pliegues menores pueden mostrar desviaciones similares de la orientación del pliegue principal (Ragan, 2009).

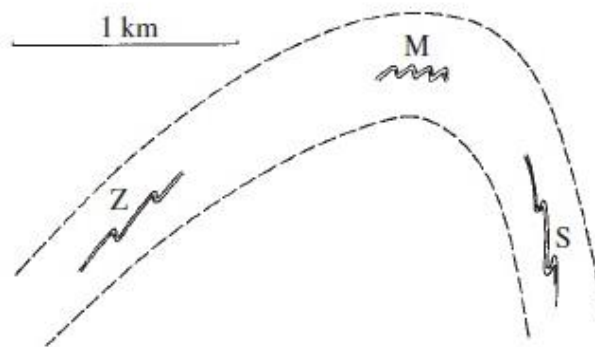


Figura 1.30.- Pliegues en Z, M y S (Ragan, 2009)

Fracturas asociadas con grandes pliegues

El plegamiento de una capa de roca dura será marcado por la extensión en el arco exterior del pliegue y acortamiento en el arco interior, estas dos regiones separadas por lo que se conoce como una superficie neutra (a lo largo del cual no hay ni acortamiento o extensión) (Ramsay y Huber, 1987) (Figura 1.31). Stearns (1968) subrayó que la localización de la superficie neutra separa (arriba y abajo) distintivamente diferentes entornos de formación de fracturas. En concreto, propuso que cuatro sistemas de fracturas que se pueden esperar para formar una moda de: Fracturas I (Figura 1.32). El sistema 1 y 2 están marcados por fracturas de cizalla conjugadas en la dirección de los juegos de fracturas (y fallas) y la moda de Fracturas I; el sistema se compone de 3 juegos de fracturas normales y fracturas de cizalla (y fallas) y la moda de Fracturas I. El sistema 4 se compone de juegos de fracturas conjugadas de cizalla de empuje (y fallas) y la moda de Fracturas I (Davis, Reynolds and Kluth, 2012).

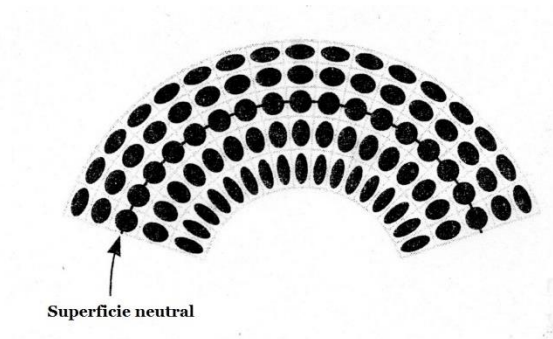


Figura 1.31.- Durante el plegamiento de una capa mecánicamente rígida, una extensión paralela en la capa se lleva a cabo en el arco interior. Dentro de la capa habrá una superficie neutra separando regímenes de extensión y acortamiento, a lo largo de la cual no hay cambio en la longitud de la capa paralela (Davis, Reynolds and Kluth, 2012).

El Modelo de Stearn subraya la estrecha simetría correspondiente entre los atributos de plegamiento y las orientaciones de las fracturas y la fracturación. Reconoció que este es un retrato idealizado, y que en la práctica los patrones de fracturas no serán generalmente como se espera, sobre todo cuando se considera que algunas de estas fracturas en los estratos plegados pueden haberse formado antes del plegamiento, y algunas pueden haberse formado después (Davis, Reynolds and Kluth, 2012).

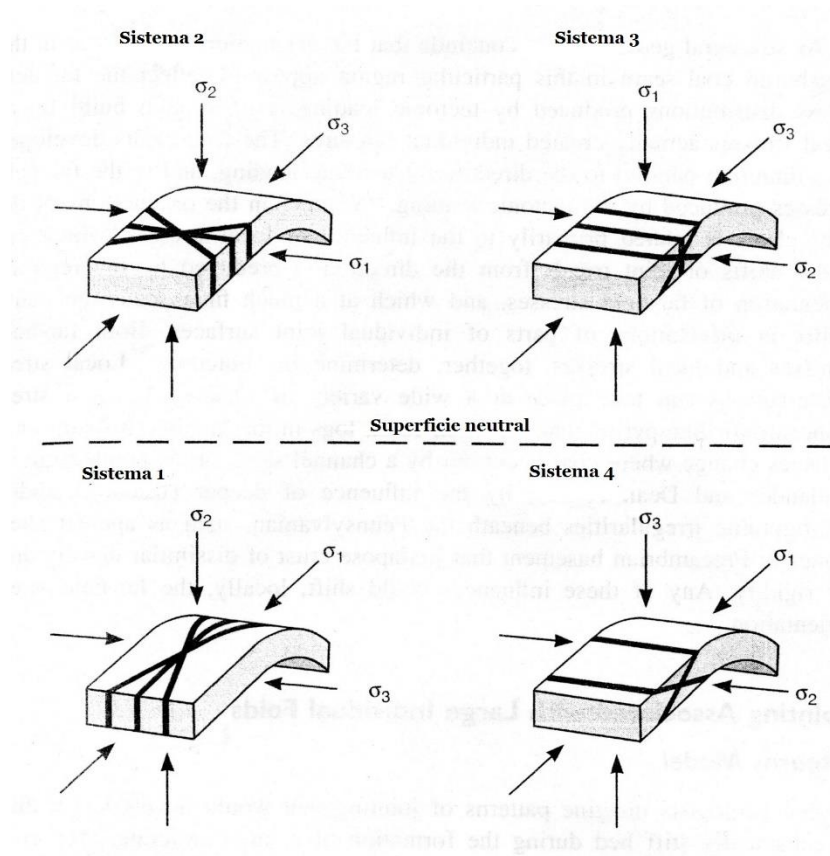


Figura 1.32.- Juegos de fracturas que de acuerdo con Stearns (1968), se formará durante el plegamiento de una capa mecánicamente dura. Por encima de la superficie neutra en el arco exterior habrá extensión. Por debajo del arco en la superficie neutra habrá acortamiento. El campo lejano de patrones de esfuerzo es modificado por las características locales de flexión. Las fracturas alineadas son perpendiculares a σ_3 . Los juegos de "X" son las fracturas de cizalla (Davis, Reynolds and Kluth, 2012).

Mecanismos de plegamiento

Davis y Reynolds (1996) utilizan una clasificación en la que han dividido los mecanismos de plegamiento en dos clases: *libre* y *forzado*. En los libres están los *pliegues de despegue* (*Detachment fold*). Estos se forman en intervalos estratigráficos restringidos por encima de fallas de desprendimiento, las cuales "corren" paralelas o subparalelas a la estratificación horizontal, produciéndose directamente debajo de un pliegue o de un tren de pliegues (Figura 1.33). No se necesita una rampa para crear este tipo de pliegues: crecen simplemente porque el desplazamiento se extingue hacia la punta de la falla. Son comúnmente asociados con estratos de fácil deformación, como evaporitas o lutitas, porque tales estratos

proporcionan horizontes débiles a lo largo de los cuales el desprendimiento se puede propagar, y éstos fluyen fácilmente en los núcleos de pliegues en crecimiento (Davis, Reynolds y Kluth, 2012; Burbank y Anderson, 2012).



Figura 1.33.- Pliegue de despegue (*detachment fold*) (Burbank y Anderson, 2012).

El segundo tipo, el *plegamiento forzado* es un mecanismo en el que las características geométricas y la forma de las capas en los pliegues, son obligadas a seguir una trayectoria paralela a la orientación y la forma de las fallas a las que está asociado el plegamiento.

Dentro de este mecanismo existen tres tipos de pliegues:

- a) Por flexión de la falla (*fault-bend folds*)
- b) Por propagación de falla (*fault-propagation folds*)
- c) Por “trishear” o triangulo de cizalla

Los pliegues por *flexión de falla* (*fault-bend folds*) (Figura 1.34), son característicos en las cadenas plegadas y cabalgadas. Se forman cuando las capas se desplazan a lo largo de fallas inversas de cabalgadura, con planos y rampas, a medida que se mueven sobre un cambio en el buzamiento, es decir, por una inflexión en la superficie de la falla. La forma de los pliegues está controlada por la geometría escalonada de las cabalgaduras y por la magnitud del desplazamiento a lo largo de éstas. Éste es un modelo geométrico relativamente simple que atribuye el cambio en las orientaciones de la estratificación de las capas del techo y a los cambios en la orientación de la superficie de la falla (Padilla y Sánchez, 2013; Davis, Reynolds y Kluth, 2012).

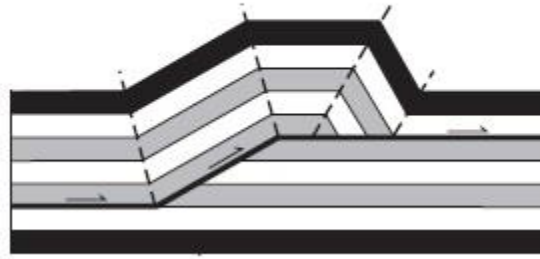


Figura 1.34.-Pliegue por flexión de falla (Ragan, 2009)

Los pliegues por propagación de falla (*fault-propagation folds*) se forman cuando la falla en profundidad se acomoda desplazándose a lo largo del plano de una capa paralela, la rampa se queda arriba y "muere" en un pliegue (Figura 1.37). Absorbiendo el deslizamiento que de otro modo se habría requerido para formar una falla; el pliegue reemplaza la parte alta de la falla. (Davis, Reynolds and Kluth, 2012).

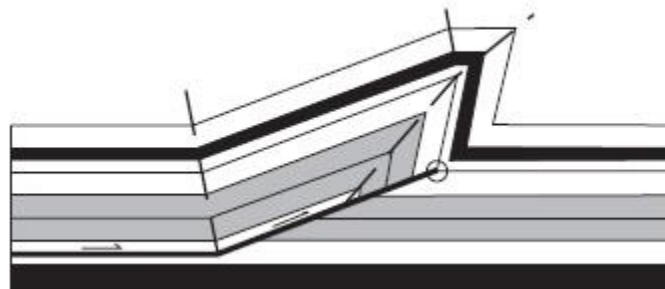


Figura 1.35.- Pliegue por propagación de falla (Ragan, 2009).

Otra manera de explicar la geometría de pliegues por propagación de falla es a través del *trishear* o *triangulo de cizalla*. Un pliegue trishear (Figura 1.36) se desarrolla cuando una única falla se expande a cierta profundidad hacia afuera para formar una zona triangular distribuida de cizallamiento. Esta zona triangular es simétrica con respecto al buzamiento de la falla. Dentro de esta zona trishear, el deslizamiento varía sistemáticamente tanto en la orientación y magnitud. La falla inversa afecta el basamento y la parte inferior de la cubierta. El deslizamiento de la falla se acomoda hacia arriba por el plegamiento y deformación relacionada en un frente triangular de cuña en la punta de la falla avanzando (Davis, Reynolds y Kluth, 2012; Burbank y Anderson, 2012).



Figura 1.36.- Modelo de pliegue trishear y estratos de crecimiento por encima de una cabalgadura. (Modificado de Wickham, 1995 y Allmendinger, 1998 en Burbank y Anderson, 2012)

1.5.2 Expresión geomorfológica

Así como el relieve estructural deriva de pliegues y fallas, se tiene que tomar a estas estructuras como base de referencia y poseer un conocimiento de ellas, aunque con una orientación geográfica, ya que éstas no son las formas del relieve. Por lo que es necesario darles una denominación diferente, que evoque el significado que tienen de él (García, 2006).

A continuación se presentan dos clasificaciones del relieve estructural según De Pedraza, (1996) de acuerdo a su génesis y dimensión espacial.

Relieves estructurales por su génesis

Esta clasificación se basa en los siguientes puntos:

- El grado de incidencia tectónica durante la génesis de las formas
- El nivel de interferencia entre una estructura tectogenética y la acción modeladora

Partiendo de estas relaciones, surgen:

- *Formas originales o primitivas.* Estructuras tectogenéticas que configuran el relieve en su totalidad, independientemente de cuál haya sido la acción del modelado. Ejemplo: anticlinales definiendo relieves positivos o *mont*, depresiones sinclinales, planos de falla formando escarpes o laderas, etc.

- *Formas penioriginales.* Fisonomías tectónicas casi originales, algunos rasgos derivan de la acción modeladora. Ejemplo: escarpes de línea de falla, relieves en *mont-combe-cluses*, etc.
- *Formas derivadas.* Configuraciones debidas al modelado, pero con la interferencia o condicionante de una estructura tectónica que dirige la morfogénesis y permite conservar muchos rasgos tectónicos. Ejemplo: escarpe de falla, cuesta o plataforma estructural, etc.

Estos tipos de formas pueden clasificarse como primarias (consolidadas singenéticamente al mismo tiempo y en el mismo lugar que la actividad tectónica) y secundarias (consolidadas postgenéticamente, es decir, exhumadas por denudación de coberturas).

Relieves estructurales por su dimensión espacial

Esta clasificación se basa en la escala de las formas que componen el relieve estructural, tomando en cuenta la dimensión y geometría de éstas. Tiene dos escalas: una regional, que corresponde a las grandes morfoestructuras o relieves estructurales en un sentido estricto y otra en detalle, propio de las formas estructurales concretas que componen aquellos relieves.

- *Relieves estructurales.* Son fisonomías y estructuras complejas, definidas por conjuntos de formas elementales y compuestas que, configuran accidentes orográficos a escala regional.
- *Formas estructurales o morfoestructuras elementales.* Son estructuras derivadas o penioriginales, tienen categoría de elemento, forma sencilla y forma compuesta a nivel de unidad.

Una regionalización morfoestructural debe basarse en las tectóestructurales marcando el contexto genético y singularidad según los rasgos fisonómicos (De Pedraza, 1996).

La acción de los procesos exógenos sobre la estructura de las rocas produce modelados estructurales de diferente magnitud. Las rocas tienen diferente resistencia ante los procesos de intemperismo y de erosión. Por otra parte, la acción de la dinámica externa sobre algunos tipos de rocas origina modelados específicos (Gutiérrez, 2008).

1.5.2.1 Fallas normales

Típicamente, las fallas normales cortan la superficie en ángulos altos (~50-70°). El techo caído de una falla normal comúnmente genera una cuenca en la que los sedimentos se acumulan, mientras que el piso experimenta levantamiento y se convierte en un sitio de erosión (Burbank y Anderson, 2012).

Muchas formas tectónicas son consecuencia directa de las fallas. Las fallas normales producen **escarpes de falla** que es la forma más común que surge del fallamiento. Se forma en la cara del bloque superior y con vistas al bloque hundido. La erosión puede eliminar todo rastro de un escarpe de falla pero, siempre que las rocas a ambos lados de la línea de falla difieren en dureza, es probable que sea conservado por la erosión diferencial. El levantamiento lo largo de fallas puede producir escarpes prominentes que son diseccionados por arroyos. Si la falla se mueve repetidamente, los arroyos son rejuvenecidos para formar **valles en embudo** (*funnel valleys*) (Hugget, 2007). Un semi-graben está limitado por una falla importante en un solo lado, ésta es comúnmente una falla lítrica. La falla secundaria o antitética en el otro lado es normalmente producto de la deformación local en el bloque de techo. Los patrones de drenaje característicos son: de techo inclinado, axial y roll-over (Figura 1.37), los cuales se asocian con semi-grabens (Hugget, 2007).

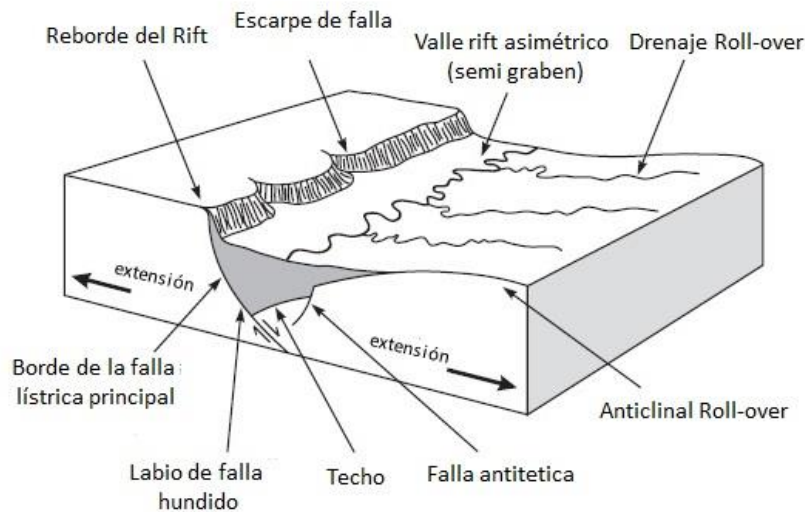


Figura 1.37.-Estructura fallada: semi-graben (Summerfield, 1991 en Hugget, 2007).

Los escarpes de falla llegan a desaparecer cuando la denudación supera al levantamiento. A su vez, como consecuencia de la erosión de una zona de falla antigua se puede desarrollar un **escarpe de línea de falla**. Davis (1913) diferencia dos escarpes de línea de falla: **resecuentes**, en los que toda la superficie ha sido degradada menos una formación resistente situada en el bloque levantado, de tal modo que el escarpe se aproxima a la traza de la falla y; los escarpes de línea de falla **obsecuentes** que se originan cuando las rocas existentes en el bloque hundido son más resistentes que las del bloque levantado. En este caso, la erosión es más intensa en el bloque hundido, y por consiguiente, el escarpe se sitúa en el lado opuesto al original, produciéndose una **inversión del relieve** (Gutiérrez, 2008).

1.5.2.2 Fallas inversas

En teoría, las fallas inversas deben cortar una superficie de Tierra horizontal a un ángulo de 30° , pero, de hecho, las cabalgaduras y fallas inversas pueden cortar la superficie en cualquier ángulo y pueden ocasionalmente ser volcadas en la superficie. Debido al bajo ángulo de intersección común de fallas inversas con la superficie de la Tierra, los rastros de éstas son más fuertemente afectados por la topografía, de tal manera que tienden a ser más altamente sinuosos que las fallas normales, lo que hace que sea más difícil al medir desplazamientos, si la dirección del movimiento de falla no está bien definido. Muchas fallas inversas son "ciegas" y no cortan la superficie, de manera que sus características de desplazamiento son más difíciles de definir que para muchas fallas normales o laterales (Figura 1.38) (Burbank y Anderson, 2012).

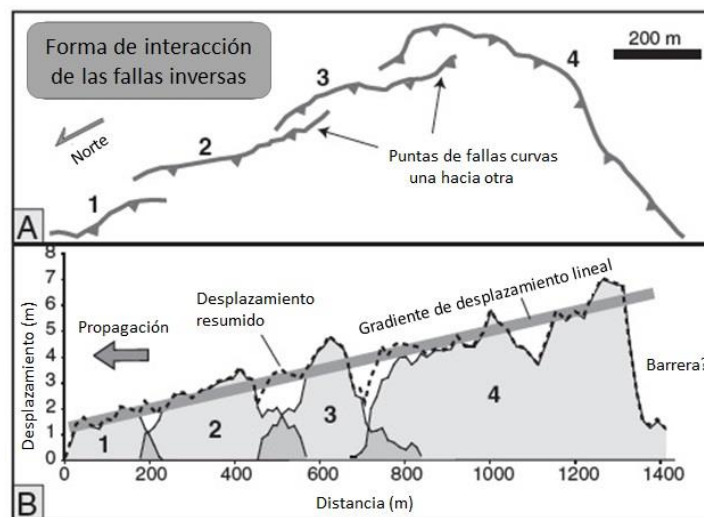


Figura 1.38.-Forma de interactuar de fallas inversas A) Traza de cuatro pequeñas fallas inversas que cortan la superficie final del glacial en la zona de falla Ostler, Isla Sur, Nueva Zelanda. La curvatura

de la punta de falla es similar al comportamiento de una fisura elástica observada en escalas de milímetros en experimentos con fracturas de roca para escalas de kilómetros en los segmentos de dorsal oceánica e infiere el resultado de las interacciones de la fisura fuera de plano (Sempere y Macdonald, 1986). B) Desplazamiento a lo largo de fallas individuales. El desplazamiento resumido ilustra la compensación entre la superposición de las puntas de las fallas y muestra un estrechamiento constante hacia el norte. La terminación abrupta hacia el sur sugiere la presencia de una barrera para la propagación de fallas (Modificado de Davis et al., 2005 en Burbank y Anderson, 2012)

Las fallas inversas de gran ángulo pueden presentar un escarpe definido, mientras que en las de bajo ángulo el frente puede desarrollar un escarpe si está constituido por rocas resistentes (Figura 1.39). La traza del plano de falla, debido a su bajo ángulo, es sinuosa y forma profundos entrantes provocados por los cursos fluviales (Gutiérrez, 2008).

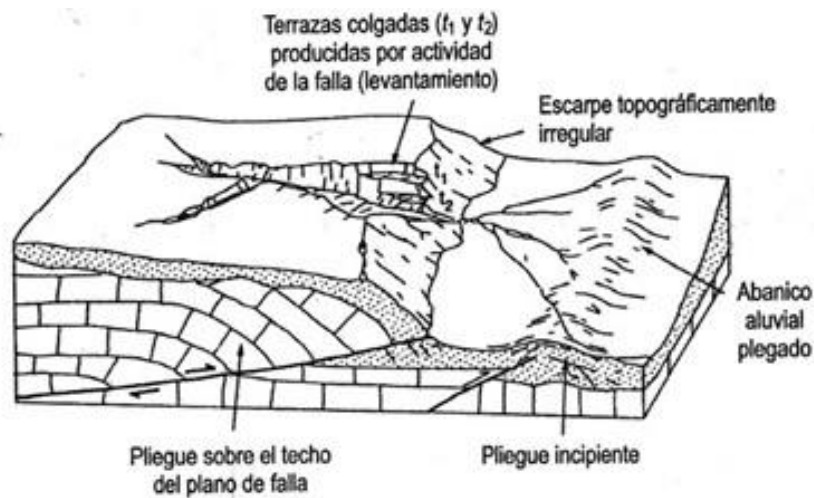


Figura 1.39.-Falla inversa de bajo ángulo con un pliegue sobre el plano de falla. La topografía indica un escarpe irregular, terrazas colgadas (t_1 y t_2) producidas por la actividad de la falla, levantamiento y abanico aluvial plegado (Ramsay y Huber, 1987 en Gutiérrez, 2008).

1.5.2.3 Fallas laterales

Durante largos intervalos de tiempo el fallamiento lateral típicamente produce algunas de las características geomorfológicas bien conocidas (Figura 1.40). Comúnmente se forma un **valle lineal** a lo largo de la zona de desplazamiento principal, porque los bloques estructurales están deslizados unos sobre otros a lo largo de esta zona y porque los materiales fracturados se erosionan más fácilmente a lo largo de la zona de falla. Pueden producirse **escarpes** por fallas laterales con una componente de movimiento vertical.

Independientemente de cómo se generan los **valles en artesa** (*troughs*), dentro de ellos, se pueden formar en las regiones bajas: **fosas** (*sag ponds*) relacionadas con abombamientos relativos de la zona de falla; **manantial** (termales o no) son frecuentes a lo largo del plano de la falla, **canales desplazados** (*offset grainage*) que indican la dirección relativa de desplazamiento; **cordones lineales** (*linear ridges*) son pequeñas áreas arqueadas producidas por compresión entre múltiples trazas en una zona de falla y las **lomas o crestas de obturación** (*shutter ridges*) que se forman cuando una falla mueve un cordón y lo enfrenta con un curso fluvial, reflectándolo e incluso desplazándolo aparentemente (a veces en sentido opuesto al del movimiento de la falla). En el lado de la pendiente descendente de las fallas laterales, la **corriente de captura de los valles** (*beheaded stream valleys*) se pueden conservar (Burbank y Anderson, 2012; Gutiérrez, 2008).

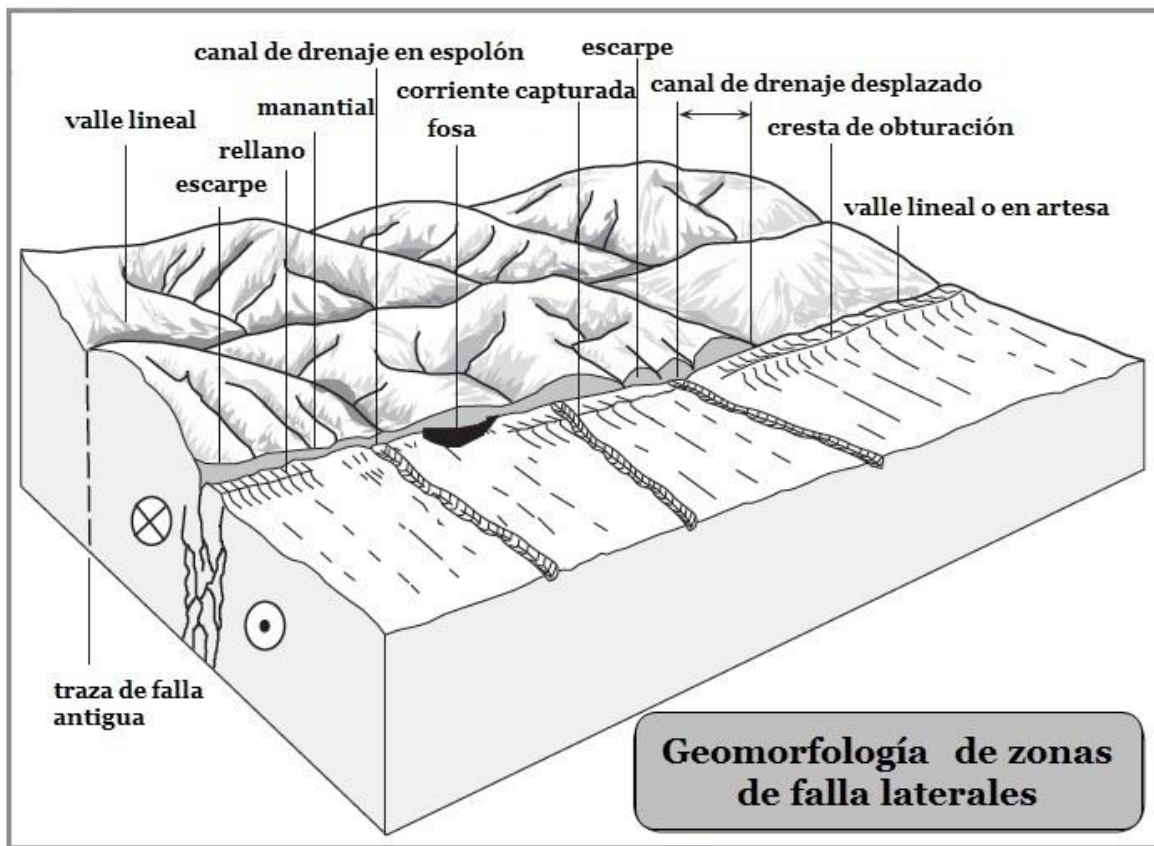


Figura 1.40.-Un canal lineal a lo largo de falla, fosas (*sag ponds*), crestas de obturación (*shutter ridges*), drenajes y lomas desplazadas (*offset ridges*), manantiales (*springs*), escarpes y corrientes capturadas (*beheaded streams*) son rasgos geomorfológicos típicos indicativos de fallas laterales. La más antigua traza de falla abandonada presenta características análogas, pero más erosionadas y degradadas (Modificado de Wesson *et al.* 1975 en Burbank y Anderson, 2012)

A ambos lados aguas arriba y aguas abajo de una falla, terrazas fluviales pueden ser desplazadas de manera sistemática. Comúnmente, los arroyos que cruzan una falla lateral saldrán de un terreno montañoso a uno suave. Aguas arriba, sus valles se habrán reducido más, mientras que aguas abajo de la falla, pueden construir abanicos aluviales en la topografía menos confinada. Horsts, cuencas Pull-apart a pequeña escala, y varias fallas inversas y pliegues también pueden tener clara expresión geomorfológica y con frecuencia puede ser entendida en el contexto del par de cizallamiento impuesta y el campo de esfuerzos (Burbank y Anderson, 2012).

1.5.2.4 Pliegues

Las morfologías más comunes relacionadas con el plegamiento son los **anticlinales** y **domos desmantelados**. Esto se debe a que, una vez expuestos, la cresta de un anticlinal (o la parte superior de un domo) está sujeta a la erosión. Comúnmente, los anticlinales se expresan en el relieve como morfologías positivas mientras que los sinclinales como depresiones, cuando esto sucede se dice que su expresión es directa en el relieve. Si llegan a presentarse de forma contraria, es decir, anticlinales como depresiones y sinclinales como elevaciones se dice que el relieve tiene una expresión inversa (Figura 1.41) (Hugget, 2007).

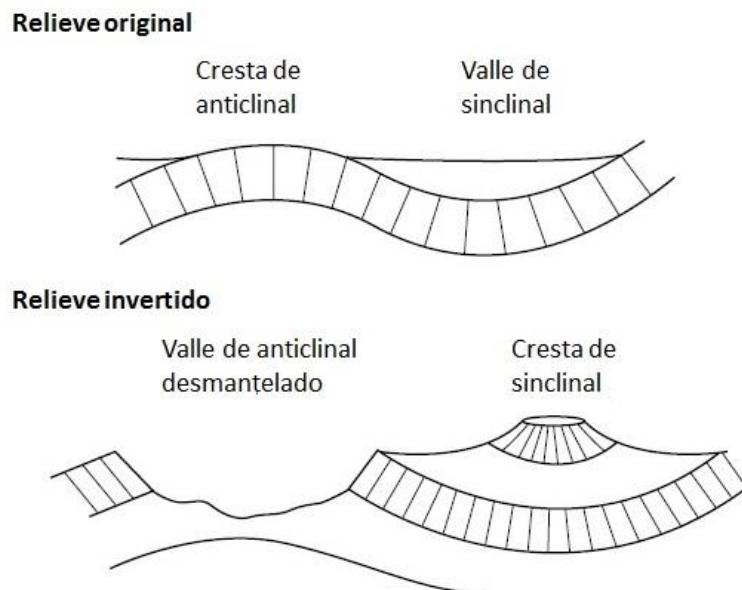


Figura 1.41.- Diagrama que ilustra las relaciones entre la estructura y la topografía en áreas resecuentes y de relieve invertido (Harvey, 2012).

Modelados estructurales

El término **cuesta** se utiliza para la morfología de erosión diferencial en series monoclinales de escaso buzamiento. En los estratos duros se elabora un escarpe, cuya ladera se denomina **frente** de la cuesta y la ladera opuesta se conoce como **reverso** o **dorso**. El trazado de la cuesta depende de la potencia de la capa resistente del frente. Si el espesor es grande el frente será poco recortado y si, por el contrario, la capa resistente tiene poca potencia y la erosión es fácil, el frente presenta una marcada sinuosidad (Figura 1.42) (Derruau, 1965). 2

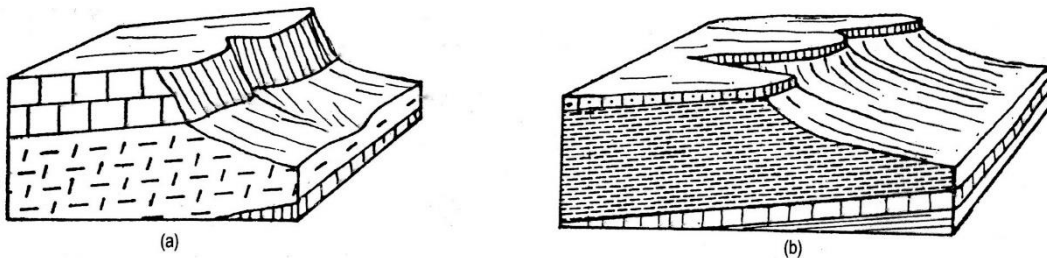


Figura 1.42-Bloques diagramas de cuestas. (a) Frente abrupto y poco recortado desarrollado en calizas de un espesor importante. (b) Frente sinuoso con cornisas de areniscas de poca potencia (Viers, 1974 en Gutiérrez, 2008).

Dónde estratos de diferente resistencia se inclinan sobre un área amplia, varias formas de relieve se desarrollan de acuerdo a la inclinación de las capas (Figura 1.43). Cuestas se forman en capas inclinadas suavemente, tal vez hasta 5° . Son formas asimétricas caracterizadas por un acantilado o escarpe, que normalmente forma laderas empinadas de acantilados, coronados por capas más resistentes, y una pendiente de inmersión, que se extiende a lo largo de la inclinación de los estratos. Las **Crestas homoclinales** (*homoclinal ridge*) son apenas asimétricas y se desarrollan en los estratos más abruptamente inclinados (entre 10 y 30°). Los **Crestones** (*Hogback*) son formas simétricas que se desarrollan en estratos que buzanan muy abruptamente a más de 40° . Las **Crestas en dirección** (*strike ridge*) en cada lado tienden a ser arquetipos buzantes y laderas escarpadas, con un patrón de drenaje típico, y entre los arroyos que cruzan los estratos en dirección del buzamiento tienen las formas características de **chevrons** (*flatirons*), que son facetas triangulares con sus bases paralelas a la dirección y sus ápices hacia arriba del buzamiento de la roca. Las crestas de dirección son muy largas, donde los pliegues son horizontales, pero forman anillos

concéntricos donde los pliegues forman un domo, pueden rodear cuencas estructurales, con las flatirons apuntando en la dirección opuesta (Hugget, 2007).

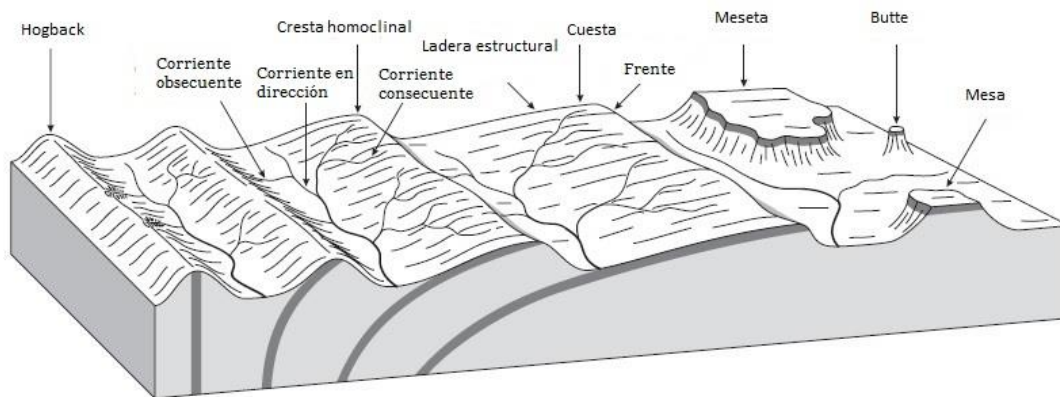


Figura 1.43.-Formas del relieve asociadas con estratos buzantes y horizontales: cuesta, cresta homoclinal (*homoclinal ridge*), hogback, butte, mesa, y meseta. Se muestran los principales arroyos que se encuentran en paisajes con estratos buzantes: corrientes en dirección, corrientes obsecuentes (*anti-dip streams*) y corrientes consecuentes (*dip streams*). Obsérvese que una cuesta consiste en una pendiente inclinada (*dip slope*) y un escarpe empinado de la ladera opuesta a la pendiente estructural (*scarp slope*). La banda negra representa una formación de roca dura que es la cima del butte, mesa, y la meseta (Hugget, 2007).

Si la inclinación de los estratos se aproxima a la vertical, el término que se utiliza es el de **barra** (Figura 1.44b). A las corrientes que discurren a favor del buzamiento de los estratos se les denomina **consecuentes** o **cataclinales**. Los cursos de agua que transcurren según Bauling (1938) en sentido contrario al buzamiento de los estratos se conocen como **resecuentes** o **anaclinales** o **subsecuentes**. Cuando discurren paralelas a la dirección de las capas reciben el nombre de **obsecuentes** o **subsecuentes** u **ortogonales**. Olier (1981) y Huggett (2003) distinguen **valle en dirección** (*strike valley*). Estos valles se unen en un ángulo recto dando lugar a **corrientes consecuentes** (*dip streams*) y **corrientes obsecuentes** (*anti-dip stream*) (Figura 1.43 y 1.44a) (Gutiérrez, 2008).

GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA CURVATURA DE MONTERREY

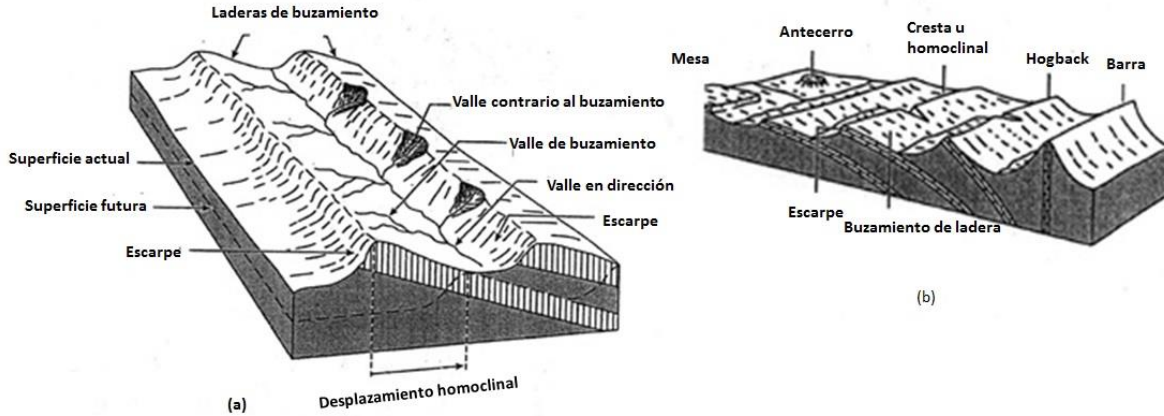


Figura 1.44.-Series monoclinales y sus relaciones con el relieve (a) cuestas y su relación con el drenaje (b) Formas asociadas con estratos progresivamente de mayor buzamiento (Goudie, 2004 en Gutiérrez, 2008).

La evolución del relieve plegado se lleva a cabo para estructuras simples, tales como un conjunto de anticlinales y sinclinales de amplitud similar, a este corresponde el estilo congruente. En Geomorfología estos pliegues simples evolucionan dando origen a diversas formas y relieves (Tabla 1.4 y Figura 1.45 y 1.46). Al conjunto de *mont* y *val* se les denomina **relieve congruente**, además de incluirse: *combe*, *cresta*, *ruz* y *cluse*. Si la región permanece tectónicamente estable durante un intervalo de tiempo considerable, se arrasan las estructuras plegadas y se produce un **relieve aplanado**. Si un relieve aplanado se somete a un levantamiento generalizado, la red fluvial reincide sobre el terreno y las capas duras se sitúan en posición elevada, quedando todas las zonas somitales a igual altura (Gutiérrez, 2008).

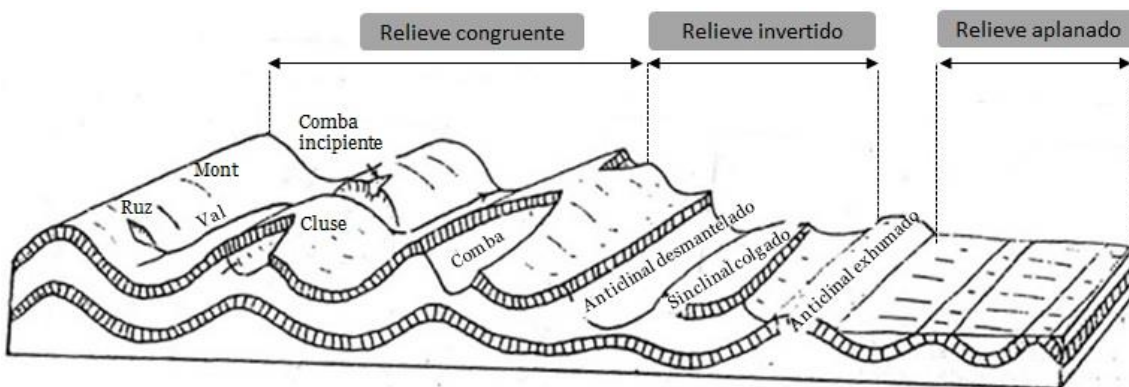


Figura 1.45.- Evolución del relieve plegado (modificado de Derruau, 1965 en Gutiérrez, 2008)

Tabla 1.4.- Formas del relieve asociadas a rocas sedimentarias plegadas (Twidale y Campbell 1993 en Hugget, 2007).

Condiciones formativas	Formas del relieve	Descripción
Estratos plegados		
Plegues plegados en varias etapas de erosión	Colinas anticlinales o Relieve tipo Jura	Superficies plegadas que son reflejo directo de las estructuras subyacentes
	Relieve invertido	Bajos estructurales ocupan zonas altas (por ejemplo, un sinclinal colgado) y altos estructurales en zonas bajas (por ejemplo, un valle anticlinal)
	Relieve aplanado	Plegues altamente erosionados
	Relieve tipo Apalaches	Relieve aplanado que se eleva y se diseca, dejando vestigios de las altas llanuras en el relieve
Erosión diferencial de secuencias sedimentarias plegadas	Topografía de crestas y valles	Terreno con crestas y valles en general tras la dirección de las capas y el patrón de plegamiento (incluye anticlinales desmantelados y domos)
	Cuesta	Cresta formada en estratos con buzamiento suave con una sección transversal asimétrica de ladera estructural y escarpe
	Cresta homoclinal o cresta en dirección	Cresta formada en estratos con buzamiento moderado sobre la sección transversal asimétrica
	Crestón (<i>Hogback</i>)	Cresta formada en estratos con inclinación abrupta sobre la sección transversal simétrica
	Acantilado (cara escarpada, pendiente escarpada)	El flanco de una loma que corta los estratos. Separa variaciones litológicas
	Ladera estructural	El flanco de una loma que coincide con la inclinación de los estratos
	Chevrón (<i>Flatiron</i>) (residuos de erosión adosados a una montaña)	Una faceta más o menos triangular producida regularmente por corrientes separadas en una ladera estructural o cresta (especialmente una cuesta o cresta homoclinal)

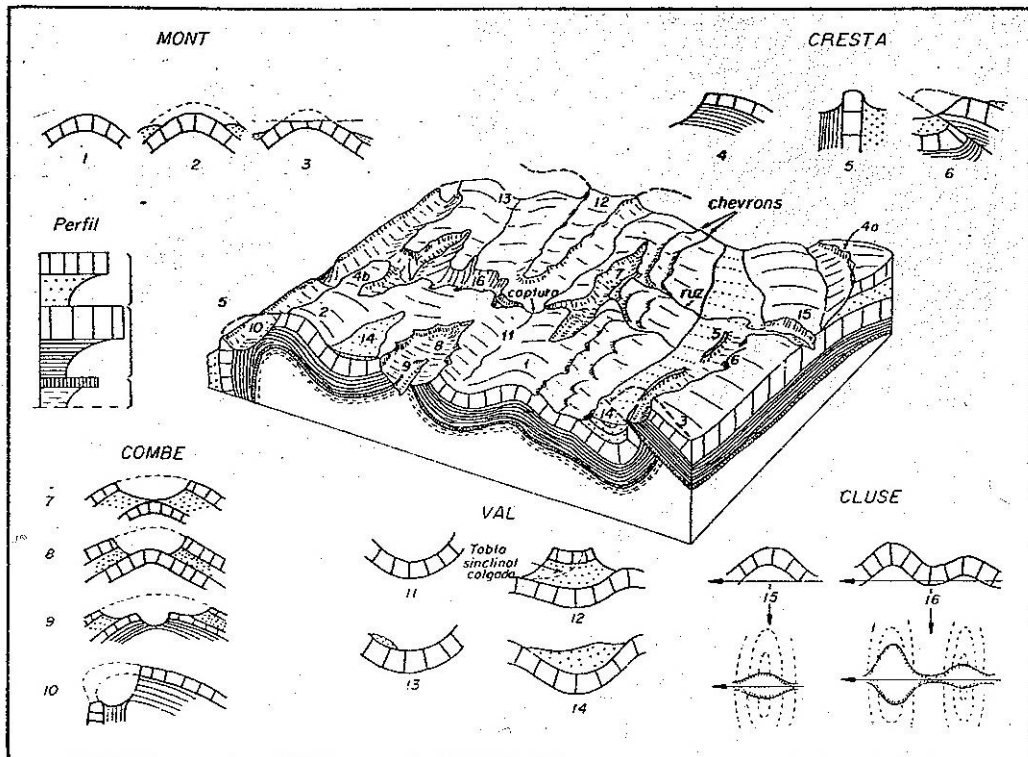


Figura 1.46.- Elementos en un relieve plegado: esquematización a partir del bloque diagrama de Archambault *et al.* (1970) basado en las montañas del Jura (Francia-Suiza). Las morfologías resultantes son:

- *Mont.* Anticlinal dando relieves positivos, que pueden ser: originales (1); derivados (2); o arrastrados y con erosión diferencial en la capa blanda de los flancos (3).
- *Cresta.* Resalte por una capa dura formando: cornisas (4); rectilíneas (4a) o en bucle (4b); barras (5); y cornisas de cabalgamiento (6).
- *Combe.* Valle o depresión longitudinal siguiendo la dirección del plegamiento y excavando en la charnela de una estructura anticlinal. En ambas vertientes de la Combe (flancos del pliegue anticlinal), se forman relieves estructurales monoclinales (cuestas) con el frente en la zona interna dando crestas; según la modalidad de estas últimas y la erosión diferencial capa dura-capa blanda, aparecen: *combes* simples (7); anulares (8); dobles (9); y de flanco (10).
- *Val.* Valle o depresión que coincide con un sinclinal. Por su fisonomía son: primitivos, no afectados por el desmantelamiento (11); colgado, depresión que culmina un relieve invertido (12); derivado, por erosión de la capa blanda (13); atenuado, por erosión parcial de la capa blanda (14).
- *Cluse.* Valle transversal a una estructura plegada. Aplicando preferentemente a encajamientos fluviales atravesando una estructura anticlinal o monoclinal (simple, 15), o una asociación de pliegues (compuesta, 16).
- *Ruz.* Curso fluvial "resecante"; puede considerarse un encajamiento incipiente que, de seguir evolucionando, formará una *cluse*.

- *Chevrons*. Conjunto de crestas seriadas debidas a resaltes de capas duras con fuerte inclinación y disectadas perpendicularmente por encajamientos sucesivos tipo *ruz*; suelen corresponder a flancos de anticlinales parcialmente desmontados (De Pedraza, 1996).

Las morfologías que se acaban de describir se originan en pliegues simples de estilo congruente. Sin embargo, las estructuras de plegamiento son, por lo general, mucho más complejas y estas denominaciones no siempre pueden aplicarse. Los Domos, también llamados periclinales pueden considerarse como anticlinales dobles, y las cuencas, como dobles sinclinales. Los domos también se forman donde la corteza es empujada hacia arriba, donde los tapones de material ligero, como la sal que se eleva a través de los estratos suprayacentes como diapiros. Los diapiros salinos tienen una clara expresión morfológica, con un marcado escarpe y una depresión profunda. (Hugget, 2007).

Patrones de drenaje

De todos los factores que pueden conducir al análisis de los rasgos geológicos y geomorfológicos, es el drenaje uno de los de mayor importancia. La presencia de un sistema de drenaje con configuración uniforme revelará sobre el área en que se desarrolle, la existencia de un material también uniforme, por lo que se refiere a su textura, composición, etc., mientras que la ausencia de tal uniformidad en el sistema de drenaje denotará la presencia de materiales heterogéneos y de condiciones físicas distintas en las diferentes zonas en que dicha diversificación se manifieste (Guerra, 1980).

Tator (1954) distingue tres principales factores controladores del drenaje (Guerra, 1980):

1. *Litología*. Las variaciones en la resistencia de las rocas originan un marcado ajuste del tipo de drenaje a la litología.
2. *Estructura*. En la red del drenaje se reflejan, tanto las influencias estructurales pasivas, como las activas, o en actual desenvolvimiento.
3. *Zonas y líneas de debilidad*. Las líneas de drenaje se ajustan a las de debilidad de las rocas.

Características estructurales y tectónicas, como las juntas, fallas, y lineamientos, pueden producir ríos esencialmente rectos, es decir, ríos con desarrollo meandrónico limitado. Las juntas y las fallas pueden producir secciones lineales cortas de ríos, típicamente unas pocas

decenas de metros de longitud. Los ríos rectos que son más largos comúnmente siguen patrones de lineamiento regional (Huget, 2007).

El control estructural del drenaje se debe a la desigual resistencia de los estratos inclinados, y a que afloran en “fajas” estrechas y paralelas, por lo que los tributarios, al erosionar las capas más blandas, respetando las más duras, que quedan como divisorias de aguas entre las anteriores, originan una disposición paralela de crestas, formadas por las rocas resistentes, y valles constituidos por las rocas débiles (Guerra, 1980).

La nomenclatura moderna de corrientes se basa en el control del desarrollo estructural del drenaje (Figura 1.47). En las regiones donde se inclina una secuencia de estratos de diferente resistencia, comúnmente se desarrollan arroyos a lo largo de la dirección. La mayoría de las redes de drenaje se adaptan a la pendiente regional y a estructuras geológicas, recorriendo las principales fracturas en las rocas subyacentes. El alto grado de conformidad entre las redes de drenaje y la estructura geológica es evidente en los nueve patrones de drenaje principales: Dendrítico, Paralelo, Enrejado, Radial, Centrífugo, Centripetal, Distributivo, Rectangular y Anular (Morisawa 1985 en Huget, 2007).



Figura 1.470.- Patrones de drenaje controlados por la estructura o la pendiente (Twidale y Campbell, 1993, adaptado de Twidale 2004, en Huget, 2007).

El **drenaje enrejado** (Figura 1.49c) tiene una dirección de drenaje dominante con una dirección secundaria paralela a ella, de modo que se unen afluentes primarios a corrientes principales en ángulos rectos y afluentes secundarios corren paralelos a las corrientes principales. Las montañas plegadas tienden a tener patrones de drenaje enrejado (Huget,

2007). Su presencia se debe al “ajustamiento” o “acomodo” del mismo a la estructura, y es característico de rocas muy plegadas y con agudo buzamiento (Thornbury, 1954 en Guerra, 1980).

Se tipifica esta configuración por largos tributarios más o menos paralelos y de recto trazado, con cortos tributarios secundarios, que se juntan con los anteriores formando con ellos ángulos recto. Las corrientes troncales suelen fluir transversalmente, con relación a los tributarios primarios, pero en otros lugares pueden ser subparalelos a ellas, alineándose éstas a lo largo del rumbo de los estratos de las formaciones, o entre rasgos topográficos paralelos. Las corrientes principales de esta configuración, se doblan casi en ángulo recto para cruzar las alineaciones de crestas o lomas, encontrándose también en ángulo recto los tributarios con relación a las principales, por lo general, y juntándose con ellos igualmente los tributarios secundarios en ángulo recto, después de seguir estas corrientes secundarias un curso paralelo a las principales. Igualmente se origina esta configuración “enrejada” de drenaje en las crestas de los anticlinales, a causa de su posición elevada y, parcialmente, debido al fracturamiento durante el proceso de plegamiento, las crestas de los anticlinales son más fuertemente atacadas por los agentes erosivos, que las áreas adyacentes (Guerra, 1980).

El **drenaje rectangular** (Figura 1.49h) muestra una red de corrientes perpendicular con afluentes y corrientes principales de unión en ángulo recto. Es menos regular que el drenaje enrejado, y es controlada por juntas y fallas (Huget, 2007).

Esta configuración es una modificación de la “enrejada”, y se caracteriza por violentos cambios rectangulares en el curso de las corrientes fluviales, tanto de las principales como de las tributarias. Esta disposición rectangular es una consecuencia de los sistemas de juntas o diaclasas, y de fallas; se encuentra afectada localmente, en ocasiones, por la diferente composición de estratos horizontales. Las corrientes tributarias alcanzan a las principales en ángulos rectos, y también las tributarias de tributarias alcanzan a éstas en ángulo recto, a causa de la influencia del control de la estructura de las rocas (Guerra, 1980).

1.6 Cartografía geomorfológica

En Geomorfología, como en otras ciencias de la Tierra, la Cartografía es imprescindible para dejar clara y concreta la distribución y configuración espacial que presentan sobre el terreno

los elementos más significativos que definen el relieve. Este medio de expresión gráfica es el **Mapa Geomorfológico**, que se encuentran entre las mejores herramientas para entender el contexto físico de la superficie de la Tierra. Se define como un documento gráfico en el que están representadas de forma sintética todas las formas del relieve de una región. Se trata de una interpretación subjetiva del paisaje geomorfológico, pero que debe ser fácilmente referenciado sobre el terreno. Por lo que, la descripción completa de las formas del relieve es objetiva (*morfografía*) identificado con nombres específicos y representados con su forma correcta o, cuando no es permitido por la escala del mapa, por los símbolos adecuados. Los mapas geomorfológicos deben incluir información sobre las propiedades espaciales (*dimensiones, pendiente, curvatura, relieve*) de las formas terrestres (*morfometría*); su origen y evolución en relación con los agentes endógenos/exógenos, genéticos y procesos (*morfogénesis*), también teniendo en cuenta los efectos de la litología lecho de roca/control de la estructura; su edad relativa o absoluta (*morfocronología*); su estado de actividad y la tasa de los procesos genéticos (*morfodinámica*) y el tipo de los depósitos de del lecho rocoso y cerca de la superficie (Peña, 1997; Smith, Paron y Griffiths, 2011).

La representación de las formas del relieve, se realiza de modo individual o formando unidades territoriales, la génesis de los procesos, la evolución de las formas y el grado de equilibrio dinámico, como se mencionó anteriormente también se incluyen. La representación se hace a una escala adecuada con la textura del relieve y con la finalidad concreta de la representación, siguiendo una metodología o normas generales (Peña, 1997).

1.6.1 Elementos básicos de representación

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

- ✓ Información topográfica
- ✓ Información hidrológica
- ✓ Datos geológicos
- ✓ Morfometría: aspectos cuantitativos. Valores de pendientes, alturas, orientación de laderas, ángulos y elementos lineales, energía del relieve, etc.
- ✓ Morfografía: descripción cualitativa. Configuración geométrica y real de las formas.

- ✓ Morfogénesis: procesos genéticos. Sistema morfogenético, agentes del modelado.
- ✓ Morfocronología: sucesión temporal de los grupos de formas. Sedimentos correlativos. Cronología absoluta o relativa.
- ✓ Morfodinámica: funcionalidad de los procesos. Formas heredadas de dinámicas no funcionales.

1.6.2 Tipos de mapas geomorfológicos

Entre los mapas geomorfológicos se pueden distinguir dos categorías principales: los mapas geomorfológicos básicos y los mapas geomorfológicos derivados (Dramis y Bisci, 1998 en Smith, Paron, y Griffiths, 2011).

Los mapas geomorfológicos básicos (mapas analíticos) se producen por transferencia gráfica simple de los datos recogidos directamente del estudio de campo o interpretación de fotografía aérea, a partir de mapas geológicos, mapas de suelos, mapas de vegetación, mapas de uso de suelo y así sucesivamente. Se pueden hacer siguiendo dos diferentes perspectivas: la primera se refiere a la evolución del paisaje en escalas de tiempo geológico (mapas morfoevolución); la segunda tiene en cuenta la tipología y el estado de la actividad, de los procesos geomorfológicos que afecta a la zona de investigación (mapas morfodinámicos). Los mapas geomorfológicos derivados se obtienen a través de la selección, la generalización y la reutilización de los datos reportados en los mapas básicos con el propósito de zonificar la distribución espacial/temporal de los procesos geomorfológicos significativos como corrimiento de tierras, inundaciones, deformaciones co-sísmicas superficiales, erupciones volcánicas y tsunamis. Estos mapas son más fácilmente legibles que los mapas básicos originales y también pueden ser utilizados por los no especialistas (Smith, Paron, y Griffiths, 2011).

Por su carácter temático, los mapas pueden abarcar todos los elementos básicos de representación o formar cartografías especiales, que abarcan de forma específica alguno de los elementos exclusivamente o de forma primordial (Peña, 1997):

- Cartografías morfoestructurales. Especialmente en mapas de pequeña escala, en los que la estructura tienen una gran importancia.

- Cartografías morfométricas. Mapas de pendientes, de densidad de formas, de líneas límites, altitudes medias y relativas. Muy útiles en estudios de evolución de laderas, evaluación de la erosión, riesgos, etc.
- Cartografías morfográficas. Utilizadas para el desarrollo de unidades, ya sean geomorfológicas, de tipos de terrenos, paisajes, regiones, etc. Útiles en planificación y evaluación territorial.
- Cartografías morfogenéticas. Muy usadas en procesos actuales, evaluación de riesgos naturales y en dinámica morfogenética.
- Cartografía morfocronológica. Para mapas de evolución geomorfológica, ordenaciones relativas o absolutas de las edades de superficies erosivas, formaciones superficiales cuaternarias, etc.
- Cartografías morfodinámica. Para la realización de mapas de procesos funcionales aplicados, como los mapas de riesgos.

Los mapas geomorfológicos representan las formas individuales, aunque también pueden realizarse **Mapas de regiones geomorfológicas**, los cuales se componen de unidades regionales del relieve, resultantes de la combinación de elementos sobre un espacio territorial. Suelen definirse por la morfoestructura, morfografía y génesis del relieve, siendo principalmente de escala media y pequeña (Peña, 1997).

1.6.3 Escala en los mapas geomorfológicos

La escala es uno de los principales problemas en la cartografía geomorfológica. Las escalas espaciales de características geomorfológicas se extienden sobre una amplia gama, que puede ser limitada por su extensión: desde 10^7 km² (continentes, cuencas oceánicas) a 10^{-8} km² (estrías glaciales, ondulaciones) (Tricart 1965 en Smith, Paron y Griffiths, 2011). Además, el tiempo de persistencia varía de 10^8 años (para las características más grandes) a menos de 1000 años (para los más pequeños) en relación con su tamaño como se describe por la siguiente ecuación general (Baker, 1986):

$$S \propto aT^b$$

donde S es el tamaño de la característica, T es su tiempo de duración, a es la constante que indica el factor de intensidad relacionada del proceso geomórfico (es decir, la rapidez de

gasto de energía por unidad de área) y B es un factor de escala (igual a aproximadamente 1.0) (Smith, Paron y Griffiths, 2011).

Teniendo en cuenta la escala de tiempo de los fenómenos geomorfológicos, Baker (1986) considera tres categorías principales (Smith, Paron y Griffiths, 2011):

1. Macroescala, sobre donde las fases principales de la erosión/deposición ocurren, controladas por la deformación regional, formación de montañas y movimiento de las placas de la corteza terrestre.
2. Mesoescala, trata grandes cambios en las formas del relieve y paisajes, de cientos a miles de años que implican una compleja interacción entre los controles tectónicos y climáticos sobre los procesos geomorfológicos (por ejemplo, crecimiento/recesión de los glaciares, agradación/degradación del lecho del río y progradación/retroceso de las costas).
3. Microescala, sobre la cual las principales variables de la tectónica y el clima se asumen constantes (procesos que caracterizan a las dunas de arena, glaciares, ríos o playas que reflejan únicamente los eventos de corto plazo que dicta la física del flujo local).

Considerando que los mecanismos genéticos, los tiempos de permanencia y la naturaleza de las características geomorfológicas cambian las dimensiones de las formas del relieve, se deduce que los mapas con significativas escalas diferentes no pueden hacer frente a los mismos contextos geomorfológicos a menos que tengan diferentes objetivos. Por lo tanto, la elección de la escala del mapa está fuertemente limitada por los objetivos del proyecto (Brunsden et al, 1975; Baker, 1986 en Smith, Paron y Griffiths, 2011).

Una clasificación establecida en la Comisión de Mapa Geomorfológico de la Unión Geográfica Internacional, de acuerdo con Duministrashko y Scholz (1978) en Peña (1997) es:

- De Gran Escala: Planos geomorfológicos 1:10,000 y mayores; Mapas geomorfológicos básicos 1:10,000/1:25,000; Mapas geomorfológicos detallados 1:25,000/1:100,000
- De Media Escala: Mapas geomorfológicos sinópticos de escala media 1:100,000/1:500,000; Mapas geomorfológicos sinópticos de pequeña escala 1:500,000/1:1,000,000

GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA CURVATURA DE MONTERREY

- De Pequeña Escala: Mapas geomorfológicos de países 1:1,000,000/1:5,000,000; Mapas geomorfológicos de continentes 1:5,000,000/1:30,000,000; Mapas geomorfológicos del mundo 1:30,000,000 y menores

Sin embargo, teniendo en cuenta la definición previa de mapas geomorfológicos, parece más apropiado aplicar el esquema propuesto por Dramis y Bisci (1998) donde exponen un esquema para la clasificación de los mapas geomorfológicos de acuerdo con el nivel de detalle cartográfico (Smith, Paron y Griffiths, 2011):

- Mapas geomorfológicos grandes (mapa a escala 1:25,000)
- Mapas geomorfológicos de mediana escala (mapa a escala de 1:25,000 a 1:250,000)
- Mapas geomorfológicos de pequeña escala (escala de mapa mayor a 1:250,000)

Mapas geomorfológicos de gran escala

Se hacen con suficiente detalle como para permitir la representación correcta de sus características morfográficas, morfométricas, morfogenéticas, morfocronológicas y morfodinámicas de la mayoría de las formas de relieve reconocibles en laderas, fondos de valle, llanuras, costas y demás. La producción de mapas geomorfológicos de gran escala se basa esencialmente en el estudio sistemático de campo, además de que se apoya de la fotointerpretación y el análisis de modelos digitales de elevación (Smith, Paron y Griffiths, 2011).

Mapas geomorfológicos de mediana escala

Los mapas geomorfológicos de mediana escala proporcionan una representación de grandes unidades de paisaje (colinas volcánicas, pendientes de falla, cuencas tectónicas, mesetas, cuevas, inselbergs (montes isla), superficies de degradación, aluviales/terrazas costeras, llanuras aluviales, valles glaciares, campos de dunas, etc.) que pueden ser reproducidos en su totalidad, o al menos por una gran parte de su extensión, lo que permite la representación de las relaciones mutuas y secuencias morfocronológicas (Smith, Paron y Griffiths, 2011).

Morfologías más pequeñas, como los presentes en laderas y fondos de valle, se agrupan o se reproducen por medio de símbolos, no a escala. También las subdivisiones de los accidentes geográficos, depósitos cerca de la superficie y los procesos genéticos deben ser

necesariamente más generalizada que en mapas a gran escala. A modo de ejemplo, los procesos de ladera (deslizamientos, fluencia del suelo, cárcavas) pueden ser agrupados en la categoría única de los procesos de denudación. A escalas más pequeñas, es más apropiado utilizar términos amplios como la pendiente-fluvio denudacional y la llanura fluvio-deposicional. Cuando no se derivan por la generalización de mapas a gran escala, los mapas geomorfológicos de mediana escala se producen fundamentalmente por la interpretación simultánea de fotografía aérea y trabajo de campo. Las observaciones de campo por lo general se limitan a probar áreas o transectos representativos con el objetivo de recoger claves interpretativas del análisis de teledetección (Smith, Paron y Griffiths, 2011).

Mapas geomorfológicos de pequeña escala

Representan el marco estructural de la superficie terrestre y la larga historia geomorfológica de las principales unidades de deposición y erosión, colinas volcánicas y rocas efusivas y estructuras mega y macro morfotectónicas (Smith, Paron y Griffiths, 2011).

Elección de escala en los mapas geomorfológicos

El detalle de la representación cartográfica debe estar en función de la textura del relieve y de la escala necesaria para la finalidad a la que se destina el mapa geomorfológico. Respecto a la textura, la observación en fotografía aérea o sobre el terreno del ámbito geográfico que se va a cartografiar nos puede dar la primera impresión acerca de la escala necesaria para poder representar adecuadamente cada uno de los distintos elementos que componen el paisaje geomorfológico. Por otra parte, la escala decidida tiene que estar en lógica relación con el detalle exigido por la posible aplicación posterior del mapa. Sin embargo, junto a estos dos elementos que permiten decidir sobre la escala, existe un tercer factor de gran importancia que acaba siendo decisivo: la escala a la que se encuentra la información cartográfica existente sobre dicha región (Peña, 1997).

CAPÍTULO 2.

CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS

En este capítulo se presenta un acercamiento a las características físicas y socioeconómicas más sobresalientes del área de estudio, las cuales son de gran importancia pues se relacionan e influyen con mayor o menor medida en la configuración geográfica y geomorfológica del lugar.

2.1 Área de Estudio

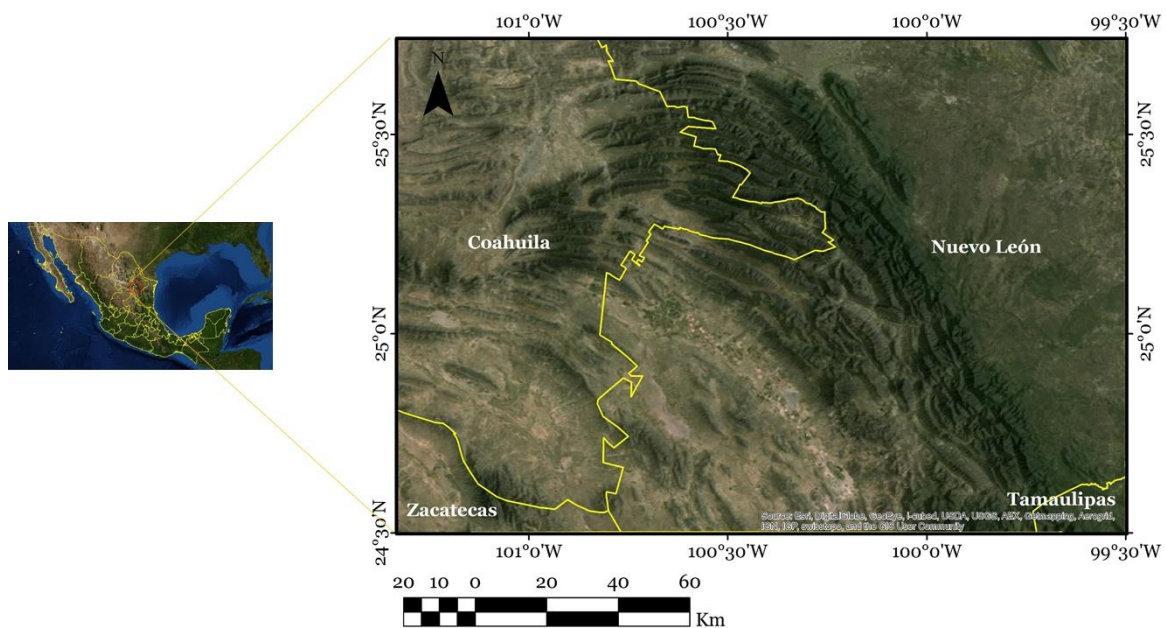


Figura 2.1.- Localización de la Curvatura de Monterrey

La región se localiza al noreste de la República Mexicana entre las coordenadas extremas 24°30' y 25°45' latitud norte, 99°20' y 101°20' longitud oeste, con una superficie de 25,340 km², y una altitud que va de los 171 a los 3,710 m, con un promedio de 2,000 m. Ésta área se delimitó con el objetivo de cubrir tanto la zona de montañas plegadas denominada *Curvatura de Monterrey* como parte del área que la rodea, a fin de poder apreciar sus

cambios morfológicos (Figura 2.1). Abarca parte de los estados de Nuevo León, Coahuila, Zacatecas y Tamaulipas; comprende parte de las cartas topográficas: Monterrey G14-7, Concepción del Oro G14-10, Río Bravo G14-8 y Linares G14-11, 1:250,000.

2.2 Geografía Física

Existen varias clasificaciones del territorio en grandes unidades realizadas con criterios principalmente geomorfológicos, que han sido denominadas como provincias fisiográficas. En nuestro país se les ha nombrado así a las unidades mayores del relieve (Lugo y Córdova, 1991); aunque, actualmente es un término que ha sido remplazado por el de *Geografía Física*, la cual estudia el medio natural como un paisaje, a partir de las relaciones entre los componentes del medio físico y sus procesos (Lugo-Hubp, 2011).

De acuerdo con lo anterior, se procede a describir los componentes del medio físico de la región, como son el clima, las aguas superficiales, el suelo, la vegetación y la geología. Ésta última no se incluye en este apartado, ya que al ser la base del análisis geomorfológico del presente trabajo, se tratará en el siguiente capítulo.

En término de grandes unidades morfológicas la zona de estudio pertenece a la provincia Sierra Madre Oriental (SMOr), la cual es un rasgo orográfico, formado por un macizo montañoso rugoso, angosto y alargado, situado en el oriente de la República Mexicana. Emerge de la Planicie Costera del Golfo de México (PCGM) y desciende de altura hacia el poniente pasando a un extenso altiplano situado en el centro del país; parte de ella se encuentra cubierta por acumulaciones volcánicas pliocénico-cuaternarias de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). Su extremo noroeste se extiende hacia la proximidad de Parral, Chihuahua, mientras que el sureste se define hacia el área de Tuxtepec, Oaxaca. Tiene más de 800 km de longitud y de 80 a 100 km de amplitud. Consiste esencialmente en cadenas montañosas de rocas mesozoicas plegadas y cabalgadas (Eguiluz, Aranda y Marrett, 2000; Lugo-Hubp, 1990).

También, una parte del área de estudio corresponde a la provincia PCGM que ocupa la margen este de la SMOr y se extiende hasta el litoral del Golfo de México. Se compone de rocas sedimentarias terciarias que aumentan en edad hacia la base de la SMOr y su relieve

se conforma de lomeríos y planicies siendo en parte segmentada por elevaciones como la Sierra de Tamaulipas, la FVTM y el Campo Volcánico Los Tuxtlas (García y Lugo, 2003).

2.3 Clima

Diversos factores afectan la variabilidad del clima en nuestro país, entre los que destacan: latitud, altitud, relieve y distribución de tierras y mares. De ellos, la altitud y el relieve tienen un mayor efecto en la distribución y diversidad de climas presentes en la región, creando condiciones específicas en los cambios y distribución de las propiedades físicas de la atmósfera que definen el clima, como son: temperatura, precipitación, humedad y presión.

De acuerdo con la clasificación de Köppen (1936) modificada por García (1964, 1973 y 1981), en la región de estudio se presentan 21 subtipos de climas, los cuales pertenecen a dos grandes grupos de climas: los *B* (secos) y los *C* (templados). Para simplificar su descripción, se agruparon en 9 tipos, considerando sus características similares de temperatura y precipitación.

De acuerdo al mapa de Climas (Figura 2.2) de García, E. y CONABIO (1998), se encuentra:

- *Semicálido subhúmedo*, con temperatura media anual mayor de 18 °C y lluvias de verano. Ocupa una extensión considerable del área de estudio (28 %) y se distribuye a lo largo de la PCGM y parte del frente de la SMOr, al oriente de la región entre los 400 y 2,400 msnm.
- *Semiárido cálido*, con temperatura media anual mayor de 22 °C, presenta lluvias repartidas todo el año y con predominio en verano. Su distribución es al noreste de la zona de estudio entre los 200 y 600 msnm y se encuentra también en la ciudad de Monterrey.
- *Semiárido semicálido*, presenta una temperatura media anual mayor de 18 °C, tiene lluvias repartidas todo el año y lluvias de verano. Se extiende de norte a sur sobre las sierras de altitud media (2,400 m) sobre la SMOr.
- *Semiárido templado*, presenta una temperatura media anual de entre 12 y 18 °C, sus lluvias son de verano. Su extensión es de las mayores, 23 % de la región de estudio,

sobre la zona central de la SMOr y en sus estribaciones al sureste sobre las sierras aisladas de más de 2000 m de altitud.

- *Árido semicálido*, cuenta con una temperatura entre 18 y 22 °C. Sus lluvias son repartidas todo el año y lluvias de verano. Se distribuye al noreste de la región, al sur de la ciudad de Saltillo y en el sur de la sierra sobre Galeana entre los 800 y 2,600 msnm.
- *Árido templado*, su temperatura media anual varía entre los 12 y los 18 °C, con lluvias repartidas todo el año y lluvias de verano. Su mayor extensión se encuentra en la zona centro de la sierra y al sur-suroeste de la zona de estudio, una porción localizada de este clima se localiza al suroeste de la ciudad de Saltillo, su altitud oscila entre los 1,800 y 2,600 m.
- *Muy árido semicálido*, su temperatura media anual se encuentra entre 18 y 22 °C, presenta lluvias de verano. Se distribuye en la región noroeste del área de estudio, al norte de la ciudad de Saltillo, su localización más elevada alcanza los 2,400 msnm ya fuera de la SMOr.
- *Templado subhúmedo*, muestra una temperatura media anual entre 12 y 18 °C y sus lluvias son de verano. Este clima se encuentra en la zona centro de la SMOr, sobre las partes más elevadas (3600 msnm), aunque también se encuentra en zonas con menor elevación (1,400 msnm) al sur de la sierra.
- *Semifrío subhúmedo*, con temperatura media anual entre 5 y 12 °C, sus lluvias son de verano. Se localiza al centro del área de estudio, en las sierras de mayor elevación.

La presencia de la SMOr ejerce una gran influencia al actuar de barrera para detener los vientos húmedos y las lluvias ciclónicas del Golfo de México (Contreras, 2007); aunque las masas de aire húmedo provenientes del Golfo de México intervienen en el área sobre los valores de precipitación reportados por las estaciones meteorológicas de la porción este de

GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA CURVATURA DE MONTERREY

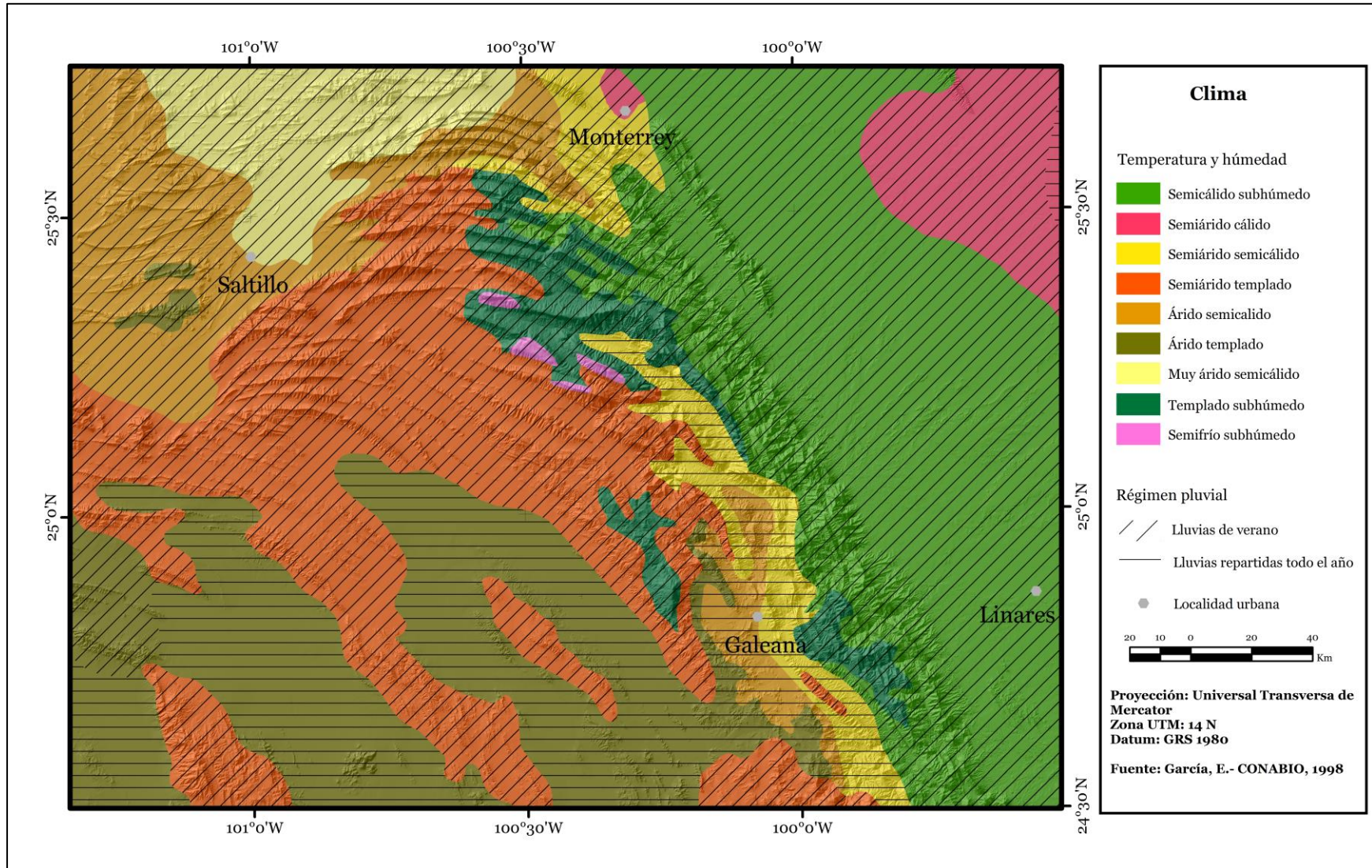


Figura 2.2.- Mapa de climas de la Curvatura de Monterrey

la SMOr: Allende, El Cercado y La Boca, con 1,064, 1,021 y 1,013 mm respectivamente (Vargas, 1997).

2.4 Hidrografía

El agua con que cuenta una región se dispone principalmente por las condiciones climáticas del lugar y el relieve. Por consiguiente, las características propias de cada cuenca dependen de la cantidad de precipitación que captan, la pendiente que tengan, la permeabilidad del suelo y la vegetación presente; generando escurrimientos que pasan a ser corrientes de agua que socavan y transportan sedimentos al mismo tiempo que modifican el relieve. O bien, el agua se almacena en presas, lagos o acuíferos, estos últimos beneficiados principalmente por la infiltración en zonas de recarga que se ven favorecidas por factores como la vegetación, la permeabilidad de la roca y el grado de fracturamiento.

El área de estudio se divide en 3 regiones hidrológicas, 6 cuencas hidrográficas y en 16 subcuencas como se muestra a continuación (Tabla 2.1):

Tabla 2.1.-Características de las cuencas en la zona de estudio (INEGI, 2010a)

Región Hidrológica	Cuenca	Subcuenca	Área km²	Tipo
Bravo Conchos	R. Bravo - San Juan	R. Ramos	943	Abierta
		R. Monterrey	1,813	Abierta
		R. San Miguel	10,986	Abierta
		R. Pesquería	5,256	Abierta
		R. San Juan	5,530	Abierta
		R. Pílon	2,676	Abierta
El Salado	Matehuala	Huertecillas	3,200	Cerrada
	Sierra de Rodríguez	Concepción del Oro	5,881	Cerrada
	Sierra Madre Oriental	San Rafael	5,026	Cerrada
		Santa Ana	4,809	Cerrada
San Fernando-Soto La Marina	R. Soto La Marina	R. Pílon	3,402	Abierta
		R. Blanco	2,580	Abierta

GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA CURVATURA DE MONTERREY

	R. San Fernando	R. Conchos	5,872	Abierta
		R. Potosí	1,570	Abierta
		R. Limón	1,738	Abierta
		A. Camacho	1,522	Abierta

La mayoría de los ríos que atraviesan la región nacen en la SMO_r y desembocan en los ríos San Fernando y Soto La Marina en Tamaulipas (Gobierno de Nuevo León, 2013).

Entre las principales corrientes que comprenden la zona se encuentra el río Santa Catarina, de actividad intermitente, el cual se sustenta por las aguas de manantiales provenientes del acuífero Campo Buenos Aires. La presencia de abundantes lluvias temporales sobre la Sierra de Santa Catarina, da lugar a crecientes que descargan sobre el mencionado río en corto tiempo, lo que trae consigo volúmenes de agua considerables, provocando desbordamientos frecuentes que inundan gran parte de la zona urbanizada de la Ciudad de Monterrey (De León-Gómez *et al.*, 1998; Vargas, 1997).

El drenaje presente en las sierras del área manifiesta un claro control estructural (Figura 2.3), siendo de tipo enrejado y rectangular, mientras que en las zonas más planas y menos elevadas al oriente de la región, es paralelo y subparalelo (Vargas, 1997).

La principal obra hidráulica presente es la presa Rodrigo Gómez (La Boca), la cual se ubica 25 km al sur de la ciudad de Monterrey, en el municipio de Santiago, Nuevo León. Tiene una superficie de 450 hectáreas y almacena alrededor de 40 millones de m³ de agua. Es alimentada por el agua que escurre de las laderas de la SMO_r, el Cerro de la Silla y del manantial de Cola de Caballo; es transportada por arroyos como La Chueca, Los Cavazos, Las Cristalinas, Escamilla, Dolores y San Antonio (Vargas, 1997).

La hidrología subterránea, se caracteriza por contar con acuíferos libres y confinados. Los primeros se localizan en la porción nororiental y suroriental de la Ciudad de Monterrey, constituidos por arcilla, clastos gruesos y arenas en menor proporción. En estos se suelen encontrar las norias con una profundidad promedio de 10 m. Los acuíferos confinados son los más importantes y se localizan geológicamente en los acuíferos calcáreos, como por ejemplo en el Cañón de la Huasteca (acuífero Campo Buenos Aires), además el Campo de Pozos de Mina, Sistema Santiago I y Campo de Pozos Monterrey (Vargas, 1997). Para

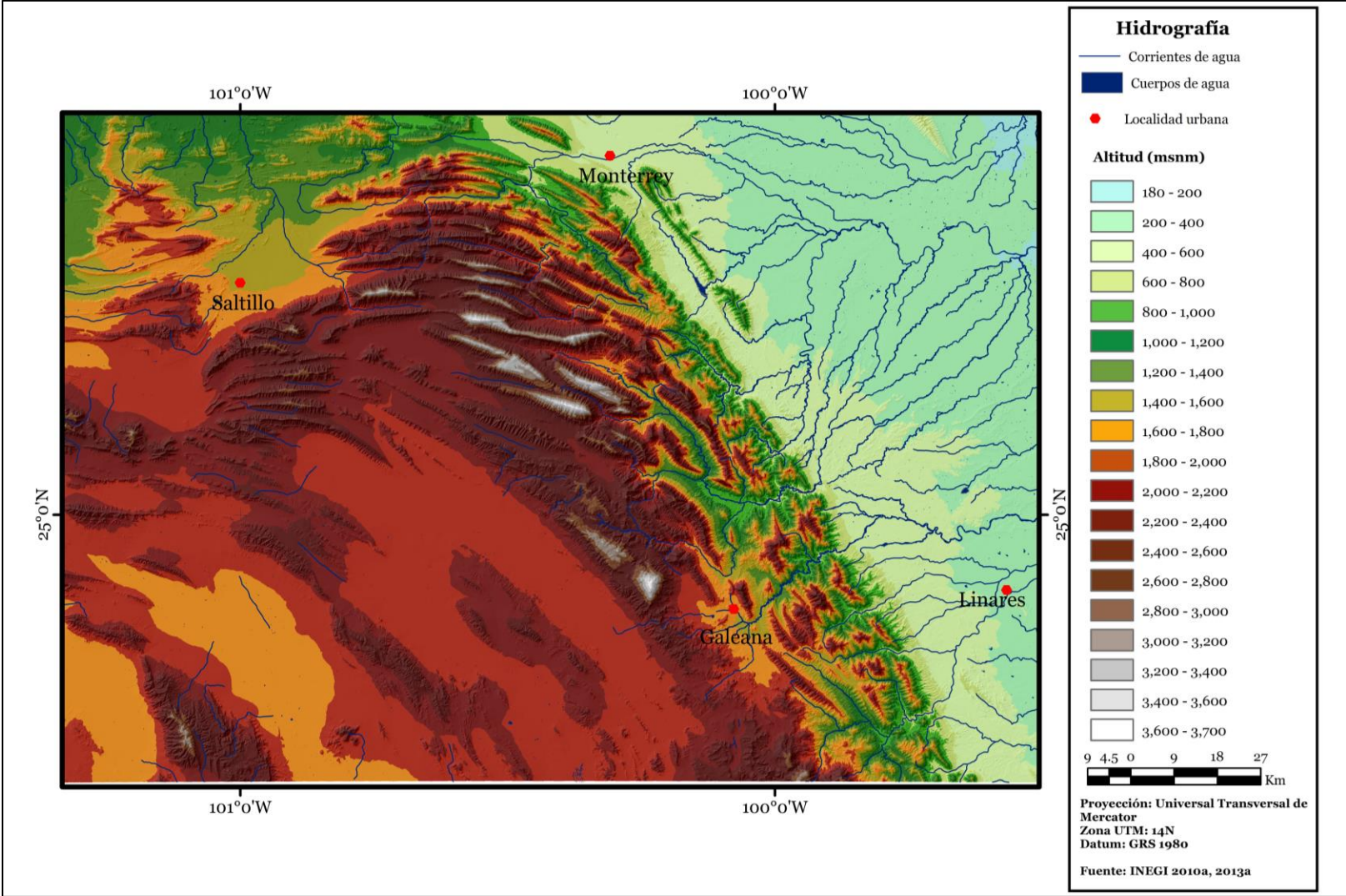


Figura 2.3.- Hidrografía de la Curvatura de Monterrey

abastecer de agua potable al área Metropolitana de Monterrey, Servicios de Agua y Drenaje de Monterrey (SADM) aprovecha el agua subterránea del acuífero Campo Buenos Aires.

2.5 Suelos

La capa más superficial de la corteza terrestre, en la cual encuentra el soporte de la cubierta vegetal y gran parte de las actividades humanas, es el suelo (Lugo, 2011). Este consiste en varios horizontes que se forman mediante procesos físicos, químicos y biológicos, resultado de la interacción de varios factores del ambiente. Fundamentalmente son el clima y el tipo de roca a partir de los cuales se origina el suelo, también influye el relieve, la actividad orgánica y el tiempo.

En la región de estudio se identifican 10 tipos de suelo (Figura 2.4) según la cartografía del INEGI (2013b) y se describen con base a la clasificación y nomenclatura de la FAO/UNESCO (1968) modificada por DETENAL (1980). Sus características principales se resumen a continuación de acuerdo con IUSS (2007), Vargas (1997) e INEGI (2004):

- **Cambisol (B)**

Se caracteriza por ser poco desarrollado (por lo menos un principio de diferenciación de horizontes en el subsuelo evidentes por cambios en la estructura, color, contenido de arcilla o contenido de carbonato), presenta en el subsuelo una capa con terrones que muestran vestigios del tipo de roca subyacente, puede tener pequeñas acumulaciones de arcilla, carbonato de calcio, fierro o magnesio. Se distribuye al este de la región de estudio, en la zona norte de la ciudad de Linares sobre lomeríos y llanuras de baja altitud (400 m). Su textura es media y registran una fase lítica profunda; tiene una susceptibilidad a la erosión que va de moderada a alta favorecida por la escasa presencia de vegetación.

- **Castañozem (K)**

Son suelos que frecuentemente tienen más de 70 cm de profundidad y se caracterizan por presentar una capa superior de color pardo o rojizo oscuro, rica en materia orgánica y nutrientes. Su textura es media, las fases petrocálcica y lítica gravosa, acompañan a estos suelos, por lo que son poco susceptibles a la erosión. Se localiza al noreste de la zona de estudio en los lomeríos y llanuras de la PCGM, también se

encuentra al sureste de la ciudad de Saltillo en los valles intermontanos de las sierras de altitud media (2400 m).

- **Feozem (H)**

Se caracteriza por tener una capa superficial oscura, rica en materia orgánica y en nutrientes. Su profundidad es variable y la textura que presenta es por lo general media, muestra fases como la petrocálcica, petrocálcica profunda, gravosa, pedregosa, lítica y lítica profunda, por lo que la susceptibilidad a la erosión es variable y depende de las condiciones del sitio, aunque en general se considera moderado. Se distribuye extensamente a lo largo de la zona de estudio, sobre los distintos tipos de climas, aunque presenta una tendencia general a ubicarse sobre terrenos planos y con inclinación suave, en los valles intermontanos de la sierra, en las cercanías de la ciudad de Monterrey, en los lomeríos y zonas planas de la PCGM.

- **Litosol (I)**

Este suelo por definición es somero (profundidad menor a 10 cm) limitado por la presencia de roca o de materiales no consolidados con menos de 20 % (en volumen) de tierra fina. Es el suelo que ocupa más extensión en la zona de estudio (42 %) su distribución se extiende en las zonas más altas y escarpadas, la mayor parte de las sierras tienen este tipo de suelo. Ya que es común encontrarlo en ambientes con topografía fuertemente disectada, su susceptibilidad a la erosión es alta.

- **Luvisol (L)**

Tiene mayor contenido de arcilla en el subsuelo que en el suelo superficial como resultado de procesos pedogenéticos (especialmente migración de arcilla) que lleva a un horizonte subsuperficial árgico. Su textura es fina y su susceptibilidad a la erosión es alta debido a la escasa vegetación que los cubre. La localización de este tipo de suelo se asocia a superficies llanas y suavemente inclinadas al sureste de la zona de estudio cerca de Linares en la PCGM.

- **Regosol (R)**

Esta unidad se localiza entre la cota de los 400 m en terrenos de topografía plana y ondulada, así como, en los confines de la sierra hasta los 2,400 msnm. Es un suelo débilmente desarrollado formado por materiales acumulados no consolidados,

exceptuando depósitos aluviales recientes, no tiene origen fluvial y es de poco desarrollo por lo que no presenta capas diferenciadas entre sí. Muestra textura media y presenta fases: lítica, gravosa, petrocálcica y pedregosa, lo cual aumenta su susceptibilidad a la erosión.

- **Rendzina (E).**

Se caracterizan por poseer una capa superficial rica en humus y muy fértil. Son suelos generalmente arcillosos y poco profundos (por debajo de los 25 cm), de textura media. Presenta fase: petrocálcica, lítica y lítica profunda. La susceptibilidad a la erosión de este suelo es moderada y se encuentra mayormente extendido en el frente de la SMOr, sobre sus laderas escarpadas, también se localiza sobre ésta en zonas en terrenos con superficie más suave al igual que en la PCGM.

- **Solonchak (Z)**

Se caracteriza por ser suelos que tienen alta concentración de sales solubles en algún momento del año, por lo que se presenta en zonas donde se acumula el salitre o en las partes bajas de los llanos. Su textura va de media a fina y su subtipo es Órtico. Su distribución es muy localizada, se encuentra al noroeste, centro y suroeste la zona de estudio, en las partes bajas de los valles, en zonas de clima árido y semiárido con presencia de vegetación halófila y de matorral.

- **Vertisol (V)**

Se caracteriza por su estructura masiva y su alto contenido de arcilla. Es profundo, de textura fina y se exhiben las fases: gravosa, pedregosa, lítica, lítica profunda y petrocálcica. Se extiende exclusivamente a lo largo de la PCGM, al este de la región de estudio, en las zonas planas y con baja inclinación. Tiene baja susceptibilidad a la erosión y gran parte de su área es utilizada para uso agrícola.

- **Xerosols (X).**

Unidad de suelo que se presenta entre los 200 y los 3,400 msnm, se localiza en terrenos con relieve que va de ondulado a plano, aunque se le puede encontrar sobre terrenos quebrados. Se caracteriza por poseer una capa superficial clara muy pobre en materia orgánica. Su profundidad es media y su textura también. Presenta fase petrocálcica, lítica, gravosa y pedregosa. Son suelos de baja susceptibilidad a la

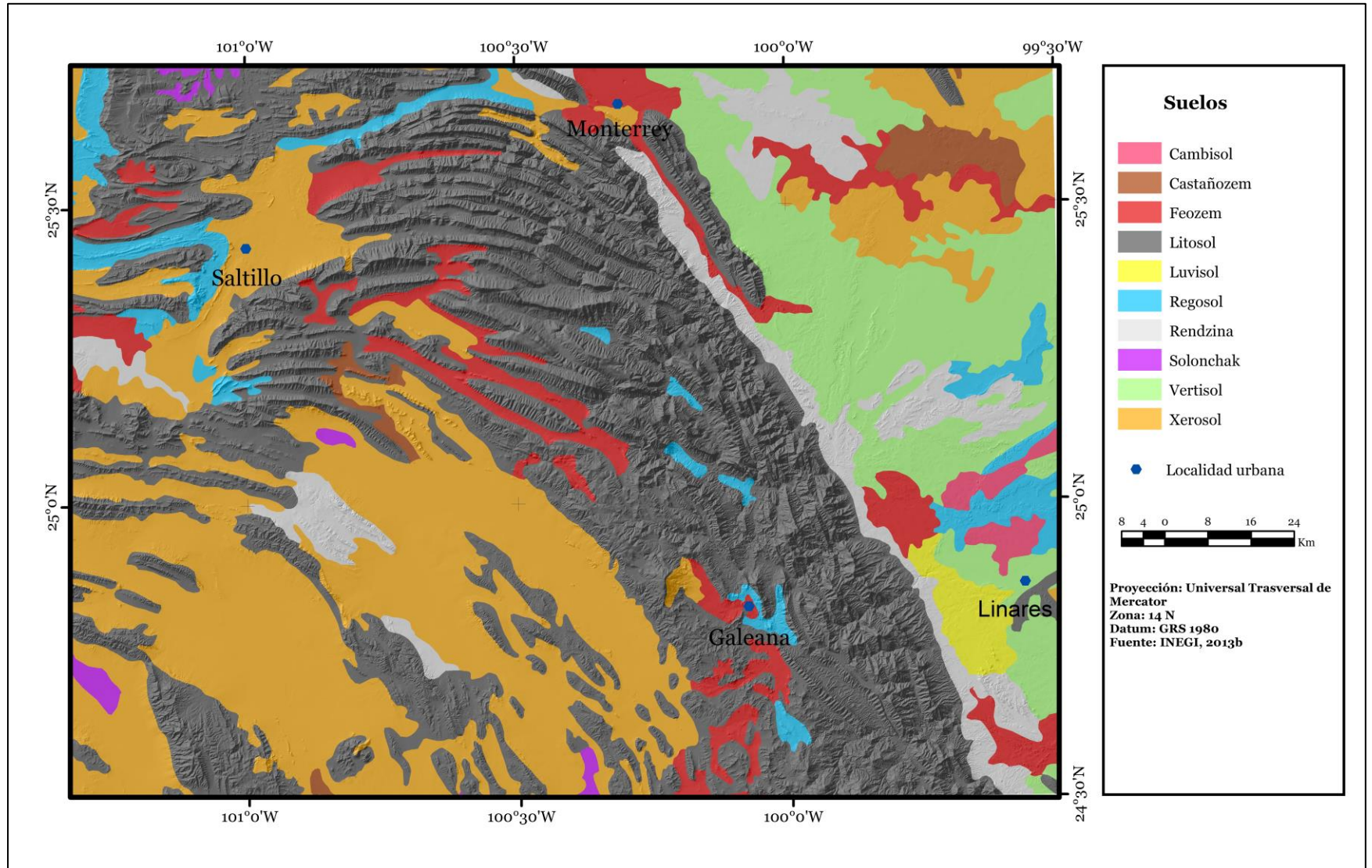


Figura 2.4.- Mapa de los tipos de suelos de la Curvatura de Monterrey

erosión, salvo en las laderas de la sierra. Su distribución es amplia a lo largo de la región, sobre la mayor parte de la zona oeste, abarcando de norte a sur en las zonas bajas de las sierras, en los amplios valles. También se encuentra en el noreste sobre la PCGM en las superficies suaves.

Las rocas sedimentarias de la región y la forma en que responden a las condiciones climáticas confieren las características físicas y químicas de los suelos en el área de estudio. La mayoría de los suelos que se desarrollan en esta región corresponden a suelos someros, en afloramientos rocosos, lo cual es resultado directo de la morfología escarpada de las sierras; solo las partes bajas y en los valles intermontanos se muestran suelos desarrollados por la acumulación de sedimentos fluviales.

2.6 Vegetación

El relieve, el contraste altitudinal, la insolación, las masas de aire húmedo, la diversidad de suelos y la disposición de la humedad en el mismo, componen el sistema que regula los tipos de vegetación existentes en un área determinada. Vargas (1997), sostiene que destacan tres de estos factores que son concluyentes de la distribución, tipo y densidad de vegetación dentro de la región de estudio: el clima expresado por la distribución de la humedad; el relieve en pendiente y altitud y; el tipo de suelo y su profundidad que influye en la capacidad de retención de la humedad.

De acuerdo con el INEGI (2009) y CONABIO (1998), los diferentes tipos de vegetación que se presentan en la región de estudio se encuentran agrupados en 16 diferentes tipos de ecosistemas vegetales, lo cual se basa en afinidades ecológicas, florísticas y fisonómicas. Considerando que el detalle de la vegetación no es un factor determinante en este trabajo, se ha reducido la clasificación de vegetación a 6 tipos generales (Figura 2.5).

A continuación se enlistan las características principales de estos tipos de vegetación según Arriaga, *et al.* (2000), Vargas (1997), INEGI (2009) y CONABIO (1998):

- *Bosques.*

Su distribución es exclusiva de la SMO, se encuentran prácticamente sobre los litosoles que a pesar de ser suelos someros, tienen a los bosques como vegetación característica. La gama de climas sobre los que se distribuyen es amplia, desde los semifríos y templados en las zonas más altas de las montañas, los semiáridos y áridos en las zonas medias hasta los semicálidos en las partes bajas de la sierra. Los bosques de **encino** suelen estar entre los 600 y 2,800 msnm, se componen de árboles y arbustos de altura entre 10 y 15 metros, dominando las especies del género *Quercus* como son: el encino asta, el encino manzano, el roble y el encino blanco, a los que se asocian madroño, capulín y nogal encarcelado. Los de **oyamel** pueden conformarse por elementos de la misma especie o mixtos, acompañados por diferentes especies de coníferas y latifoliadas, se localizan entre los 2,200 y 3,200 msnm. Los bosques predominantes de **pino** tienen una amplia distribución altitudinal, entre los 600 y 3,700 msnm, con alturas que van de los 15 a 30 m, estando asociado comúnmente con encinos y madroños de manera que son raras las agrupaciones puras. Las especies características son: el pino chino y pino blanco. Con frecuencia se encuentran asociados con encinares y otras especies. Los de **táscate** son bosques formados por árboles escumifolios (hojas en forma de escama, también se les conoce como cedros o enebros), su altura promedio es de 8 a 15 m, están en contacto con los bosques de encino y matorrales de zonas áridas. Se localizan entre los 1,800 a 2,200 msnm

- *Matorrales*

Los matorrales abarcan la mayor parte del área de estudio con casi el 64 % de la vegetación existente y su distribución es amplia en toda la región de estudio, básicamente sobre todos los tipos de suelo y climas exceptuando el clima frío y las zonas más elevadas. Teniendo al matorral de **coníferas**, que es una comunidad arbórea o arbustiva con menos de 5 m de altura. Se localiza en las partes altas de las montañas con climas templados y fríos subhúmedos. Las asociaciones más comunes están formadas por pino y táscate. Su distribución es local, entre los 2,200 m de altitud. El matorral **desértico micrófilo** es un tipo de vegetación arbustiva de hoja o foliolo pequeño, generalmente ubicado en zonas aluviales más o menos bien

drenadas, puede estar formado por asociaciones de especies con o sin espinas, o mezclados; también en composición con cactáceas, izotes o gramíneas. Su distribución oscila entre los 1,000 y 2,200 msnm. El matorral **desértico rosetófilo** tiene un predominio de arbustos espinosos con hojas en forma de roseta, generalmente hay una importante presencia de cactáceas y su distribución es amplia (entre los 600 y 3,000 m de altitud). El matorral **espinoso tamaulipeco** está constituido por la dominancia de especies espinosas caducifolias una gran parte del año o áfilas (sin hojas). Sus especies arbustivas tienen un tamaño de 1.5 a 2 m de altura. Su rango de distribución es corto, (entre 200 y 400 msnm) y localizado en la parte noreste de la región. El matorral **submontano** es una asociación de encinos bajos y vegetación arbustiva. Se desarrolla entre los matorrales áridos y los bosques de encino, principalmente en laderas bajas de ambas vertientes de la SMOr; su rango de altitud varía entre los 200 y 3,000 msnm.

- *Chaparral*

Es un tipo de vegetación constituida por una asociación generalmente densa, de arbustos resistentes al fuego, que se desarrolla sobre todo en laderas de las sierras, por arriba del nivel de los matorrales de zonas áridas y semiáridas de pastizales naturales. Se encuentra en las llanuras, valles y lomeríos, entremezclados con otro tipo de vegetación como matorral desértico rosetófilo, matorral submontano, mezquital y bosques de pino y encino. Se desarrolla sobre suelos poco fértiles y de textura granular, en climas semicálidos y semifríos con baja humedad, así como en los templados subhúmedos. Su distribución va de los 800 a 3,400 msnm.

- *Pastizal*

Los pastizales que se encuentran en el área de estudio se limitan al occidente de la SMOr, entre los 1,600 y 2400 msnm, donde predomina el clima árido y semiárido, sobre suelos de tipo Xerosol. El pastizal **Gipsófilo** es una comunidad de gramíneas que se desarrolla en el fondo de cuencas las cerradas en el suroeste de la región. El pastizal **Halófilo** es una comunidad de gramíneas que se desarrolla sobre suelos salinosódicos, también es frecuente en cuencas cerradas al sur de la zona de estudio. Entre las formas biológicas de las comunidades halófilas predominan las gramíneas rizomatosas y las plantas herbáceas suculentas. El pastizal **natural** es una

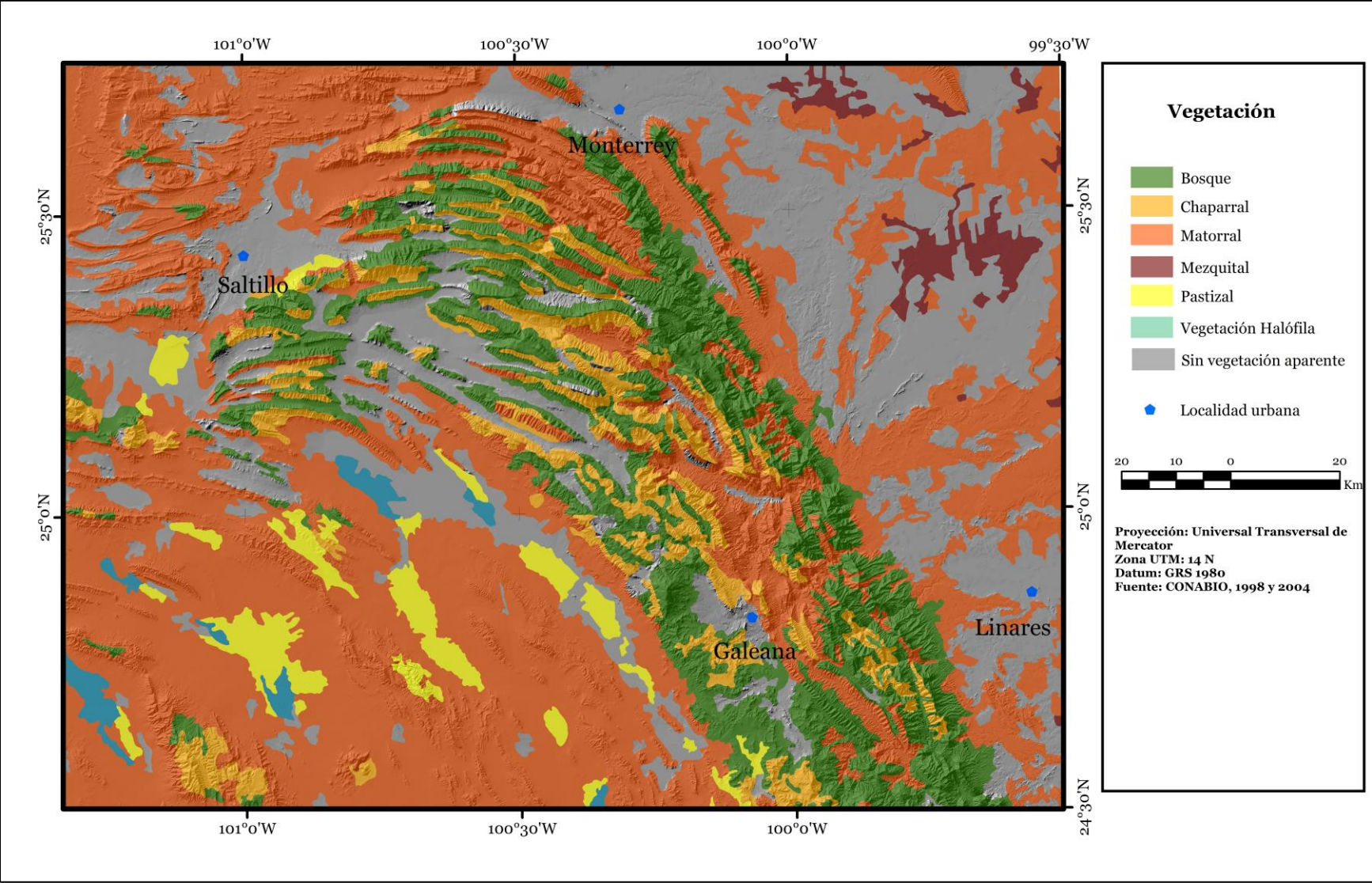


Figura 2.5.- Mapa de Vegetación de la Curvatura de Monterrey

comunidad dominada por especies de gramíneas, en ocasiones acompañadas por hierbas y arbustos de diferentes familias como: compuestas, leguminosas, etc. Son generalmente de altura media, de 20 a 70 cm, su principal área de distribución se localiza en la zona de transición entre los matorrales xerófilos y la zona de bosques.

- *Vegetación halófila*

Son comunidades vegetales arbustivas o herbáceas que se desarrollan sobre el suelo de tipo Solonchak, por su alto contenido de sales al igual que algunos pastizales, es común que se hallen en las partes bajas de las cuencas cerradas de zonas áridas y semiáridas, entre los 1,800 msnm, su distribución es mínima en la región, asociándose a los pastizales y matorrales

- *Mezquital*

Es una comunidad vegetal dominada principalmente por mezquites, que son árboles espinosos de 5 a 10 m de altura en condiciones de humedad, pero en condiciones de aridez se desarrolla como arbusto. Se presentan frecuentemente en terrenos de suelos profundos y en aluviones cercanos a escorrentías y su desarrollo se asocia a la presencia de un manto freático profundo. Se ubica en la región este y noreste de la zona de estudio aproximadamente en los 200 msnm.

Como se expresó anteriormente, los elementos físicos que conforman el paisaje de la Curvatura de Monterrey interactúan conjuntamente y dependen entre ellos para su desarrollo, así mismo influyen y son influenciados por el relieve de la región.

2.7 Condiciones socioeconómicas

Si bien las características físicas del lugar han ejercido influencia sobre la configuración de su morfología, son las actividades humanas las que actualmente trabajan de forma más rápida en la modificación del paisaje y la configuración del relieve, con la construcción de viviendas, carreteras, deforestación y actividad minera, por mencionar algunas.

Como se mencionó anteriormente, la zona de estudio comprende parte de los estados de Nuevo León, Coahuila, Zacatecas y Tamaulipas; abarcando un total de 30 municipios (Figura 2.6). Según el Censo de Población y Vivienda INEGI 2010, el área de estudio cuenta con un total de 4,831,521 habitantes, siendo Monterrey el municipio que concentra la mayor proporción de población de la región con el 23%, mientras que Rayones y Mainero cuentan con el 0.05% de población cada uno, siendo los menos poblados.

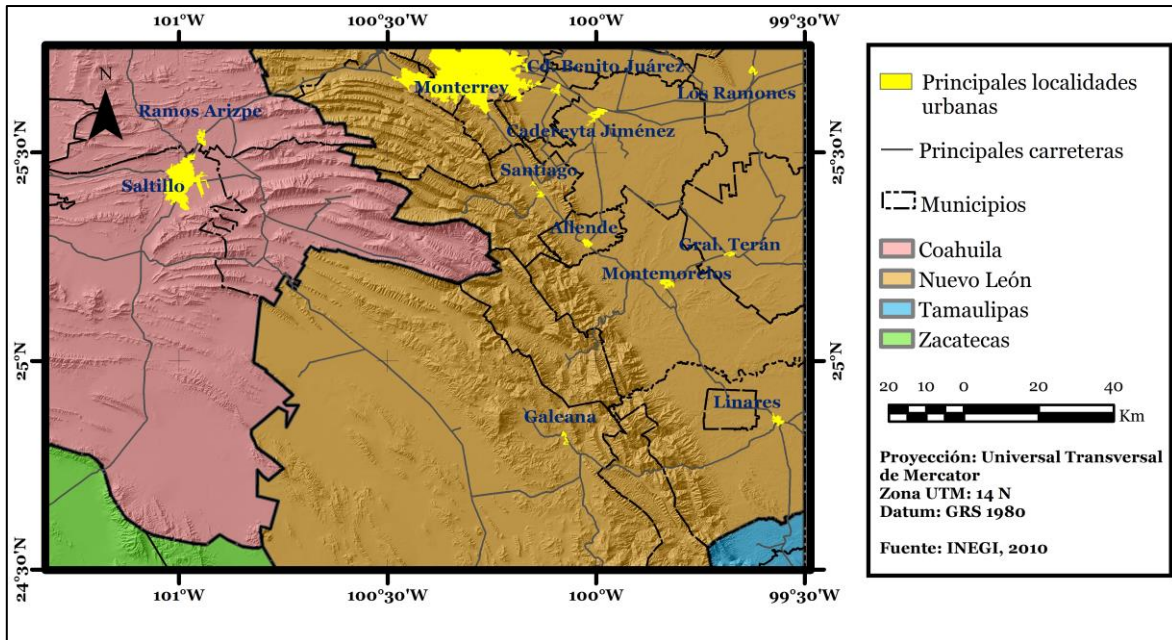


Figura 2.6.- Municipios y localidades urbanas de la Curvatura de Monterrey.

El 96% de la población se encuentra en áreas urbanas y son 9 los municipios que cuentan con más de 100,000 habitantes, siendo Nuevo León representado por 8 de estos: Apodaca, García, Guadalupe, Juárez, Monterrey, San Pedro Garza García, Santa Catarina y San Nicolás de los Garza, mientras que Coahuila es representado por Saltillo.

La zona cuenta con una gran red de carreteras, caminos, vías férreas y aeropuertos que permiten una buena comunicación tanto dentro del área de estudio como a nivel estatal y nacional, situación favorecida por la presencia de ciudades como Monterrey y Saltillo.

La presencia de recursos naturales en un territorio es de gran importancia, sobre todo para su desarrollo económico. En la región, son abundantes los recursos, sobre todo los que se asocian a especies diversas de flora y fauna. También, existen yacimientos que han tomado

gran importancia, sobre todo para la extracción de minerales no metálicos como: los agregados pétreos, barita, fluorita, mármol, yeso, sílice, talco, además de minerales metálicos como: cobre, plata, oro, y plomo. Resaltan los recursos hídricos, pues varios ríos sirven de suministro para elevar el potencial del suelo agrícola.

Entre las actividades económicas que se desarrollan en la región se encuentran las actividades primarias, siendo la agricultura y ganadería las más importantes, seguidas de la actividad forestal. En la región se siembra: maíz, frijol, pastos, alfalfa, avena, sorgo, tomate, trigo, entre otros; los municipios con mayor superficie sembrada son Galeana, Linares, Cadereyta, Gral. Terán, Saltillo, Los Ramones, Montemorelos, Arteaga, Villagrán y Gral. Cepeda. Se cría principalmente ganado bovino, porcino y caprino. La explotación forestal es de lechuguilla, candelilla, ixtle, pino, sabino, entre otros (INEGI, 2013c).

En cuanto a las actividades secundarias, éstas se concentran en la industria manufacturera (fabricación de muebles, maquinaria y equipo, química, derivados de minerales no metálicos, etc.), la construcción y la minería, éstas últimas ligadas, al aprovecharse: caliza, dolomita, arena, grava, entre otros; para fabricar cemento, cal, yeso y otros materiales de construcción (SE-SGM, 2011).

Las actividades terciarias tienen mayor importancia al concentrarse la mayor parte de la población en las ciudades demandando más servicios. El comercio, restaurantes y hoteles son los que tienen una mayor aportación económica; el transporte y los servicios financieros e inmobiliarios también tienen importancia, al igual que los servicios educativos y médicos (INEGI, 2010b). Las actividades turísticas resaltan en la región, donde el principal atractivo son los imponentes paisajes de la SMO, donde se desarrollan actividades recreativas como: senderismo, bicicleta de montaña, charrería, equitación, entre otras. Los destinos turísticos más sobresalientes de la región son: el Parque Ecológico Chipinque en San Pedro Garza García, el Parque Natural La Huasteca en Santa Catarina, el Parque Ecológico Cola de Caballo en Santiago, el Parque Grutas de García en el municipio de García, y Los Cavazos (comercios típicos para visitantes de la Presa La Boca) en Santiago.

Es importante mencionar que en el área de estudio se encuentran 3 Regiones Terrestres Prioritarias de México (RTP): El Potosí-Cumbres de Monterrey, Tokio y Cañón de Iturbide (CONABIO, 2004), dentro de éstas se hallan zonas donde el uso del suelo predominante es de conservación, de protección de flora y fauna, áreas naturales protegidas, monumentos

naturales y un parque nacional, que son áreas decretadas para la conservación y protección de la diversidad biológica del país, producto de su complejo relieve, geología y variedad de climas.

CAPÍTULO 3.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

En términos geológicos, la Sierra Madre Oriental es producto del levantamiento y deformación de rocas principalmente mesozoicas y parte de su basamento heterogéneo. Corresponde a una franja del frente plegado y cabalgado durante el período de deformación conocido como Orogenia *Laramide* en el Paleoceno tardío–Eoceno temprano (Eguiluz, Aranda y Marrett, 2000; Padilla y Sánchez, 1985).

De acuerdo con Ortega-Gutiérrez, *et al.* (1992), la SMO pertenece a la provincia geológica: *Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas* (Figura 3.1), de edad Mesozoica, cuyo origen sedimentario es marino y su ambiente geotectónico es definido como *orógeno*.

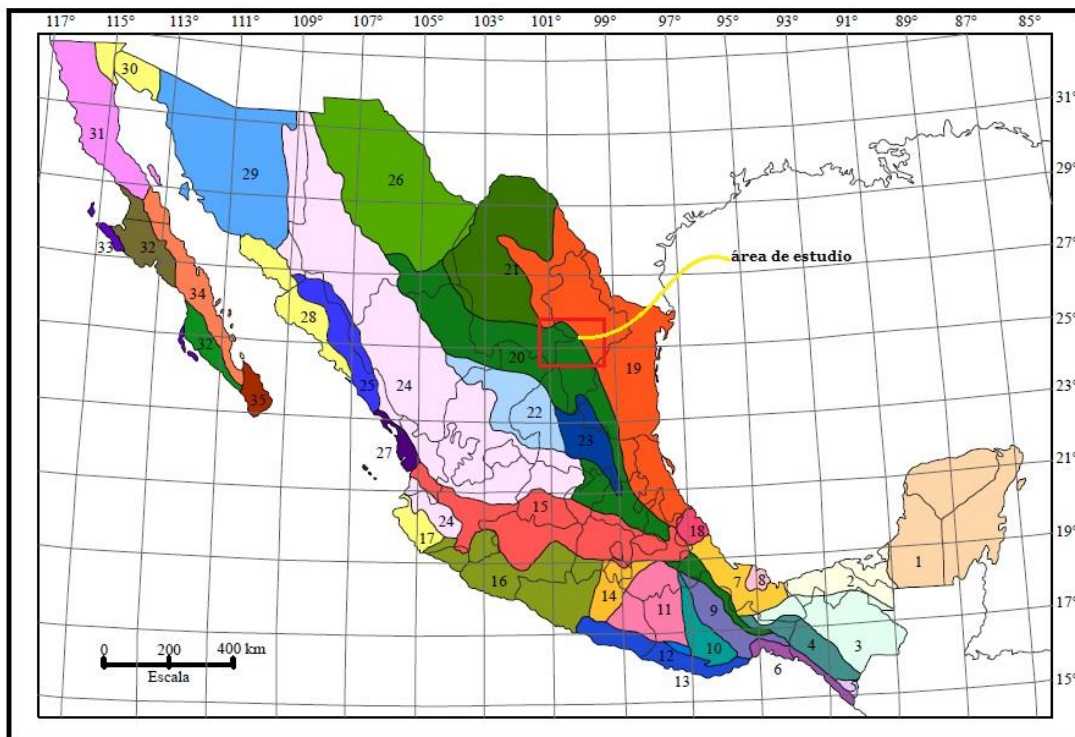


Figura 3.1.- Provincias Geológicas de México. 1-Plataforma de Yucatán; 2-Cuenca Deltaica de Tabasco; 3-Cinturón Chiapaneco de Pliegues y Fallas; 4-Batolito de Chiapas; 5-Macizo Ígneo del Sononusco; 6-Cuenca de Tehuantepec; 7-Cuenca Deltaica de Veracruz; 8-Macizo Volcánico de los

Tuxtlas; 9-Cuicateca; 10-Zapoteca; 11-Mixteca; 12-Chatina; 13-Juchateca; 14-Plataforma de Morelos; 15-Faja Volcánica Transmexicana; 16-Compejo Orogénico de Guerrero-Colima; 17-Batolito de Jalisco; 18-Macizo Ígneo de Palma Sola; 19-Miogeoclinal del Golfo de México; 20-Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas; 21-Plataforma de Coahuila; 22-Zacatecana; 23-Plataforma de Valles-San Luis Potosí; 24-Faja Ignimbrítica Mexicana; 25-Cinturón Orogénico Sinaloense; 26-Chihuahuense; 27-Cuenca de Nayarit; 28-Cuenca Deltaica de Sonora-Sinaloa; 29-Sonorence; 30-Delta del Colorado; 31-Batolito de Juárez-San Pedro Mártir; 32-Cuenca de Vizcaíno-Purísima; 33-Cinturón Orogénico de Cedros-Margarita; Faja Volcánica de la Giganta; Complejo Plutónico de La Paz (Ortega-Gutiérrez, *et al.*, 1992)

3.1 Tectónica de la Sierra Madre Oriental

La SMOr está formada por un macizo montañoso plegado, angosto y alargado, situado en el oriente de la República Mexicana. Emerge de la planicie costera del Golfo de México y desciende hacia el poniente pasando a un extenso altiplano situado en el centro del país, donde pierde claridad. Su extremo noroeste se extiende hacia la proximidad de Parral, Chihuahua; mientras que el Sureste se limita hacia el área de Tuxtepec, Oaxaca. Tiene más de 800 km de longitud y de 80 a 100 km de amplitud (Eguiluz, Aranda y Marrett, 2000).

De acuerdo con Eguiluz, Aranda y Marrett (2000), el basamento de la SMOr se compone de una diversidad de rocas que varían en litologías y edades, desde gneises de edad Precámbrica, hasta esquistos de edad preoxfordiana. Además de sedimentos del Paleozoico, que completan un cuadro poco entendido sobre la distribución del complejo basal que soporta a la columna mesozoica; resultando más complejo si se considera que estas rocas están fuertemente deformadas y transportadas por orogenias anteriores (Anderson y Schmidt, 1983 en Eguiluz, Aranda y Marrett, 2000).

El basamento de la SMOr y su antepaís se componen de rocas que varían en litologías y edades, desde gneises de edad Precámbrica, en Peregrina, Tamps. (Carrillo, 1961; De Cserna *et al.*, 1977, Ramírez, 1978; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995) o el núcleo del anticlinorio de Huayacocotla (Carrillo, 1965), hasta esquistos de edad preoxfordiana, esparcidos en la región del transpaís (Córdoba, 1965; Kellum, 1932; Imlay, 1937; Carrillo, 1961; Viniegra, 1963). Además, también existen sedimentos del Paleozoico (King, 1934; Carrillo, 1961). Rocas de edad Permo-Triásico en el basamento de los altos estructurales (Bloque de Coahuila y el Arco de Tamaulipas) han sido reconocidos por Mckee *et al.* (1988) y Torres *et*

al. (1999) como el producto de subducción en el margen oeste de Pangea (Chávez-Cabello *et. al.*, 2011). Completando un cuadro poco entendido sobre la distribución del complejo basal que soporta a la columna mesozoica; resultando más complejo si se considera que estas rocas están fuertemente deformadas y transportadas por orogenias anteriores (Anderson y Schmidt, 1983 en Eguiluz, Aranda y Marrett, 2000).

Las características del basamento precámbrico y paleozoico sobre el que evolucionó la amplia secuencia mesozoica del oriente de México, no son claras. Los cinturones que conforman este basamento deben haber sido fuertemente dislocados por los movimientos laterales y verticales de la primera mitad del Mesozoico, cuando ocurrió la apertura del Golfo de México. Estos movimientos tectónicos prepararon la distribución paleogeográfica de cuencas y plataformas que controlarían la sedimentación y las deformaciones laramídicas de finales del Mesozoico (Morán, 1985). Es por eso que la tectónica del noreste de México puede explicarse dentro del marco tectónico del desarrollo del Golfo de México. Caracterizado por haber sido un margen de placas divergente tipo pasivo durante el Mesozoico, originando varias cuencas por ruptura continental de la Pangea. Ésta separación da como resultado la generación y expansión del fondo oceánico que originó dicho golfo (Jurásico Tardío). Así como una gran sutura continental (Cinturón Ouachita), resultado de un margen convergente el cual desarrolló un arco insular y una colisión continental que se extendió hasta el actual NE de México (Santiago, *et al.*, 2000).

En el Triásico Tardío al iniciarse la dispersión de Pangea, los procesos de desgarre continental se asociaron con tres fallas de desplazamiento lateral izquierdo: Río Grande, Mojave-Sonora Megashear y el Cinturón Volcánico Mexicano. Siendo claves en la iniciación del rifting del noreste de México, al dar origen a los bloques Coahuila, Yaqui y Apache (Figura 3.2) (Anderson y Schumit, 1983; Pindell, 1985 en Santiago, *et al.*, 2000).



Figura 3.2.- Paleogeografía del Jurásico Temprano–Medio de la región del Golfo. 1) Bloque Apache; 2) Bloque de Coahuila; 3) Bloque Yaqui; 4) Bloque de Yucatán; 5) Bloque de Florida; 6) Lineamiento Río Grande; 7) Lineamiento Sonora–Mojave Megashear (modificado de Pindell, 1985 en Santiago, *et al.*, 2000).

En esta etapa de deformación, el basamento del noreste de México desarrolló altos estructurales importantes, los elementos paleogeográficos que actuaron durante todo el Mesozoico y que controlaron la sedimentación y las deformaciones tectónicas en el área de la SMOr y las zonas adyacentes, son: la Cuenca Mesozoica de México, la Plataforma Valles de San Luis, la Península o Isla de Coahuila, la Península Burro-Peyotes, la Península o Archipiélago de Tamaulipas, la Isla La Mula y el Antiguo Golfo de México. Limitados probablemente por fallas con posibles desplazamientos oblicuos (normal con componente lateral izquierdo). Esto provocó el desarrollo de un sistema de horst y grabens controlando la deposición mesozoica en diferentes cuencas sedimentarias (Morán, *et al.*, 1985; Goldhammer *et al.*, 1993 en Santiago, *et al.*, 2000).

El paquete sedimentario que compone a la SMOr fue depositado durante el desarrollo de una margen pasiva relacionada con la formación del Golfo de México. A partir del Triásico Tardío hasta el Berriasiano en el NE de México, inició la fragmentación de la Pangea que condujo a la generación de fosas y pilares que fueron paulatinamente invadidos por el mar y que controlaron ampliamente las facies sedimentarias marinas a partir del Calloviano, depositándose primero gruesas secuencias de evaporitas y posteriormente rocas calcáreo-arcillosas, calcáreas y finalmente clástico-calcáreas durante la regresión marina regional disparada por el inicio de la orogenia Laramide en el Norte de México (Padilla y Sánchez,

1982; Michalzik y Schumann, 1994; Goldhammer *et al.*, 1991; Goldhammer, 1999 en Chávez-Cabello *et al.*, 2011).

3.1.1 Paleogeografía del NE de México

De acuerdo con Eguiluz, Aranda y Marrett (2000), la reconstrucción paleogeográfica del NE de México y de ambientes de depósito se describe a continuación:

Jurásico Superior.- El mar Tethisiano inundó áreas bajas, donde se depositaron primero: evaporitas, terrígenos y carbonatos; estos formaron amplias plataformas interconectadas entre sí a través de canales y separadas por islas (Figura 3.3). Posteriormente estas plataformas evolucionaron y fueron cubiertas por terrígenos con variaciones de ambientes deposicionales (Figura 3.4). La distribución de facies y límites entre mares y continentes marcaron la distribución paleogeográfica que definió la separación de las cuencas de Sabinas, Magiscaltzin y de Tampico Misantla de la Cuenca del Centro de México por medio de las paleoislas de Coahuila y de Miquihuana (Carrillo, 1990).

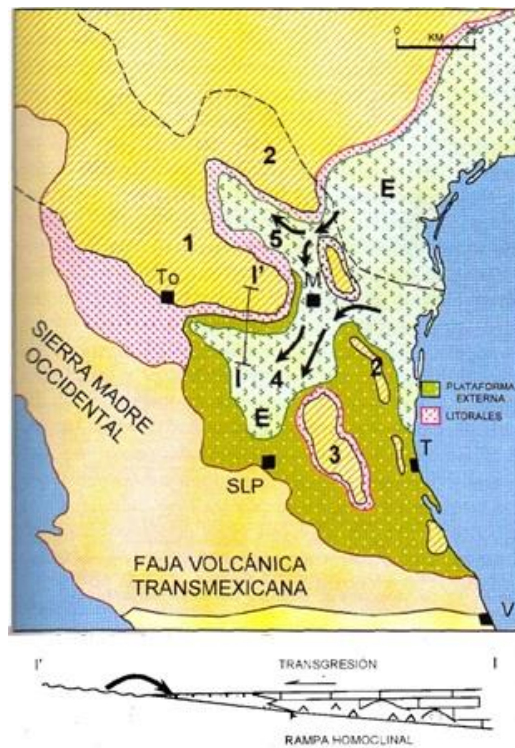


Figura 3.3.- Distribución de evaporitas (E) durante el Oxfordiano y elementos paleogeográficos: Península de Coahuila (1), Península y Archipiélago de Tamaulipas (2), Isla de Miquihuana (3),

GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA CURVATURA DE MONTERREY

Cuenca del centro de México (4), Cuenca de Sabinas (5). Ciudades: Tampico (T), Monterrey (M), Torreón (To), Veracruz (V), San Luis Potosí (SLP). Sección I-I': Rampa homoclinal con complejos lagunares y sabkhas marinos (Eguiluz, Aranda y Marrett, 2000)

La Cuenca de Sabinas actuó primero como un paleo-golfo, limitado por tierras altas, durante el Oxfordiano. Posteriormente, durante el Tithoniano quedó comunicada con la Cuenca de Chihuahua y flanqueada por plataformas cretácicas.

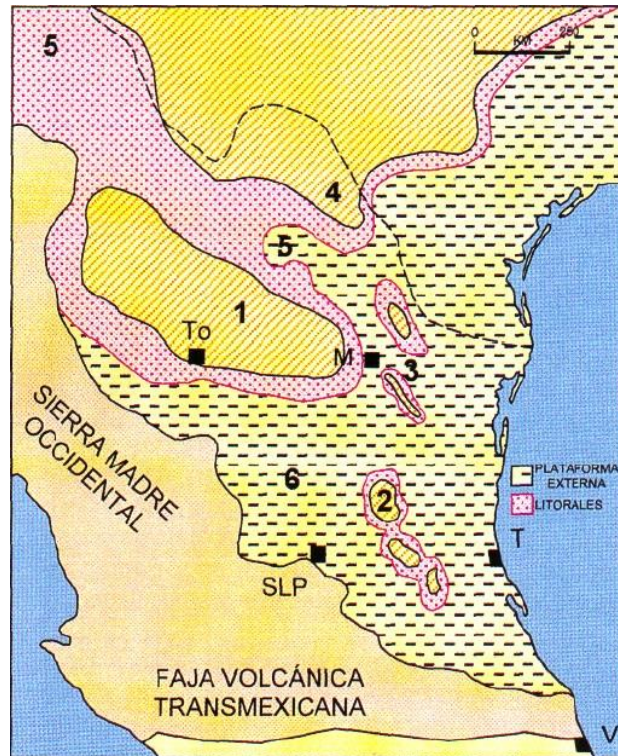


Figura 3.4.- Distribución de facies litorales y plataforma externa durante el Tithoniano. Elementos paleogeográficos: Isla de Coahuila (1), Isla de Miquihuana (2), Islas de Picachos y Terán (3), Península de Tamaulipas (4). Cuenca de Chihuahua y Sabinas (5), Cuenca del centro de México (6). Ciudades: Tampico (T), Monterrey (M), Torreón (To), Veracruz (V), San Luis Potosí (SLP) (Eguiluz, Aranda y Marrett, 2000).

Cretácico Inferior.- Los bloques paleotectónicos altos ejercieron un control sedimentario y estructural, donde las áreas continentales que existieron, al ser cubiertas por el mar en diferentes tiempos, desarrollaron bancos y plataformas evaporítico-carbonatadas, como la de Coahuila, Valles de San Luis, Monclova y Maveric (Figura 3.5 y 3.6). Eguiluz (1989) y McKee *et al.*, (1990), aseguran que la subsidencia tuvo inicialmente un fuerte control estructural, ésta se desarrolló primero, durante una etapa de tipo rift durante el Jurásico

Medio y posteriormente hasta el Albiano-Cenomaniano, el control de subsidencia pudo ser por enfriamiento cortical.

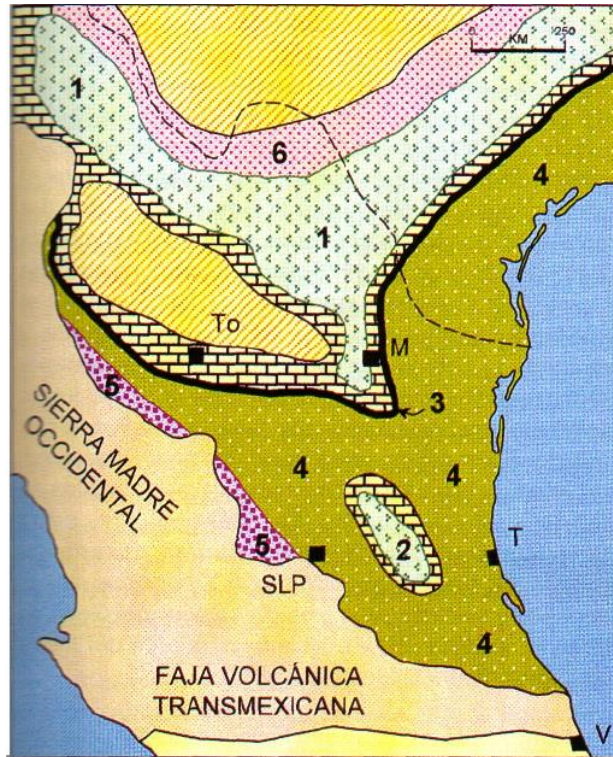


Figura 3.5.- Distribución de evaporitas durante el Barremiano: Formación La Virgen/Cuchillo (1), Formación Guaxcamá (2), Carbonatos: Arrecife Cupido y facies de laguna (3), Calizas pelágicas Tamaulipas Inferior (4), turbiditas (5) y clásticos costeros (6). Ciudades: Tampico (T), Monterrey (M), Torreón (To), Veracruz (V), San Luis Potosí (SLP) (Eguiluz, Aranda y Marrett, 2000).

Las estructuras de extensión asociadas con la apertura del Golfo de México, produjeron horsts y grabens, los cuales controlaron la sedimentación mesozoica. Sin embargo, se desconoce cómo las variaciones laterales de esos paquetes sedimentarios respondieron a la deformación Laramide; tal parece que los límites de bloques preexistentes pudieron tener control estructural y trabajaron como retrofallas (inicialmente normales y posteriormente inversas), activadas durante el periodo de acortamiento laramídico.

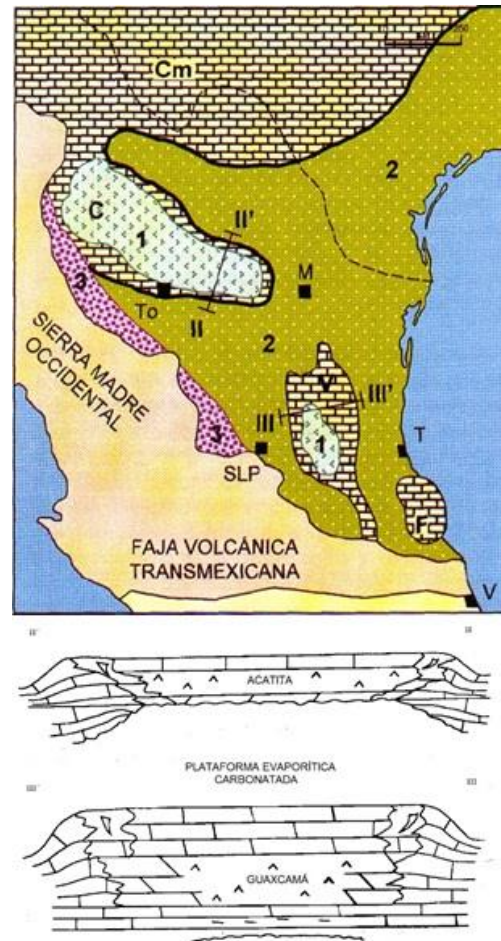


Figura 3.6.- Distribución de evaporitas (1) durante el Albiano, Calizas Pelágicas (2), Turbiditas (3), Plataformas de: Valle-San Luis Potosí (V), Faja de Oro (F), Coahuila (C) y Comanche (Cm). Ciudades: Tampico (T), Monterrey (M), Torreón (To), Veracruz (V), San Luis Potosí (SLP). Secciones: II-II' para el Albiano, plataforma evaporítica restringida por una faja arrecifal, sobre un bloque paleotectónico alto. III-III' Banco carbonatado restringido por parches arrecifales acrecionados sobre un alto paleotectónico (Eguiluz, Aranda y Marrett, 2000).

Los depósitos de los sedimentos en el Cretácico Superior fueron originados por la erosión del arco levantado al oeste, producto de la subducción en el pacífico. La orogenia Laramide (Paleoceno tardío-Eoceno temprano) causó un deslizamiento y deformación de la cubierta sedimentaria Mesozoica en el antepaís del arco volcánico (Complejo inferior de la Sierra Madre Occidental) hacia el este-noreste, dando origen a la SMOr (Figura 3.7) (Santiago, *et al.*, 2000).

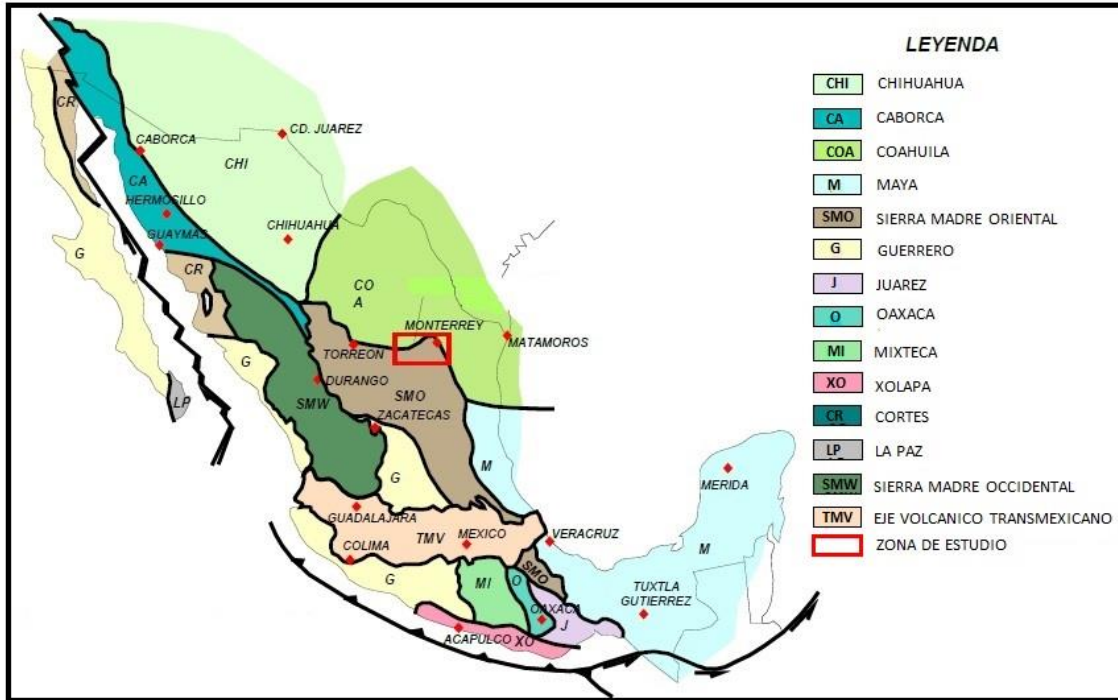


Figura 3.7.- Terrenos tectonoestratigráficos de México (Campa-Uranga, 1993 en Santiago, *et al.*, 2000).

A lo largo y ancho de la SMO_r, existen cambios litológicos y acñamientos que forman una cubierta heterogénea. El basamento cristalino es localmente involucrado en la deformación Laramide, aunque ésta afecta principalmente a estratos mesozoicos y del Paleógeno con un estilo de piel delgada (*thin-skinned*). Dos niveles evaporíticos son particularmente importantes para entender su deformación: uno donde predominan la halita y anhidrita que están presentes hacia el antepaís y depositados en bloques paleotectónicos bajos, mientras que el otro está caracterizado por yeso-anhidrita y se presenta en bloques relativamente más altos. La dirección estructural regional presenta cambios de orientación, variaciones en la longitud de onda de sus pliegues y cambios en la amplitud de la cadena deformada (Eguiluz, Aranda y Marrett, 2000).

Los dominios sedimentarios que evolucionaron en cuencas y plataformas definen el hábitat de provincias paleogeográficas, que es necesario reconocer y relacionar con su estilo de deformación. La importancia que tiene esta distinción y los espesores involucrados, están ligados intrínsecamente con el comportamiento mecánico que ocurrió durante su deformación, de esta manera, se pueden definir estilos estructurales propios para varios sectores de la SMO_r (Eguiluz, Aranda y Marrett, 2000).

3.1.2 Orogenia Laramide

Comúnmente, se acepta la idea de que la orogenia Laramide se dio en respuesta a ajustes en la geometría de la subducción, como resultado de cambios importantes en la relación de convergencia de las placas. Dichos ajustes forzaron al eje del magmatismo asociado a moverse tierra adentro, en respuesta a la reducción progresiva del ángulo de subducción. A escala regional, la compresión de la orogenia Laramide deformó la corteza en dos estilos distintivos: uno que está caracterizado por deformación de piel delgada (*thin-skinned*) del cinturón de pliegues y cabalgaduras del Suroeste de los Estados Unidos y la SMOr en México; y el otro, el cual es comúnmente referido como “la tectónica Laramide típica”, está ejemplificado por el levantamiento de grandes bloques corticales del Suroeste y centro de los E.U.A (Valencia-Moreno y Ortega-Rivera, 2011).

La edad de la deformación en el cinturón de pliegues y cabalgaduras de la SMOr se estimó como Cretácico Tardío-Eoceno Temprano, basándose en la edad de sedimentos sin-orogénicos del Grupo Difunta depositados en las cuencas de Parras y La Popa (De Cserna, 1956, y 1970; Humphrey, 1956; Tardy, 1980; y Campa, 1985 en Valencia-Moreno y Ortega-Rivera, 2011). Chávez-Cabello, *et. al.*, (2011) sugieren que el frente de deformación de la SMOr se propagó dentro de la cuenca de antepaís y está sepultado dentro de la Planicie Costera del Golfo de México.

Modelo de deformación de la SMOr

De acuerdo con Eguiluz, Aranda y Marrett, (2000) se proponen un mecanismo dinámico para explicar la deformación de la cadena plegada SMOr. Este modelo, conocido como “de cuña crítica” se basa en tres observaciones fundamentales: la presencia o ausencia de despegues en capas evaporíticas, los valores bajos de acortamiento donde éstas se presentan y la distancia entre el frente de montaña y lo que se considera zona interna de la cuenca.

Este modelo explica que la contracción de capas de material que son despegadas de su base, tiende a producir una cuña que crece por sí misma. Debido a la influencia de la gravedad, el apilamiento de material propicia que se forme una geometría de cuña y se desarrolle un balance entre la compresión necesaria para producir deformación interna del material de la cuña y la fuerza necesaria para causar el deslizamiento a lo largo de un plano de despegue

en su base. La apertura del ángulo de la cuña depende de la resistencia del material que forma el despegue basal. Un material resistente en el despegue basal, tenderá a concentrar acortamiento y permitir el crecimiento de una cuña de ángulo relativamente más alto. Un despegue basal suave propiciado por un material dúctil, tiende a distribuir el acortamiento sobre un área amplia y permite un ángulo relativamente menor de la cuña.

La teoría del modelo de cuña crítica puede predecir que en un cinturón de pliegues y cabalgaduras, donde la resistencia de un despegue basal varía lateralmente a lo largo de su rumbo, el ángulo agudo de la cuña puede también tener variaciones (Davis y Engelder, 1985 en Eguiluz, Aranda y Marrett, 2000). Esas variaciones predicen que la distancia desde la parte posterior donde se produce el empuje, puede variar según el material que se mueve, con respecto a la parte anterior y distal del empuje. Además, la parte posterior donde se produce el empuje, tiende a ser una línea recta (Figura 3.6) (Eguiluz, Aranda y Marrett, 2000).

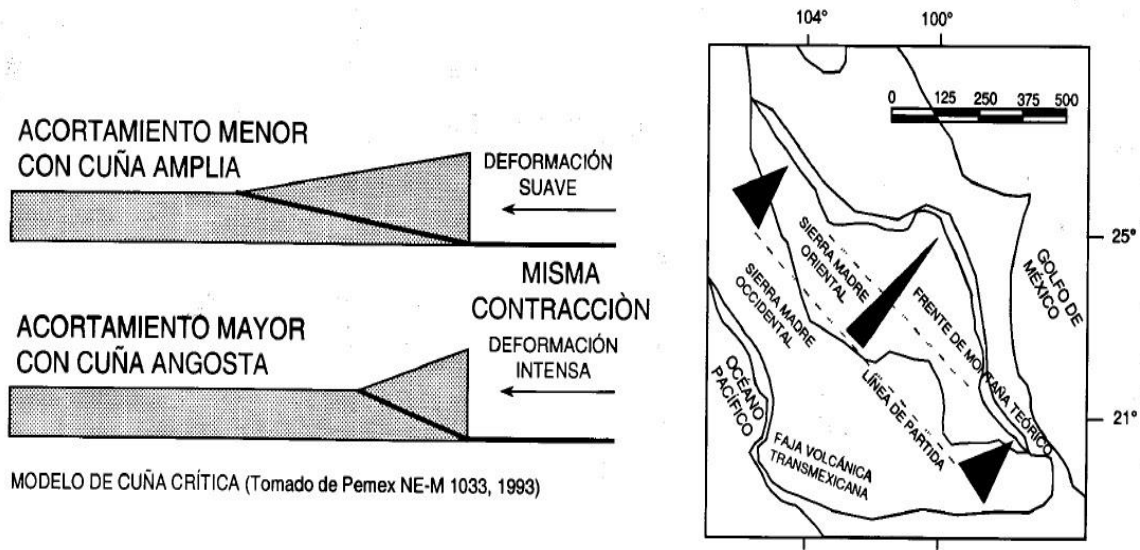


Figura 3.6.- Modelo de Cuña Crítica (Eguiluz, Aranda y Marrett, 2000).

Durante la deformación de la SMOr, los despegues en rocas dúctiles y menos resistentes como las anhidritas posiblemente se propagaron más lejos y con menor acortamiento, que los despegues en rocas resistentes como carbonatos o siliclastos, donde el acortamiento es mayor. Esto explicaría la posición de las salientes estructurales, como consecuencia de la distribución de evaporitas y por ende, del contexto paleogeográfico y su influencia en la deformación laramídica. Como se ha mencionado anteriormente, la distribución de bloques paleogeográficos altos y bajos, controló la sedimentación y distribución de niveles de

evaporitas. Los cuales durante la deformación funcionaron con diferente mecánica, comparado con otros tipos de rocas. El modelo de cuña crítica explica la diferencia de acortamiento y estilos estructurales entre los sectores que forman esta cadena plegada, así como las salientes a las que se da una posible respuesta mecánica congruente (Eguiluz, Aranda y Marrett, 2000).

Con base en la reconstrucción paleogeográfica, de ambientes sedimentarios y de relaciones con estilos de deformación, Eguiluz, Aranda y Marrett (2000) definen estilos estructurales propios para varios sectores de la SMOr, los cuales son: San Pedro del Gallo, Transversal de Parras, Curvatura de Monterrey, Valles y Huayacocotla (Figura 3.7).

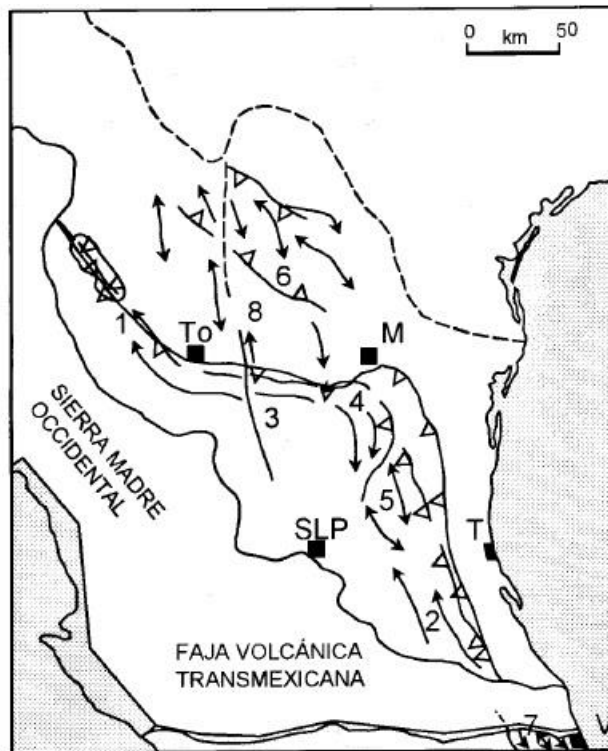


Figura 3.7.- Distribución de sectores del frente Tectónico Sierra Madre Oriental. San Pedro Gallo (1), Huayacocotla (2), Transversal de Parras (3), Curvatura de Monterrey (4), Valles (5), Cuenca de Sabinas (6), Región Zongolica (7) y Bloque de Coahuila (8). Ciudades: Tampico (T), Monterrey (M), Torreón (To), Veracruz (V), San Luis Potosí (SLP) (Eguiluz, Aranda y Marrett, 2000)

3.2 Curvatura de Monterrey (CM)

Padilla y Sánchez (1985), define a la *Curvatura de Monterrey* como la región donde la SMOr cambia su tren estructural en dirección E-W, cerca de Saltillo, a una dirección NE, al NE de

la misma ciudad; y de una dirección E-W, cerca de Monterrey, a una dirección SE, al W de Linares. Incluye todos los pliegues en el área comprendida entre las ciudades de Saltillo, Monterrey, Linares y Concepción del Oro (Figura 3.8).

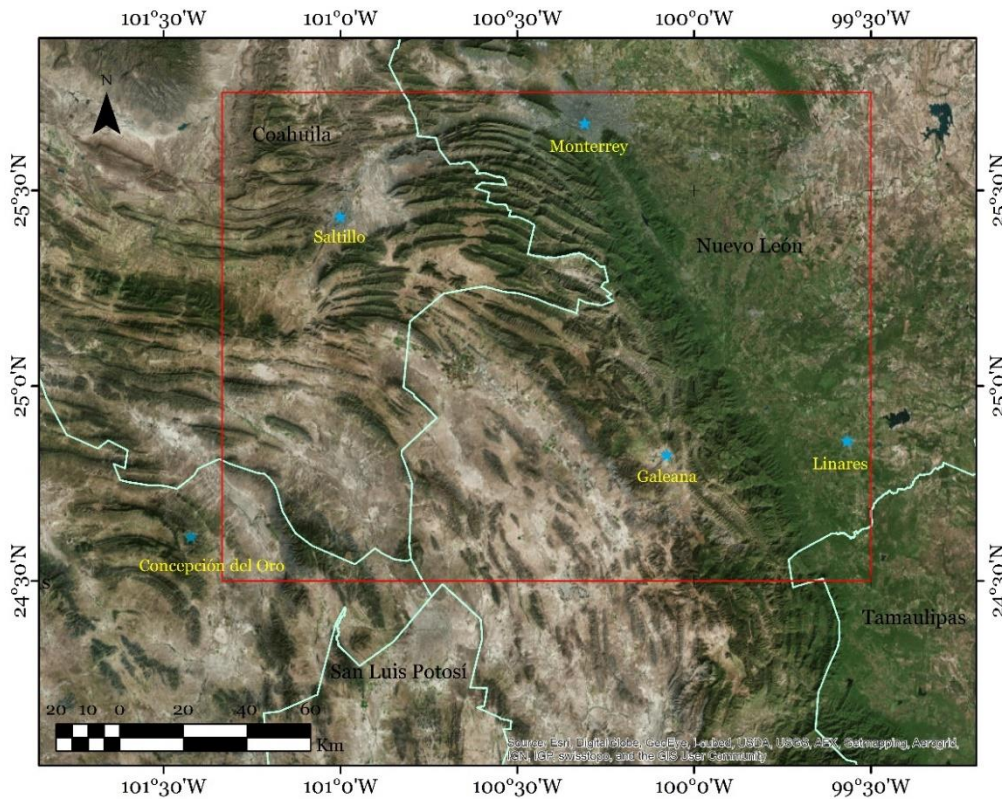


Figura 3.8.- Localización de la Curvatura de Monterrey enmarcada en el recuadro rojo.

En esta parte del país, 3000 a 5000 m de espesor de estratos del Jurásico y Cretácico Superior (Mixon *et al*, 1959.; De Cserna, 1971; Dillman, 1985; Michalzik 1991) se plegaron por encima de una gruesa secuencia de casi 1000 m de evaporitas (Goldhammer y Wilson, 1999a en Higuera-Díaz, Fischer y Wilkerson, 2005). Elementos paleogeográficos como el Golfo de Sabinas, el horst de la Isla de Coahuila y el horst de la Isla de San Carlos la delimitan. Padilla y Sánchez (1985) afirma que estos elementos paleogeográficos promovieron la forma arqueada de los pliegues generada durante la Orogenia Laramide, cuando las rocas del Mesozoico se deslizaron hacia el noreste sobre evaporitas y lutitas del Mesozoico inferior que fueron plegadas y cabalgadas contra y sobre los mencionados *horst*, produciéndose así una vergencia general de las estructuras hacia el Norte y Noreste.

De acuerdo al interés de este trabajo se tratara solo el Sector *Curvatura de Monterrey*, el cual presenta una columna con mayor espesor de yeso y anhidrita, visible en el área de

Galeana, N.L., pero hacia el antepaís al NE, la situación cambia y se presenta sal con más de 1,000 m de espesor. En esta área el estilo estructural se caracteriza por anticlinales bifurcados, disarmónicos, angostos y alargados, con su núcleo inyectado con evaporitas (sierras de Minas Viejas y El Fraile), o domos salinos. Estos pliegues corresponden a un estilo de deformación identificado en la Cuenca de Sabinas, pero que no está presente en otros sectores de la cadena plegada de la SMOr. Sus pliegues forman un arco convexo al noreste, que va desde Saltillo, Coah., hasta el Sur de Aramberri, N.L. Estructuralmente las rocas presentan crucero de cizalla, posiblemente provocada por sepultamiento litostático y es común la estilolitización tectónica (Eguiluz, Aranda y Marrett, 2000).

Los pliegues de esta saliente estructural poseen gran longitud, son isoclinales apretados, doblemente buzantes en sus extremos, con planos axiales verticales o ligeramente inclinados al NNE; estas estructuras se levantan de manera escalonada hacia el SSW, debido a posibles fallas inversas mayores no emergentes ubicadas entre Saltillo y Monterrey. El frente de montaña es la pared colgante de una cabalgadura que sobrepone rocas jurásicas y del Cretácico Inferior, sobre sinclinales formados por rocas del Cretácico Superior. Esto denota las relaciones estructurales de aloctonía entre la cadena plegada y el antepaís. Se ha considerado que la cabalgadura pudiera ser un pliegue roto por despegue argumentando las dificultades para la coexistencia de una geometría de pliegues por flexión y propagación de falla, optando por considerar que el frente cabalgado, puede ser un pliegue roto por despegue (*break-thrust fold*). Eguiluz, Aranda y Marrett, (2000), proponen que un cambio transicional de geometrías podría dar una solución mecánica a este problema.

Los espesores potentes de evaporitas observados en el poniente del frente de montaña, no afloran al oriente. Existe un bloque paleogeográfico alto donde las evaporitas se acuñan al oriente. Esto coincide con la aparición de una deformación de cubierta delgada (*thin skinned*), más intensa que la observada en otras áreas de este sector, donde es palpable la presencia de evaporitas (Eguiluz, Aranda y Marrett, 2000).

Otra característica importante en este sector es el comportamiento del complejo basal, ya que su relación con el antepaís denota aloctonía. Su constitución corresponde a lechos rojos y esquistos, los primeros posiblemente se depositaron en fosas tectónicas, relacionadas a la apertura del Golfo de México, pero actualmente están estructuralmente levantados y aparecen en el núcleo de la cadena plegada de este macizo montañoso (área de Basamento Somero en Padilla y Sánchez, 1985). La elevación de este complejo basal puede deberse a la

reactivación de fallas y transformación del sentido de movimiento normal inicial, a movimiento inverso final (fallas de retro-deformación), lo cual pudo ocurrir durante la construcción de la cadena plegada laramídica, como expulsión ascendente de bloques levantados a través de zonas de debilidad preexistentes. Otra hipótesis puede sustentarse en la actitud de echados suaves en los lechos rojos, así como en “ampollamiento estructural” suave que presenta este basamento heterogéneo, lo que sugiere una geometría de pliegue de flexión por falla (*fault-bend fold*), con su despegue en los esquistos. El hundimiento paulatino de este complejo basal hacia el NNW, puede representar una rampa lateral sepultada entre Saltillo y Monterrey. El porcentaje de acortamiento alcanza el 33% (Figura 3.9) (Eguiluz, Aranda y Marrett, 2000).

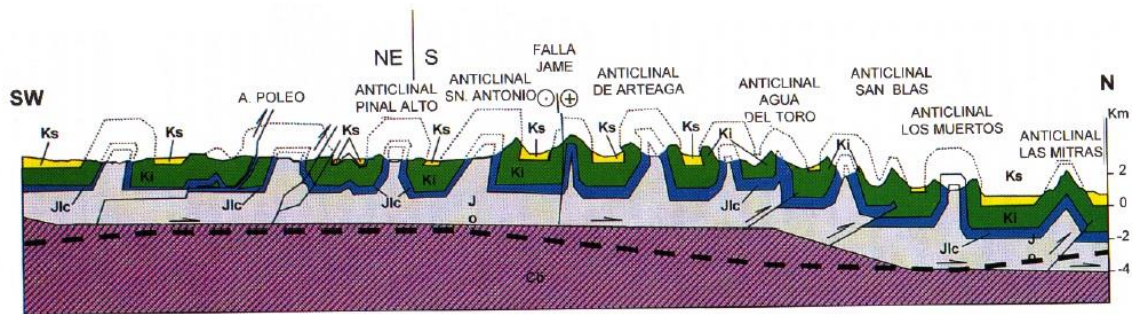


Figura 3.9.- Sección estructural. Cb = complejo basal posiblemente formado por esquistos y lechos rojos. jo = carbonatos y evaporitas Calloviano-Oxfordiano (Formaciones: Olvido y Minas Viejas, es nivel de despegue regional). Jlc = lutitas y areniscas Kimerídgiario-Tithoniano (Formaciones: La Casita/La Caja, incrementa espesor de SW a NE). Ki = carbonatos Neocomiano-Cenomaniano (Formaciones: Taraises, Cupido, La Peña, Tamaulipas Superior y Cuesta del Cura). Ks = lutitas y areniscas Cenomaniano-Campaniano (Formaciones: San Felipe y Parras). Línea cortada = perfil de basamento magnético (Eguiluz, Aranda y Marrett, 2000).

3.2.1 Estratigrafía

La mayoría de las rocas presentes en la región pertenecen al Mesozoico y varían en edad del Triásico Tardío al Cretácico Tardío; aunque, en algunos lugares se encuentran intrusiones de plutones emplazados durante el Terciario Medio (Figura 3.10) (Padilla y Sánchez, 1985).

GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA CURVATURA DE MONTERREY

Figura 3.10.- Columna estratigráfica (SGM, 2008; Padilla y Sánchez, 1985)

Era	Período	Época/Piso		Edad (Ma)	Litología					
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO		1	Aluvión, depósitos lacustres, suelos residuales					
		PLEISTOCENO		2-3						
	TERCIARIO	NEOGENO	PLIOCENO		5-7	Intrusivos ácidos				
			MIOCENO		26					
		PALEOGENO	OLIGOCENO		37	F. Ahuichila				
			EOCENO		53-54					
MESOZOICO	CRETÁCICO	SUPERIOR	PALEOGENO		65	Grupo Difunta				
			MAASTRICHTIANO							
			SENOVIANIANO	CAMPANIANO				Fm. Parras	Fm. Méndez	
				SANTONIANO						
				CONIACIANO						Fm. Caracol
		TURONIANO		Fm. Indidura	Fm. Agua Nueva					
		CENOMANIANO		Fm. Cuesta del Cura	Fm. Tamaulipas Superior					
		INFERIOR	ALBIANO		136	Fm. La Peña				
			APTIANO	GARGASIANO						
				BEDOULIANO						
	BARREMIANO		Fm. Cupido							
	NEOCOMIANO		HAUTERIVIANO			Fm. Taraises				
		VALANGINIANO								
BERRIASIANO										
JURASICO	SUPERIOR	TITHONIANO	PORTLANDIANO		190-195	Fm. La Caja	Fm. La Casita			
			KIMMERIDGIANO			Fm. Zuloaga	Fm. Olvido			
	OXFORDIANO		Fm. Minas Viejas							
	MEDIO	CALLOVIANO								
		BATHONIANO								
		BAJOCIANO								
	AALENIANO		Grupo Huizachal							
INFERIOR	HETTANGIANO									
TRIASICO	SUPERIOR	RETICO		225						
		NORICO								
		CARDICO								
	MEDIO	LADINIANO								
		ANISIANO								
INFERIOR	SCYTIANO									

- *Triásico Superior*

Grupo Huizachal

Se le asignan a este grupo las rocas más antiguas que afloran en la región. Consiste principalmente en lechos rojos, con gradación inversa, cuyos depósitos son continentales (interpretados como producto de la erosión de horsts formados en el Mesozoico Temprano, depósito relacionado al rifting) (Padilla y Sánchez, 1985; Chávez-Cabello *et al.*, 2011).

- *Jurásico*

Fm. Minas Viejas (Calloviano-Oxfordiano)

Esta formación está constituida por estratos de yeso, así como lutitas, limolitas y areniscas parcialmente de color rojo (depositadas en medio de aguas someras con fuerte evaporación). Subyacen a la Fm. Zuloaga en las cercanías a Monterrey. El espesor de Minas Viejas es de 618 m; por su cambio de facie lateral se correlaciona con la Fm. Olvido y con la Fm. La Gloria del Sector Transverso. Higuera-Díaz, Fischer y Wilkerson (2005) interpretan que sirvió como capa basal regional de desprendimiento. Se presenta en la porción central oriente en las Sierras: San Cristóbal, Rancho Nuevo, Pinal el Alto, San José de los Nuncios, La Ventana; en la parte intermedia de las ciudades de Monterrey, Saltillo y Allende, N. L. y en la parte NE del poblado de Villa de García en la Sierra San Miguel. Y con amplia distribución en la Sierra de Rancho Nuevo y Sierra de La Silla (Santiago, *et al.*, 2000).

Fm. Olvido (Oxfordiano-Kimmeridgiano inferior)

Consiste de una sección de yesos, calizas y lutitas (ambiente de lagunas evaporíticas), que hacia la parte media noroccidental de la Cuenca de Burgos (área de Monterrey) y en la Cuenca de Sabinas, cambia lateralmente a yesos de la Fm. Minas Viejas. Su espesor varía de 50 a 300 m pero en las facies con sal y anhidrita se tiene un espesor promedio de 1000 m. Su contacto inferior es concordante con la Fm. Novillo; el superior es concordante y transicional con la base de la Fm. La Casita. Se correlaciona con la Fm. Minas Viejas. Aflora en la porción Sureste, en las cercanías del poblado de Rayones y en la Sierra Santa María (Santiago, *et al.*, 2000).

Fm. Zuloaga (Oxfordiano-Kimmeridgiano)

Consiste en calizas tipo *mudstone* y *wackestone* con intercalaciones de limolitas rojas hacia su base, la cual no aflora. Está constituida por una secuencia calcárea que en la base presenta alto contenido arcilloso. En la parte media presenta alternancia de calizas y margas con espesores de 20 a 60 cm, con nódulos de fierro. En la parte superior predominan las calizas con espesores de 40 a 50 cm, intercaladas con lutitas, calizas arcillosas, además de calizas con estratificación media con nódulos de pedernal negro. El espesor de esta formación se estima entre los 100 y 150 m. Sobreyace concordante a la Fm. Minas Viejas y subyace a la Fm. La Casita de igual forma. Lateralmente cambia sus facies a la Fm. Olvido. Su ambiente de depósito es epinerítico de aguas tranquilas. Aflora en las porciones Oeste, Norte y en los núcleos de los anticlinales: Tapón del Toro, Los Muertos, Clavellinas y Cerro de La Silla (Santiago, *et al.*, 2000).

Fm. La Caja (Kimmeridgiano–Tithoniano)

Presenta en su base una secuencia de limolitas de colores gris oscuro, café oscuro y café grisáceo, intercaladas con calizas en estratos delgados de 10 a 20 cm, de color gris oscuro con algunas bandas de pedernal color negro. En la parte media se localizan estratos de caliza arcillosa color gris oscuro, de 5 a 20 cm de espesor intercaladas con limolitas y bandas de pedernal negro. La cima está constituida por gran cantidad de lutitas y limolitas calcáreas y areniscas gris oscuro de grano muy fino con abundancia de fósiles predominando las amonitas. El espesor se estima en 80 m. Sobreyace en forma concordante a la Fm. Zuloaga y subyace de igual manera a la Fm. Carbonera. Se depositó en un ambiente de escasa energía, dando lugar a una sedimentación lenta y por consecuencia el depósito de sedimentos laminados. Esto permitió la conservación de organismos completos; se infiere ciertas características reductoras del medio ambiente que permitieron la preservación de material orgánico, que aparece como material carbonoso. Está expuesta en la parte central y suroccidental del área de estudio (Santiago, *et al.*, 2000).

Fm. La Casita (Kimmeridgiano Superior-Tithoniano)

Consiste en una alternancia rítmica de lutitas y areniscas predominando las primeras; las areniscas comúnmente contienen fauna en donde destacan conchas de bivalvos y belemnites, es común encontrar horizontes de lutitas carbonosas. El espesor varía de 50 a

80 m. Se compone principalmente, de la base a la cima, de conglomerados gruesos con fragmentos redondeados de cuarzo, esquisto y granitos, en una matriz de arenisca de grano grueso; esta litología cambia transicionalmente hacia arriba, a areniscas de grano más fino con intercalaciones de limolitas para finalizar, en su parte más alta, con lutitas y limolitas muy fosilíferas. Lateralmente cambia de facie a la Fm. La Caja hacia el sector transversal. Descansa concordantemente sobre la Fm. Zuloaga y subyace de igual forma a la Fm. Carbonera. El depósito de esta formación, se efectuó en un ambiente marino nerítico con una sedimentación dominante terrígena, producto de una etapa regresiva debido a levantamientos que generaban una gran cantidad de sedimentos terrígenos. Aflora extensamente en las porciones Norte y Oriente de la región de estudio (Santiago, *et al.*, 2000).

- *Cretácico Inferior*

Fm. Taraises (Berriasiano-Hauteriviano)

Se presenta como una alternancia de calizas arcillosas, de color gris oscuro de 3 a 10 cm, con lentes de pedernal negro, intercaladas con estratos de lutitas de color café amarillento, con espesores de hasta 60 cm. En la parte media continúan calizas arcillosas, lajeadas y carbonosas, la parte superior se presenta como una alternancia de lutitas y calizas arcillosas de 20 a 40 cm de espesor, en toda la secuencia está presente el pedernal, siendo más notorio en su cima. El color amarillento es típico en esta formación, debido al alto contenido de pirita dispersa en los estratos calcáreos. El espesor es aproximadamente de 175 a 220 m. Descansa concordantemente en forma transicional sobre las formaciones: La Caja, Pimienta y como cambio de facie con la Fm. Carbonera y subyace concordante a la Fm. Cupido. El depósito de la formación ocurrió en un ambiente de cuenca profunda, en donde predominaba la deposición carbonatada, todo el depósito está marcado por un ambiente reductor, con abundante fauna de amonitas y deposición singenética de pirita. Sin embargo, los sedimentos calcáreos predominantes de la Fm Taraises, indican una mayor proliferación de organismos con esqueleto calcáreo, en un ambiente propicio de mar de plataforma. Se encuentra distribuida a lo largo de la parte central y Sur del área de estudio, aflorando de forma localizada en los flancos de los anticlinales (Santiago, *et al.*, 2000).

Fm. Carbonera (Berriasiano)

Está constituida por una alternancia de lutitas arenosas interestratificadas con areniscas de color gris. El espesor de esta unidad varía de 225 a 430 m. Sobreyace a la Fm. La Casita y está cubierta por la Fm. Taraises en la localidad de San Rafael, Huachichil, Arteaga, Rayones y Allende, N. L. De acuerdo con sus características demuestra diferentes ambientes que se interpretan como tipo fluvio-deltaíco con cambios laterales y verticales rápidos en distancias cortas, en donde salta a la vista que esta formación cambia de espesor a expensas de la Fm. Taraises según su posición dentro del Delta. Está expuesta ampliamente en las áreas de Huachichil, Arteaga, San Rafael, Allende y Rayones principalmente (Santiago, *et al.*, 2000).

Fm. Cupido (Hauteriviano Tardío-Aptiano Temprano)

Está constituida por calizas de color gris oscuro con textura *mudstone–packestone* con estratificación que varía de 0.30 a 1 m, con nódulos de fierro y líneas estilolíticas; el espesor se estima de 850 m (Santiago, *et al.*, 2000). Se compone principalmente por tres facies diferentes: 1) Facies arrecifales con abundantes monopléuridos, requiénidos, caprínidos, ostras y fragmentos de corales y codiáceas, que afloran preferentemente en la parte Norte del área de estudio; 2) Facies de pre-arrecife, constituidas por brechas derivadas de los arrecifes, que bordean las facies arrecifales en la parte Norte y Nororiental de la CM y; 3) Facies de cuenca, representadas por *mudstone* de estratificación media a gruesa, con abundantes nódulos de pedernal, que aflora en las partes Sur y Suroeste del área. Las tres facies son muy fosilíferas y el espesor de esta unidad es mayor en las facies arrecifales y menor en las facies de cuenca. Sobreyace concordantemente a la Fm. Taraises y subyace igualmente a la Fm. La Peña. Se interpreta para esta formación un paleoambiente marino de plataforma y del borde de ésta, incluyendo los subambientes: planicie de mareas cercano al arrecife, bajío cercano al arrecife y arrecife orgánico. Se presenta ampliamente distribuida en la porción Norte, Oriente y Suroeste de la CM (Ángeles-Villeda, *et al.*, 2005).

Fm. La Peña (Aptiano Superior)

Consiste en una alternancia de capas de caliza arcillosa *wackestone* en estratos delgados, limolitas y bandas de pedernal (la parte carbonatada presenta abundantes lentes de nódulos de pedernal negro), su espesor va de 3 a 40 m. Sobreyace en forma transicional a la Fm. Cupido. Su contacto superior es concordante con la Fm. Aurora. Su ambiente de deposición

es de facies de cuenca en ambiente pelágico somero con aporte de terrígenos. Está expuesta en pequeños afloramientos a lo largo de toda la CM, principalmente en las áreas de la Huasteca, Allende, Villa García, Garza García, Rayones y Ramos Arizpe (Santiago, *et al.*, 2000).

Fm. Aurora (Albiano Inferior-Medio)

Está constituida por calizas de color gris claro de estratificación mediana y masiva, de textura *mudstone*, nódulos y bandas de pedernal, fosilíferas presentando líneas estilolíticas paralelas a la estratificación. Se reconoce un espesor de 300 a 625 m. El contacto inferior es concordante con la Fm. La Peña y con la Fm. Cuesta del Cura. Se correlaciona con la Fm. Acatita. Por su litología y contenido faunístico, se sugiere un depósito en un ambiente nerítico de aguas tranquilas someras. Se encuentra aflorando en la parte noreste y Sureste de la CM. Principalmente en las sierras Los Muertos, Las Mitras, Los Nuncios, La Escalera, San Cristóbal y Rancho Nuevo (Santiago, *et al.*, 2000).

Fm. Cuesta del Cura (Albiano Medio–Cenomaniano Inferior)

Está constituida de calizas con textura *mudstone -wackestone* oscuras con estratificación de 5 a 20 cm. Se encuentra intercalada con bandas de pedernal negro de 5 a 10 cm y margas de 8 cm de espesor. La característica más notable es la ondulación de los estratos. El espesor varía de 150 a 300 m. Muestra una alternancia de calizas grises (pardas al intemperismo) en capas de 10 a 40 cm, con bandas de pedernal negro y vetas de calcita blanca, y lutitas grises (crema al intemperismo) de menos de 3 cm de espesor. Las texturas *packestone* y *wackestone* de esta formación, así como la presencia de foraminíferos exclusivamente planctónicos y ostrácodos, nos indican un paleoambiente de talud, de mayor profundidad que los anteriores. El contacto es concordante con la Fm. Aurora y subyace en forma concordante a la Fm. Indidura y Fm. Agua Nueva. Se correlaciona con las formaciones Tamaulipas Superior y el Abra. Aflora de forma localizada a lo largo de la zona de estudio (Ángeles-Villeda, *et al.*, 2005; Santiago, *et al.*, 2000).

Fm. Tamaulipas Superior (Albiano Temprano-Medio)

Presenta calizas grises (pardas al intemperismo) en estratos de 10 cm a más de 1 m, con vetas de calcita blanca y delgadas capas discontinuas de pedernal negro. Entre las capas de caliza

están intercaladas capas de lutitas grises (color crema al intemperismo) de 1 a 5 cm de espesor. Esta formación presenta estratificación paralela y continua; los planos de estratificación son estilolíticos. Se observa *wackestone/biomicro* de foraminíferos planctónicos, con microestilolitas y vetas de calcita, radiolarios, fragmentos de moluscos y de equinodermos, cámaras de hedbergélicos, así como *wackestone/biomicro* con calciferúlidos y cámaras de hedbergélicos, y *wackestone/biomicro* de foraminíferos planctónicos muy recristalizados, radiolarios y vetas de calcita. El paleoambiente que se infiere a esta formación en el área de estudio es de profundidad comparable a talud superior (Ángeles-Villeda, *et al.*, 2005).

- *Cretácico Superior*

Fm. Indidura (Cenomaniano Superior-Santoniano)

Consiste de una alternancia de lutitas y calizas arcillosas con algunas intercalaciones de areniscas y laminillas de yeso, la coloración varía de gris oscuro a negro y gris verdoso a rosa con las calizas y las lutitas de color amarillo crema, su espesor es de 100 m. Su contacto inferior con la Fm. Cuesta del Cura es concordante y transicional y el superior es concordante con la Fm. Caracol. El ambiente de depósito es característico de la sedimentación tipo Flysch, en facies que varían desde profundas a litorales, relacionados probablemente con ambiente deltaico (Isla de Coahuila). Aflora principalmente en la zona centro y noreste de la CM, de forma muy localizada en pequeños afloramientos (Santiago, *et al.*, 2000)

Fm. Agua Nueva (Cenomaniano Superior-Turoniano)

Está representada por una alternancia de calizas grises (pardas al intemperismo) en estratos de menos de 1 cm a 30 cm, y lutitas grises (crema al intemperismo) en capas de menos de 1 a 15 cm. Las rocas están compuestas por *wackestone/biomicro* arcillo-arenosa con foraminíferos planctónicos; *wackestone/biomicro* con fragmentos de moluscos; *wackestone/biomicro* arcillo-arenosa de foraminíferos planctónicos con restos recristalizados de heterohelícidos y hedbergélicos, con vetas de calcita y *wackestone/biomicro* radiolarítica recristalizada. Su espesor varía de 50 a 100 m. Sobreyace, de manera concordante a la Fm. Cuesta del Cura y subyace, concordantemente a la Fm. San Felipe. Las especies macro y microfaunísticas identificadas en esta formación

son: *Inoceramus Labiatus*, *Inoceramus hercynicus*, *Phylloceras* sp, y *Mantelliceras aff couloni*; además de *Rotalipora* sp, *Rotalipora appennica*, *Rotalipora turonica*, *Hedbergella* sp, *Pithonella ovalis*, *Calciesphaerula innominata*, *Stomiosphera sphaerica*, *Marginotruncana difformis*, *Marginotruncana indica*, *Marginotruncana renzi*, *Marginotruncana canaliculata*, *Whiteinella archaeocretacea*, *Globotruncana helvética*, *Globotruncana havanensis* y *Dicarinella* sp. Sobreyace concordantemente a la Fm. Tamaulipas Superior. Por sus características litológicas y contenido faunístico se interpreta que estos sedimentos se depositaron en ambientes que varían de plataforma externa a cuenca. La presencia de material bentonítico, indica el vulcanismo contemporáneo del lado Pacífico correspondiente al arco magmático, reflejo de la subducción de la placa de Farallón bajo la de América del Norte (SMOr y Archipiélago de Tamaulipas). Aflora en la porción oriental de la CM principalmente en las sierras cerro de Las Mitras, La Silla, San Cristóbal y Potrero de Abrego (Ángeles-Villeda, *et al.*, 2005; Santiago, *et al.*, 2000).

Fm. San Felipe (Coniaciano–Santoniano)

En general, la litología de esta unidad es muy homogénea, y corresponde a niveles arcillosos y bentoníticos, de color gris claro y gris verdoso, en capas de espesor delgado, con escasos nódulos de pedernal. Está representada predominantemente por lutitas grises en capas de menos de 5 a 40 cm y calizas arcillosas grises (pardas al intemperismo) en capas de menos de 1 a 60 cm. Se identifica *wackestone/biomicrita* de foraminíferos planctónicos; *wackestone/biomicrita* arcillo-arenoso de foraminíferos planctónicos. Son abundantes las intercalaciones de bentonita y de lutitas bentoníticas laminares. Su espesor es muy variable de 5 a 330 m. Se presentan calizas con textura *wackestone* y se observaron abundantes foraminíferos planctónicos y escasos bentónicos, además de radiolarios, espinas de equinodermos, moldes de moluscos y gasterópodos. Las especies clasificadas de esta unidad corresponden a macrofauna de: *Balanocrinus mexicanus*, *Ostrea plumosa*, *Ostrea congesta*, *Durania Manuelensis*, *Sauvagesia delgolveri*, *Inoceramus* sp, *Inoceramus undoloplicatus* y *Dictyonitra multicostata*; así como microfauna de: *Globotruncana fornicata*, *Globotruncana concavata*, *Globotruncana calcarata*, *Globotruncana lapparenti*, *Globotruncana elevata*, *Globotruncana arca*, *Globotruncana linneiana*, *Globotruncana califormis*, *Globotruncana stuarti*, *Globotruncana stuartiformis*, *Marginotruncana sigali*, *Marginotruncana renzi*, *Marginotru truncana indica*, *Marginotruncana caniculata* y *Marginotruncana difformis*. Los contactos inferior y superior de esta formación son concordantes transicionales sobre la Fm. Agua Nueva y bajo

la Fm. Méndez, respectivamente. Se deduce un paleoambiente de cuenca para esta formación. Aflora principalmente en la porción nororiental de la CM (Ángeles-Villeda, *et al.*, 2005; Santiago, *et al.*, 2000).

Fm. Caracol (Coniaciano-Santoniano)

Consiste de una sucesión irregular de lutitas, areniscas y calizas con interestratificaciones de tobas desvitrificadas. También se observa la presencia de calizas silíceas interestratificadas (novaculitas). En estas series predominan las coloraciones café claro, gris verdoso y rojizo. Su espesor es muy irregular dadas sus características litológicas, reportándose rangos de 200 a 700 m. El apoyo faunístico para esta consideración es con base a la siguiente asociación de especies *Inoceramus dubarginensis*: *Rotalipora cushman*, *Rotalipora appeninica*, *Globotruncana helvética*, *Globotruncana sigali*, *Globotruncana fornicata*, *Globotruncana stephani*, *Globotruncana lapparenti*, *Globotruncana reentricosa*, *Globotruncana rosetta*, *Rugoglobigerina cirrumnodifer*, *Rugoglobigerina rugosa* y *Hedbergella* sp. Sobreyace concordantemente a la Fm. Indidura en el Oeste. Subyace en forma concordante con la Fm. Parras. Se correlaciona con las formaciones San Felipe, Austin y Parras. El ambiente de depósito es de tipo Flysch progresivo que evolucionó como relleno en zonas de antifosa, asociadas probablemente a frentes deltaicos y de pro-delta, en facies que varían de plataforma a plataforma externa en el dominio de post-arco. Aflora en el frente occidental de la CM, en la Sierra Zapaliname (Santiago, *et al.*, 2000).

Fm. Parras (Coniaciano–Santoniano)

Está constituida principalmente por lutitas calcáreas de color gris oscuro a negras carbonosas con algunas intercalaciones de areniscas de grano fino en capas delgadas, con esporádicas concreciones de pirita. Hacia el Oeste y Noroeste contiene más terrígenos (algunos horizontes de arenas finas). En el Noroeste del área estudiada, sobreyace a la Fm. Caracol a través de un contacto concordante y transicional. El contacto superior con el Grupo Difunta es concordante y el contacto inferior es concordante con la Fm. Indidura, dentro de la SMOr. Se correlaciona con la Fm. Austin y en la parte inferior de las formaciones Méndez e Indidura. El depósito de esta unidad es el clásico Flysch de antifosa, en ambientes marinos relativamente someros con influencia de plataforma externa en facies de pro-delta (Cuenca de Parras y Golfo de Sabinas). Aflora al igual que la Fm. Caracol en la sierra de Zapaliname además de la Sierra de Los Nuncios (Santiago, *et al.*, 2000).

Grupo Difunta (Campaniano-Maestrichtiano)

Está constituido por una alternancia de areniscas ligeramente calcáreas, lutitas, limolitas y cuerpos lenticulares de conglomerado de fragmentos de calizas; en la que predominan los tonos cafés y rojizos. La estratificación es variable desde capas delgadas a masivas. Sobreyace concordantemente a la Fm. Parras, marcando el cambio cuando aparecen areniscas. Su contacto superior por lo regular es discordante con rocas del Cuaternario compuestas por conglomerados, travertino gravas, boleos, limos y arcillas. Su ambiente de depósito se considera un complejo deltaico relacionado con levantamientos orogénicos y subsidencia frontal a los primeros levantamientos provocados por la Orogenia Laramide (Cuenca de Parras). Aflora en el anticlinal de los Nuncios (Santiago, *et al.*, 2000).

Fm. Méndez (Campaniano–Maestrichtiano)

Consiste principalmente de lutitas calcáreas de color gris y gris pardusco, con intercalaciones de margas y de capas delgadas de bentonita, así como de algunas areniscas de *mudstone* gris oscuro. El espesor de esta formación promedia entre los 270 y 500 m. Cuenta con una asociación faunística de: *Globotruncanita calcarata*, *Globotruncana verticosa*, *Globotruncana rosetta*, *Globotruncana arca*, *Globotruncanita subspinosa*, *Globotruncana stuartiformis*, *Rugotruncana subcircumnodifer*, *Globotruncana linneiana*, *Globotruncana fornicata*, *Globotruncana havanensis*, *Globotruncana stuarti*, *Globotruncana conica*, *Globotruncana contusa*, *Ganserina gansseri*, *Racemiquembelina powelli* y *Abathompalus*. El contacto inferior de esta unidad, es concordante, transicional sobre la Fm. San Felipe al Sureste y Este del área de estudio; subyace de manera discordante preferentemente a sedimentos no consolidados de edad Cuaternaria. Su ambiente de depósito es Flysch característico en zonas de ante-fosa en mar abierto; con intercalaciones de flujos turbidíticos provenientes de las áreas de plataforma, que evolucionan al final del Maestrichtiano a brechas calcáreas de talud en las cercanías con el borde de la Plataforma. Aflora a lo largo de toda el área de estudio, principalmente en la porción oriental en el cerro de la Silla y en las inmediaciones de la Ciudad de Monterrey, y en el frente de la CM (Santiago, *et al.*, 2000).

La secuencia mesozoica formada por las rocas antes descritas fue plegada y deformada durante el Paleoceno tardío- Eoceno temprano; como resultado de este evento tectónico se depositó la Fm. Ahuichila (Padilla y Sánchez, 1985).

Fm. Ahuichila (Eoceno)

Es un conglomerado polimíctico de color rojizo, compuesto por guijarros de calizas, areniscas y limolitas cementados con arenas y carbonato de calcio. Sobreyace discordantemente a las rocas sedimentarias del Cretácico Superior. Los conglomerados se depositaron en las mesetas como resultado de la deformación y plegamiento de la Orogenia Laramide. Los afloramientos de esta unidad se localizan en la porción Suroeste de la CM (Padilla y Sánchez, 1985; Santiago, *et al.*, 2000).

De edad Oligoceno se tienen intrusivos de composición Granítica-Monzonítica y Pórfido Dacítico que intrusionan a la cubierta sedimentaria mesozoica y rocas extrusivas representadas en andesita, dacita y toba. En el Neogeno Plioceno se deposita un conglomerado polimíctico compuesto por guijarros subredondeados semi-cementados por carbonato de calcio. Los valles entre las sierras de la CM están generalmente rellenos de aluvión, abanicos aluviales y depósitos de playa que descansan discordantemente sobre las rocas más antiguas (Padilla y Sánchez, 1985).

3.2.2 Geología Estructural

Los pliegues de la CM de acuerdo con Padilla y Sánchez (1985) pueden ser divididos en cinco grandes áreas de diferente estilo de deformación (Figura 3.11): Norte, Sur, de Basamento somero, de Vergencia Opuesta y del Anticlinal de La Silla.

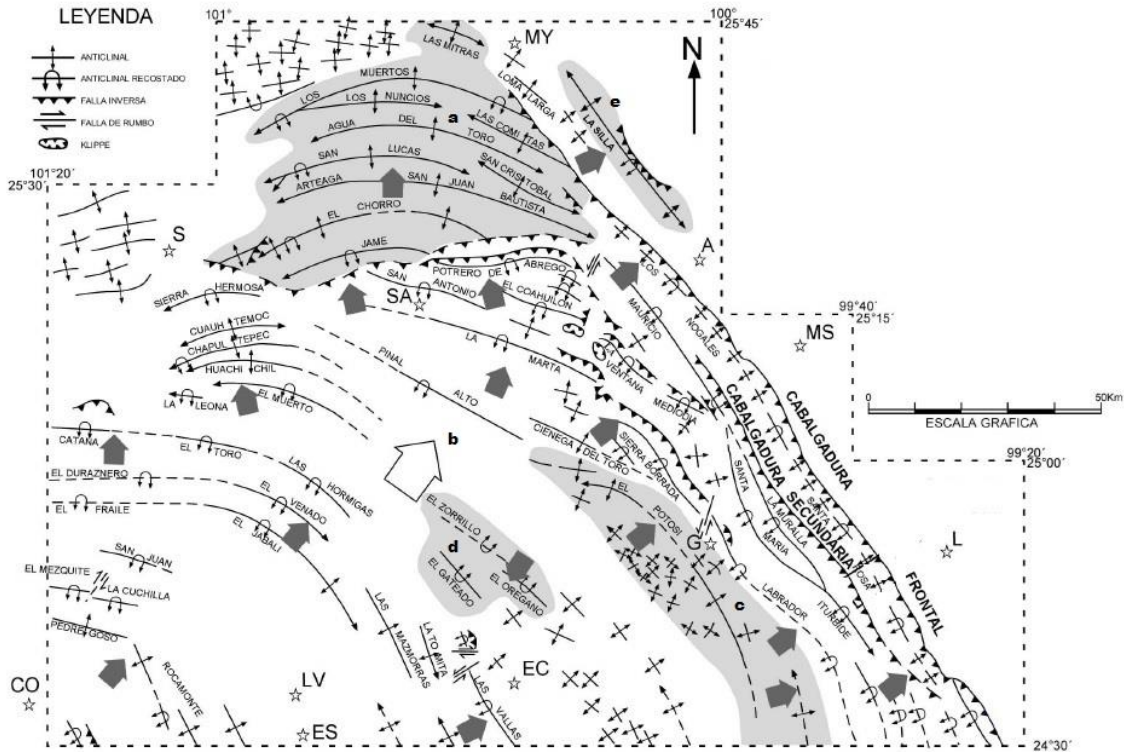


Figura 3.11.- Mapa estructural de la Curvatura de Monterrey. Abreviaciones: MY: Monterrey, S: Saltillo, A: Allende, SA: San Antonio de las Alazanas, MS: Montemorelos, L: Linares, G: Galeana, EC: El Carmen, LV: La Ventura, CO: Concepción del Oro y ES: El Salvador. a: área Norte, b: área Sur, c: área de Basamento Somero, d: área de Vergencia Opuesta, e: área del Anticlinal de la Silla. Flechas grises menores indican transporte tectónico local y flecha blanca mayor indica transporte tectónico regional (Modificado de Padilla y Sánchez, 1985 en Chávez-Cabello, *et al.*, 2011).

Área Norte

Son pliegues simétricos, apretados, casi siempre arqueados, cuyos planos axiales son casi verticales, que varían en longitud de 15 a 60 km aprox. Esta área comprende de Norte a Sur, los anticlinales de: Las Mitras, Los Muertos, Los Nuncios, Las Comitas, Agua del Toro, San Lucas, San Cristóbal, Arteaga, San Juan Bautista, El Chorro y Jamé (Tabla 3.1). Cuando los anticlinales de esta área están “abiertos” (*breached*), en sus núcleos afloran rocas del Jurásico Superior (Formaciones: Zuloaga y La Casita); mientras que cuando no se encuentran erosionados (*unbreached*) la Fm. Cupido se presenta coronando sus crestas (Anticlinales de Las Mitras y Las Comitas). Esta zona está limitada al Oeste y Norte por los pliegues más pequeños y apretados de la Cuenca de Parras. Su límite oriental es la

GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA CURVATURA DE MONTERREY

Cabalgadura Frontal y su límite Sur se localiza a lo largo de la cabalgadura que pasa al Norte de los anticlinales de Sierra Hermosa, San Antonio y Potrero de Abrego (Figura 3.11).

Tabla 3.1 Datos estructurales de los anticlinales del área Norte de la CM (Padilla y Sánchez, 1985).

Anticlinal	Longitud (Km)	Longitud de onda (Km)	Amplitud (Km)	Actitud del Plano Axial	Observaciones
Las Mitras	15	5	2.4	Casi vertical	Simétrico, “sin erosionar”, elongado. Ambos extremos buzan rápidamente. Nariz NW aparentemente desplazada por falla. Nariz SE se bifurca a dos pequeños anticlinales. Ambos flancos buzán $\approx 80^\circ$.
Los Muertos	62	5.2	≈ 2.6	Porción SW $\approx 75^\circ$ al SE, porción central $\approx 90^\circ$ porción SE $\approx 80^\circ$ al SW	Simétrico, “abierto” (desmantelado), arqueado. Nariz SW recostada al NE y truncada por falla. Ambos flancos buzán $\approx 85^\circ$.
Los Nuncios	31	5	≈ 2.5	Casi vertical	Simétrico, “abierto” (desmantelado), ligeramente arqueado. Su extremo W es una bifurcación del Anticlinal de Los Muertos. Su extremo E buza suavemente ($\approx 25^\circ$) al E. Ambos flancos buzán $\approx 83^\circ$.
Las Comitas	22	≈ 5	≈ 2.4	Casi vertical	Simétrico, “abierto” (desmantelado), elongado. Sus extremos son más apretados que su parte central. Su extremo NW buza suavemente ($\approx 20^\circ$) al NW. Su extremo SE está truncado por una falla. Ambos flancos buzán $\approx 55^\circ$.

CAPÍTULO 3.- MARCO GEOLÓGICO-REGIONAL

Agua del Toro	41	5	≈ 2.6	Casi vertical	Simétrico, “abierto” (desmantelado), ligeramente arqueado. Su extremo W buza suavemente (≈ 25°) al W. Su extremo SE buza 40° al SE. Ambos flancos buzan ≈80°.
San Lucas	46	5	≈ 2.5	Porción W ≈80° al S; casi vertical en sus porciones central y SW.	Simétrico, “abierto” (desmantelado), arqueado. Su extremo W está bifurcado y truncado por falla. Su extremo SE buza aproximadamente 40° al SE. Ambos flancos buzan ≈80°.
San Cristóbal	23	4.7	≈ 2.3	Casi vertical	Simétrico, “abierto”, elongado. Su extremo NW buza suavemente (≈30°) al NW. Su extremo SE buza también suavemente (≈30°) al SE. Ambos flancos buzan ≈ 70°.
Arteaga – San Juan Bautista	56	5	≈2.5	Casi vertical y ligeramente inclinado al S en su porción W	Simétrico, “abierto”, arqueado. Su extremo W buza aproximadamente 35° al W-SW. Su extremo SE buza suavemente (≈ 25°) al SE. Ambos flancos buzan ≈75°.
El Chorro	54	5.3	≈2.6	Casi vertical	Simétrico, “abierto”, arqueado. Su extremo SE buza 40° al SW y su limbo NW está truncado por una cabalgadura. Su extremo SE está truncado por falla inversa. Flancos: N ≈85° a 90°; S ≈85°.
Jamé	32	≈5	≈2.7	≈75° al S	Asimétrico, recostado, “abierto” (desmantelado), arqueado. Su extremo SW buza 45° al SW. Su extremo SE está truncado por falla inversa. Flanco NE ≈85°.

Las variaciones de forma, longitud de onda y amplitud de los pliegues están íntimamente relacionadas a variaciones litológicas de las formaciones mesozoicas contenidas en el

sistema de pliegues de esta área (Figura 3.12). Esta influencia estratigráfica es más importante donde se encuentran presentes cuerpos arrecifales (Fm. Cupido). Sin embargo, la periodicidad y simetría del sistema de pliegues en esta área son notablemente constantes. También es notable la ausencia de cabalgaduras y fallas laterales, con excepción de las que forman sus límites y de algunas pequeñas fallas normales (Padilla y Sánchez, 1985).

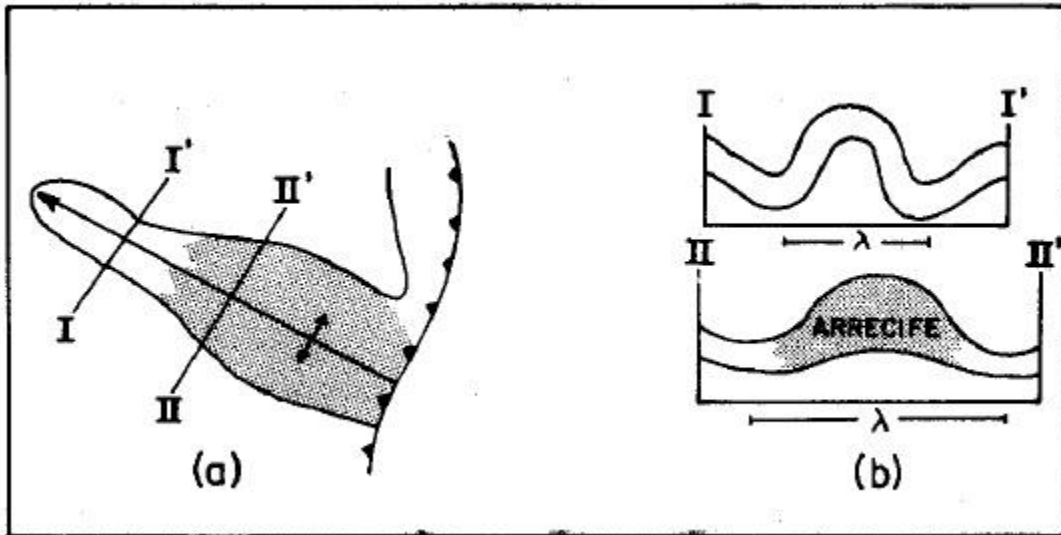


Figura 3.12.- Anticlinal de Las Comitas a) diagrama en planta, b) diagrama en perfil. Se muestra la diferencia en longitud de onda causada por el mayor espesor de un cuerpo arrecifal (Padilla y Sánchez, 1985).

A partir de la forma arqueada de este sistema de pliegues, puede deducirse la dirección hacia la cual se deslizó por gravedad la cobertura sedimentaria mesozoica (*décollement glide sheet*) del área norte; esto es, hacia el lado cóncavo de la CM, hacia el Norte (Figura 3.11) (Padilla y Sánchez, 1985).

Área Sur

Son pliegues arqueados y elongados, simétricos y asimétricos, la mayoría de ellos recostados, con planos axiales que buzcan de 85° a 60° hacia el Sur y Suroeste.

Consiste principalmente de anticlinales y sinclinales apretados, recostados, la mayoría asimétricos, con una vergencia general hacia el noreste. También se caracteriza por la presencia de numerosas fallas inversas y laterales, las cuales son más comunes en la parte

oriental. Comprende 32 anticlinales mayores y varias cabalgaduras; de éstas las más importantes son: la Cabalgadura Frontal y la Cabalgadura Secundaria (Figura 3.11). En esta área, al igual que en el área norte, las variaciones litológicas en las formaciones mesozoicas controlaron los cambios de forma, longitud de onda y amplitud de los pliegues. Sin embargo, también los cambios de espesor de las formaciones mesozoicas en distancias cortas influenciaron el sistema de pliegues (Padilla y Sánchez, 1982). La gruesa secuencia de yesos (Fm. Olvido), terrígenos y clásticos (Fm. La Casita) del Jurásico Superior, los cuerpos arrecifales masivos (Fm. Cupido) del Cretácico Inferior y la gruesa secuencia pelítica de la Fm. Méndez del Cretácico Superior fueron las rocas que sufrieron mayor influencia en las variaciones de forma de los pliegues. La influencia estratigráfica en las estructuras es más clara en la parte Noreste del área Sur, ya que en la mayoría de las localidades se observan los cuerpos arrecifales de la Fm. Cupido cabalgando a la Fm. Méndez (anticlinales de: Potrero de Abrego, La Marta, Sierra Borrada, El Labrador, La Ventana, Mediodía, Mauricio y La Muralla) (Padilla y Sánchez, 1985).

Por otro lado, existen dos cabalgaduras bien definidas dentro de la CM y Aramberri, determinadas como la *cabalgadura frontal*, discontinuamente expuesta en el frente de la SMOr, y la *cabalgadura secundaria*, que está bien expuesta en los cañones Santa Rosa, Hualahuises, Potosí y La Boca, entre Rayones y Linares, N.L. (Torres-Ramos, 2011 en Chávez-Cabello *et al.*, 2011) (Figura 3.11).

Mientras que la cabalgadura frontal es emergente en el camino a Rayones, en el Cañón Santa Rosa y entre Aramberri y Villa Hidalgo, Tamaulipas, como lo señalan Eguiluz, Aranda y Marrett (2000), donde rocas del Jurásico Superior y Cretácico Inferior se sobrepone a rocas del Cretácico Superior; consideran que la cabalgadura frontal pudiera ser un pliegue de despegue roto (*break thrust fold*), debido a que las geometrías observadas en el frente de la sierra no son congruentes con pliegues por flexión o por propagación de falla. Estas cabalgaduras de la parte oriental del área Sur no están tan íntimamente relacionadas a variaciones estratigráficas, como en la parte noreste de la misma. La mayor de este tipo de fallas es la Cabalgadura Frontal, con una extensión de más de 200 km y un buzamiento promedio del plano de falla de 30° SW. El buzamiento disminuye con la profundidad hasta alcanzar el nivel de *décollement* regional. Su desplazamiento neto es difícil de determinar, pero se estima que pudiera ser del orden de 8 a 10 km al Sureste del Anticlinal de Las Comitas con un notable incremento, probablemente más de 30 km, hacia el Sureste. Uno de los problemas que impide estimar el desplazamiento neto mínimo de esta falla es la ausencia

de ventanas tectónicas (*Klippe*) en su porción Suroccidental. La Cabalgadura Secundaria, tiene un rumbo casi paralelo a la Frontal y su buzamiento es ligeramente mayor (aprox. 35° al SW). La longitud de esta falla es cercana a los 94 km y su desplazamiento mínimo se estima en más de 4 km, que es aproximadamente la mitad de la longitud de onda del sinclinal que se encuentra entre esta falla y el Anticlinal de Santa Rosa (Figura 3.11). Al Oeste de la parte Noroeste de ésta estructura existen varias cabalgaduras de menor extensión que parecen estar relacionadas entre sí. Por ejemplo, las cabalgaduras del extremo Sureste del Anticlinal El Coahuilón, aquéllas de los flancos Noreste de los anticlinales de La Ventana y El Mediodía y las dos *Klippe* situadas al Oeste de estas fallas, probablemente sean parte de una sola cabalgadura. El rumbo promedio del plano de esta falla es aproximadamente $S 45^\circ E$ y su buzamiento es de un promedio de 20° al SW. La longitud mínima de esta falla es cercana a los 30 km y su desplazamiento mínimo es de más o menos 5 km (Padilla y Sánchez, 1985).

El extremo oriental de la Sierra Borrada está limitado por una cabalgadura de ángulo bajo (Figura 3.11). El rumbo promedio del plano de esta falla es aproximadamente $N 40^\circ E$ y su plano de falla es casi horizontal en su extremo oriental, pero progresivamente se vuelve más inclinado (hacia la parte Oeste) hasta que alcanza un buzamiento de 30° al SW. Esta cabalgadura tiene al menos 44 km de longitud y su desplazamiento mínimo es del orden de 4 km. La parte Norte del Anticlinal de Potrero de Abrego se encuentra bordeada por dos cabalgaduras (Figura 3.11). De estas dos fallas, la que se encuentra al Sur tiene un rumbo E-W y buza aproximadamente $60^\circ S$. Esta última tiene una longitud cercana a los 60 km y su desplazamiento mínimo se estima en 4 km. La falla al Norte de la descrita tiene un rumbo más o menos paralelo a la anterior, pero buza aproximadamente 30° al S; su longitud es al menos de 19 km y su desplazamiento mínimo se considera en 3 km; o sea, la mitad de longitud de onda del Anticlinal de El Chorro (Padilla y Sánchez, 1985).

Las fallas laterales en el área Sur están comúnmente asociadas con cabalgaduras. Una de las mayores está localizada en el extremo Sureste del Anticlinal de Sierra Borrada, con un rumbo aproximado $N 20^\circ E$ y un desplazamiento izquierdo cercano a los 4.5 km (Figura 3.11). Otras fallas laterales de menor magnitud se encuentran desplazando tanto a pliegues como a fallas inversas y cabalgaduras. Las estructuras menores como fallas normales, juntas y fracturas se encuentran diseminadas a través del área Sur (Padilla y Sánchez, 1985).

Tabla 3.2.- Datos estructurales de los anticlinales del área Sur de la CM (Padilla y Sánchez, 1985).

Anticlinal	Longitud (Km)	Longitud de onda (Km)	Amplitud (Km)	Actitud del Plano Axial	Observaciones
Potrero de Abrego	≥ 24	¿?	¿?	¿?	Solamente el flanco S está expuesto a causa de una falla de cabalgadura a lo largo del pliegue. Sus extremos también están truncados por la misma falla. Flanco S ≈80°
San Antonio	30	≈5.8	≈3	Aprox. 80° al S	Asimétrico, recostado, “abierto” (desmantelado), elongado. Flanco invertido expuesto. Sólo un tercio de su flanco S está expuesto. Extremo SE buza aproximadamente 30° al SE. Extremo NW truncado por falla. Flancos NE ≈80°.
El Coahuilón	≥23	≈5	≈2.5	Aprox. 80° al SW	Asimétrico, “sin erosionar”, elongado. Su extremo NW buza 25° al NW. Su extremo SE está truncado por una falla. Flancos: NE ≈85°; SW ≈60°.
La Marta	≥50	≈6.5	≈3.2	De 80° a 85° al SW en sus porciones NW y central. Porción SE aproximadamente 77° al SW.	Asimétrico, recostado, “abierto” (desmantelado), elongado. Sólo su flanco invertido está expuesto. Su extremo SE está truncado por falla. Flanco NE ≈85°.
Pinal Alto	30	≈7.8	≈3.7	Aprox. 65° al SW	Asimétrico, recostado, “abierto” (desmantelado), elongado. Sólo su flanco invertido está expuesto. Su extremo NW buza 25° al NW. Su

GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA CURVATURA DE MONTERREY

					extremo SE se bifurca a dos pequeños anticlinales. Flanco NE $\approx 75^\circ$
Ciénega del Toro	21	≈ 6	≈ 3	Aprox. 85° al SW	Asimétrico, “abierto” (desmantelado), arqueado, su extremo SE se une al Anticlinal de Sierra Borrada. Su extremo NW buza aprox. 40° al NW. Flancos: NE $\approx 85^\circ$; SW $\approx 65^\circ$.
Sierra Borrada	26	≈ 5	≈ 2.6	Aprox. 75° al W-SW	Asimétrico, recostado, “abierto” (desmantelado), elongado. Una cabalgadura está presente a lo largo de su flanco E. Sus extremos se encuentran truncados por fallas. Flancos: SW $\approx 70^\circ$; NE $\approx 80^\circ$.
La Ventana	≥ 14	¿?	¿?	¿?	Solamente su flanco SW está expuesto. Cabalgadura a lo largo del eje del pliegue. Sus extremos están truncados por fallas. Flanco SW $\approx 75^\circ$.
Mediodía	≥ 9	¿?	¿?	¿?	Solamente su flanco SW está expuesto. Cabalgadura a lo largo del eje del pliegue. Sus extremos están truncados por fallas. Flanco SW $\approx 75^\circ$.
Labrador	> 40	¿?	¿?	¿?	Solamente su flanco NE está expuesto. Su extremo NW está truncado por falla. Su extremo SE se encuentra fuera del área de este estudio. Flanco NE $\approx 60^\circ$.
Mauricio	22	≈ 4.5	≈ 2.1	Aprox. 80° al SW	Asimétrico, “abierto” (desmantelado), arqueado. Su extremo N es el Anticlinal de la Muralla. Su extremo SE se une al Anticlinal de Iturbe. Flancos: SW $\approx 55^\circ$; NE $\approx 85^\circ$.
La Muralla	20	≈ 4.3	≈ 2.1	Aprox. 75° al SW.	Asimétrico, recostado, “abierto” (desmantelado), arqueado. Su extremo NW se une al Anticlinal de Santa María. Su extremo SE se une al Anticlinal de Iturbe. Flancos SW $\approx 60^\circ$; NE $\approx 80^\circ$.

CAPÍTULO 3.- MARCO GEOLÓGICO-REGIONAL

Iturbe	17	≈4	≈2	Aprox. 60° al SW	Asimétrico, recostado, “abierto” (desmantelado), elongado. Su extremo NW se bifurca a los Anticlinales de Santa María y La Muralla. Su extremo SE buza aproximadamente 35° al SE. Flancos: SW ≈44°; NE ≈70°.
Los Nogales-Santa Rosa	>98	¿?	¿?	¿?	Solamente en flanco SW está expuesto. Cabalgadura a lo largo del eje del pliegue. Su extremo NW buza 35° al NW. Su extremo SE se encuentra fuera del área de este estudio. Flanco SW ≈55°.
Las Vallas	>21	≈4.1	≈2	Aprox. 65° al SW	Asimétrico, recostado, “abierto” (desmantelado), elongado. Su extremo NW está truncado por fallas. Su extremo SE se encuentra fuera del área de este estudio. Flancos SW ≈40°; NE ≈70°.
La Tomita	>6	≈3.2	≈1.6	Aprox. 85° al SW.	Asimétrico, recostado, “abierto” (desmantelado), elongado. Solamente su extremo SE está expuesto y buza aprox. 30° al SE. Flancos: SW ≈65°; NE ≈70°.
Las Mazmorras	≈15	≈4	≈1.9	Aprox. 85° al SW en su porción central.	Asimétrico, “abierto” (desmantelado), elongado. Su extremo NW buza aproximadamente 35° al NW. Su extremo SE buza también 35° al SE. Flancos: SW ≈80°; NE ≈70°.
Rocamonte	18.5	≈5	≈2.4	Aprox. 85° al SW en su porción NW y 70° al SW en su	Asimétrico, recostado, “abierto” (desmantelado), elongado. Su parte central está intrusionada por un plutón. Su extremo NW buza (≈40°) al NW. Su extremo SE buza (≈35°) al SE. Flancos con inclinación variable: SW ≈60° a 70°; NE ≈75° a 85°.

GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA CURVATURA DE MONTERREY

				porción SE.	
Pedregoso	16	4	≈2	Casi vertical	Simétrico, “abierto”, (desmantelado), elongado. Su extremo W buza aprox. 45° al W-NW. Su extremo E buza aprox. 45° al E-SE. Flancos: S ≈60°; N ≈60°.
El Mezquite-La Cuchilla	>20	≈5	≈2.4	Aprox. 60° al S-SW.	Asimétrico, recostado, “abierto” (desmantelado), elongado. Su porción E se encuentra desplazada por falla lateral. Su mitad occidental se encuentra fuera del área de estudio. Su extremo E buza (≈30°) al E-SE. Flancos: S ≈45°; N ≈75°.
San Juan	>14	≈5	≈2.5	Aprox. 65° al SW.	Asimétrico, recostado, “abierto” (desmantelado). Solamente su flanco invertido está expuesto. Sus extremos no afloran. Flanco N ≈75°.
El Fraile-El Jabalí	66	≈6	≈2.8	Aprox. 65° al SW.	Asimétrico, recostado, “abierto” (desmantelado), arqueado. En su parte central solo porciones del flanco invertido están expuestas. Su extremo W buza 40° al W. Su extremo SE buza aprox. 35° al SE. Flancos: S ≈60°; N ≈85°.
El Duraznero	57	≈5	≈2.5	Aprox. 65° al SW.	Asimétrico, recostado, “abierto” (desmantelado), arqueado. Solamente porciones de su flanco invertido están expuestos en sus partes W y central. Su extremo SE buza aproximadamente 35° al SE. Flanco NE ≈75°.
Catana- El Toro- Las Hormigas	61	≈5	≈2.5	Aprox. 60° al SW.	Asimétrico, recostado, “abierto” (desmantelado), arqueado. Sólo porciones de su flanco invertido están expuestas en su parte central. Su parte media está desplazada por falla

CAPÍTULO 3.- MARCO GEOLÓGICO-REGIONAL

					lateral. Su extremo W está truncado por falla inversa. Su extremo SE buza 35° al SE. Flanco NE ≈70°.
La Leona	>16	≈5.5	≈2.6	Aprox. 75° al S.	Asimétrico, “abierto” (desmantelado), elongado. Solamente su parte E está expuesta. Su extremo E buza aprox. 45° al E. Flancos: NE ≈70°; SE ≈60°.
El Muerto	>32	¿?	¿?	Aprox. 70° al S.	Asimétrico, recostado, “abierto” (desmantelado), arqueado. Su flanco invertido está expuesto. Su extremo W buza aprox. 35° al W. Flancos NE ≈75°; SW ≈65°.
Huachichil	40	5	2.4	Aprox. 85° al S.	Asimétrico, “sin erosionar”, arqueado. Su parte SW está bien expuesta. Sólo porciones de su parte SE están expuestas. Su extremo SW buza aproximadamente 30° al SW. Flancos: NE ≈65°; SW ≈60°.
Chapultepec	26	5	2.5	Aprox. 85° al S.	Asimétrico, “sin erosionar”, arqueado. Su parte SW está bien expuesta. Sólo porciones de su parte SE están expuestas. Su extremo SW buza aproximadamente 30° al SW. Flancos: NE ≈65°; SW ≈60°.
Cauhtémoc	20	5	2.5	Casi vertical	Asimétrico, “sin erosionar”, arqueado. Su parte SW está bien expuesta. Sólo porciones de su parte SE están expuestas. Su extremo SW buza aprox. 35° al SW. Flancos: NE ≈60°; SW ≈55°.
Sierra Hermosa	19	6	2.8	Aprox. 65° al S.	Asimétrico, recostado, “abierto” (desmantelado), arqueado. Su extremo SW buza aprox. 45° al SW. Su extremo SE buza aprox. 45° al SE. Flancos: NE ≈75°; SW ≈60°.

La dirección hacia la cual se deslizó el área Sur de la CM se deduce a partir de la vergencia de los pliegues y del desplazamiento de las fallas. Así se establecieron direcciones locales de deslizamientos por gravedad (Figura 3.11), que indican que la mayor parte de la porción oriental del área Sur se corrió hacia el E-NE, que la parte Norte de esta área se movió hacia el N-NW (anticlinales de: Potrero de Abrego, Jamé, Sierra Hermosa, Cuauhtémoc, Chapultepec, Huachichil, El Muerto, La Leona, Catana, El Duraznero y El Fraile) y que la parte Sur del área se movió hacia el NE (anticlinales de: El Pedregoso, Rocamonte, Las Mazmorras, La Tomita y Las Vallas). Concluyendo, la dirección regional de movimiento es aproximadamente N 30° E, la cual es diferente de la obtenida para el área Norte (Figura 3.11) (Padilla y Sánchez, 1985).

Área de Basamento Somero

Se conforma de largos pliegues casi simétricos y de gran amplitud que contienen numerosos pliegues secundarios, apretados, simétricos y asimétricos. Un área muy distintiva estructuralmente dentro de la CM es la del Anticlinal de Potosí, única región en donde el basamento es somero (Figura 3.11). Ésta es probablemente la estructura más sobresaliente, debido a su tamaño (más de 50 km de longitud), a su longitud de onda de aproximadamente 10 km y a su amplitud estimada en más de 4 km. El Potosí es un anticlinal muy amplio, asimétrico y “abierto” (desmantelado), que contrasta notablemente con los pliegues más apretados que lo rodean. Su terminación noroccidental buza suavemente ($\approx 30^\circ$) al NW, mientras que hacia el Sur parece bifurcarse en varios pliegues más pequeños que yacen fuera del área del mapa de estudio. Su plano axial es casi vertical, pero tiene una ligera inclinación de unos cuantos grados hacia el SW. Las rocas más antiguas que se conocen en la CM son las que se encuentran expuestas en su núcleo (Grupo Huizachal). Numerosos pliegues secundarios, sin orientación preferente, están presentes en las rocas de la Fm. Olvido en la Sierra de Los Rincones, la cual es parte del núcleo del Anticlinal de Potosí (Padilla y Sánchez, 1985).

El límite oriental de esta área de Basamento Somero se ha situado al Suroeste de los Anticlinales de Ciénega del toro y Sierra Borrada y al Oeste del anticlinal El Labrador, mientras que su límite occidental se ubicó a lo largo de los últimos afloramientos de los pliegues secundarios del Anticlinal El Potosí (Figura 3.11). En el desarrollo de los pliegues de esta área influyó principalmente la poca profundidad estructural del basamento y

secundariamente las variaciones litológicas de las formaciones mesozoicas (Padilla y Sánchez, 1985).

Área de Vergencia Opuesta

Se conforma de pliegues apretados, elongados, asimétricos, recostados y cuyos planos axiales buzcan aproximadamente 50° NE. Esta área se encuentra localizada inmediatamente al Oeste del área de Basamento Somero. Los anticlinales de: El Zorrillo, el Orégano y El Gateado son los pliegues incluidos en ella. Estos tienen una orientación aproximada $N 65^\circ W$, la cual es más o menos paralela al rumbo general de las estructuras que los rodean; pero sus planos axiales buzcan un promedio de 60° al NE, lo cual es completamente opuesto a la vergencia regional de los pliegues en la CM (Figura 3.11). En esta área no existe evidencia de importantes variaciones litológicas que hubiesen controlado el desarrollo de pliegues; pero es razonable asumir que el basamento debajo del Anticlinal El Potosí no sólo influyó, sino que fue la causa de la vergencia anómala de estas estructuras (Padilla y Sánchez, 1985).

Área del Anticlinal de La Silla

Es una estructura completamente diferente de las anteriormente descritas, ya que es simétrica en sus extremos y asimétrica, afallada y recostada en su parte central. Por lo que es completamente diferente del resto de los pliegues presentes en la CM. Además de estar localizado fuera de los límites arbitrarios establecidos para la región, la principal diferencia de este pliegue es que es una estructura simétrica en sus extremos, mientras que su parte media se encuentra recostada al Noreste, es asimétrica y está complicada por una falla inversa (Figura 3.11). Otra diferencia importante es que el rumbo de este pliegue, oblicuo al rumbo general de los pliegues de la SMOr, es casi paralelo a la traza aflorante de la Cabalgadura Frontal, presente a lo largo del frente oriental de la SMOr (Padilla y Sánchez, 1985).

Se caracteriza por ser un pliegue elongado, apretado, “abierto” (desmantelado) simétrico y asimétrico, parcialmente recostado, que tiene un rumbo $N 30^\circ W$, una longitud de 42 km y una longitud de onda de aproximadamente 5 km. Se identifica por la fuerte inclinación de sus flancos y sus extremos, en donde su plano axial es casi vertical, mientras que en su parte central el plano axial buza un promedio de 70° al SW. La falla inversa presente en su parte media, es la responsable de la ausencia de su flanco Noreste (Figura 3.11). En su extremo

Sureste la estructura se bifurca en dos pequeños anticlinales que buzan suavemente hacia el SE. No existe evidencia de control estratigráfico en esta estructura, pero es muy probable que el horst de la Isla de San Carlos haya influido para dar a este pliegue su peculiar forma (Padilla y Sánchez, 1985).

3.2.3 Evolución estructural

El levantamiento del cinturón de la SMOr ha sido interpretado como producto de un *décollement* regional y despegue de la secuencia marina del Mesozoico Superior, disparado por la acreción del Terreno Guerrero-Alisitos y el cambio del ángulo de subducción que controló la migración del magmatismo de arco del Oeste de México hacia la parte interna del continente entre 80 y 40 Ma (Coney, 1976; Coney y Reynolds, 1977; Dickinson y Snyder, 1978; Clark *et al.*, 1981 en Chávez-Cabello, *et al.*, 2011); lo anterior, aceleró la regresión marina regional en el NE de México. Las estructuras asociadas al *décollement* representan una deformación típica de cobertura culminando con el cabalgamiento de la secuencia sobre altos de basamento hacia el NE en Chihuahua, hacia el Norte en el Sur de Coahuila y hacia el E-NE entre Monterrey y Teziutlán, Puebla (Ye, 1997 en Chávez-Cabello, *et al.*, 2011).

Factores como: altos de basamento, el depocentro (canal de Monterrey) y el espesor de la secuencia de evaporitas en la base de las rocas sedimentarias marinas, controlaron la geometría y los estilos de la deformación en la CM (Padilla y Sánchez, 1982; Marrett y Aranda-García, 1999 en Chávez-Cabello *et al.*, 2004).

Los esfuerzos máximos de la Orogenia Laramide (Paleógeno Tardío-Eoceno Temprano) son los causantes de los rasgos estructurales de esta región. Las formas arqueadas de los pliegues de esta área fueron producidas cuando las rocas mesozoicas se deslizaron regionalmente hacia el Noreste sobre evaporitas y lutitas del Jurásico Superior, las cuales a su vez fueron “acarreadas” por el frente del alóctono y prácticamente “comprimidas” hacia el norte, entre los bloques más estables de las paleo-islas de Coahuila y San Carlos. Ambos *horsts* actuaron como barreras contra las cuales las rocas sedimentarias mesozoicas fueron plegadas y falladas (Padilla y Sánchez, 1985).

Como se ha expuesto anteriormente, la vergencia general de los pliegues (recostados hacia el Norte y Noreste), indica que la dirección de movimiento del total de la cadena montañosa fue hacia el Noreste (Figura 3.13), pero las direcciones locales indicadas por las diferentes

vergencias sugieren que dentro de la CM existieron varias “placas de deslizamiento por *décollement*” (*décollement glide sheets*) que se movieron independientemente entre ellas en diferentes direcciones y corresponden al área norte, área Sur, área de Basamento Somero, área de Vergencia Opuesta y área del Anticlinal de La Silla (Figuras 3.13 y 3.14) (Padilla y Sánchez, 1985).

Las direcciones promedio de movimiento de cada una de estas “placas de deslizamiento por *décollement*” fueron calculadas por Padilla y Sánchez (1985) como: área Norte 0° N; área Sur 30° al NE; área de Basamento Somero 45° NE; área de Vergencia Opuesta 40° SW; Anticlinal de la Silla 60° NE. Siendo la dirección promedio de movimiento de toda la CM calculada en 30° hacia el NE (Figura 3.14).

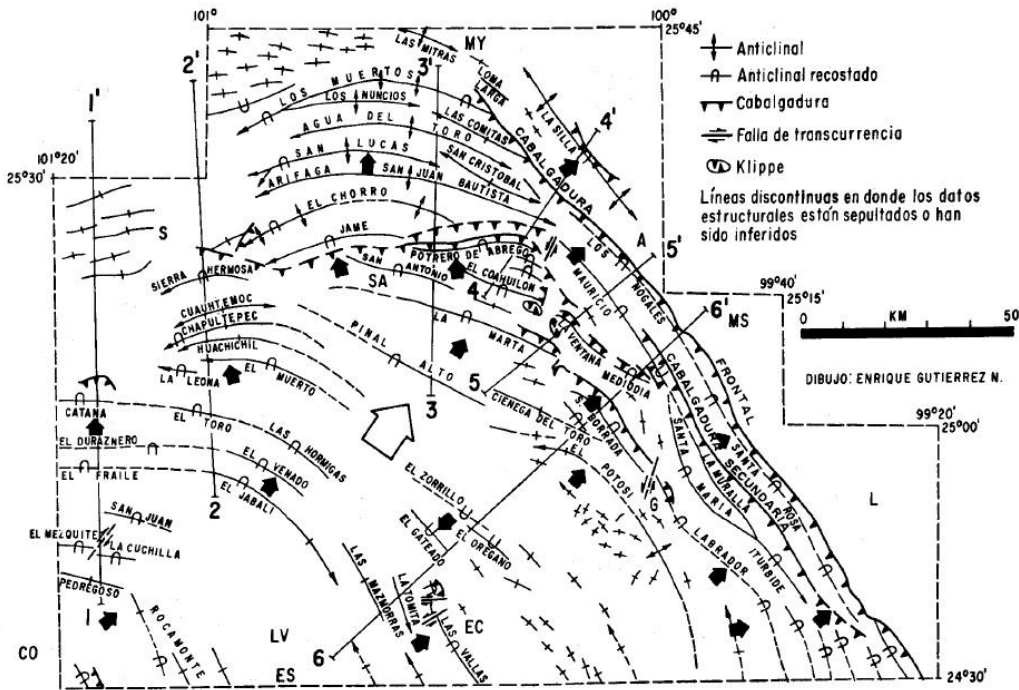
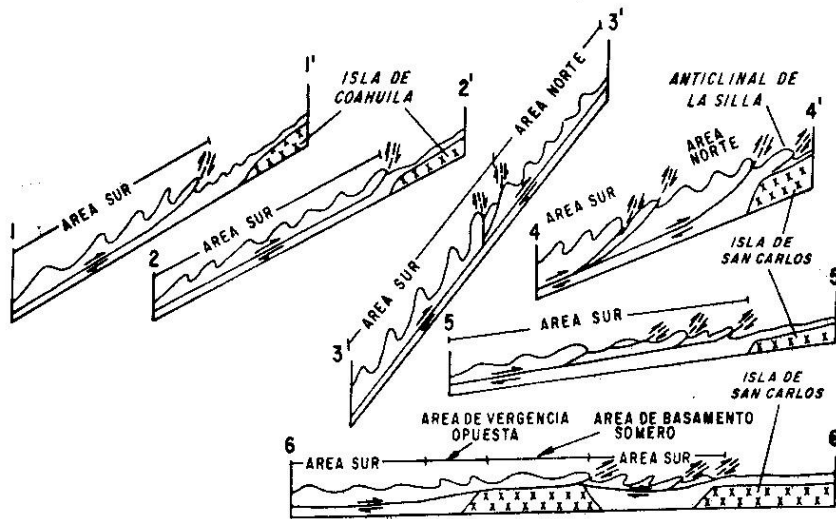


Figura 3.13. Mapa estructural de la Curvatura de Monterrey mostrando direcciones locales (flechas negras) y regionales (flechas en blanco) de deslizamiento por *décollement*. Incluye la localización de secciones esquemáticas de la figura 3.14 (Padilla y Sánchez, 1985).



ESTIMACIONES MINIMAS DE ACORTAMIENTO (EXCLUYE EL BASAMENTO):
 ÁREA NORTE - 30%
 ÁREA SUR - 50%
 ÁREA DE VERGENCIA OPUESTA - 45%
 ÁREA DE BASAMENTO SOMERO - 20%
 ÁREA DEL ANTICLINAL DE LA SILLA - 30-40%

Figura 3.14.- Secciones esquemáticas de la Curvatura de Monterrey (Padilla y Sánchez, 1985).

Padilla y Sánchez (1985), explica las posibles causas que originaron las formas distintivas de los pliegues para las cinco áreas descritas anteriormente, siendo la CM resultado de un *décollement* regional hacia el Noreste (Haarmann, 1917; Humphery, 1956; de Cerna, 1956), se tiene que:

Lo periódico del sistema de pliegues del área Norte (Figura 3.11) es resultado del deslizamiento “libre” de esta “placa de *décollement*” hacia el Noreste, en medio de los *horsts* de la isla de Coahuila y San Carlos, facilitado por la gruesa secuencia de evaporitas y lutitas de Jurásico Superior (estas rocas dúctiles, también fueron afectadas y transportadas hacia el norte, entre el alóctono y el autóctono, produciendo estructuras diapíricas en el extremo Sureste del Golfo de Sabinas). La forma arqueada de los pliegues de esta área es probablemente resultado de un “retraso” relativo en su movimiento al norte, causado por los mismos *horsts*, los cuales propiciaron el recostamiento de los pliegues de los extremos suroccidentales de los anticlinales El Chorro y San Lucas, así como el recostamiento de ambos extremos del Anticlinal de Los Muertos (Figura 3.11).

Cuando el área Norte finalizó su movimiento, el área Sur continuó desplazándose hacia el Noreste. La Isla de San Carlos impidió el movimiento hacia el Noreste del área Sur

produciendo las cabalgaduras Frontal y Secundaria. Por otro lado, la Isla de Coahuila también impidió el movimiento de la secuencia sedimentaria desprendida, con la excepción de que posiblemente su borde Sur tenía mucho menos inclinación que el borde occidental de la Isla de San Carlos, lo que provocó que los pliegues y fallas resultantes fueran menos prominentes y que se arquearan ligeramente hacia el Noroeste, como los anticlinales de Sierra Hermosa, Cuauhtémoc, Chapultepec, Huachichil y El Muerto (Figura 3.11).

Las fallas inversas y cabalgaduras presentes en el área Sur parecen ser contemporáneas al plegamiento. Sin embargo, es posible que el fallamiento fuera iniciado en las etapas finales del plegamiento, ya que casi todas las cabalgaduras están localizadas a lo largo de los flancos invertidos de los pliegues, lo cual sugiere que este proceso tuvo lugar inmediatamente después de que el plegamiento ocurrió. Por otro lado, las fallas laterales presentes en la CM, principalmente en el área Sur, se desarrollaron después del plegamiento y fallamiento inverso. Ya que las fallas laterales se encuentran desfasando tanto a ejes de pliegues como a cabalgaduras; ejemplo de esto son los anticlinales de Sierra Borrada y El Labrador.

El área de Vergencia Opuesta es interpretada como el resultado de la influencia de la parte noroccidental del área de Basamento Somero, la cual impidió parcialmente el movimiento hacia el Noreste de la secuencia Mesozoica desprendida, propiciando al mismo tiempo el recostamiento hacia el Suroeste de los anticlinales de El Orégano, el Zorrillo y El Gateado (Figura 3.11), así como también el Anticlinal de Potosí sobre el sitio del área de Basamento Somero.

Se sugiere que el Anticlinal de la Silla tiene su origen debido a que el alto del basamento (Isla de San Carlos) actuó como barrera, en contra de la cual solamente la parte central de este anticlinal fue recostada y cabalgada sobre el mencionado *horst* (Figura 3.15).

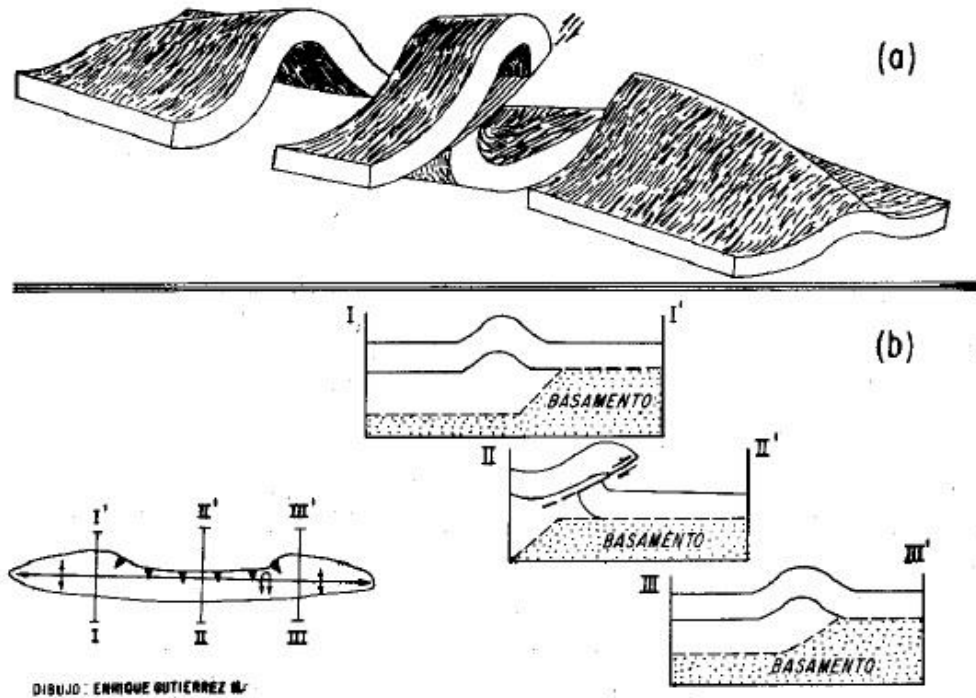


Figura 3.15.- Diagrama mostrando la estructura general del Anticlinal de La Silla; b) mapa y secciones idealizadas del Anticlinal de La Silla mostrando la posible posición relativa del borde occidental de la Isla de San Carlos (indicada como basamento) y su influencia en el origen de este pliegue (Padilla y Sánchez, 1985).

Las cinco áreas de diferentes estilos estructurales que han sido identificadas por Padilla y Sánchez (1985) constituyen en conjunto un sistema de estructuras muy particular. Siendo el área Norte de la CM caracterizada por su sistema de pliegues sinusoidales, simétricos y con planos axiales sensiblemente verticales; por otro lado, el área Sur, área de Basamento Somero y área de Vergencia Opuesta muestran pliegues recortados, en ocasiones isoclinales, simétricos y asimétricos y numerosas fallas inversas; mientras que el área del Cerro de La Silla es considerada como una excepción, ya que su estilo estructural es totalmente diferente a los demás así como su origen. Así, la CM en su conjunto es una parte de la SMO que tiene características estructurales propias, que difieren de las áreas vecinas como las Sierras Transversas (cabalgaduras y pliegues isoclinales) o de la Plataforma de Valles-San Luis Potosí (pliegues kink y cabalgaduras de poco desplazamiento).

CAPÍTULO 4.

ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO-ESTRUCTURAL

El relieve está constituido por multitud de formas diferentes que, descritas e interpretadas adecuadamente, pueden ser aisladas y clasificadas de modo coherente (Sala, 1984). La conjunción de estas formas en un área determinada es lo que confiere un carácter específico a los diversos paisajes que la conforman.

La finalidad de este trabajo es exponer una cartografía geomorfológica de la región, a modo de clasificar las características geomorfológicas con base en el análisis morfométrico y geológico de la zona de estudio, para lo cual se utiliza una escala de trabajo mediana, correspondiente a 1:500,000. Por las dimensiones de la región y por la información disponible, el análisis tiene un carácter regional, donde se generalizan las unidades del relieve definidas por una morfogénesis estructural y tectónica.

4.1 Metodología

Para el desarrollo de este trabajo se tomó en cuenta como primera instancia la accesibilidad de la información para ser manejada, así como las dimensiones del lugar (25,340 km²). Por lo anterior, se dispuso utilizar una escala mediana la cual permite un análisis regional acorde al área de estudio, misma que puede ser manejada con comodidad por medio de un SIG (Sistema de Información Geográfica) donde la base de trabajo es la información altimétrica que se conforma de las cartas topográficas obtenidas de INEGI en formato digital. El Modelo Digital de Elevación (MDE) es pieza clave del análisis morfométrico, para el estudio del relieve y la parametrización de sus características, por lo tanto es fundamental para el desarrollo de este trabajo.

4.2 Morfometría

Gran parte de la información geomorfológica y de cualquier índole que se manifiesta sobre un lugar puede ser georreferenciada, y ello justifica la necesidad de los Sistemas de

Información Geográfica (SIG) como herramientas para un análisis del territorio, sin dejar de lado que los procesos que estudiamos en un SIG, la gran mayoría requieren un conocimiento exhaustivo de la superficie sobre la que se desarrollan, el cual es sustentado en la teoría y el campo.

Modelos Digitales de Elevación (MDE)

Estos modelos proporcionan una representación 3D del área de investigación, lo que permite observaciones de diferentes puntos de vista y con diferentes escalas verticales. Estos también pueden ser por drapeado sobre las fotografías aéreas, mapas topográficos, mapas geológicos y mapas geomorfológicos. Por otra parte, los datos morfométricos, como gradientes de pendiente, aspecto de pendiente, orientación de laderas, rugosidad de la superficie, así como los parámetros relativos a las redes hidrográficas pueden ser extraídos automáticamente de este modelo. La distribución espacial de estos parámetros permite inferir la variabilidad de procesos hidrológicos, geomorfológicos y biológicos en el paisaje. La disponibilidad de un MDE detallado permite el análisis de la morfología del paisaje y los procesos relacionados en términos de morfometría topográfica o geomorfometría (Smith, Paron, y Griffiths, 2011).

El MDE se realizó a partir de la información vectorial de 30 cartas topográficas: G14C23 a G14C28; G14C33, a G14C38, G14C43, a G14C48; G14C53, a G14C58; G14C63, a G14C68; escala 1:50,000. Con una resolución de 20 m por celda. Donde el programa utilizado, interpola la información altitudinal (curvas de nivel) para crear el modelo, esto a partir de una estructura irregular llamada TIN (*Triaungulated Irregular Network*), el cual es un espacio tridimensional; en el que cada punto se define a través de tres coordenadas independientes (x , y , z), así, se hace posible estudiar superficies complejas como la de la región de estudio.

A partir del MDE se obtuvieron los siguientes mapas: hipsométrico, pendientes, orientación de laderas, curvatura y energía del relieve, los cuales son la base de la interpretación morfométrica, también se elaboró el mapa de red y densidad de drenaje; y el de lineamientos. La interpretación morfométrica se correlaciona con las secciones y cartografía geológica a fin de regionalizar los rasgos del relieve más sobresalientes de la zona de estudio.

4.2.1 Hipsometría

El *mapa hipsométrico* o *altimétrico* muestra los rasgos más significativos del relieve a partir de los principales intervalos de altitud existentes. Es de gran importancia ya que muestra la primera aproximación a las formas del relieve, así como su configuración general, por el contraste altitudinal que las expone.

Los cortes que definen los intervalos del mapa se eligieron a partir de la diferencia máxima y mínima de los valores altitudinales, lo cual aunado a la morfología montañosa de la región dio pauta para establecer 19 intervalos cada 200 m, representados por una gama de colores (Mapa 4.1).

A partir de este mapa se define la primera clasificación general del relieve del área de estudio, donde se identifican claramente dos regiones o bloques, que varían tanto en altitud como en rugosidad del relieve.

La división entre estas dos regiones es claramente delineada en dirección NW-SE, encontrándose al Este la Llanura Costera del Golfo de México (LlCGM) la cual se muestra con valores altitudinales de entre 180 y 600 m. Su relieve es suave y ligeramente inclinado hacia el Golfo. Los sedimentos y materiales provenientes de la Sierra Madre Oriental (SMOr), se acumulan en sus planicies ya que gran parte de las cuencas de la zona, drenan sus aguas hacia esta región. También se aprecia que la planicie se encuentra disectada por estas corrientes que se alinean en función de los remanentes de relieve que se encuentran cerca del frente de montaña, formando ondulaciones alargadas y pequeños lomeríos sobre conglomerados, lutitas y areniscas (producto de la erosión de la SMOr).

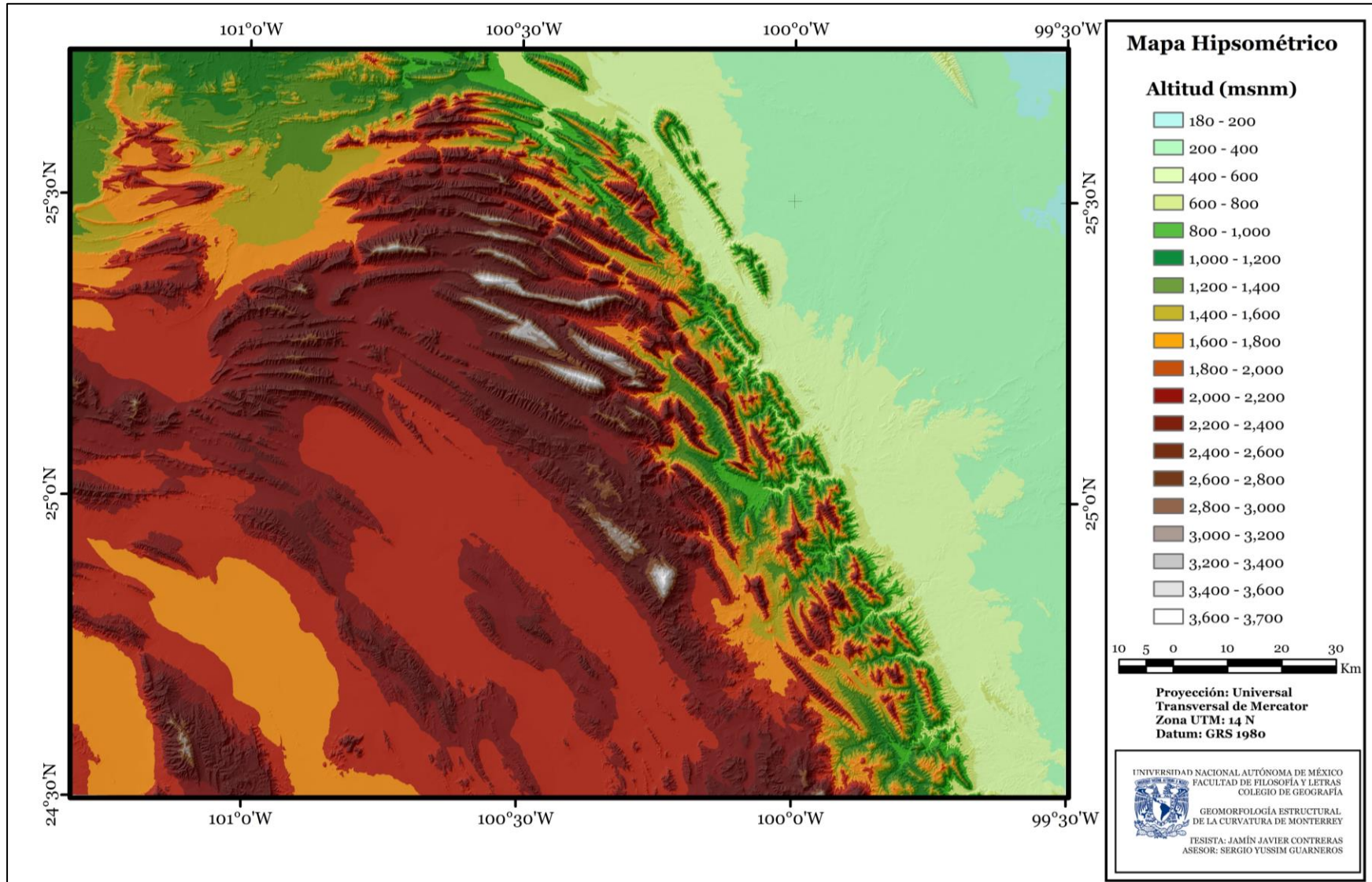
Conforme se avanza hacia el Oeste, la planicie aumenta de altitud, la cual se incrementa drásticamente a 1000 msnm al encontrarse con el frente de montaña de la SMOr, el cual es definido por una cabalgadura estableciendo el límite entre los dos bloques. En esta región el relieve muestra una complejidad mayor, pues se compone de alineaciones montañosas que varían tanto en valores de altitud (de 1,000 a más de 3,700 m) así como en la dirección en que se alinean, ya que hacia el Norte se hace más evidente la característica forma arqueada del plegamiento (predominando las direcciones: NW-SE, E-W y NE-SW), de ahí el nombre de *Curvatura de Monterrey* (CM) (o *Saliente de Monterrey*). Además, es en este sector

donde se encuentran las mayores elevaciones (arriba de los 3,000 msnm), lo cual puede asociarse a un mayor levantamiento, provocado por las fallas inversas que se localizan en este sector y que truncan a los pliegues.

Los valles intermontanos que se encuentran entre las sierras plegadas por lo general muestran un desnivel entre los 1000 m, considerándose poco profundos en comparación con la variedad de altitudes en la región, sin embargo, exponen el trabajo de los procesos erosivos. Estos valles son más estrechos hacia la zona N de la Curvatura, mientras que conforme se avanza hacia el S son más amplios, esta condición se explica por la amplitud de los pliegues, siendo más corta hacia el Norte que hacia el Sur. Y es en los valles estrechos donde las corrientes principales fluyen mientras que en los que son más amplios se acumulan aluviones y la formación de suelos.

Al centro del mapa y en dirección SW se encuentra una altiplanicie de entre 1,600 y 2,000 msnm, interrumpida por sierras aisladas con dirección NW-SE, correspondientes a anticlinales en su mayoría, simétricos; los cuales a su vez, son limitados por fallas normales, lo que explica el desnivel de la zona, esto también provoca que sus partes más bajas tengan la función de cuencas endorreicas, donde se desarrollan procesos evaporíticos, por los materiales sedimentarios que provienen de las sierras. También hay zonas donde las fallas laterales modifican la continuidad de las sierras; un ejemplo se muestra en esta zona al SW del mapa.

La zona NW del mapa, donde termina el frente de montaña de la SMOr, corresponde a los Pliegues Saltillo-Parras, cuya configuración estructural es diferente a la de la CM por lo que la morfología también, predominando unas sierras alargadas en dirección E-W, constituidas en su mayoría por materiales clásticos (areniscas y lutitas de la Fm. Parras).



Mapa 4.1- Hipsometría de la Curvatura de Monterrey.

4.2.2 Pendientes

La pendiente se relaciona con la morfología y dinámica de todas las formas del relieve y constituye un factor que favorece la delimitación de los procesos y los tipos de formas que se encuentran en la superficie.

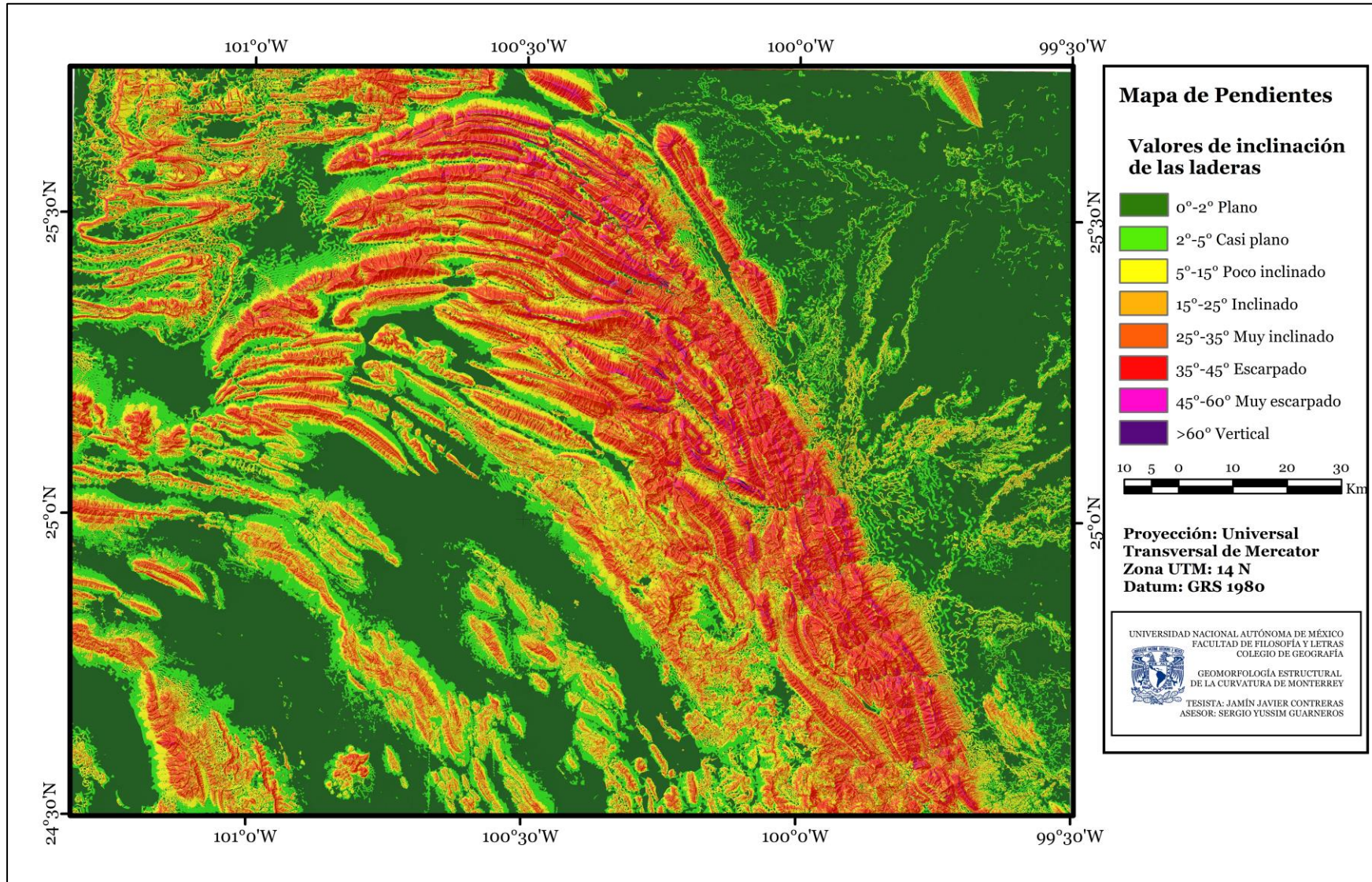
El análisis morfométrico debe estar basado en su unidad de referencia, es decir, la *pendiente* del terreno (De Pedraza, 1996), la cual se refiere a la inclinación de una superficie medida entre dos puntos, resultado de la altura vertical dividida entre la distancia horizontal correspondiente (Lugo, 2011). La inclinación del terreno con respecto a la horizontal se establece a partir de escalas, ya sean cuantitativas (grados o porcentajes) o cualitativas (expresión literal). Los primeros referidos en grados, van entre 0° y 90° del ángulo de inclinación o porcentaje en la misma (el 100% representa un ángulo en 45°), es decir, relación porcentual entre elevación (altura) y desplazamiento en la horizontal (distancia proyectada).

Su estimación es sencilla a partir del MDE y se basa en el cálculo de la pendiente de un plano de ajuste en cada celda del modelo (Felicísimo, 1999; Sarria, 2004 en Dolorinda, 2007). Siendo la tasa de cambio máximo en el valor z desde cada celda, calculando la tasa máxima de cambio del valor de esa celda a sus vecinas.

A partir del MDE se generó el Mapa de Pendientes, al cual se le asignaron 8 rangos: 0° - 2° (Plano), 2° - 5° (Casi plano), 5° - 15° (Poco inclinado), 15° - 25° (Inclinado), 25° - 35° (Muy inclinado), 35° - 45° (Escarpado), 45° - 60° (Muy escarpado) y $>60^\circ$ (Vertical).

El mapa de pendientes resulta muy ilustrativo a la hora de diferenciar las formas del relieve, pues una modificación en sus valores denota un cambio en la litología o en los rasgos estructurales como la inclinación de los estratos o de las superficies de las fallas, así como de procesos geomorfológicos asociados a movimiento de laderas y fluviales (Mapa 4.2).

En general, las pendientes que nos interesan son a partir de los 15° pues ya nos hablan de una inclinación posiblemente asociada a la de los mismos estratos. En la región es de esperarse que sean las condiciones estructurales las que determinen los valores de inclinación del relieve y que además den pauta para inferir zonas más o menos propensas al



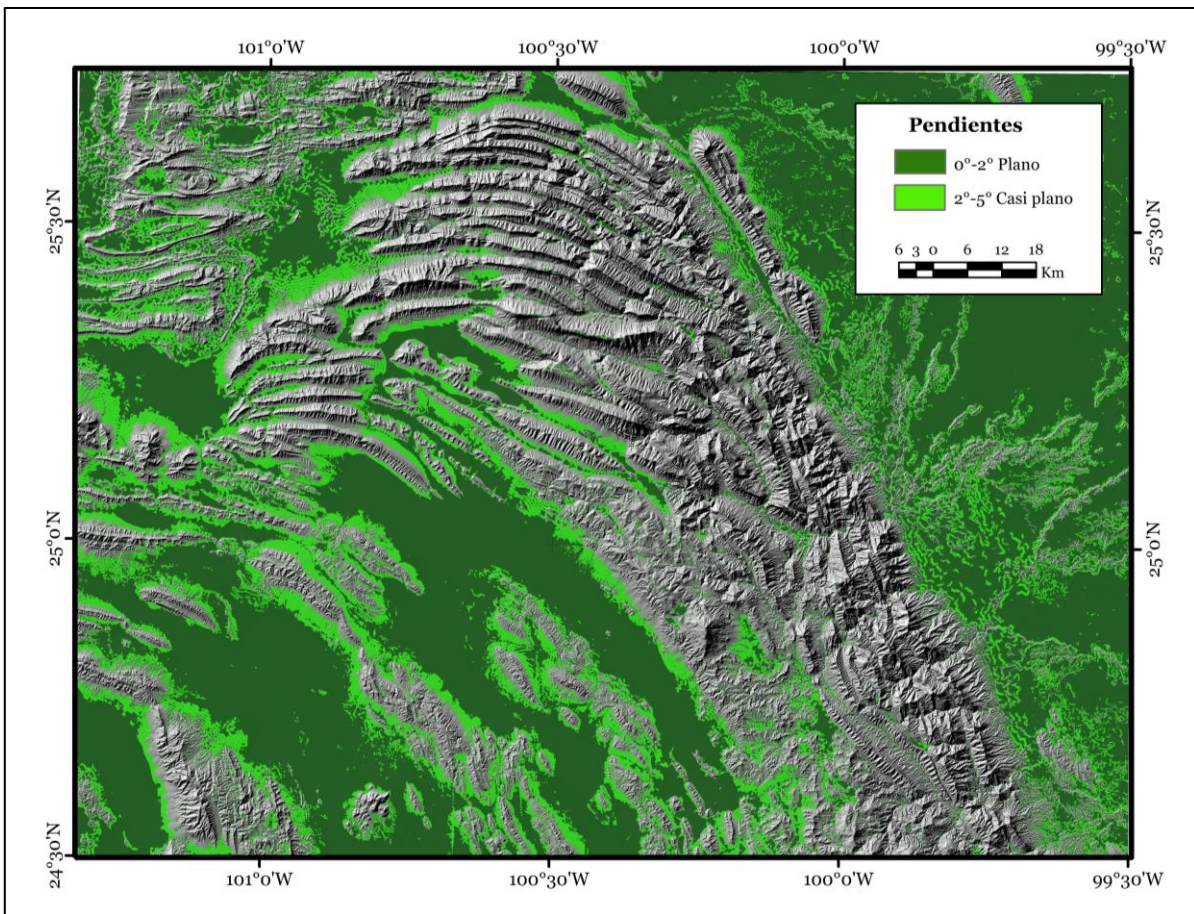
Mapa 4.2.- Pendientes de la Curvatura de Monterrey.

GEOMORFOLOGIA ESTRUCTURAL DE LA CURVATURA DE MONTERREY

desarrollo de procesos gravitacionales donde se encuentren superficies con valores mayores a 30° . El procesamiento del MDE arrojó valores de inclinación de 85° para zonas que son prácticamente verticales y que en mapa se encuentran en el rango de valores $>60^\circ$ de inclinación. El desarrollo de estos procesos también dependerá de las características de los materiales, de que tan consolidados estén y el grado de fracturamiento que tengan.

Para una mejor visualización de estos caracteres se elaboraron otros mapas separando las pendientes en función de sus valores (Mapa 4.2a, 4.2b, 4.2c, 4.2d y 4.2e).

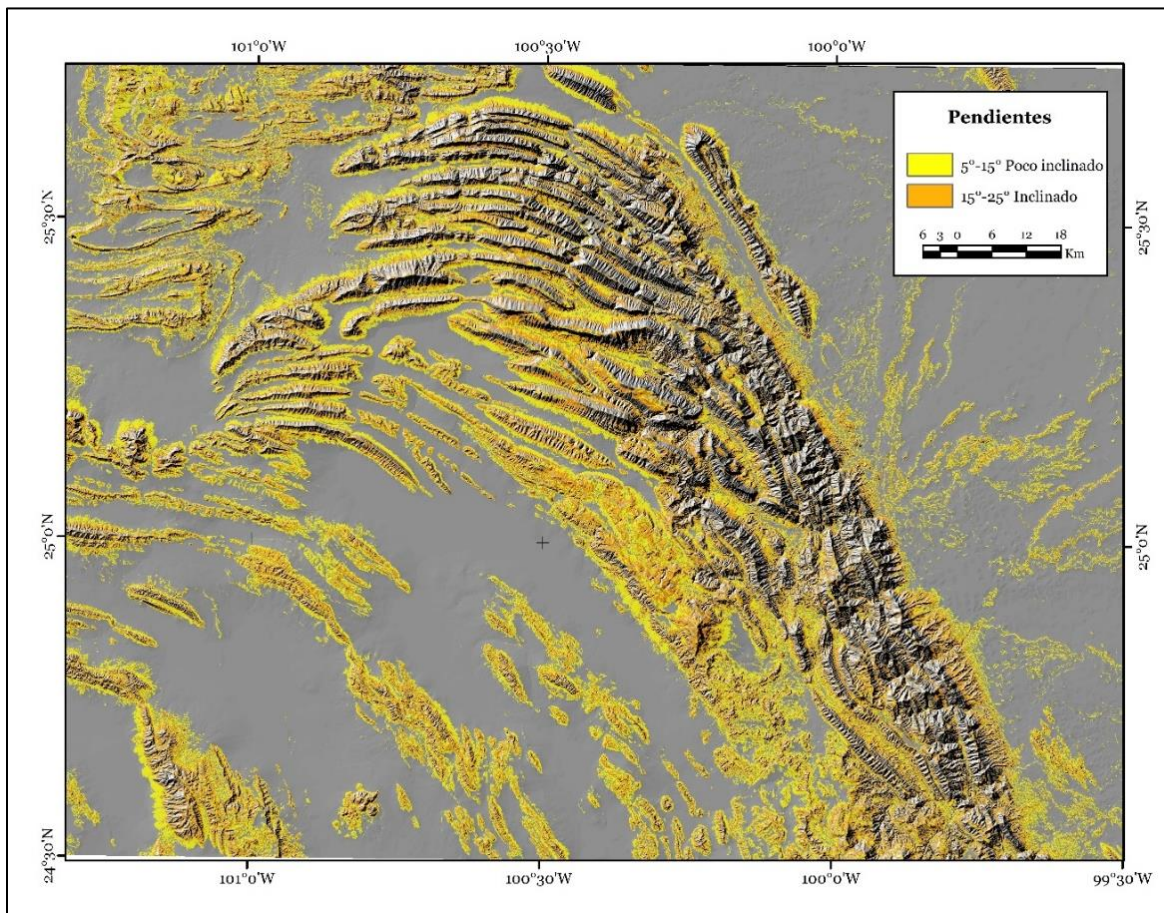
Las superficies cuya pendiente es *plana* (0° - 2°) resaltan en la mayor parte del mapa, sobre las planicies tanto de la LICGM como de la SMOr y entre los valles de ésta; aquí prevalecen los procesos acumulativos. De igual forma las pendientes *casi planas* (2° - 5°) se muestran en las zonas más bajas y suaves (Mapa 4.2a).



Mapa4.2a.- Pendientes plana, cuyos valores no superan los 5° de inclinación en el área de estudio.

Las pendientes de *poca inclinación* (5° - 15°) corresponden al piedemonte, donde comienza la transición entre la planicie y la zona montañosa, además de delinear prácticamente a todas las estructuras plegadas, pues se les haya alrededor y entre las sierras de la región. Con excepción de la Sierra El Potosí, la cual es una de las zonas más elevadas en la que predominan estos valores de inclinación a lo largo de prácticamente toda su superficie, lo cual se asocia tanto a sus condiciones estructurales (pliegue desmantelado, asimétrico y abierto) como a las rocas que la componen: calizas, calizas arcillosas, lutitas carbonosas, lechos rojos y yesos, los cuales aparentemente se muestran como poco resistentes pues la zona se encuentra muy erosionada y sinuosa.

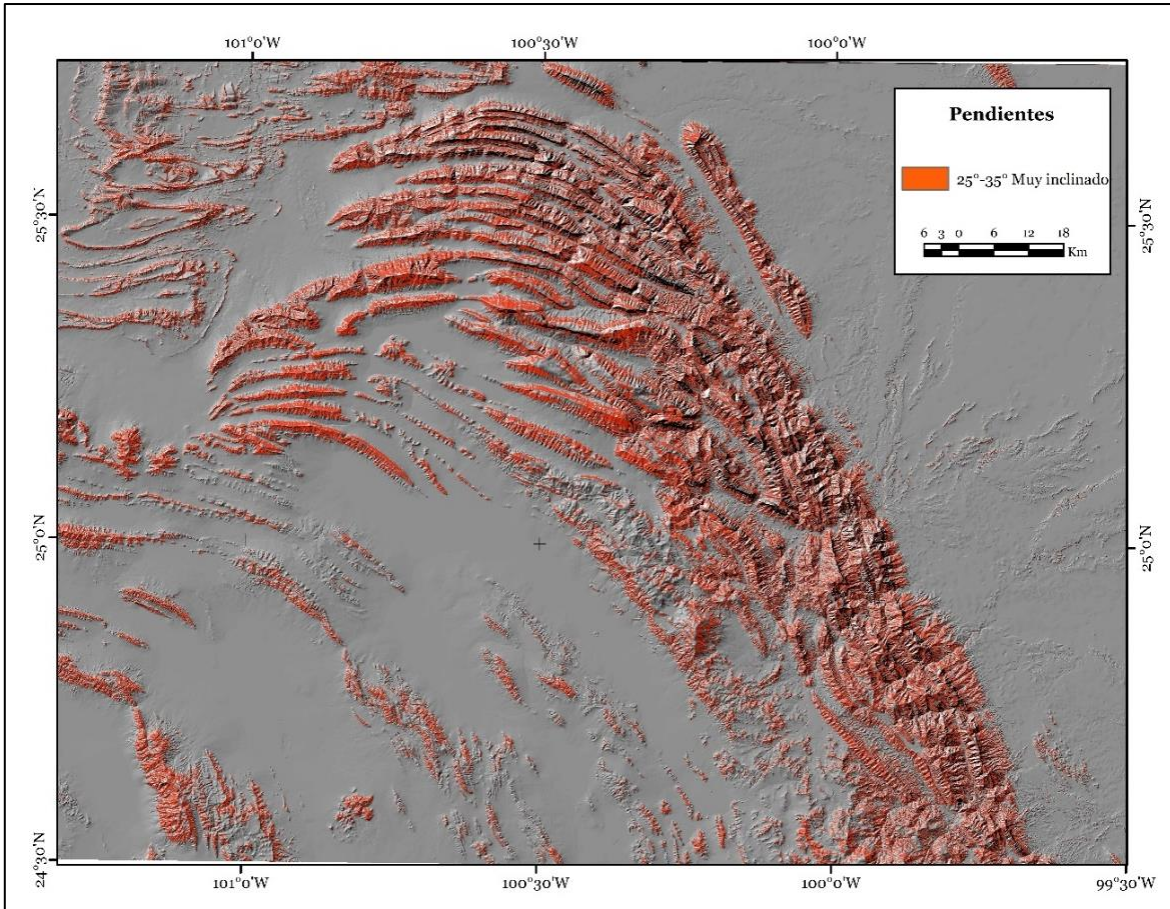
Las superficies cuya inclinación va de los 15° a los 25° (pendientes *inclinadas*), se extienden por la gran mayoría de las laderas, ya sea cerca de las partes bajas o en las cimas de estas (Mapa 4.2b). Por lo general, estas inclinaciones aun permiten estabilidad de los materiales, por lo que representan zonas donde no hay acción erosiva significativa.



Mapa 4.2b.- Pendientes inclinadas, valores de 5° a 25° .

GEOMORFOLOGIA ESTRUCTURAL DE LA CURVATURA DE MONTERREY

De 25° a 35° se encuentran las pendientes *muy inclinadas* (Mapa 4.2c) su distribución se haya prácticamente a lo largo de toda la zona plegada, de forma proporcional sobre sus flancos. Mientras que al SW del anticlinal El Potosí se muestran de forma alineada a esta estructura evidenciando la zona de escarpe de la falla normal que separa este alto de altiplanicie.

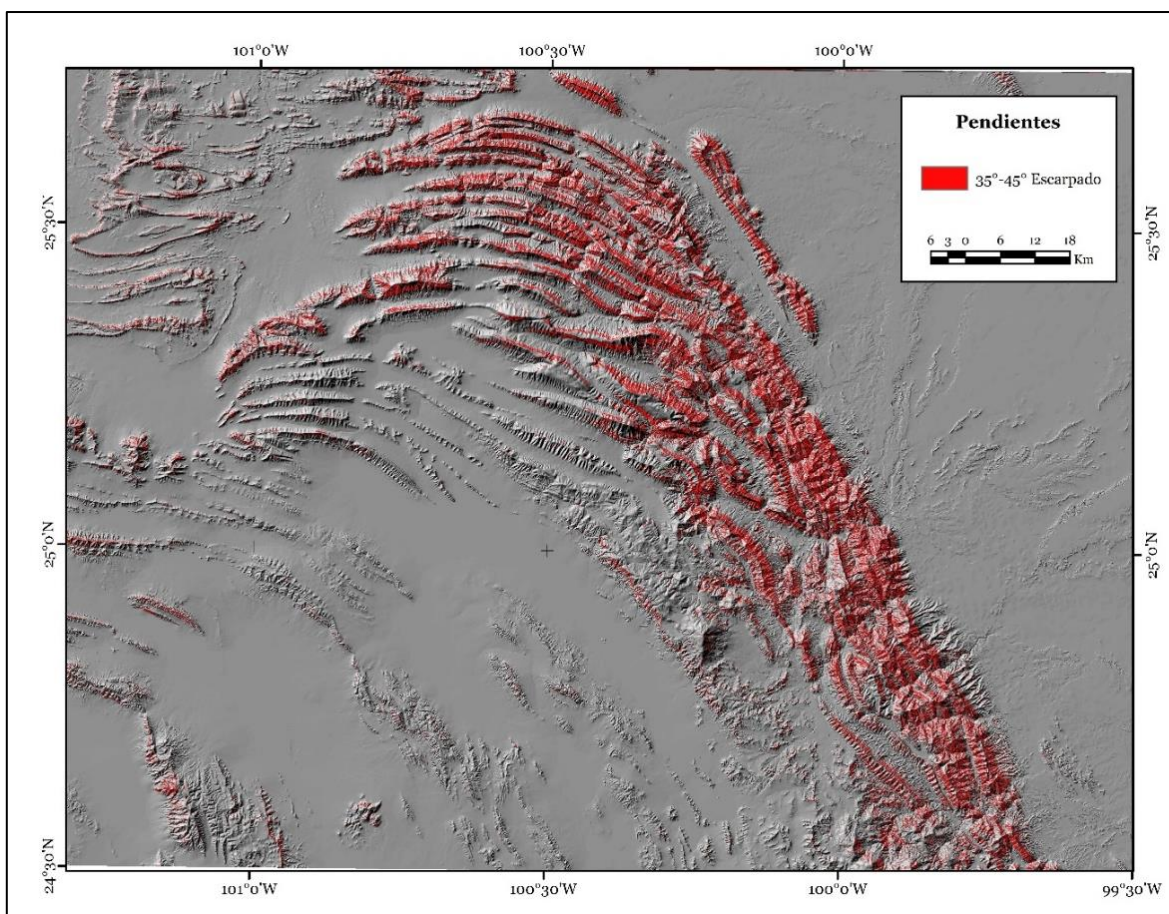


Mapa 4.2c.- Superficies con pendiente muy inclinada de 25 a 35°.

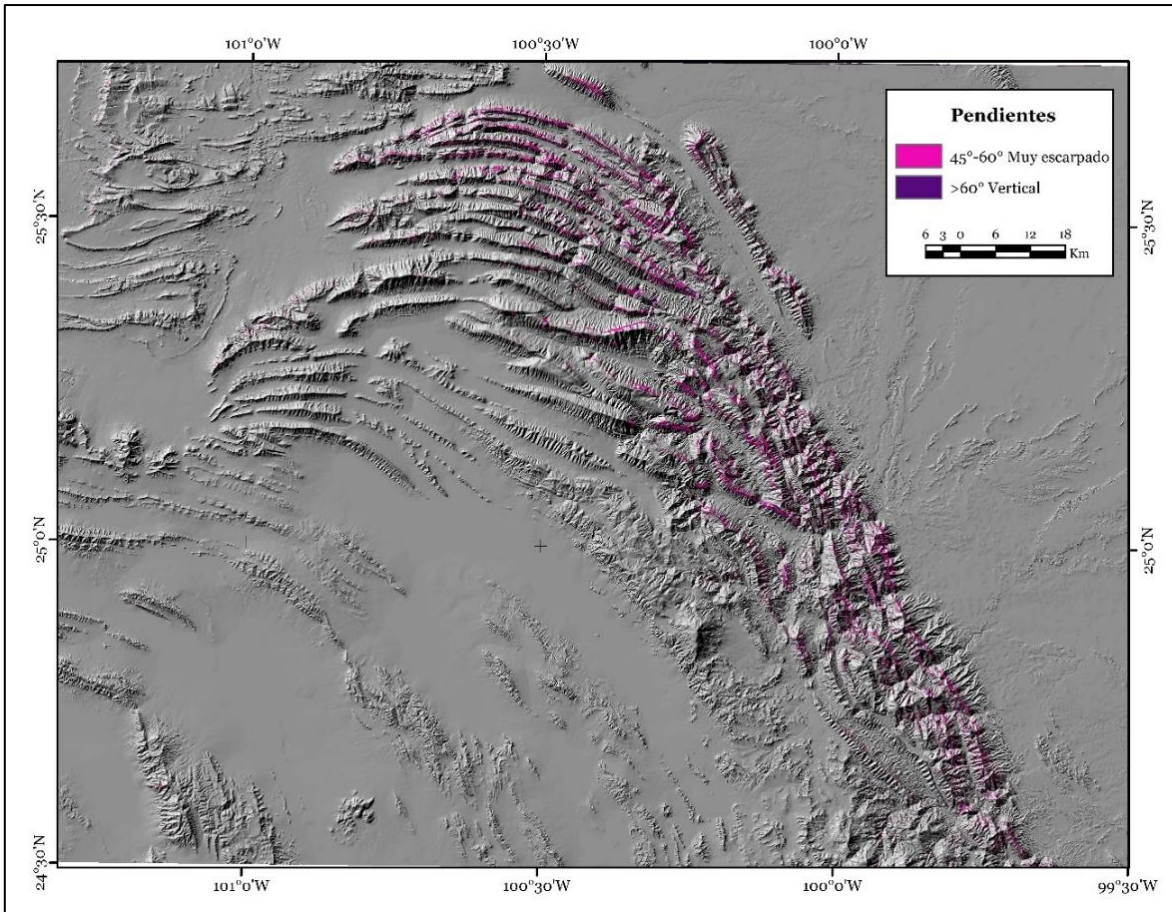
En las pendientes *escarpadas* (35°-45°) es más probable el desarrollo de procesos asociados a la inestabilidad de los materiales en las laderas (Mapa 4.2d). Su distribución se encuentra un poco más restringida que las pendientes *muy inclinadas*, predominando en los pliegues de la Curvatura, así como en sus partes más altas.

Las pendientes cuya inclinación es *muy escarpada* (45°-60°) aún se extienden en la mayoría de las elevaciones del mapa, pero se encuentran en mayor proporción en la Curvatura,

asociadas a las pendientes *verticales* ($>60^\circ$), las cuales se hayan alineadas a lo largo de las cimas de las sierras al Norte, donde de hecho los pliegues se encuentran más apretados lo que provoca que en sierras como la de Los Muertos, los estratos se hallen verticales. También se encuentran en los valles que cortan las sierras (Mapa 4.2e). Aquí los procesos erosivos son fuertes y es de esperarse que se produzcan procesos gravitacionales como caídas de bloques, pues por lo general las rocas que afloran en la región donde se extienden las pendientes mayores, son calizas arrecifales, fracturadas, cuyos estratos son prácticamente verticales; así como una mayor energía de los procesos fluviales asociados a la escorrentía.



Mapa 4.2d.- Superficies escarpadas, con pendientes de 35° a 45° .



Mapa 4.2e. Pendientes muy escarpadas y verticales.

4.2.3 Orientación de laderas

La orientación del terreno es el ángulo medido en la dirección horaria desde el Norte (acimut) hasta donde se produce la máxima pendiente. Es un parámetro calculado a partir del MDE y es la dirección donde se produce el máximo grado de cambio en la altitud en cada celda con respecto a sus 8 vecinos (Dolorinda, 2007). Puede pensarse como la dirección de la pendiente; se expresa en grados positivos de 0 a 360°, medidos en el sentido de las agujas del reloj desde el Norte. Las áreas planas que no tienen dirección de pendiente descendente tienen un valor de -1. Por lo anterior, los valores del raster de salida serán la dirección de brújula de la orientación. De estos valores resultaron 8 clases (Norte, Sur, Este, Oeste e intermedias entre ellas; Ver Mapa 4.3 y Figura 4.1).

En la región, la orientación preferente de las laderas se encuentra asociada directamente a la posición de los pliegues y fallas, así como a la dirección predominante del movimiento

orogénico; esta dirección es NE. Seguida de las que apuntan hacia el SW, N y E. A la orientación de las laderas se asocian otros factores como la cantidad de Sol que recibe la zona, la precipitación, la vegetación y; los procesos erosivos y gravitacionales.

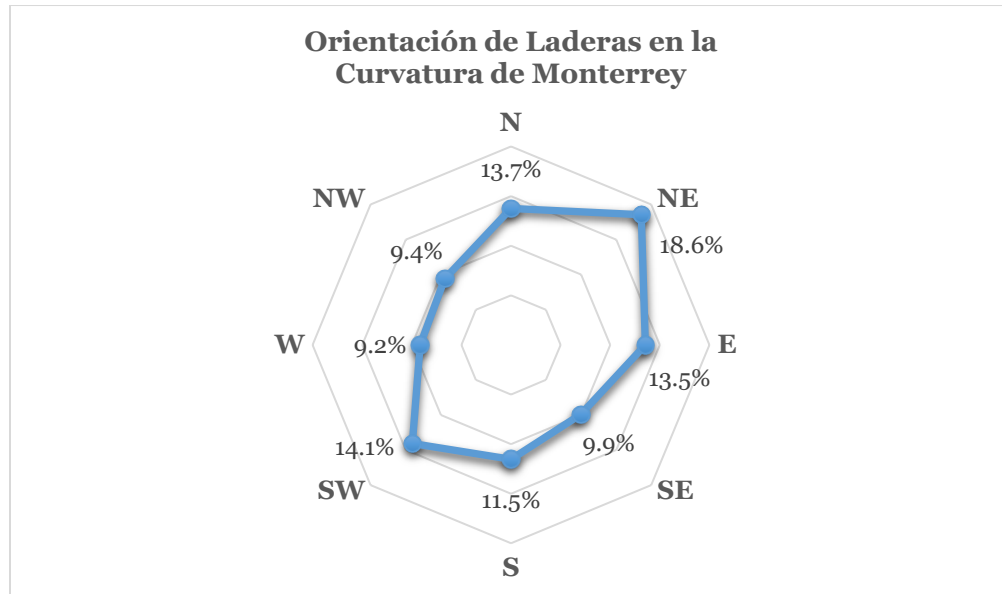
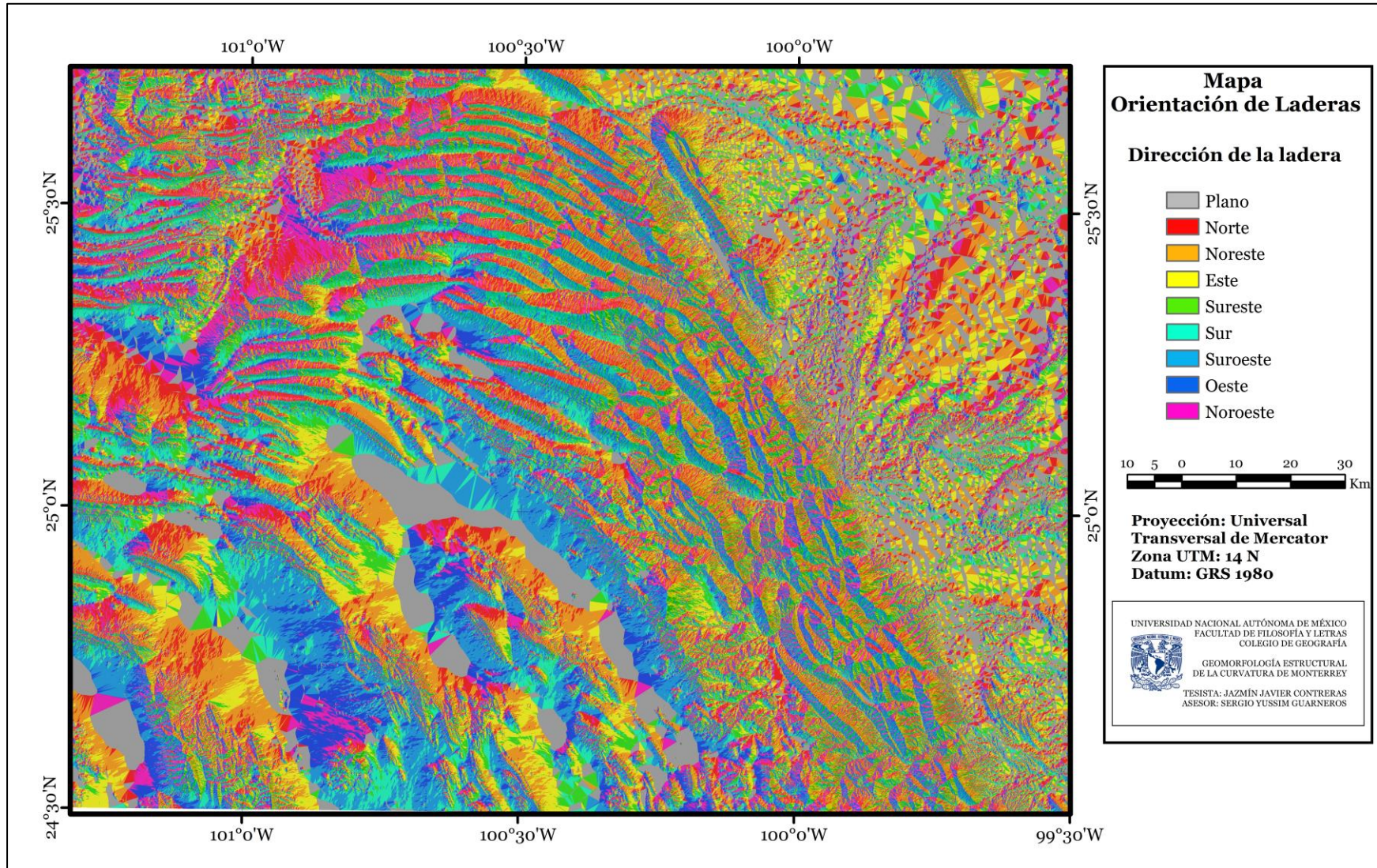


Figura 4.1.- Gráfico que muestra la orientación preferente de las laderas en la zona de estudio y su valor porcentual donde se observa una preferencia hacia el Noreste (18.6%) y Suroeste (14.1%). Los valores en dirección Norte (13.7%) y Este (13.5%) son evidencia de la forma arqueada del plegamiento regional.

El mapa expone claramente a las estructuras plegadas, sobre todo en la región de la CM por donde los ejes de los pliegues corren en dirección NE-SW, E-W y NW-SE. Sus flancos se visualizan mejor en dirección NW-SE, N-S y NE-SW. También se expone el frente cabalgado de la SMO_r se ve alineado en dirección NW-SE con su frente inclinado hacia el NE. Distinguiéndose por igual los bloques antes mencionados, como el de la Planicie del Golfo donde se muestran sus alineaciones paralelas hacia el NE, con dirección preferencial en sus laderas hacia el NW-SE. Mientras que el bloque NW, donde se hallan los pliegues Saltillo-Parras las estructuras se alinean en dirección general E-W.

GEOMORFOLOGIA ESTRUCTURAL DE LA CURVATURA DE MONTERREY



Mapa 4.3.- Orientación de laderas en la Curvatura de Monterrey.

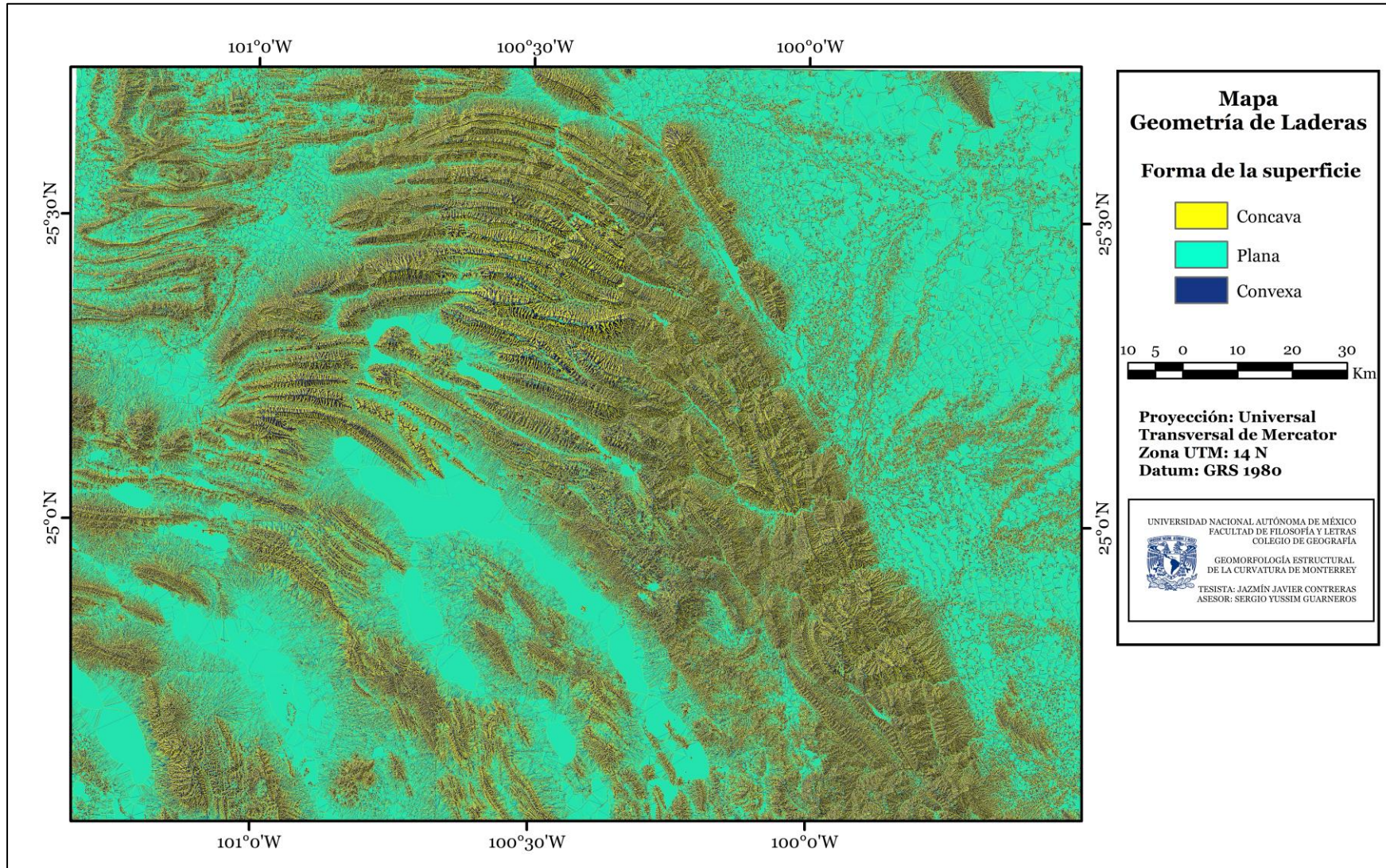
4.2.4 Curvatura

La curvatura es la derivada segunda de la superficie, o la pendiente de la pendiente. La superficie del MDE estima zonas cóncavas o convexas desde un punto de vista cenital (Ochoa y Parrot, 2009). Un valor positivo de la curvatura indica que la superficie es *convexa*, uno negativa que la superficie es *cóncava*, mientras que un valor cero indica que la superficie es *plana*. La salida principal es la curvatura de la superficie celda por celda, ajustada a través de esa celda y sus vecinos circundantes.

Este mapa permite tener una visualización aplicada al poder describir la geometría de las laderas para poder interpretar los procesos de erosión y escorrentía; también son un reflejo del tipo de material presente. La forma de la pendiente afecta la tasa general de movimiento descendente y su orientación define la dirección del flujo. Por lo que, su geometría influirá en la erosión y la sedimentación, pues es de esperarse que donde se hallen superficies cóncavas se disponga una deposición de materiales, mientras que, donde encontremos laderas convexas se están generando procesos erosivos. Las superficies planas por lo general indican un marcado efecto de la sedimentación y la ausencia de procesos erosivos.

Se aprecia que en prácticamente todo el sistema montañoso (Mapa 4.4) las laderas con geometría convexa dominan en los interfluvios de las sierras, además de encontrarse alternadas a lo largo de sus laderas con las geometrías cóncavas, que también se encuentra en las partes bajas de las laderas montañosas y en sus valles. Esta peculiaridad se puede interpretar como una expresión directa de la estructura y la litología de la región. Siendo las calizas las que predominan, es característico de este tipo de rocas, conservar una geometría convexa cuando muestran mayor permeabilidad, sin embargo, el hecho de que las superficies expresen una alternancia cóncava-convexa, señala la existencia de zonas de debilidad sobre las laderas montañosas, este fracturamiento puede estar asociado a la etapa de plegamiento, pues las estructuras de la región en su mayoría son pliegues isoclinales, los cuales al ser muy restringidos en sus zonas de charnela provocan que los procesos de erosión muestren mayor energía. Las formas rectas dominan prácticamente en las zonas llanas y bajas de la región, por lo que los procesos modeladores del relieve no muestran influencia significativa, también se les encuentra en los interfluvios de algunas sierras donde la cima es más amplia.

GEOMORFOLOGIA ESTRUCTURAL DE LA CURVATURA DE MONTERREY



Mapa 4.4.-Geometría de las laderas de la Curvatura de Monterrey.

4.2.5 Energía del Relieve

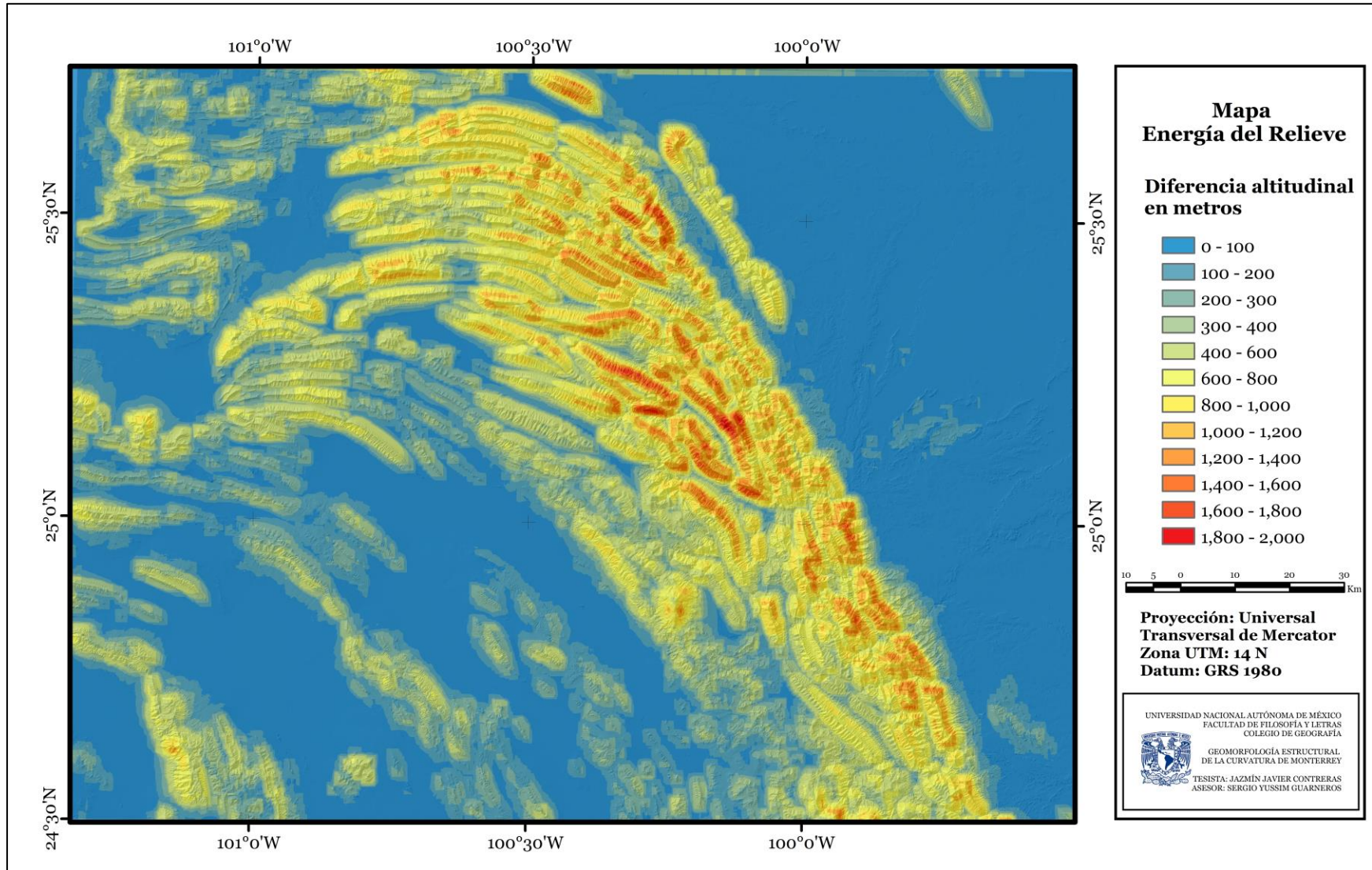
Es el reflejo de los procesos a través del tiempo, determinado con mayor intensidad en unas zonas que en otras, en función de las condiciones litológicas, estructurales, tectónicas y climáticas, principalmente (Lugo, 1988).

Este mapa se generó a partir de una estadística focalizada, donde el valor de salida para cada celda está en función de la mayor diferencia de elevaciones en las celdas vecinas, determinadas en función de un área de búsqueda. A través del MDE se definen las diferencias altitudinales en cuadrantes de 100 km².

Al mapa se le asignaron 12 valores (Mapa 4.5). Los valores más altos son un reflejo de un corte vertical más intenso, lo que normalmente se relaciona con zonas de actividad tectónica. Corresponde a los valores de 1600 a 2000 m, ubicados en la Sierra de El Coahuilón y California, donde las pendientes son escarpadas y verticales, lo que indica que los procesos erosivos han actuado con mayor energía en esa zona. Los valores más bajos indican una estabilidad mayor, se representan con los valores menores a 300 m y corresponden a las zonas planas de la región.

Los valores cuyo rango es intermedio (300 - 1600 m) se localizan en el pie de monte y en la mayoría de las sierras, siendo una transición entre las zonas donde hay una fuerte actividad modeladora y otra donde aparentemente es nula. Aunque, aquí también es importante la actividad erosiva asociada con la actividad tectónica de la región, pues las sierras plegadas que se encuentran en el zona Norte y Este de la Curvatura se encuentran separadas en su mayoría por valles cuya profundidad promedio son de 1000 m, donde se hayan pendientes mayores a 35° e indican que los procesos erosivos se hacen presentes de forma significativa, más aún si se considera que esta zona se encuentra cerca del frente de la SMOr, por lo que se esperaría que el levantamiento así como la energía con que se manifiesta sea mayor y por ende los procesos que modifican el relieve tengan mayor influencia.

GEOMORFOLOGIA ESTRUCTURAL DE LA CURVATURA DE MONTERREY



Mapa 4.5.- Energía del Relieve de la Curvatura de Monterrey.

4.2.6 Lineamientos

Un *lineamiento*, constituye un rasgo físico en la superficie, es de forma rectilínea o suavemente curvilínea, que puede presentarse sólo o de forma sistemática en función de su complejidad regional, constituyendo discontinuidades de la superficie del terreno que además reflejan condiciones en las que se hallan los materiales o las estructuras debajo de la superficie, correspondiendo a rasgos tectónicos, estructurales y estratigráficos.

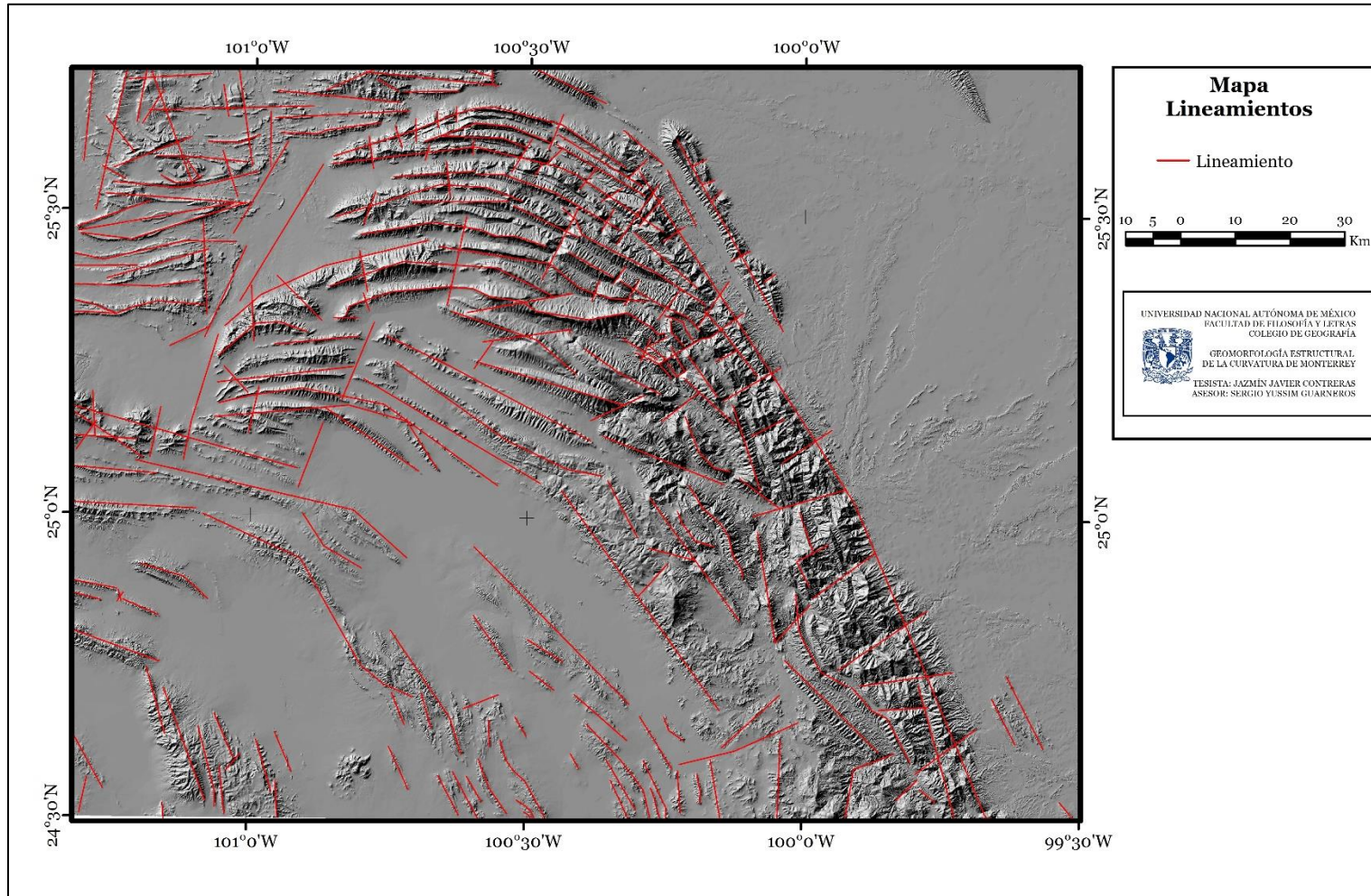
El mapa de lineamientos se elaboró a partir de las observaciones del sombreado del relieve y del mapa de orientación de laderas (Mapa 4.3), donde se marcan las líneas más evidentes de la zona, que se interpretan como sistemas de fracturas y fallas, así como ejes de las estructuras plegadas (Mapa 4.6).

En general las orientaciones preferentes de estos lineamientos van de NW a SE y se acomodan de forma paralela correspondiendo a los ejes de los pliegues de la región, esto se debe a que la dirección general del transporte tectónico fue hacia el NE, por lo que los ejes de los pliegues tienden a una dirección de orientación perpendicular a dicho transporte. También estas estructuras se hacen más evidentes al Norte del mapa donde los lineamientos cambian de dirección NW-SE a E-W y a NE-SW, en el frente de la Curvatura.

Atravesando a estos grandes lineamientos, se encuentran otros sistemas con dirección NE-SW que cortan el eje de los pliegues de forma perpendicular interpretándose como un sistema de fracturamiento que se acomoda a lo largo de todo el frente de cabalgadura de la SMOr, “rotando” conforme se avanza de N a S en el mapa en dirección N-S a NE-SW.

De forma oblicua a pliegues como El Chorro, se encuentran lineamientos interpretados como fallas inversas, algunas paralelas a los ejes de los pliegues como la Cabalgadura Secundaria que también es paralela a la Cabalgadura Frontal, definiendo el frente de la SMOr, así como en la parte central del mapa, donde fallas inversas definen los límites entre los distintos estilos de plegamiento (Cap. 3; Fig. 3.11). Al Noreste del mapa se encuentran alineaciones E-W y N-S correspondientes a las estructuras plegadas de la región de Saltillo-Parras.

GEOMORFOLOGIA ESTRUCTURAL DE LA CURVATURA DE MONTERREY



Mapa 4.6- Principales lineamientos de la Curvatura de Monterrey.

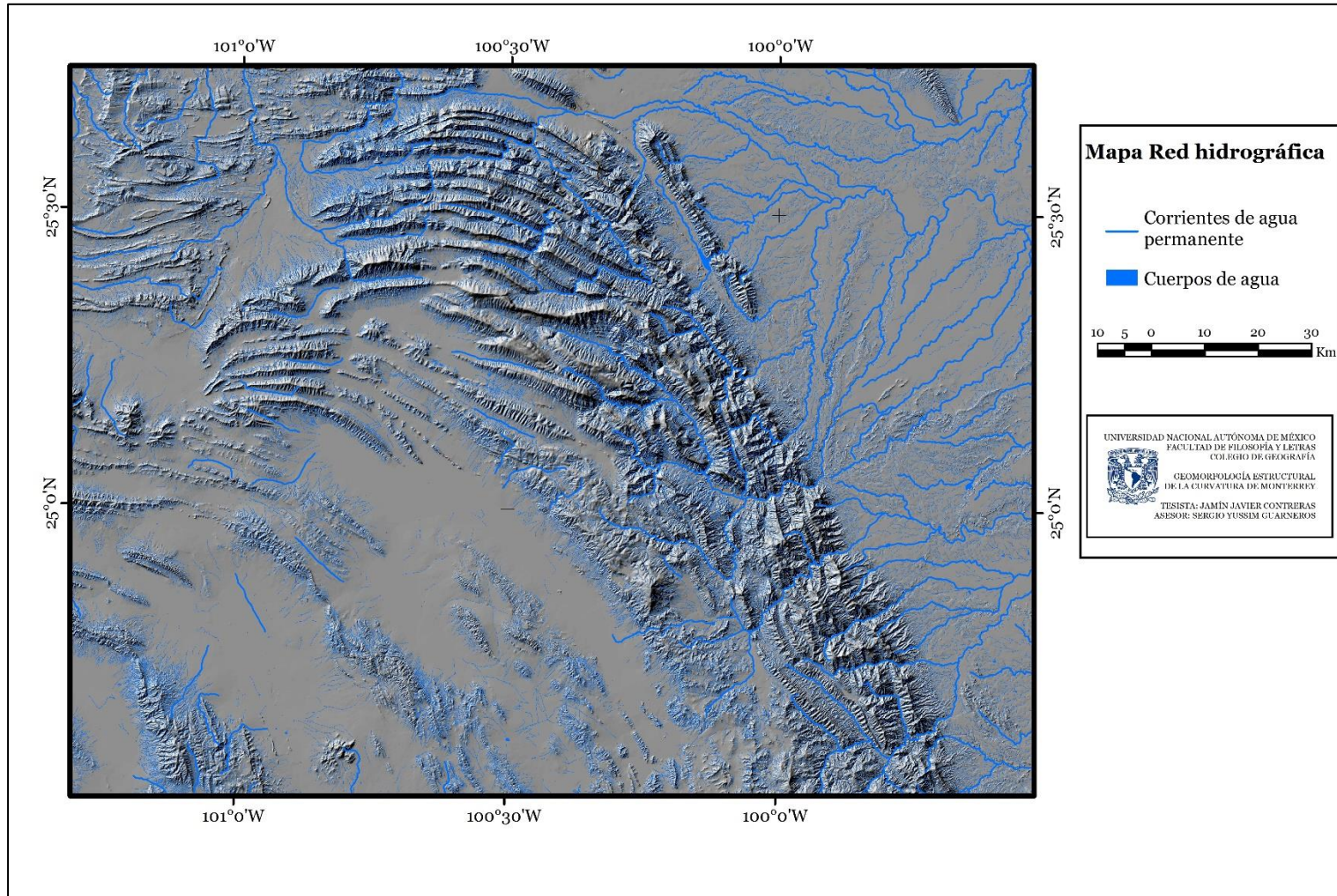
4.2.7 Red de Drenaje

La *red de drenaje*, como se ha mencionado con anterioridad, es uno de los factores más importantes para el Análisis Geomorfológico, ya que su configuración es una expresión directa de la litología (variaciones en la resistencia de las rocas que originan un marcado ajuste del tipo y densidad del drenaje), la estructura (que se reflejan en su configuración general) y la presencia de zonas de debilidad (líneas de drenaje que se ajustan a la debilidad de las rocas) (Guerra, 1980).

Como se observa en el Mapa 4.7, la configuración del drenaje sobre la Curvatura es de tipo *enrejado* ya que tiene una dirección dominante que se ajusta a la dirección del eje de los pliegues. A estas corrientes principales se unen de forma perpendicular, doblando casi en ángulo recto las corrientes tributarias que las alimentan. Ajustándose a la forma del plegamiento se pueden observar cambios ligeros de dirección en las corrientes principales que van de NW a SE. Manifestando un claro control estructural que se asocia a la resistencia de los materiales y a la inclinación de los estratos, que se erosionan más fácilmente en las crestas de los anticlinales. Al Este de la región, sobre la Planicie Costera se observa otro tipo de drenaje, el cual es *paralelo* y que es alimentado en su mayoría por corrientes provenientes del frente de la SMOr, el acomodo de esta red se debe a la morfología casi plana de la región asociada a pequeñas elevaciones que marcan su dirección.

Relacionando la red de drenaje con el mapa de lineamientos (Mapa 4.6), se puede observar que la dirección por la que se acomodan las corrientes principales es la misma que la de los lineamientos, lo cual demuestra que la configuración del drenaje de la zona de estudio, está determinada por el carácter estructural regional.

GEOMORFOLOGIA ESTRUCTURAL DE LA CURVATURA DE MONTERREY



Mapa 4.7.- Red de drenaje de la Curvatura de Monterrey.

4.2.8 Densidad del drenaje

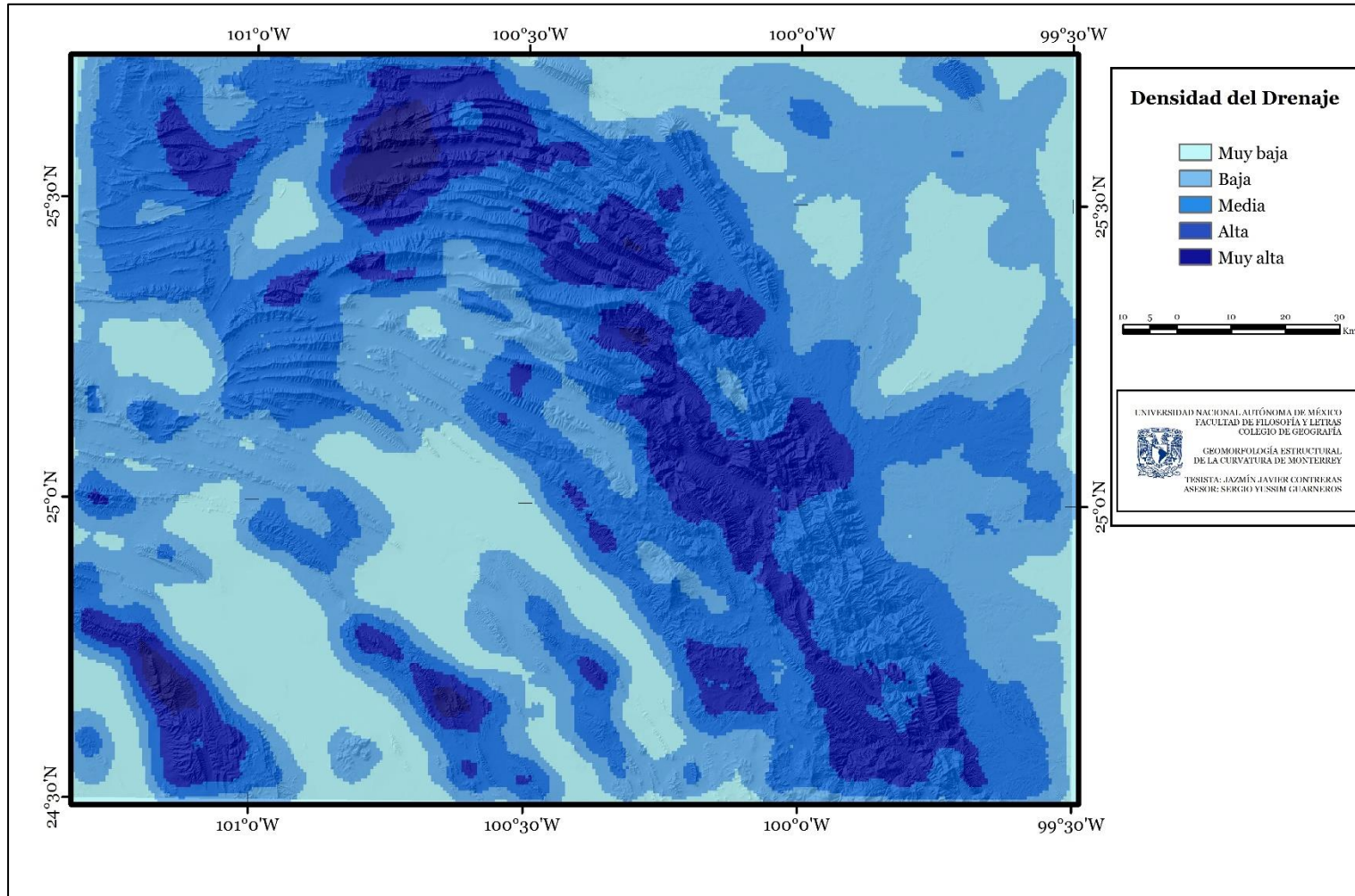
La *densidad del drenaje* es una propiedad fundamental para analizar la eficiencia del drenaje y el estado erosivo de región. Misma que se relaciona estrechamente al clima y vegetación presente, así como la permeabilidad de las rocas.

Por medio de la red hidrográfica de las cartas topográficas 1:50,000 se manipularon los datos vectoriales para calcular la densidad de drenaje. Mediante la interpolación de las entidades lineales en la vecindad de cada celda raster, se calculó la densidad del drenaje en kilómetros entre el área total, expresada en Km². Mostrando la distribución geográfica de las zonas con mayor densidad de drenaje. Se asignaron 5 rangos para su representación: Muy baja (0-1), Baja (1-2), Media (2-3), Alta (3-4) y Muy alta (4-5) (Mapa 4.8). Los valores de densidad mayores (Muy altos y altos) corresponden a áreas impermeables o poco permeables. Mientras que los valores menores (Muy bajas y bajos) corresponden con áreas permeables.

En el mapa se puede apreciar que los valores con una densidad *muy baja* se encuentran en las superficies planas, resaltando sobre la altiplanicie de la SMOr, donde prácticamente es nula la escorrentía, lo cual puede explicarse por la ausencia de superficies inclinadas por donde puedan fluir las corrientes, además de que se compone de materiales no consolidados como suelos residuales y aluvión, anteriormente se mencionó que al ser esta una zona baja y cerrada las corrientes provenientes de las sierras del rededor confluirían ahí, sin embargo estas se pierden probablemente porque aquí hay una mayor infiltración, así como también porque el clima es más seco hay una mayor evaporación. La densidad *baja* también ocupa parte de la misma zona así como de la LLCGM donde los materiales (conglomerados y areniscas) son más porosos y por tanto más permeables.

Las zonas con una densidad *media* se extienden a lo largo de todas las zonas montañosas, lo cual generalizando nos habla de que tanto las características de los materiales como la inclinación de la superficie han dado lugar al desarrollo de procesos fluviales que van modelando el relieve. La traza de las áreas con valor *alto* muestra una estrecha relación con la distribución de calizas y lutitas infiriendo que estos materiales son poco permeables al permitir el desarrollo de una red de drenaje más densa, lo mismo ocurre con las zonas donde la densidad es *muy alta*, las cuales se restringen a las sierras de: Los Indios (al SW del mapa) donde un intrusivo atraviesa a rocas clásticas y carbonatadas; La Sierra de Los

GEOMORFOLOGIA ESTRUCTURAL DE LA CURVATURA DE MONTERREY



Mapa 4.8.- Densidad de drenaje de la Curvatura de Monterrey.

Nuncios y San Lucas (al N del mapa), además de Potrero de Abrego donde afloran calizas y lutitas.

En resumen, se identificaron 6 tipos generales del relieve en la zona de estudio:

- **Planicie:** Ocupa el área Este de la zona de estudio y se caracteriza por tener un relieve suave, poco inclinado con algunas ondulaciones disectada por corrientes paralelas y; una altitud que va de los 180 a los 600 msnm. Donde se depositan la mayor parte de los sedimentos provenientes de la SMOr.
- **Piedemonte:** Al ser una superficie marginal de las montañas, con una pendiente aproximada de 6° , se encuentra en contacto con las laderas que bordean la cadena montañosa para dar paso a las planicies y valles que se hallan entre las sierras. Aquí los procesos erosivos son casi nulos y es más una superficie donde se acumulan depósitos de laderas.
- **Lomeríos:** Se encuentran principalmente sobre la altiplanicie de la Sierra Madre al SW del mapa, y en la LICGM con una configuración suave, cuyas pendientes varían de 5° a 25° . Hallándose desde lomeríos bajos (300 m) hasta altos (menores a 1000 m).
- **Altiplanicie:** Sobre los 2000 m de altitud se encuentra una zona plana limitada por falla normal y atravesada por lomeríos, al SW de la región de estudio. Esta zona puede ser reconocida como una cuenca de antepaís.
- **Montañas intermedias:** Su altitud va de los 2000 a los 3000 m. Sus laderas son escarpadas y sus divisorias son tanto agudas como suaves. Son características las laderas muy inclinadas hasta verticales, con frecuencia abruptas cortadas verticalmente por valles tanto estrechos como amplios.
- **Montañas altas:** Superan los 3000 msnm, representando la parte más alta de la cadena montañosa de la CM. Tienen características similares a las montañas medias. En ambas se generan procesos gravitacionales y una erosión fuerte.

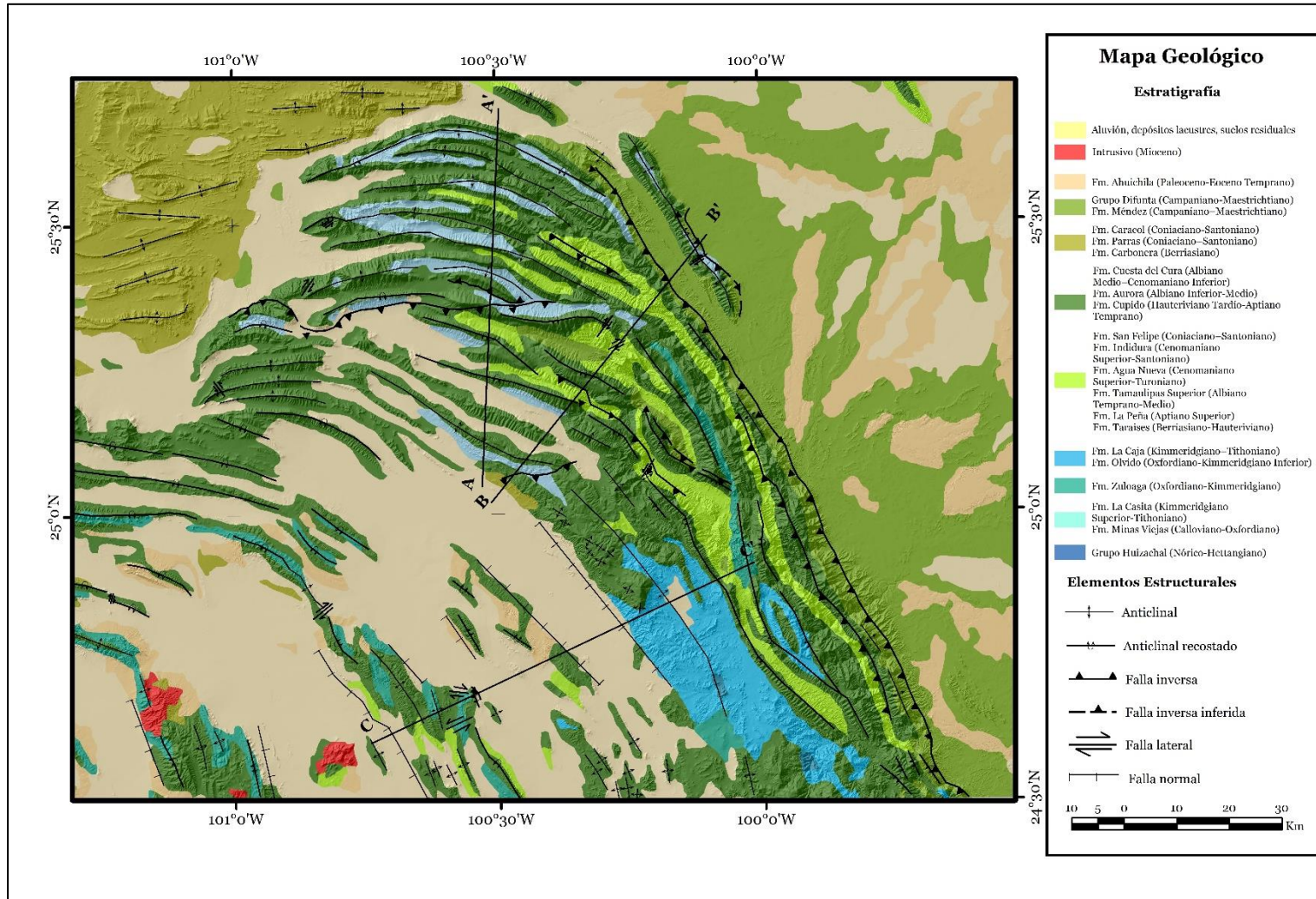
4.3 Análisis estructural

El conocimiento geológico del lugar es la base sobre la que se sustenta este trabajo, ya que son los materiales (litología) y su disposición geométrica (estructura), las que constituyen los cimientos sobre los que se desarrolla el relieve, además de que sus características responden de forma diferente a los agentes erosivos que modelan la superficie, que junto con las estructuras geológicas (pliegues y fallas) condicionan la configuración final del relieve, sin olvidar que estos elementos son los que nos hablan de cómo ha evolucionado geológicamente una región. Por lo anterior, este análisis se basa en la interpretación de la cartografía geológica y las secciones estructurales del área de estudio.

Debido a la escala de trabajo y la cantidad de información que contiene la cartografía original se optó por generalizar la estratigrafía que se describió en el Capítulo 3, agrupando a las formaciones de acuerdo a sus características litoestratigráficas y en menor medida sus relaciones cronoestratigráficas (Mapa 4.9). También se encuentran plasmadas las estructuras geológicas más importantes como pliegues y fallas, en función de su tipo, clasificación, orientación y geometría.

Las secciones estructurales que se ocuparon para el análisis son las elaboradas por el Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2000, 2008) ya que éstas muestran una gran síntesis de información y se encuentran avaladas.

De la interpretación correcta del mapa geológico se puede desprender gran cantidad de información, desde el espesor de las unidades, así como sus relaciones estratigráficas y evolución geológica. Lo que nos interesa en este apartado es reconocer zonas con patrones de afloramiento similares, entiendo como patrón de afloramiento a la “geometría que define la distribución de las unidades geológicas” (Silva, Mendoza y Campos, 2010).



Mapa 4.9.- Geología de la Curvatura de Monterrey y localización de las secciones estructurales.

Para la Curvatura de Monterrey, los patrones de afloramiento son relativamente evidentes al estar alineados de acuerdo a la forma en que se acomoda el plegamiento, permitiendo que las estructuras anticlinales se expongan mejor, mostrando por definición en su núcleo a las formaciones más antiguas. La distribución de los afloramientos también da pauta para reconocer estructuras como fallas laterales al encontrar elementos morfológicos desplazados unos de otros. Emplazamientos como diapiros y cuerpos intrusivos también se hacen evidentes, atravesando a las estructuras plegadas, las cuales pueden interpretarse de mejor manera en una sección geológica.

Una sección geológica puede definirse como “un corte vertical que se realiza con la finalidad de conocer la disposición de las rocas a profundidad” (Silva, Mendoza y Campos, 2010). La sección geológica complementa a la cartografía al permitir visualizar el acomodo las rocas tridimensionalmente. En el análisis se dispuso de tres secciones: A-A', B-B' y C-C' que si bien no abarcan a todas las estructuras de la región si atraviesan a las más representativas.

Sección Estructural A-A'

Se localiza en la zona centro del mapa con una dirección **N-S** de derecha a izquierda (Figura 4.10). El estilo estructural de esta sección es de pliegues apretados, los cuales se muestran asimétricos con una vergencia al NE hasta la Sierra Potrero de Abrego, donde una cabalgadura afecta el plegamiento además de que define el límite entre las áreas *Norte* y *Sur* determinadas por Padilla y Sánchez (1985) (Capítulo 3). El frente de la SMOr al Norte se define por una cabalgadura, detrás de ella se encuentran los anticlinales de: Los Muertos, Los Nuncios, Agua del Toro, San Lucas, Arteaga, El Chorro y Jamé. Todos simétricos con plano axial casi vertical a excepción de Jamé que se recuesta hacia el Sur. Potrero de Abrego, San Antonio, La Martha y Pinal Alto son anticlinales que se muestran recostados con una vergencia general hacia el Norte, en la zona Sur, también en esta zona las fallas inversas se ven actuando como superficies de despegue para los pliegues en las rocas más antiguas, sin embargo la mayoría de estas no aflora en la superficie, aunque entre La Martha y Esmeralda los pliegues se ven acortados por las fallas.

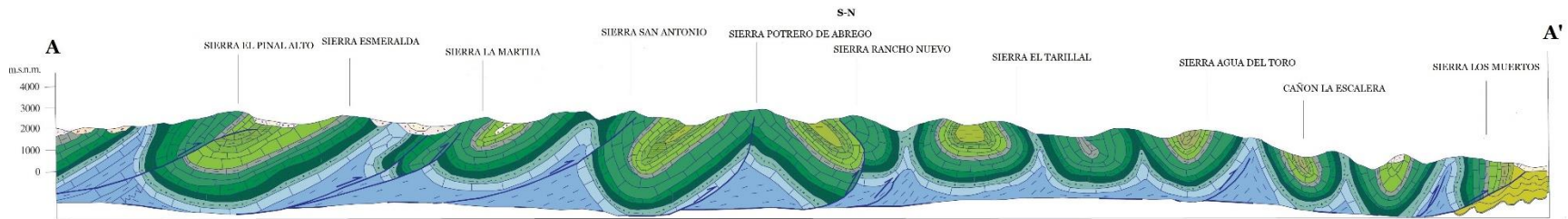


Figura 4.10.- Sección Estructural A-A'.

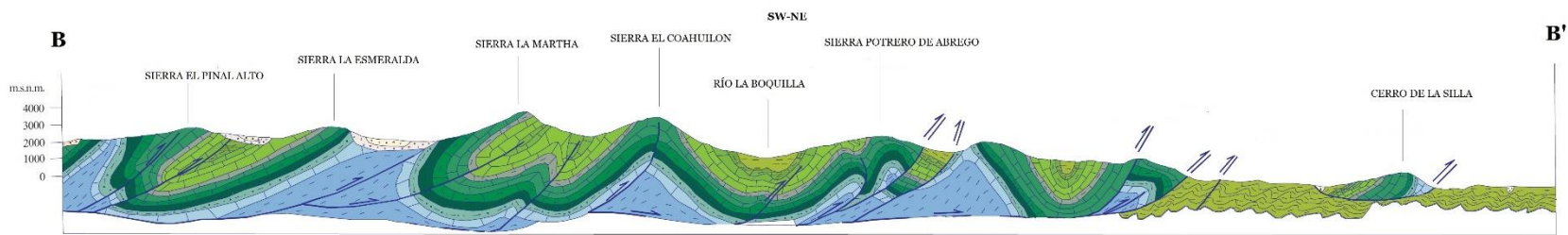


Figura 4.11.- Sección Estructural B-B'.

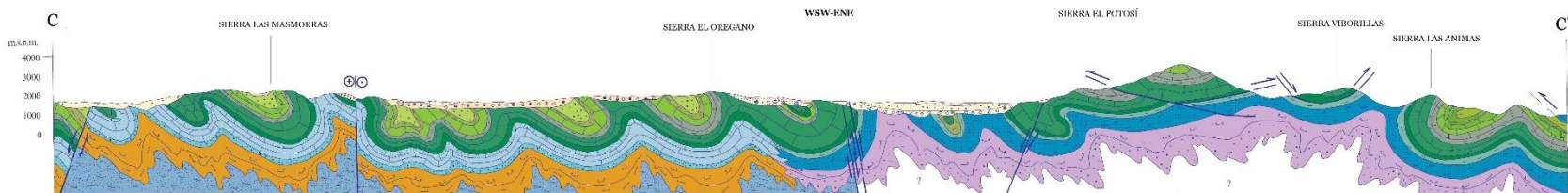


Figura 4.12.- Sección Estructural C-C'.

En esta sección los flancos de los pliegues se encuentran presentes en la mayoría de las zonas topográficamente más elevadas, sobre todo al N, donde la estratificación se haya prácticamente vertical. Los anticlinales se muestran desmantelados, permitiendo que afloren las rocas más antiguas de la región. Las zonas más bajas, donde están los valles son ocupadas por los núcleos de los sinclinales.

Sección Estructural B-B'

Esta sección se localiza el centro del mapa atravesando casi las mismas estructuras de la primera sección solo que aquí su dirección es **NE-SW** de derecha a izquierda, mostrando la variación del acomodo de las estructuras de acuerdo a la orientación de la curvatura que caracteriza al plegamiento regional (Figura 4.11). Es importante destacar que esta sección está en la dirección del transporte tectónico.

Aquí los pliegues se encuentran afectados por varias fallas inversas que actúan igualmente como zonas de despegue en la secuencia de evaporitas, truncando a los pliegues sobre todo en la zona de Potrero de Abrego, donde provocan un mayor acortamiento de la zona. El anticlinal del Cerro de la Silla se haya separado de los demás pliegues por la Cabalgadura Frontal que marca el límite de la SMOr; a pesar de ser una estructura muy compleja por su estilo estructural (Capítulo 3), aquí se aprecia recostado y afectado por una falla inversa, solo su flanco SW se muestra. Los pliegues de esta sección, particularmente los sinclinales se expresan más abiertos y con mayor amplitud, por lo que las rocas más jóvenes afloran con mayor distribución. Depósitos recientes se encuentran cubriendo las depresiones más extensas al SW entre los anticlinales de Pinal Alto y La Martha. Prácticamente todas las unidades afloran a lo largo de esta sección, sin embargo las rocas más antiguas son las que tienen menor expresión en superficie, encontrándose por igual en los anticlinales desmantelados.

Sección Estructural C-C'

Localizada al Sur del mapa está sección atraviesa de **WSW a ENE** el área *Sur*, de *Vergencia Opuesta* y parte del *Basamento Somero* (Capítulo 3). Hacia el WSW (izquierda de la Figura 4.12) la sección se encuentra afectada por varias fallas normales que separan bloques altos y bajos formando fosas donde los depósitos recientes las rellenan. Por lo que esta zona se encuentra en su mayor parte cubierta por aluviones siendo pocas las zonas plegadas que

afloran como el anticlinal El Orégano y Las Mazmorras, junto a este último una falla lateral derecha disloca a los pliegues. En general los pliegues en esta zona se aprecian recostados al SW. Al ENE (lado derecho de la sección) se muestra la zona de El Potosí, donde el basamento cristalino es somero y se infiere que aflora en zonas donde ha sido cubierto por depósitos recientes; una serie de fallas inversas con vergencia contraria afecta de forma superficial a los sinclinales de la zona. Se muestra una mayor erosión en la secuencia sedimentaria donde los anticlinales se encuentran prácticamente desmantelados ocupando las zonas topográficamente más bajas y cóncavas, mientras que los flancos de los pliegues se hayan en las zonas elevadas de las sierras.

4.4 Análisis geomorfológico

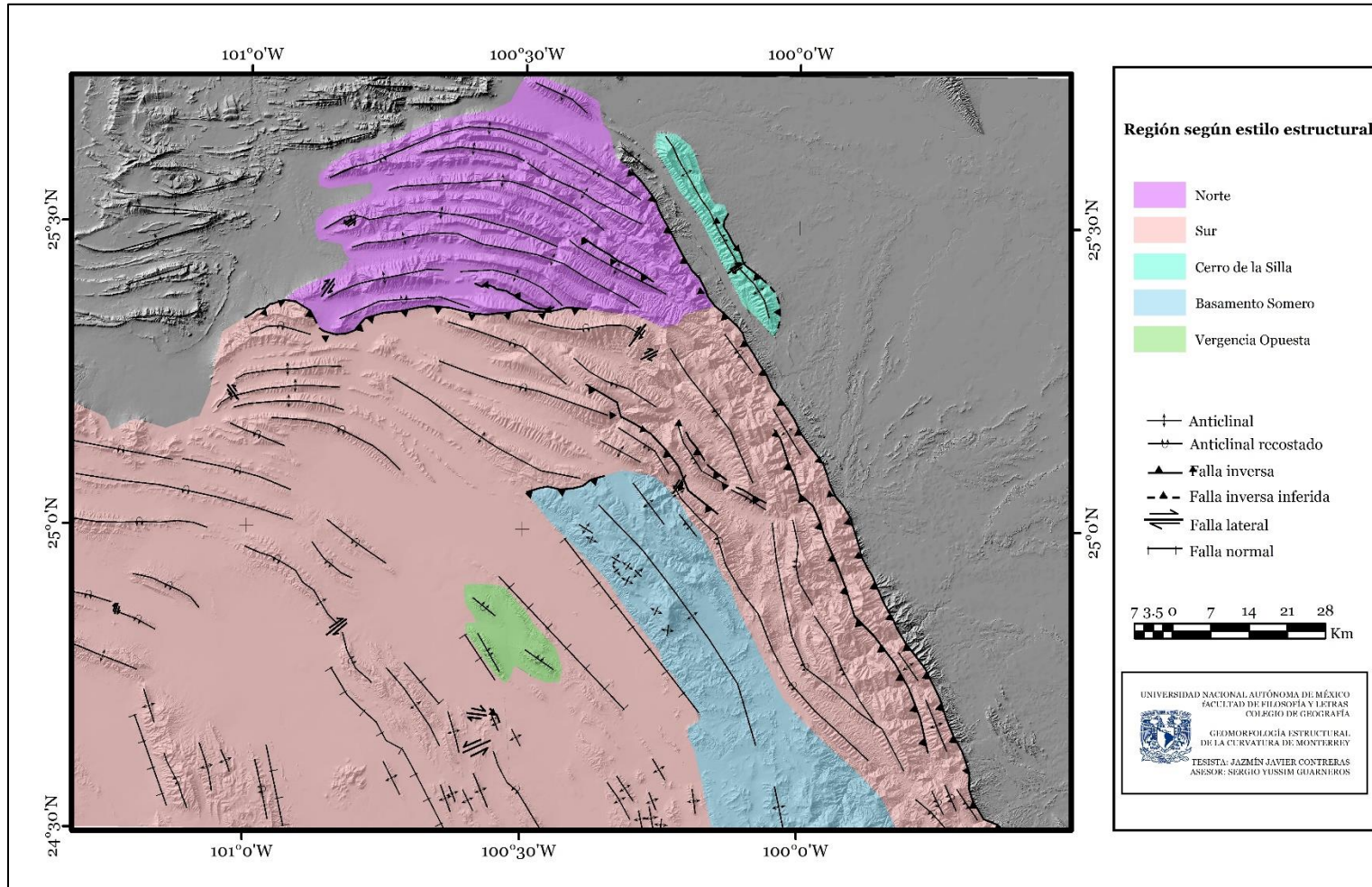
Conociendo las características geológicas, estructurales y morfométricas de la región se obtiene de este capítulo como producto final, una *Regionalización Geomorfológico-Estructural* basada en dichos elementos; pues al ser una zona controlada por la tectónica debe su principal expresión morfológica a los elementos estructurales que la componen. De acuerdo a la información recabada, la escala de trabajo es adecuada para un análisis regional por lo que las características antes analizadas se correlacionan para la obtención de un mapa final que engloba dichos caracteres y similitudes para cada unidad.

Como se mencionó, el sistema montañoso de la *Curvatura de Monterrey* se conforma básicamente de secuencias sedimentarias plegadas y cabalgadas durante la orogenia Laramide, sin embargo, esta aparente homogeneidad geológica es compleja en su expresión tanto geométrica como morfológica consecuencia de su litología y evolución tectónica.

Una primera aproximación para una clasificación de la zona, la propone Padilla y Sánchez (1985), donde establece una división en 5 áreas de acuerdo al estilo estructural de la Curvatura, las cuales son: área Norte, área Sur, área de Basamento Somero, área de Vergencia Opuesta y área del Anticlinal de la Silla (Capítulo 3). A partir de esta regionalización podemos distinguir claramente 5 áreas (Mapa 4.13) que difieren en su carácter estructural, tanto en la forma como se acomodan los pliegues (longitud de onda, amplitud, forma), como hacia donde se dirige el transporte (vergenza del plegamiento). Partiendo de esto podemos establecer relaciones morfológicas y estructurales, asociadas al tipo de litología que aflora en cada región y distinguir además otras unidades dentro de las

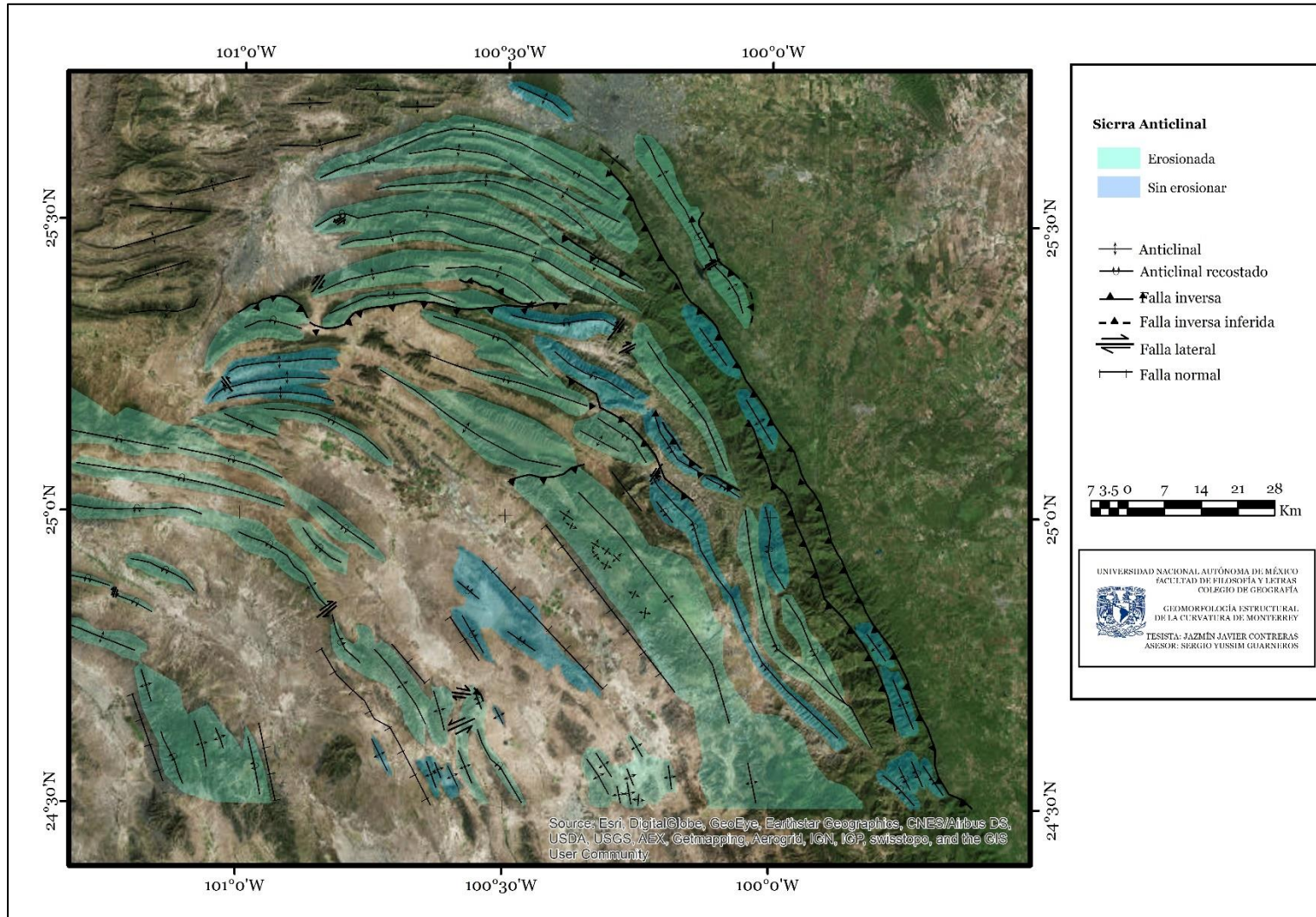
mismas, pues su complejidad estructural no sólo se limita a ser diferente entre cada una de las áreas, sino también dentro de las mismas.

Una característica distintiva del plegamiento de la región es que la mayoría de los anticlinales se encuentran erosionados, independientemente de la forma en la que se expresen (simétricos, asimétricos o con un flanco expuesto). Aflorando en sus núcleos se encuentran las unidades litológicas más antiguas, los cuales en su mayoría son ocupados por los valles intermontanos y las laderas de las sierras (Mapa 4.14), que se conforman por lo general de areniscas y lutitas arcillosas y calcáreas que son rocas más frágiles y fáciles de erosionar. Las sierras que se encuentran sin erosionar tampoco distinguen de la simetría del plegamiento y son cubiertas por calizas arrecifales. Es evidente que el tipo de roca no define los tipos de relieve erosionado y no erosionado, ya que en ambos se presentan calizas, areniscas y lutitas y, esto no representa una condicionante general para diferenciar el relieve a nivel regional, sin embargo, a la hora de describir las unidades se toma en cuenta. Un rasgo importante de la región es el alto grado de fracturamiento que presentan las rocas. Por lo que, el hecho de que predomine un relieve erosionado se asocia más a su fracturamiento, producto de los esfuerzos provocados durante la etapa de deformación. Las características estructurales del plegamiento así como las demás estructuras que lo afectan, son la base para poder establecer una división más precisa, que muestre su expresión en las formas del relieve.



Mapa 4.13.- Estilos estructurales de acuerdo con Padilla y Sánchez (1985).

GEOMORFOLOGIA ESTRUCTURAL DE LA CURVATURA DE MONTERREY



Mapa 4.14.- Sierras anticlinales erosionadas y sin erosionar. Nótese el predominio del relieve erosionado.

Se distinguieron 19 unidades, como producto en el mapa final, las cuales se describen a continuación:

Unidad 1.- Crestas, Combes y Vals de plegamiento simétrico-apretado

Esta unidad corresponde a los pliegues del frente de la Curvatura (Tabla 4.1), los cuales se expresan de forma más prominente no sólo en sus formas abruptas y laderas escarpadas, también en la orientación de las sierras, ya que en el frente, sobre el anticlinal de Los Nuncios, es más evidente la forma arqueada de las estructuras, cuya orientación varía de NE-SW a NW-SE. Aquí los valles son más estrechos, resultando de la erosión de las estructuras anticlinales en su núcleo y flancos; al ser pliegues apretados, los *Combes* (valles) que se forman son más estrechos y relativamente profundos. La simetría de las estructuras da pauta a que se formen prominentes Crestas, producto de una fuerte actividad erosiva. Resalta un valle transversal que atraviesa a las estructuras (*Cluse*), por donde transcurre el río Santa Catarina, el más importante de la región, el alto grado de fracturamiento de la zona ha facilitado este proceso. Así mismo entre el Anticlinal de Los Muertos y Los Nuncios un valle sinclinal denominado *Val* se forma en la parte central por donde corre este mismo río, lo rellenan depósitos sedimentarios aluviales (Figura 4.13).

Tabla 4.1.- Características estructurales de la unidad 1.

Anticlinal	Amplitud (Km)	Tipo de pliegue	Morfología	Estructura asociada	Litología
Los Muertos	2.6	Simétrico, arqueado	Erosionado	Afectado por falla lateral	Fm. Zuloaga y La Casita se encuentran en sus laderas y en sus partes más bajas en el flanco S de la sierra, al N dominan Carbonera, Cuesta del Cura y Cupido
Los Nuncios	2.5	Simétrico, arqueado	Erosionado		Fm. Zuloaga y La Casita en la cima, en sus laderas Carbonera y Cupido, en sus pies Cuesta del Cura e Indidura
Las Comitas	2.4	Simétrico, elongado	Erosionado		Cupido se extiende en la cima

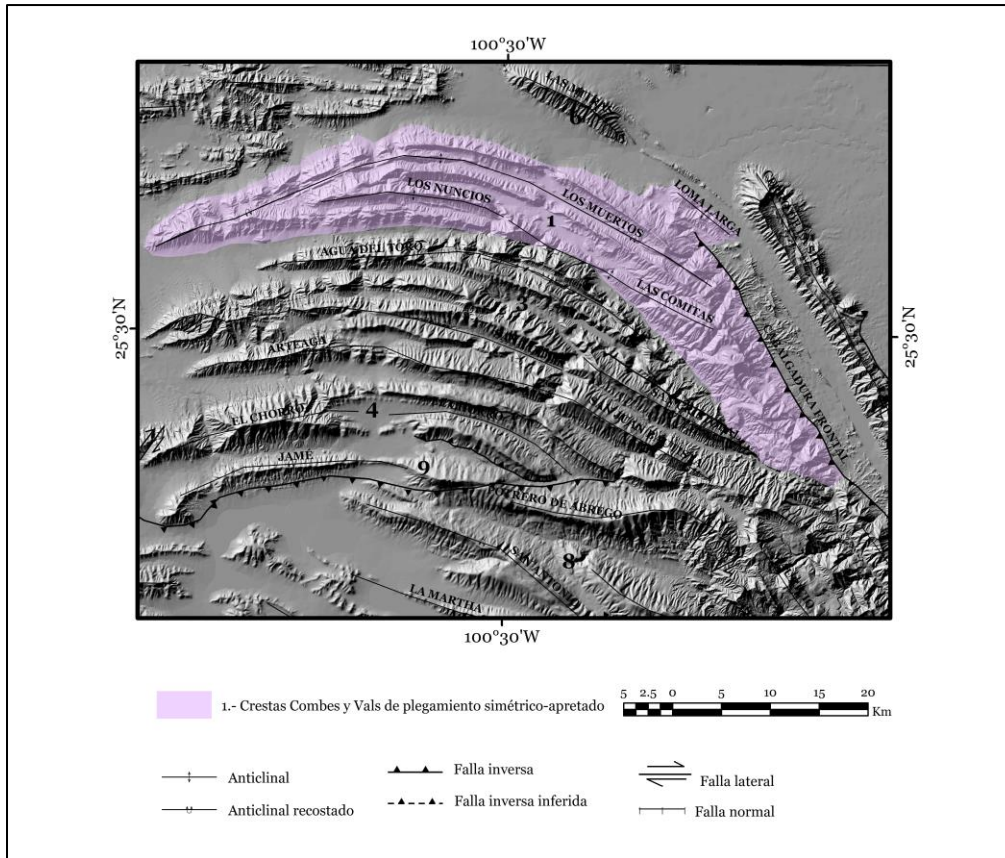


Figura 4.13.- Crestas y combes de plegamiento simétrico-apretado.

Unidad 2.- Combe incipiente de plegamiento simétrico.

Se conforma por una sierra simétrica (Tabla 4.2), cuya orientación del eje del plegamiento se acomoda de acuerdo a las estructuras del rededor que la limitaron a la hora del transporte tectónico de la SMOr. El extremo Oeste muestra una dirección NE-SW, cambiando casi a E-W en su parte central, la cual es más amplia, lo que ha provocado que las corrientes fluviales erosionen y vayan formando un *combe*; a pesar de lo cual no se forman como tal grandes encajamientos, pero si zonas más bajas donde la inclinación de las laderas es más suave, por donde confluyen las corrientes que la erosionan. Mientras que en la cima de la sierra las laderas son más pronunciadas, de igual forma se aprecian muy disectadas (Figura 4.14).

Tabla 4.2.- Características estructurales de la unidad 2.

Anticlinal	Amplitud (Km)	Tipo de pliegue	Morfología	Estructura asociada	Litología
Sierra Hermosa	2.8	Simétrico, arqueado	Erosionado	Falla inversa	Fm. Carbonera aflora en la parte central entre las sierras que la conforman. Taraises y Cupido ocupan la demás zona.

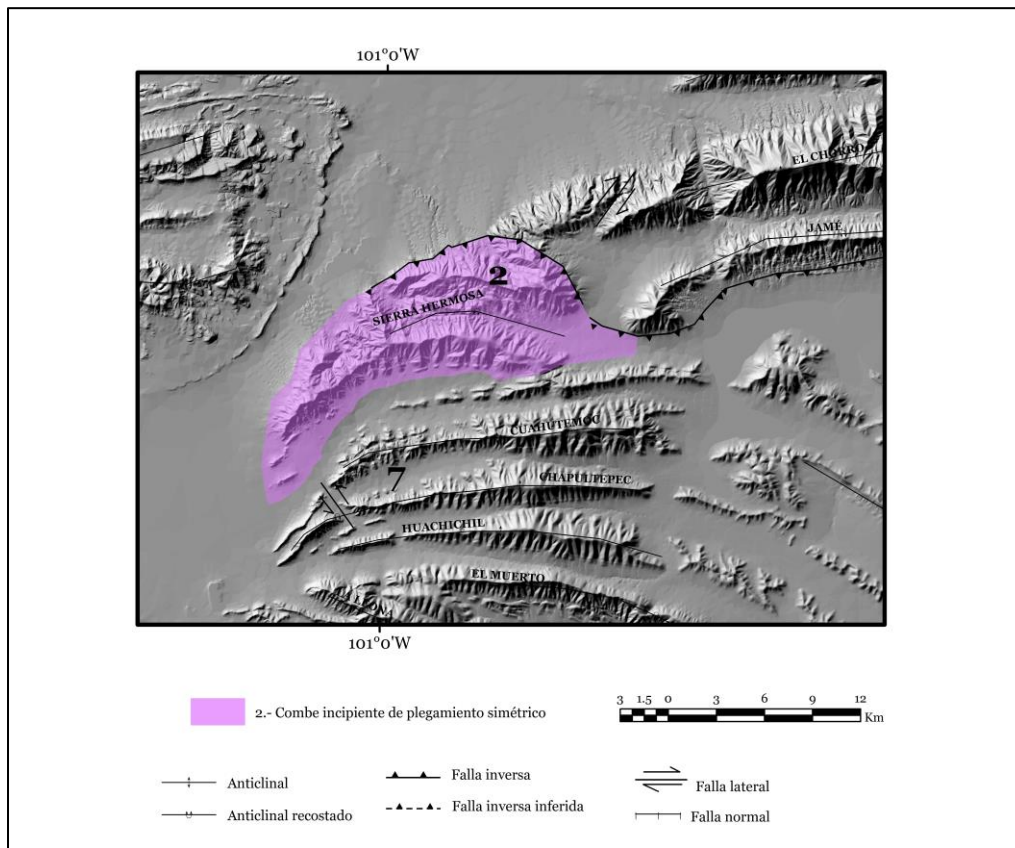


Figura 4.14.- Combe incipiente de plegamiento simétrico.

Unidad 3.- Combes y Vals de plegamiento simétrico-apretado.

Esta unidad se compone de cuatro estructuras anticlinales (Tabla 4.3), algunas afectadas por fallas laterales y cabalgaduras. La orientación de las estructuras, acomodo del plegamiento así como la morfología es similar a la de la unidad 1, sin embargo, aquí las laderas de las sierras son más amplias y sus cimas son relativamente suaves, sobre todo en la zona Oeste;

GEOMORFOLOGIA ESTRUCTURAL DE LA CURVATURA DE MONTERREY

presentándose sólo morfologías de *Combes* y *Vals*. La erosión a lo largo de las sierras se ha manifestado de forma diferencial formando valles más amplios y profundos al Este de la unidad y laderas más sinuosas al Oeste, sin llegar a erosionar completamente a las sierras. Lo que se explica por la presencia de una falla inversa en la zona Este, que genera un mayor levantamiento coincidente con una mayor altitud en ese lugar y una socavación más profunda; así como de la presencia de distintos tipos de rocas en la zona, coincidiendo en las partes más suaves y sinuosas con las lutitas y areniscas de la Fm. Carbonera (Figura 4.15).

Tabla 4.3.- Características estructurales de la unidad 3.

Anticlinal	Amplitud (Km)	Tipo de pliegue	Morfología	Estructuras asociadas	Litología
Agua del Toro	2.6	Simétrico, arqueado	Erosionado		Fm. Cupido en la cima W de la sierra, al E aflora Zuloaga y La Casita.
San Cristóbal	2.3	Simétrico, elongado	Erosionado	Falla inversa	Fm. Zuloaga y Minas Viejas en la cima y Carbonera, Taraises en sus laderas
San Lucas	2.5	Simétrico, arqueado	Erosionado	Falla lateral	Fm. La Casita aflora en los núcleos de las sierras, en las partes bajas, Fm. Carbonera y Cupido afloran en toda la zona
Arteaga – San Juan Bautista	2.5	Simétrico, arqueado	Erosionado		A lo largo de toda la sierra aflora Carbonera y Cupido; Fm. La Casita aflora en el flanco norte de la sierra de San Juan y en parte de su cima.

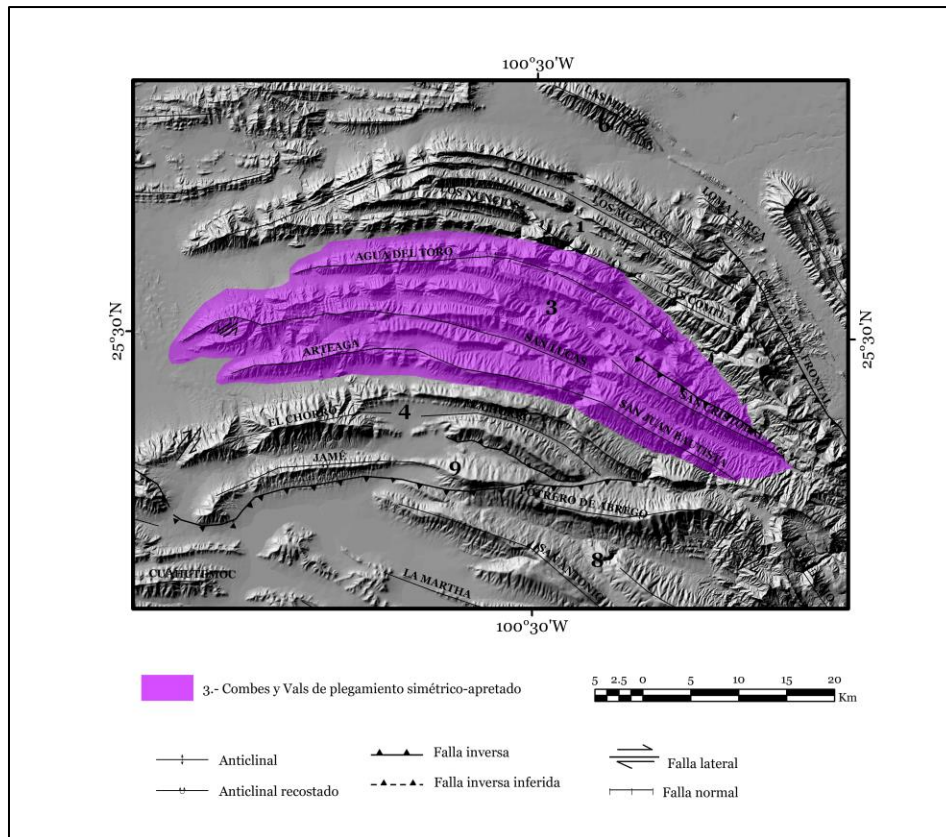


Figura 4.15.- Combes y Vals de plegamiento simétrico-apretado.

Unidad 4.- Combe y Cluses de plegamiento simétrico-apretado

Esta unidad es conformada por una estructura anticlinal que forma una sierra alargada con orientación general E-W (Tabla 4.4), curvada en sus extremos hacia el Sur. Su particularidad es que se encuentra dividida por un valle (*Cluse*) que divide prácticamente por la mitad a la sierra. La parte Este es afectada por una cabalgadura, que disloca a la estructura anticlinal, en esta zona la estructura se desmantela mostrando su núcleo erosionado (*Combe*), mientras que en la zona Oeste la sierra se mantiene sin erosionar pero es atravesada por un *Cluse* incipiente (Figura 4.16).

GEOMORFOLOGIA ESTRUCTURAL DE LA CURVATURA DE MONTERREY

Tabla 4.4.- Características estructurales de la unidad 4.

Anticlinal	Amplitud (Km)	Tipo de pliegue	Morfología	Estructura	Litología
El Chorro	2.6	Simétrico, arqueado	Erosionado	Falla inversa, falla lateral	Fm. Cupido lo cubre en la cima, en sus laderas erosionadas aflora la Fm. Carbonera y La Casita.

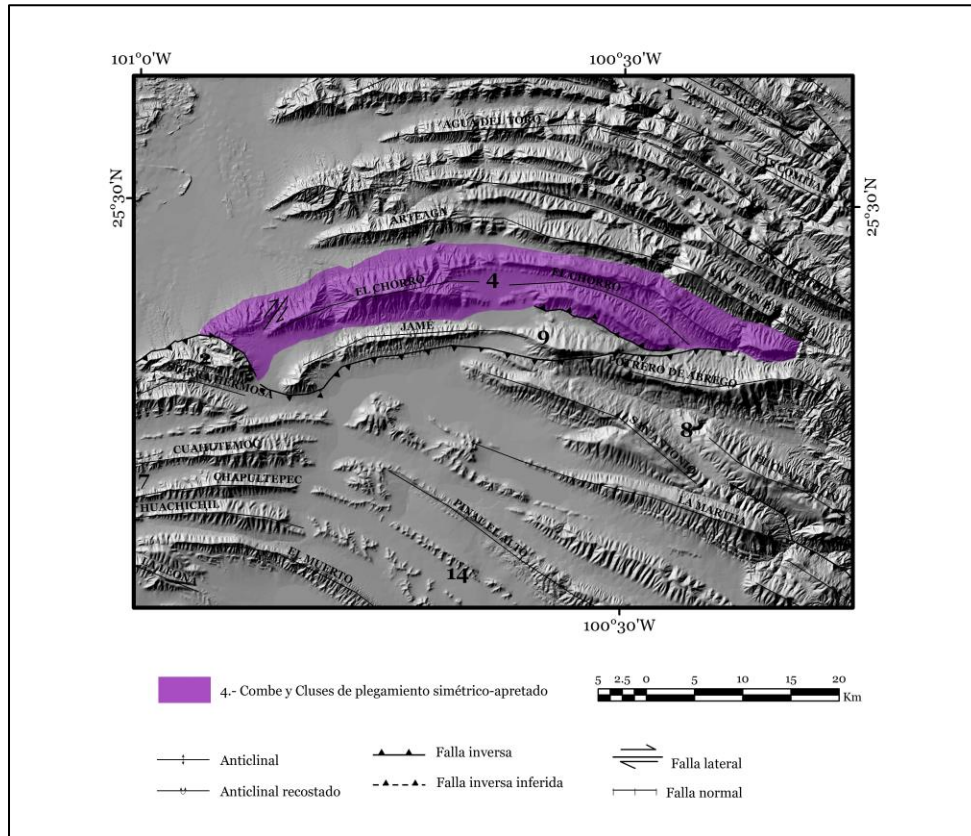


Figura 4.16.- Combe y Cluses de plegamiento simétrico-apretado.

Unidad 5.- Vals y Cluses de plegamiento asimétrico.

Esta unidad se definió básicamente por la orientación de las estructuras (NNW-SSE), así como por ser los anticlinales con mayor longitud en el eje de sus pliegues (Tabla 4.5), la mayoría de los cuales se encuentran interrumpidos por *Cluses*, derivados del alto grado de fracturamiento que existe en la zona. Las fallas inversas son paralelas al eje de los pliegues. La Cabalgadura Frontal constituye el límite Este, no solo de la unidad, sino también de la

SMOr. Predominan las laderas escarpadas, aunque las sierras no muestran una gran elevación comparadas con las sierras del frente Norte de la Curvatura. Se aprecia una fuerte erosión fluvial donde el patrón de drenaje enrejado es más notorio. Los valles corresponden en su mayoría a los sinclinales (*Vals*) (Figura 4.17).

Tabla 4.5.- Características estructurales de la unidad 5.

Anticlinal	Amplitud (Km)	Tipo de pliegue	Morfología	Estructura asociada	Tipo de rocas
Mediodía	Sin dato	Solo un flanco expuesto	Sin erosionar	Falla inversa	Fm. Taraises y Aurora cubren sus laderas
La Ventana	Sin dato	Solo un flanco expuesto	Sin erosionar	Falla inversa	Fm. Taraises y Aurora cubren sus laderas
Los Nogales-Santa Rosa	Sin dato	Solo un flanco expuesto	Sin erosionar	Falla inversa	Fm. Cupido, La Peña, Cuesta de Cura, San Felipe
Labrador	Sin dato	Solo un flanco expuesto	Erosionado	Falla lateral	Fm. Taraises, Cupido
Iturbe	2	Asimétrico, elongado	Erosionado		Fm. La Casita en su núcleo, Cupido y Taraises en sus laderas
La Muralla	2.1	Asimétrico, arqueado	Erosionado		Fm. Cuesta de Cura
Mauricio	2.1	Asimétrico, arqueado	Erosionado		Fm. Cuesta de Cura, Méndez y San Felipe la cubren

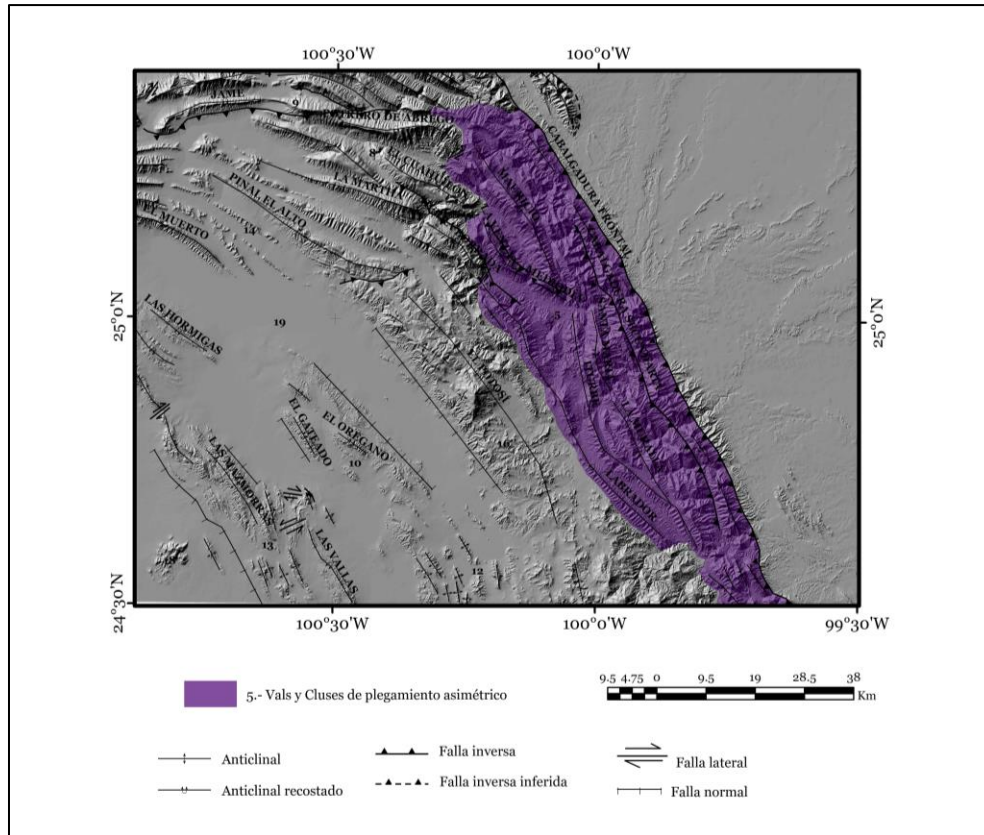


Figura 4.17.-Vals y Cluses de plegamiento asimétrico.

Unidad 6.- Mont de anticlinal simétrico

Su forma es particular en la región, ya que aunque se encuentran otras estructuras que no han sido erosionadas ésta se mantiene de forma original (Tabla 4.6), dando un relieve positivo, denominado *Mont*, cubierto por calizas de la Formación Cupido, que dan lugar a facetas triangulares resultado de la erosión de las corrientes fluviales que cortan las laderas de la sierra. En la cima de esta sierra las pendientes se vuelven muy escarpadas y dan morfologías de barras separas entre sí por el fracturamiento perpendicular de la estructura (Figura 4.18).

Tabla 4.6.- Características estructurales de la unidad 6.

Anticlinal	Amplitud (Km)	Tipo de pliegue	Morfología	Litología
Las Mitras	2.4	Simétrico, elongado	Sin erosionar	Fm. Cupido la cubre

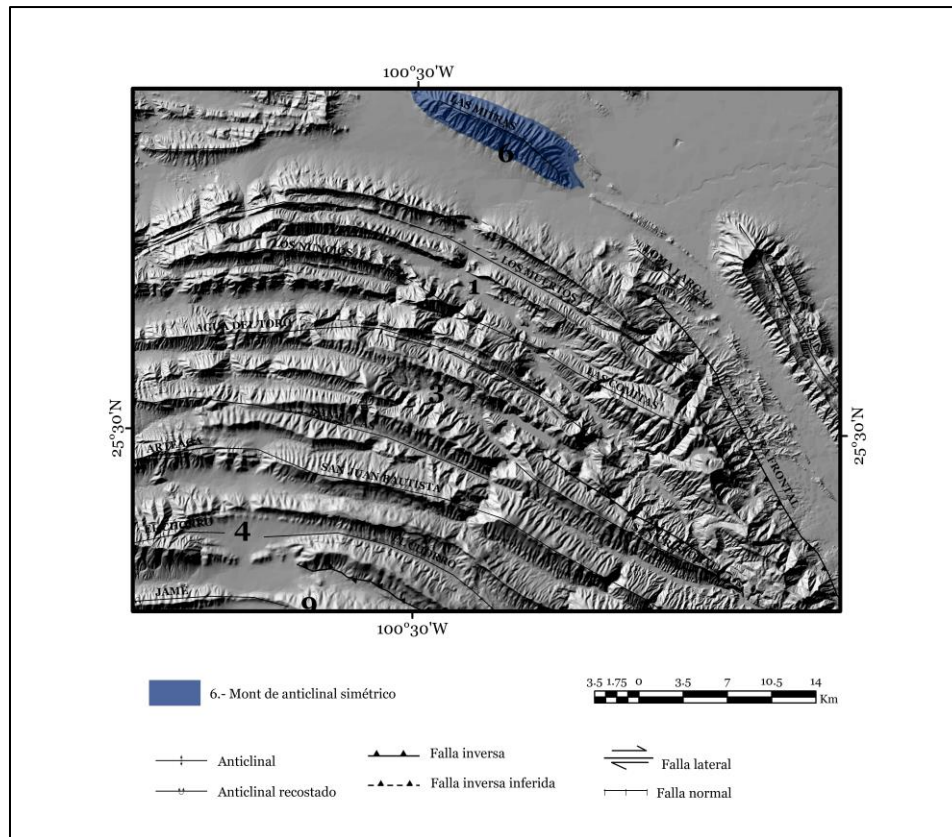


Figura 4.18.- Mont de anticlinal simétrico.

Unidad 7.- Monts de plegamiento asimétrico

Este grupo de anticlinales muestra una orientación casi E-W en el eje de sus pliegues (Tabla 4.7). Se caracterizan por ser asimétricos y arqueados. Cuyas superficies se encuentran sin erosionar siendo coronados por la Formación Cupido; la amplitud del plegamiento es constante entre cada una de la estructuras anticlinales, condición que se refleja en el ancho de cada valle sinclinal (*val*), al Este de este conjunto, las laderas de las sierras muestran mayor amplitud por lo que los valles se vuelven más estrechos, contrario a la parte Oeste donde los valles se abren mostrando superficies planas cubiertas de aluvión. El anticlinal Chapultepec se encuentra afectado en su extremo Oeste por una falla lateral izquierda que se explica por el acomodo del plegamiento cerca del frente NW de la SMO_r (Figura 4.19).

GEOMORFOLOGIA ESTRUCTURAL DE LA CURVATURA DE MONTERREY

Tabla 4.7.- Características estructurales de la unidad 7.

Anticlinal	Amplitud (Km)	Tipo de pliegue	Morfología	Estructura asociada	Litología
Huachichil	2.4	Asimétrico, arqueado	Sin erosionar		Fm. Cupido la cubre totalmente, en su pie se expone la Fm. La Peña
Cuauhtémoc	2.5	Asimétrico, arqueado	Sin erosionar		Fm. Cupido la cubre totalmente, en su pie se expone la Fm. La Peña
Chapultepec	2.5	Asimétrico, arqueado	Sin erosionar	Falla lateral	Fm. Cupido la cubre totalmente, en su pie se expone la Fm. La Peña

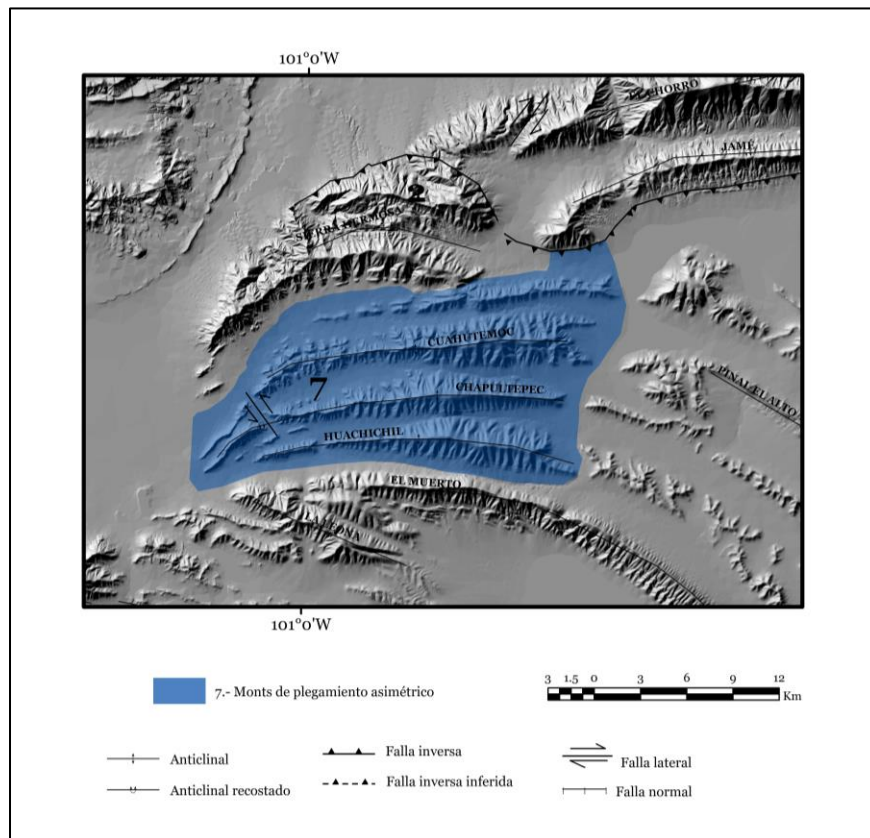


Figura 4.19.-Monts de plegamiento asimétrico.

Unidad 8.- *Monts y vals de plegamiento asimétrico*

Esta unidad se compone de seis anticlinales asimétricos cuya orientación NW-SE es similar entre ellos (Tabla 4.8), es particular la forma en que se interrumpe la continuidad de cada estructura plegada, esta dislocación se debe a fallas laterales que acomodan a las estructuras. Aunque no todas las sierras se encuentran erosionadas, la morfología en general es similar entre ellas, muestran laderas abruptas y escarpadas, así como interfluvios y laderas suaves. Donde se ubican las rocas más arcillosas el relieve se aprecia más rugoso, mientras que donde se haya las rocas calcáreas el relieve se muestra más suave. Otra característica que define a la zona es que el relieve se muestra de forma congruente, es decir, los valles (*Vals*) son ocupados por sinclinales y las sierras (*Monts*) son ocupadas por los anticlinales (Figura 4.20).

Tabla 4.8.- Características estructurales de la unidad 8.

Anticlinal	Amplitud (Km)	Tipo de pliegue	Morfología	Estructura asociada	Tipo de rocas
El Coahuilón	2.5	Asimétrico, elongado	sin erosionar	afectado por falla	Cupido ocupa toda su extensión
Potrero de Abrego	Sin dato	Solo un flanco expuesto	sin erosionar	afectado por falla inversa	Cupido se encuentra sobre su cima y flanco sur, al norte afloran Taraises, Carbonera y La Casita
Sierra Borrada	2.6	Asimétrico	erosionado	afectado por falla inversa	La Casita en el núcleo de la Sierra, Cupido en laderas NE
Ciénega del Toro	3	Asimétrico	erosionado		La Fm. Taraises y Cupido la Cubren
La Martha	3.2	Asimétrico, elongado	erosionado	afectado por falla	En su flanco NE se encuentran Aurora, Agua Nueva, en su cima Agua Nueva, al SW Cupido y Taraises
San Antonio	3	Asimétrico, elongado	erosionado	afectado por falla	Se encuentra en su mayor extensión cubierto por Cupido

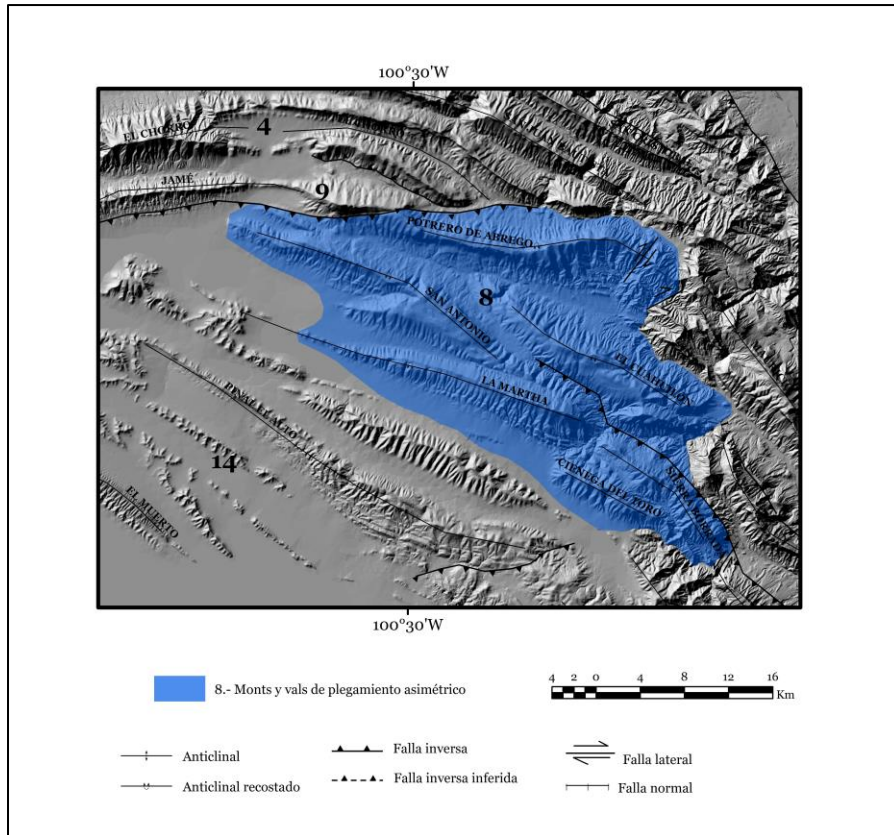


Figura 4.20.- Monts y Vals de plegamiento asimétrico.

Unidad 9.- Cuesta de plegamiento asimétrico

Esta estructura se encuentra arqueada y recostada (Tabla 4.9), es afectada por una falla inversa, la cual marca su límite sur y la separa de otros estilos de plegamiento. Se manifiesta como una elevación alargada cuyas laderas en el lado Oeste varían en morfología: las que apuntan al Norte son más suaves y rectas, mientras que las laderas del Sur muestran una ruptura en la continuidad de la ladera, evidenciada por el tipo de roca, formándose un piedemonte fuertemente disectado y dando una apariencia de cuesta. Al Este de la unidad, la estructura se ve afectada por una falla inversa, lo que se asocia a una mayor altura de la sierra en esa zona y un cambio en la pendiente de sus laderas que se vuelven más abruptas (Figura 4.21).

Tabla 4.5.- Características estructurales de la unidad 9.

Anticlinal	Amplitud (Km)	Tipo de pliegue	Morfología	Estructura	Litología
Jamé	2.7	Asimétrico, arqueado	Erosionado	Falla inversa	Flanco Sur Fm. La Casita y Carbonera, Flanco Norte Cupido y Taraises

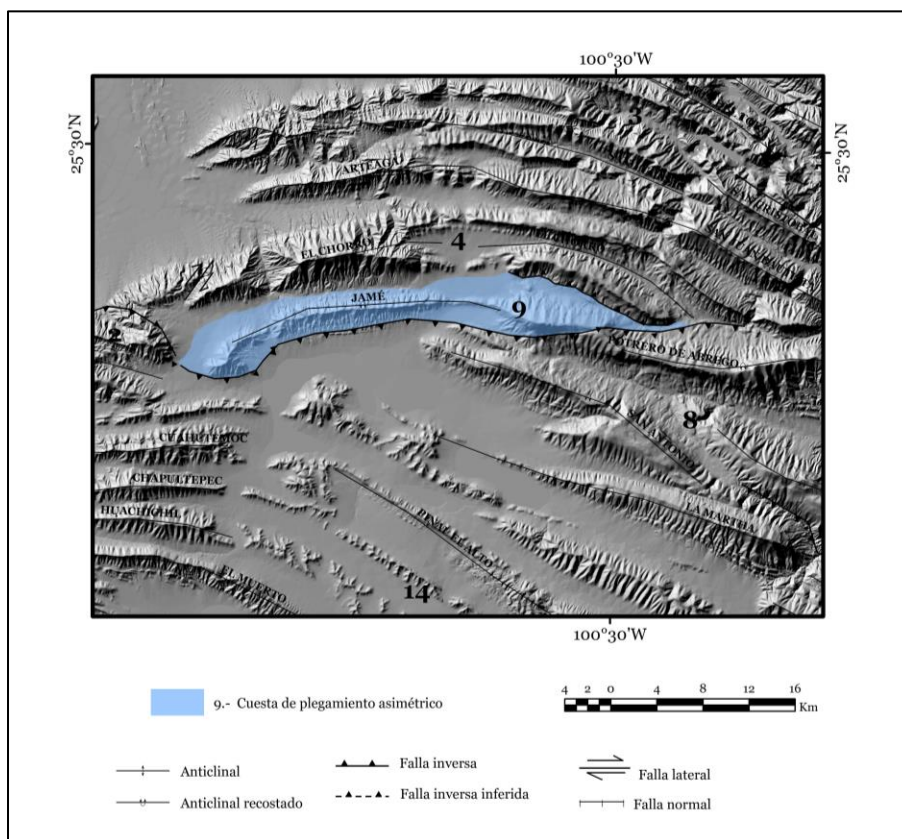


Figura 4.21.- Cuesta de plegamiento asimétrico.

Unidad 10.- Cuestas de vergencia opuesta

Este grupo de anticlinales (Tabla 4.10) muestra la particularidad de tener una vergencia hacia el SW, contrario al sentido general del movimiento de la Curvatura, esto explicado por su interacción con el basamento del Anticlinal El Potosí. Su altura es relativamente baja comparada con las otras elevaciones de la región y las pendientes de sus laderas llegan a ser muy inclinadas hasta los 35°. El anticlinal El Gateado se expresa como una cuesta cuyo dorso

GEOMORFOLOGIA ESTRUCTURAL DE LA CURVATURA DE MONTERREY

lo compone la ladera SW; de forma contraria la elevación que se encuentra en el extremo Este de la unidad forma otra cuesta con sentido contrario, el dorso es ocupado por la vertiente NE. El frente de ambas cuestas corresponde a calizas más resistentes de la Fm. Cupido. Los *vals* aquí son amplios y se encuentran rellenos de sedimentos más jóvenes (Figura 4.22).

Tabla 4.10.- Características estructurales de la unidad 10.

Anticlinal	Amplitud (Km)	Tipo de pliegue	Morfología	Litología
El Zorrillo	Sin dato	Asimétrico, elongado	Erosionado	Predomina la Fm. Cuesta del Cura
El Gateado	Sin dato	Asimétrico, elongado	Erosionado	Predomina la Fm. Cupido en su cima, en el flanco SW aflora San Felipe e Indidura
El Orégano	Sin dato	Asimétrico, elongado	Erosionado	Predomina la Fm. Cupido

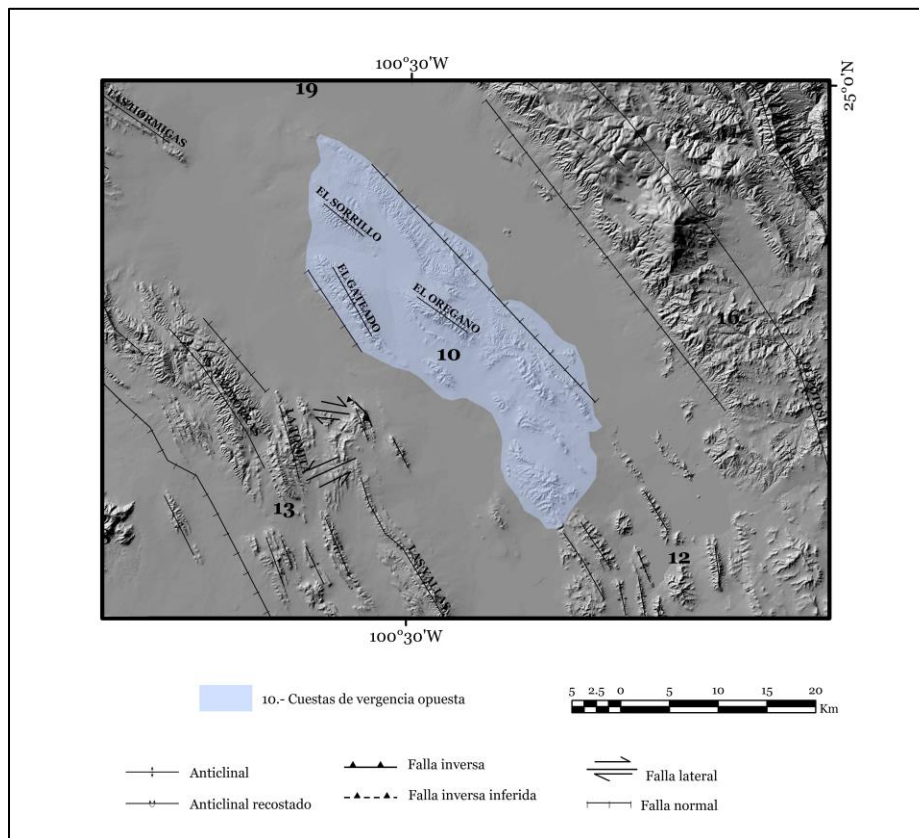


Figura 4.22.- Cuestas de vergencia opuesta.

Unidad 11.- Lomeríos erosionados de plegamiento asimétrico.

La principal característica que diferencia a esta unidad es la orientación general del eje del plegamiento (la mayoría coincidiendo con una orientación WNW-ESE), por lo que en esta zona la dirección general del transporte es hacia el Norte, sin embargo hacia el Este de una unidad, los pliegues de: El Jabalí, El Venado y Las Hormigas giran la orientación del eje del pliegue hacia el NW-SE, esto se explica por el acomodo estructural al momento del transporte tectónico; las fallas laterales que las afectan acomodan los pliegues. (Tabla 4.11) Las estructuras se encuentran erosionadas, formando lomeríos alargados cuyas pendientes son muy inclinadas. A pesar de que la amplitud del plegamiento es constante y similar a la de las estructuras de la zona Norte de la Curvatura, aquí los valles son más amplios y cubiertos totalmente por depósitos sedimentarios resientes (Figura 4.23).

Tabla 4.11.- Características estructurales de la unidad 11.

Anticlinal	Amplitud (Km)	Tipo de pliegue	Morfología	Estructura asociada	Litología
El Mezquite-La Cuchilla	2.4	Asimétrico, elongado	erosionado	afectado por falla lateral	Fm. Indidura en su flanco Norte, sobre su cima Cuesta del Cura y Cupido en su flanco Sur
San Juan	2.5	Asimétrico	erosionado		Fm. Cupido en su flanco Sur y La Peña, Cuesta del Cura e Indidura en su flanco Norte
El Duraznero	2.5	Asimétrico, arqueado	erosionado		Fm. Zuloaga predomina, sus flancos se encuentran ocupados por Cupido
Catana- El Toro- Las Hormigas	2.5	Asimétrico, arqueado	erosionado	afectado por falla lateral e inversa	Fm. Zuloaga predomina.
La Leona	2.6	Asimétrico, elongado	erosionado		Predomina la Fm. Cupido y la Fm. Zuloaga se encuentra al W de aflorando

GEOMORFOLOGIA ESTRUCTURAL DE LA CURVATURA DE MONTERREY

El Fraile-El Jabalí	2.8	Asimétrico, arqueado	erosionado		Predomina la Fm. Zuloaga a lo largo de toda la sierra.
El Muerto	Sin dato	Asimétrico, arqueado	erosionado		Predomina la Fm. Cupido en toda la sierra, al Sur domina Zuloaga.
Pedregoso	2	Simétrico, elongado	erosionado		Fm. Zuloaga en su cima y Fm. Cuesta del Cura y Cupido en sus flancos.

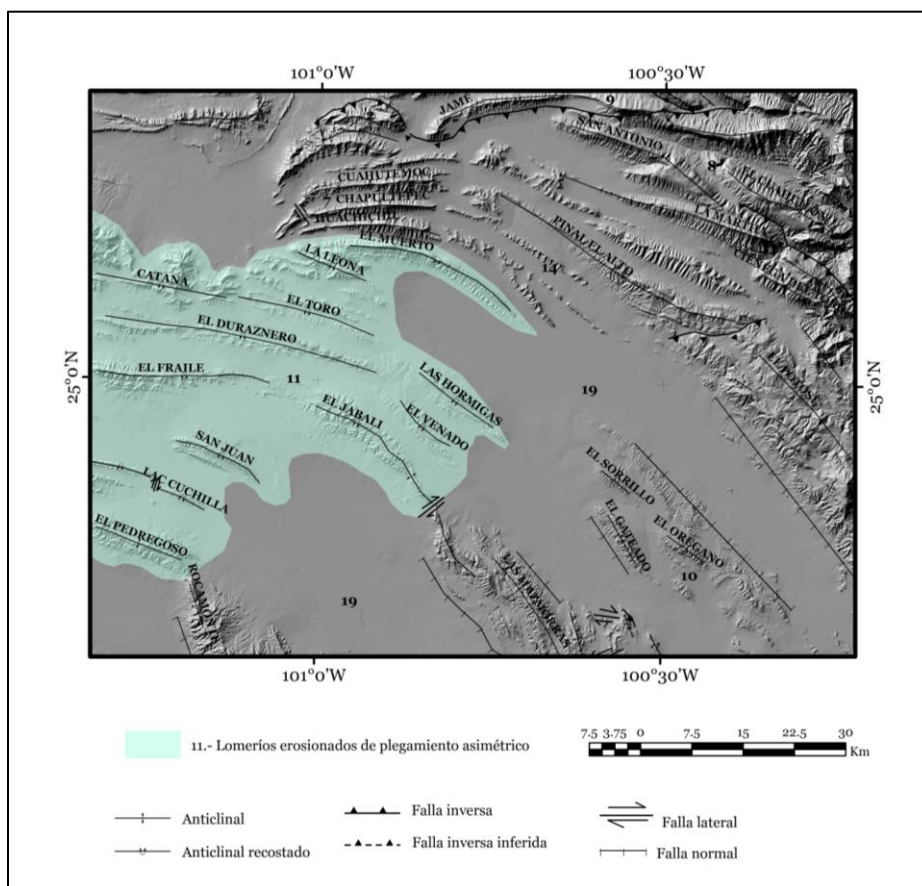


Figura 4.23.- Lomeríos erosionados de plegamiento asimétrico.

Unidad 12.-. Lomeríos remanentes del plegamiento asimétrico

Se conforma por pequeños pliegues NW-SE y N-S, los cuales se encuentran fuertemente erosionados, de relieve suave, apenas identificados como elevaciones alargadas. Siendo remanentes del plegamiento de la región (Figura 4.24).

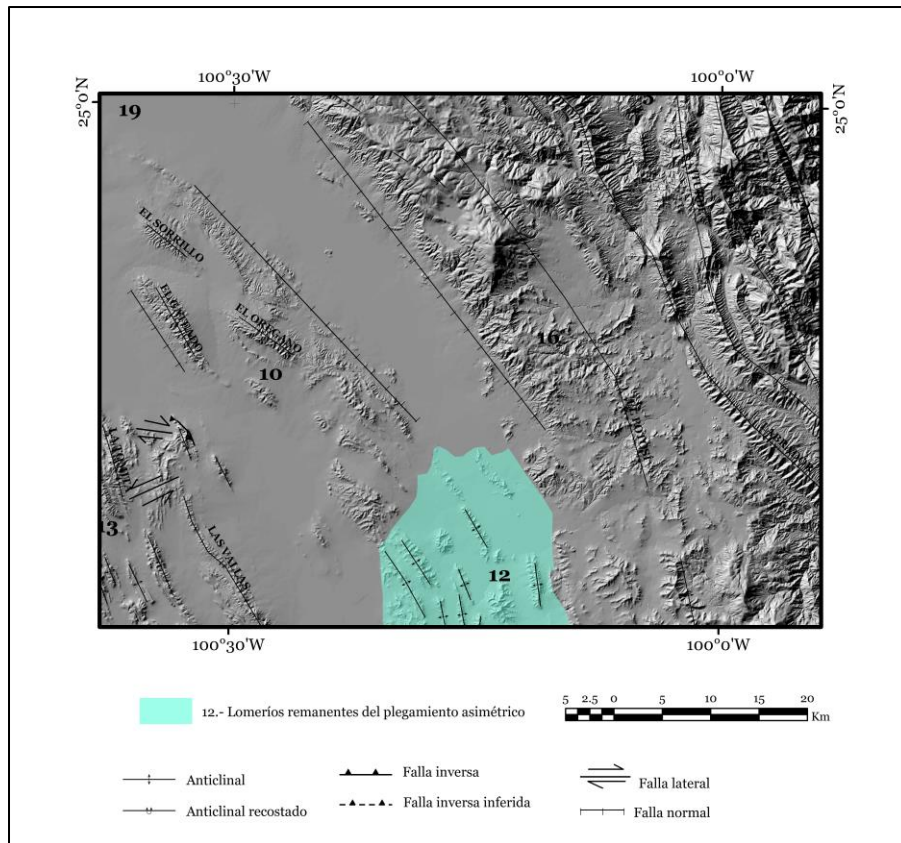


Figura 4.24.- Lomeríos remanentes del plegamiento.

Unidad 13.-. Lomeríos dislocados de plegamiento asimétrico

Esta unidad se compone de pliegues asimétricos y recostados, con orientación NW-SE fuertemente erosionados que se caracterizan por encontrarse dislocados por fallas laterales (Tabla 4.12). Los valles ubicados en esta zona son poco angostos y se desarrollan sobre la estructura sinclinal (*vals*), mientras que las elevaciones corresponden a las laderas de los anticlinales, con pendientes inclinadas y poco inclinadas, por lo que el relieve es muy suave (Figura 4.25).

GEOMORFOLOGIA ESTRUCTURAL DE LA CURVATURA DE MONTERREY

Tabla 4.12.- Características estructurales de la unidad 13.

Anticlinal	Amplitud (Km)	Tipo de pliegue	Morfología	Estructura asociada	Litología
La Tomita	1.6	Asimétrico, elongado	Erosionado	Falla lateral	Fm. Zuloaga y Cupido en sus laderas
Las Mazmorras	1.9	Asimétrico, elongado	Erosionado		Fm. Cupido y Agua Nueva predominan
Las Vallas	2	Asimétrico, elongado	Erosionado		Fm. Endidura, Cuesta del Cura, La Peña en sus laderas

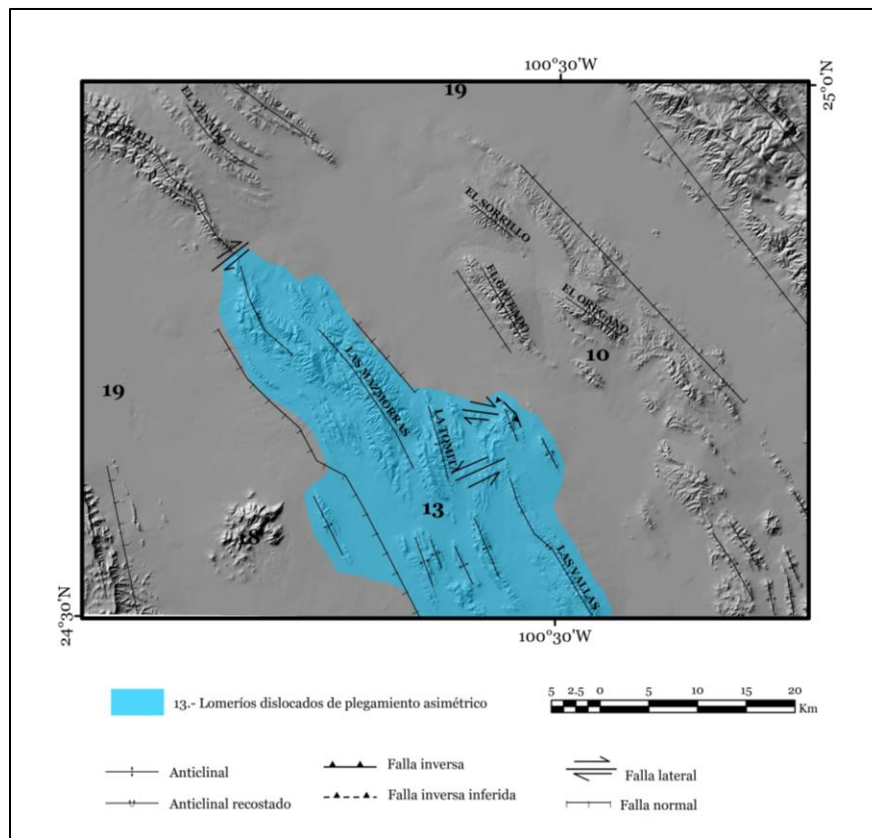


Figura 4.25.- Lomeríos dislocados de plegamiento asimétrico.

Unidad 14.- Lomeríos y vals atenuados de plegamiento asimétrico

Esta unidad es conformada por un anticlinal (Tabla 4.13) que se encuentra erosionado de forma que las elevaciones corresponden a los flancos del pliegue mientras que las zonas más bajas son ocupadas por valles correspondientes a sinclinales rellenos de sedimentos (*vals*

atenuados), formando una zona plana amplia, que separa a los lomeríos fuertemente erosionados, los cuales muestran pendientes inclinadas y una morfología suave tanto en sus interfluvios como en sus laderas (Figura 4.26).

Tabla 4.13.- Características estructurales de la unidad 14.

Anticlinal	Amplitud (Km)	Tipo de pliegue	Morfología	Litología
Pinal Alto	3.7	Asimétrico, elongado	erosionado	Fm. La Casita, Minas Viejas, Carbonera afloran en el flanco SW de la sierra. Taraises y La Peña afloran al NW de la sierra.

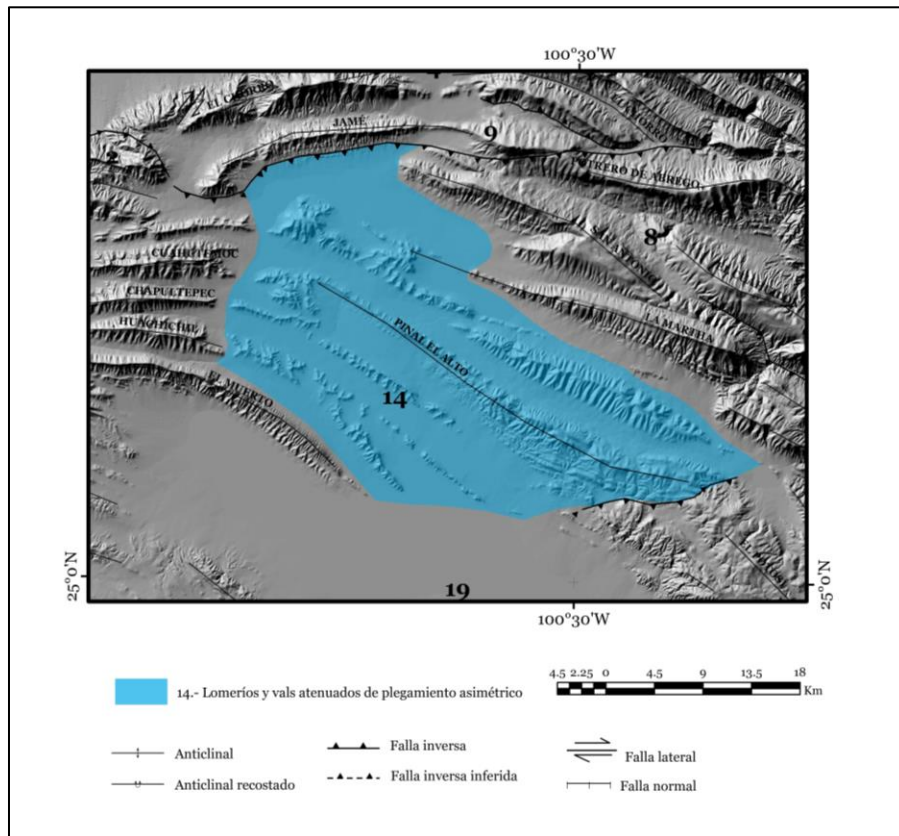


Figura 4.26.- Lomeríos y vals atenuados de plegamiento asimétrico.

Unidad 15.- Sierra desmantelada de plegamiento complejo.

Esta unidad es definida por el anticlinal de la Silla (Tabla 4.14), el cual es complejo estructuralmente pues es un pliegue que se encuentra elongado, apretado, simétrico y asimétrico, parcialmente recostado, afectado por una falla inversa en su extremo Sureste donde solo aflora un flanco y una falla lateral que lo atraviesa al Sur. En su núcleo se forma un *Combe doble* formado por la erosión diferencial del núcleo del anticlinal. Sus laderas son fuertemente inclinadas, sobre todo las laderas externas en la vertiente Oeste muestran una mayor inclinación y forman pliegues *chevrons*. En su extremo Norte al Este las laderas son cortadas por *cluses incipientes*, cuyos cursos fluviales corren hacia el Este de la sierra. Se considera que la erosión se ha presentado de forma diferencial en la sierra, debido tanto como a las rocas que la componen pero sobre todo a su complejidad estructural, que promueve un mayor efecto de los procesos erosivos (Figura 4.27).

Tabla 4.14.- Características estructurales de la unidad 15.

Anticlinal	Amplitud (Km)	Tipo de pliegue	Morfología	Estructura asociada	Litología
Cerro de La Silla	5	Simétrico, Asimétrico, elongado	Erosionado	Falla lateral, falla inversa	Fm. Zuloaga y La Casita en su núcleo, Taraises, Cupido en los flancos

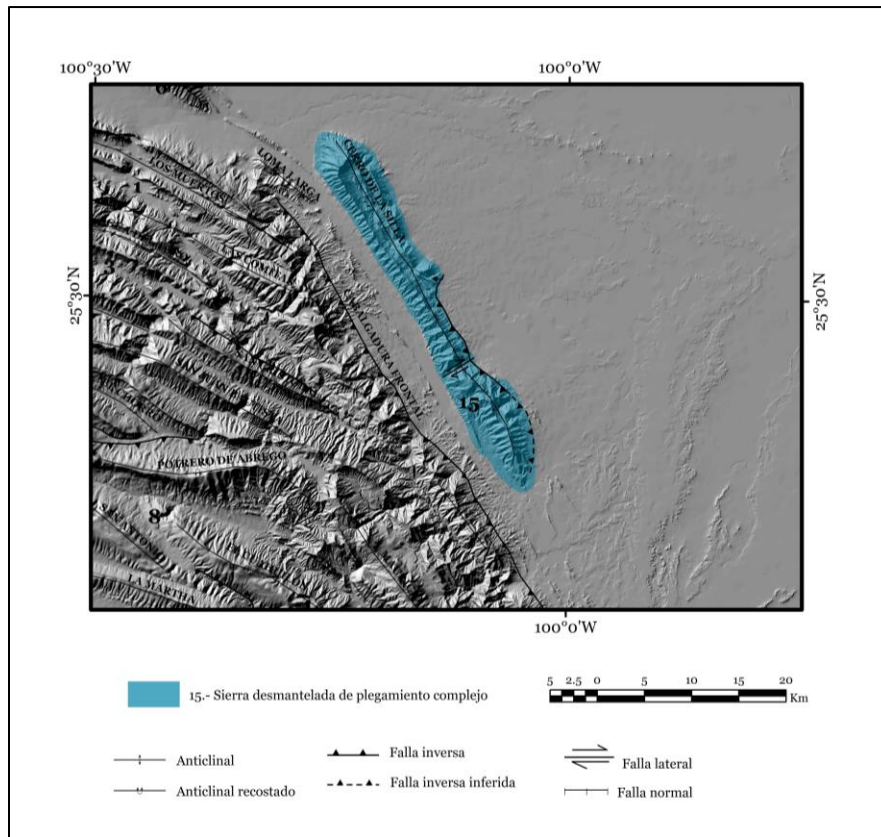


Figura 4.27.- Sierra desmantelada de plegamiento complejo.

Unidad 16.- Serranía invertida de plegamiento complejo.

Esta unidad se define por los pliegues que conforman el complejo del Anticlinal El Potosí (Tabla 4.15). Se diferencia de las demás unidades por estar fuertemente erosionada, aflorando en esta zona las rocas más antiguas de la región. El relieve se expresa de forma invertida, formando anticlinales desmantelados y sinclinales colgados, los cuales son afectados por fallas que afectan el basamento. La fuerte erosión en la zona hace difícil diferenciar las estructuras plegadas; la morfología es relativamente suave y rugosa, con laderas poco inclinadas (Figura 4.28).

Tabla 4.15.- Características estructurales de la unidad 16.

Anticlinal	Amplitud (Km)	Tipo de pliegue	Morfología	Litología
El Potosí	4	Asimétrico	erosionado	Fm. La Casita, Zuloaga, Huizachal, Conglomerados todas dispersas

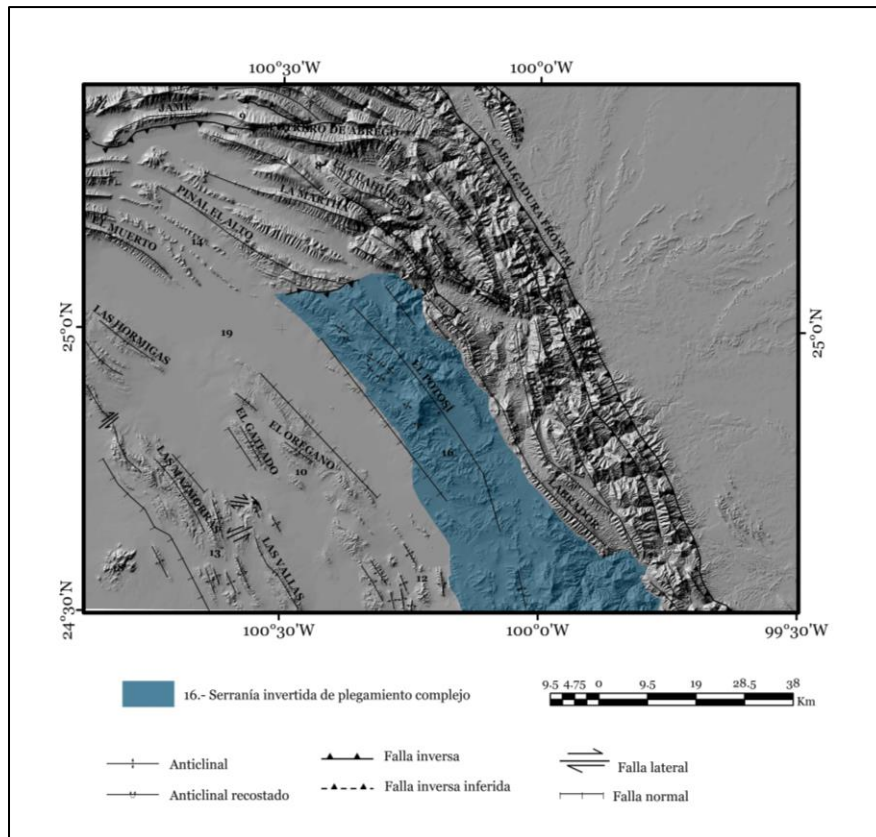


Figura 4.28.- Serranía invertida de plegamiento complejo.

Unidad 17.- Serranías intrusionadas de plegamiento asimétrico

Esta unidad se conforma por anticlinales erosionados con orientación casi N-S (Tabla 4.16). Se encuentra limitada por fallas normales en sus extremos Este y Oeste. Es afectada por dos intrusivos, el que atraviesa al anticlinal Rocamonte no es muy evidente en su expresión morfológica, sin embargo el que se localiza al Sur se expresa en forma similar a la de una meseta, donde las laderas se vuelven casi planas. Las alineaciones de las estructuras plegadas se distinguen claramente, las pendientes son muy inclinadas en las partes más altas de la serranía; sin embargo las laderas conservan su geometría convexa y la disección del relieve es fuerte y los interfluvios se conservan suaves, coincidentemente con el tipo de roca presente (Figura 4.29).

Tabla 4.16.- Características estructurales de la unidad 17.

Anticlinal	Amplitud (Km)	Tipo de pliegue	Morfología	Estructura asociada	Litología
Rocamonte	2.4	Asimétrico, elongado	erosionado	Intrusionado por un plutón	Fm. Cupido y Cuesta del Cura la cubren

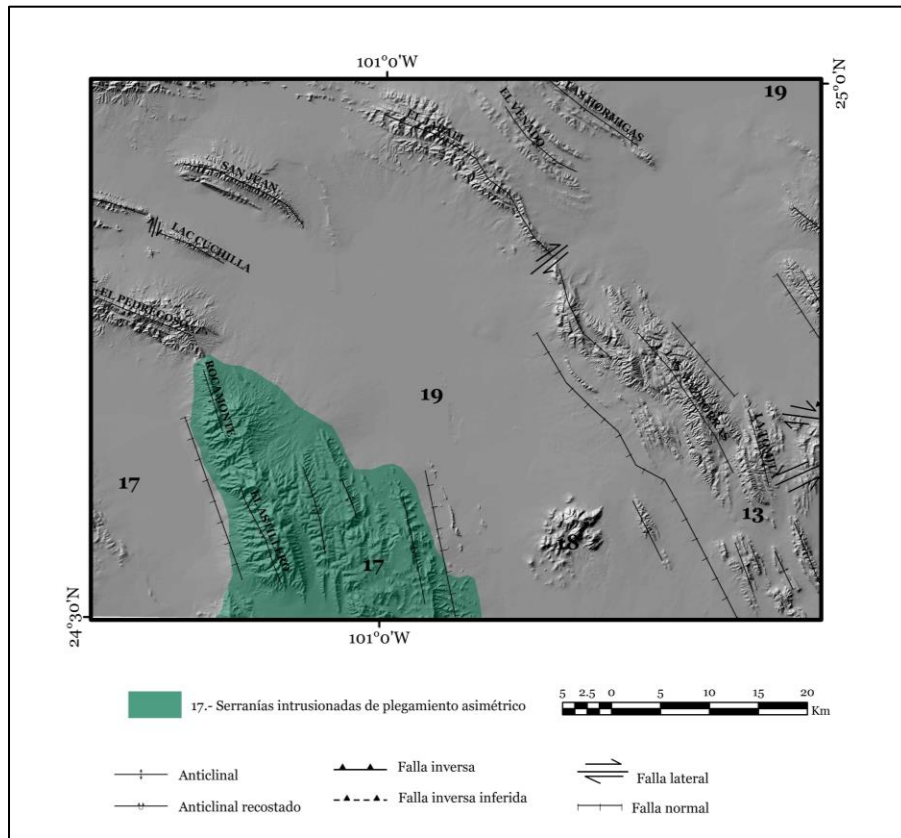


Figura 4.29.- Serranías intrusionadas de plegamiento asimétrico.

Unidad 18.- Monte intrusivo

Esta unidad se conforma por un montículo formado por un intrusivo que atraviesa los pliegues sepultados en la altiplanicie de la región. Se expresa como una elevación pequeña de laderas muy inclinadas y convexas (Figura 4.30).

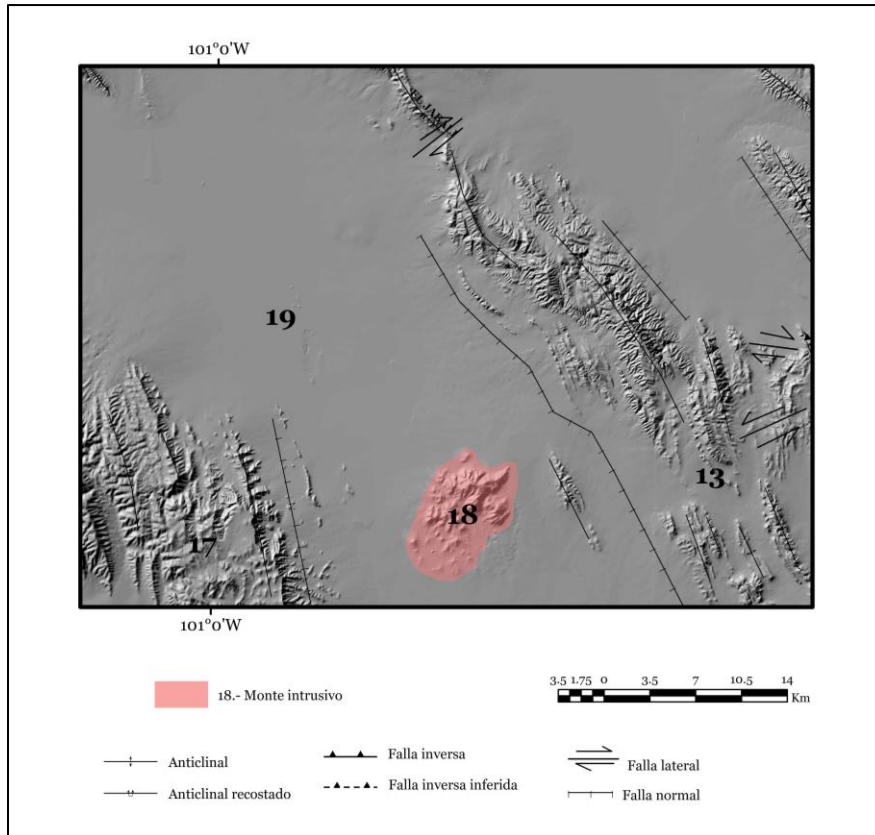


Figura 4.30.- Monte intrusivo.

Unidad 19. Altiplanicie de plegamiento sepultado

Es una zona relativamente plana, sin deformación aparente, sin embargo, el hecho de que en sus alrededores se encuentren elevaciones que interrumpen su continuidad, da pie a inferir que hay plegamiento sepultado por los depósitos sedimentarios más jóvenes provenientes de la erosión de los bloques más elevados. Además de que la unidad está limitada por fallas normales, conformando el bloque bajo de la zona (Figura 4.31).

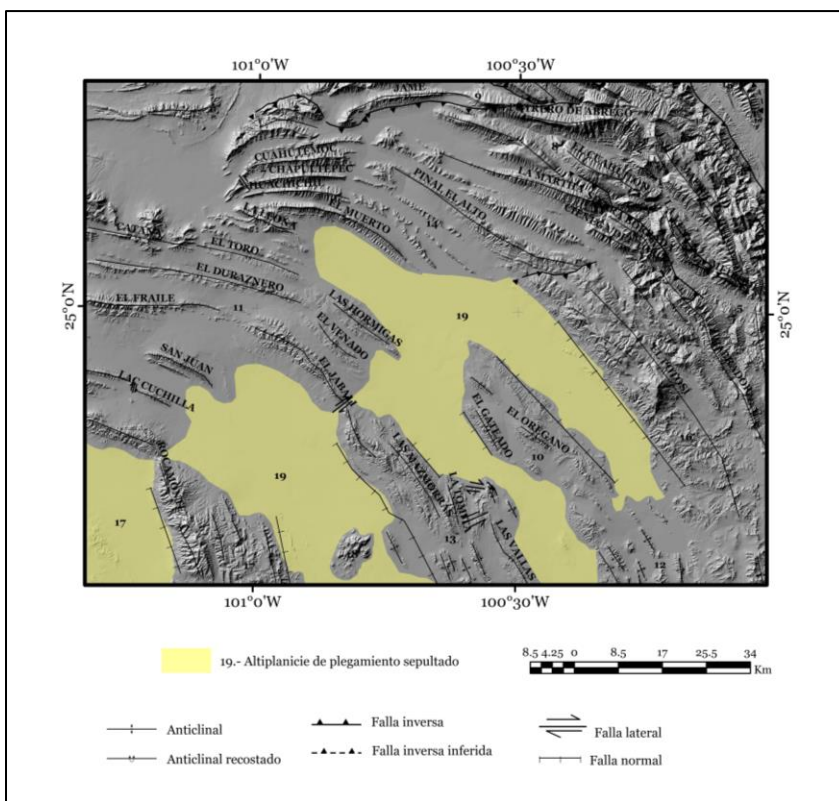


Figura 4.31.- Altiplanicie de plegamiento sepultado

CONCLUSIONES

El relieve que observamos no sólo se limita a lo que se ve cuando miramos el paisaje. Podemos llegar a preguntarnos qué provoca que un río siga tal curso, o cómo puede haber cambios repentinos en la pendiente de una ladera. Es quehacer de un geomorfólogo cuestionarse el porqué de la configuración del relieve. Y aunque existen diversos enfoques teóricos que analizan la morfología de la superficie, desde uno “dinámico”, donde los agentes exógenos se priorizan para explicar su configuración, hasta uno “aplicado”, donde se busca darle un mayor peso a las cuestiones ambientales y de riesgos, el enfoque y el método que se elija para desarrollar un estudio geomorfológico siempre tendrán mucho que ver con las particularidades del lugar, así como la información con la que se dispone.

Por lo anterior, la zona de estudio, caracterizada por ser una región montañosa, cuyo origen se debe a procesos tectónicos de larga duración en el tiempo geológico, fue analizada a partir de un enfoque estructural, en el que se dio prioridad a la forma en que las estructuras se disponen, para poder explicar porque se han generado distintas morfologías en la región que aparenta ser homogénea estructuralmente.

La Geomorfología Estructural se define en este estudio como una ciencia multidisciplinaria que se fundamenta en la Geología y la Geografía, pues sin el entendimiento de los elementos estructurales y litológicos, así como de los procesos tectónicos no podríamos explicar cómo se conjunta el clima, la hidrografía y demás características geográficas en el desarrollo de los procesos que le dan forma al relieve.

Caracterizar las formas del relieve de una zona por medio de métodos digitales no es una forma convencional de desarrollar Geomorfología, sin embargo, representa una herramienta fundamental y básica, por lo que el método principal de análisis de este trabajo se basó en diferentes Modelos Digitales de Elevación y los mapas morfométricos derivados de estos, los cuales representaron la base de análisis del trabajo en conjunto con la cartografía e información geológica disponible ya que fue la manera más viable y exacta de examinar el relieve de la zona de estudio, a partir de la información disponible. La carencia

de información más precisa que permitiera el uso de técnicas como la Fotogeografía y otras ramas que pudieran facilitar el desarrollo de un trabajo más detallado y profundo, fue una de las principales limitantes. Sin embargo, tampoco resulta la finalidad del trabajo pues se buscó básicamente una caracterización geomorfológica regional para una zona con amplias dimensiones, tanto por su extensión territorial como por su complejidad geológica. Resultado de esto fue la elaboración de una cartografía Geomorfológica-Estructural, que permitió definir e identificar, sino de una manera detallada si de forma general, los tipos de relieves que se han desarrollado en la región y los procesos que los originan.

Derivado de este análisis estructural y morfométrico se obtuvo una regionalización geomorfológico-estructural que delinea 19 unidades en la Curvatura de Monterrey, con lo que se puede concluir en los siguientes puntos:

- La litología que se encuentra en la región se constituye en su mayoría de rocas sedimentarias de composición relativamente similares, encontrando diferencias significativas solo entre las rocas clásticas pertenecientes a las formaciones más antiguas, las cuales afloran en las sierras erosionadas, y las formaciones más jóvenes compuestas por rocas más calcáreas. Mientras que los paquetes sedimentarios con mayor espesor y homogeneidad pertenecen a las formaciones de edad intermedia en la columna estratigráfica y forman parte de las zonas altas de las sierras en su mayoría. Las rocas más jóvenes deformadas se encuentran principalmente en los valles sinclinales de la región. En ambos casos las rocas que predominan son calizas. Sin embargo no se expresa una diferencia clara entre los tipos de rocas y las morfologías resultantes, pero si en las características estructurales del plegamiento.
- Existe una estrecha relación entre las morfologías erosionadas y los grandes lineamientos, los patrones de fracturamiento perpendicular al eje de las estructuras plegadas dan pie a la formación de valles estrechos que cortan las estructuras de la región en forma radial, lo cual es expresión de los esfuerzos generados durante la etapa de deformación, sobre todo en el frente de la Curvatura de Monterrey.
- Prevalece una similitud de las morfologías en toda la región, sin embargo estas difieren en elementos morfométricos como altitud, pendientes, orientación de laderas. Todas ellas también condicionadas por las variaciones estructurales del plegamiento y el fracturamiento.
- Se pueden diferenciar dos zonas importantes en el desarrollo de procesos geomorfológicos: una zona “estable” donde las estructuras apenas se expresan como elevaciones bajas, esto debido a que los pliegues ubicados en esta zona se encuentran

sepultados y la zona actúa como una cuenca sedimentaria, donde parte de los sedimentos provenientes de las sierras más elevadas se acumulan; aquí, el clima es más árido, por lo que las lluvias y densidad de drenaje es menor, propiciando el desarrollo de suelos más salinos y pobres en materia orgánica, que solo sostienen vegetación halófila, de matorral y pastizales. La zona “activa” corresponde al frente del orógeno y a las partes más elevadas, las cuales coinciden con la zona más deformada, es decir donde el plegamiento es más apretado y donde las fallas inversas han afectado a las estructuras plegadas; aquí se desarrolla una mayor dinámica erosiva que se asocia a condiciones climáticas más húmedas y una actividad fluvial mayor, así como a diferencias altitudinales más notorias, pendientes escarpadas y muy inclinadas que sólo permiten el desarrollo de suelos someros altamente erosionables, teniendo como resultado una fuerte energía del relieve. Los sedimentos que se producen en esta zona son transportados en su mayoría hacia la cuenca de antepaís de la Planicie Costera del Golfo de México.

Es importante mencionar que la cartografía abarca parte del sector Transversal de Parras y la Planicie Costera del Golfo de México, sin embargo estas zonas no se clasifican en la cartografía final ni se describen pues, no entran dentro de la definición de la región. Pero se muestran como dos zonas con una clara diferencia morfológica, entre ellas. La primera zona muestra un plegamiento distinto con sierras alargadas cuya orientación y morfología es totalmente diferente a la de la Curvatura; mientras que la segunda es una cuenca sedimentaria conformada por remanentes de la Sierra Madre Oriental, cuya superficie es plana y suave.

Como se mencionó en este trabajo, son pocos los estudios realizados en la rama de la Geomorfología Estructural, sobre todo en el norte del país; por lo que éste representa uno de los primeros en su tipo, en donde la metodología propuesta se muestra acertada respecto a los objetivos alcanzados. El soporte teórico del método de análisis se basó en los conceptos teóricos y metodológicos del análisis Geomorfológico Estructural para un cinturón plegado y corrido, el cual puede ser aplicado a otras zonas siempre y cuando tengan características estructurales y tectónica similares, pues la zona corresponde al frente de un orógeno, que actualmente se encuentra tectónicamente inactivo; por lo que en nuestro país podría ser coincidente con otras zonas de la Sierra Madre Oriental que muestren estas condiciones.

BIBLIOGRAFÍA

- ✓ Ángeles-Villeda, M., J. Hinojosa-Espinosa, J. López-Oliva, A. Valdéz-González y M. Livas-Vera. (2005) “Estratigrafía y microfacies de la parte sur del Cañón La Boca, Santiago, Nuevo León, México” *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 22, núm. 2, México pp. 272-281.
- ✓ Arriaga, L., Espinoza, J.M., Aguilar, C. Martínez, L. Gómez y E. Loa *Coords.* (2000) *Regiones terrestres prioritarias de México*. Comisión Nacional para el Conocimiento y uso de la Biodiversidad. México. pp. 342-351.
- ✓ Boyer, S. and Elliott, D. (1982). “Thrust systems”. American Association of Petroleum Geologists Bulletin Volume 66, pp. 1196–1230.
- ✓ Burbank, D. and R. Anderson (2012) *Tectonic Geomorphology* Second Edition, Wiley-Blackwell. USA. 472 p.
- ✓ Chávez-Cabello, G., J. Torres, N. Porras, T. Cossio y J. Aranda. (2011) “Evolución estructural del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental en el Cañón Santa Rosa, Linares, Nuevo León” *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* Vol. 63, núm. 2, México pp. 253-270.
- ✓ CONABIO (1998) *Uso de suelo y vegetación de INEGI agrupado por CONABIO. Escala 1:1,000,000* Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad. México. [<http://www.conabio.gob.mx>] Consulta: Febrero 2016
- ✓ CONABIO (2004) *Regiones Terrestres Prioritarias. Escala 1:1,000,000* Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad. México. [<http://www.conabio.gob.mx>] Consulta: Febrero 2016

- ✓ CONAGUA (2009) “Determinación de la Disponibilidad de Agua en el acuífero Campo Buenos Aires, estado de Nuevo León” Diario Oficial de la Federación. México. 18 p.
- ✓ Contreras, C. (2007) *Geografía de Nuevo León* Fondo Editorial de Nuevo León. México. 229 p.
- ✓ Cuevas, M., A. Garrido, J. Pérez y D. Iura (2010) “Estado actual de la vegetación en las cuencas de México” en Cotler, H. *Coord. Las cuencas hidrográficas de México. Diagnóstico y priorización*. Instituto Nacional de Ecología (INE-SEMARNAT). México. pp. 50-58.
- ✓ Davis, G., Reynolds, S. and C. Kluth (2012) *Structural Geology of Rocks and Regions*. 3rd Edition Wiley. USA. 861 p.
- ✓ Derruau, M. (1965) *Geomorfología*. Ariel. España. 442 p.
- ✓ De León-Gómez, H., D. Masuch-Oesterreich, Medina-Barrera y F. Hellweg (1998) “Investigaciones hidrogeológicas en el Cañón de la Huasteca como contribución al abastecimiento de agua potable de Monterrey, Nuevo León, NE-México” *Geogaceta* núm. 23. México. pp. 87-90.
- ✓ De Pedraza, J. (1996) *Geomorfología. Principios, Métodos y Aplicaciones* Editorial Rueda, España 414 p.
- ✓ Dolorinda, D. (2007) *Aplicación de Sistemas de Información Geográfica al estudio de acuíferos costeros complejos. Caso del Campo de Dalías* Tesis de Doctorado. Universidad de Almería [<https://books.google.com.mx/books?isbn=8482409239>] Consulta: Agosto 2016
- ✓ Eguiluz, S., M. Aranda, y R. Marrett (2000) “Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México” *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana v. LIII*, pp. 1-26.

GEOMORFOLOGIA ESTRUCTURAL DE LA CURVATURA DE MONTERREY

- ✓ Espinosa, L. y K. Arroyo (2011) *Geomorfología en México. Una visión histórica, metodológica y aplicada. Modelos, fundamentos, historia, métodos, técnicas y aplicaciones* Editorial Académica Española U.S.A. 277 p.
- ✓ García, E.- CONABIO (1998) *Climas (clasificación de Koppen, modificado por García). Escala 1:1,000,000* Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad. México. [<http://www.conabio.gob.mx>]
- ✓ García, J. (2006) *Geomorfología Estructural*. Ariel. España. 648 p.
- ✓ García, M. T. y J. Lugo (2003) *El Relieve Mexicano en Mapas Topográficos Serie Libros Núm. 5* Instituto de Geografía, UNAM. México. 148 p.
- ✓ Gobierno de Nuevo León (2010) *Atlas de Riesgo para el estado de Nuevo León (primera parte)* Secretaria de Desarrollo Sustentable. México. 78 p.
- ✓ Grau, R. y M. Sala (1984) “Caracteres históricos de la Geomorfología moderna” *Acta Geológica Hispánica* T. 19 n° 2, pp 67-74.
- ✓ Guerra, F. (1980) *Fotogeología* Facultad de Ingeniería, UNAM México 337 p.
- ✓ Gutiérrez, M. (2008) *Geomorfología* Pearson education Madrid; México 898 p.
- ✓ Harvey, A. (2012) *Introducing Geomorphology. A Guide to Landforms and Processes* Dunedin. 124 p.
- ✓ Higuera-Díaz, I., M. Fischer y M. Wilkerson (2005) “Geometry and kinematics of the Nuncios detachment fold complex: Implications for lithotectonics in northeastern Mexico” *Tectonics*, 24, TC4010, pp. 1-19.
- ✓ Hills, E. (1977). *Elementos de Geología Estructural*. Ariel, Barcelona, 579 p.
- ✓ Hobbs, B., W. Means y F. Williams. (1981). *Geología estructural*. Omega. Barcelona, 518 p.

- ✓ Huggett, R. (2007) *Fundamentals of Geomorphology* Second Edition, Roudledge, 466 p.
- ✓ INEGI (2004) *Guía para la interpretación de cartografía. Edafología* Instituto Nacional de Estadística y Geografía. México.
- ✓ INEGI (2009) *Guía para la interpretación de cartografía uso del suelo y vegetación. Escala 1:250,000 Serie III/* Instituto Nacional de Estadística y Geografía. México. 74 p.
- ✓ INEGI, (2010) *División política municipal, 1:250000. 2010* Catálogo de metadatos geográficos. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad [<http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/>] Consulta: Febrero 2016
- ✓ INEGI (2010a) *Red hidrográfica, escala 1:50,000 Edición 2.0* Dirección General de Geografía y Medio Ambiente, Instituto Nacional de Estadística y Geografía. México. [http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/topografia/regiones_hidrograficas.aspx] Consulta: Febrero 2016
- ✓ INEGI (2010b) *Sistema de Cuentas Nacionales de México: Producto Interno Bruto por entidad federativa 2005-2009: año base 2003* Instituto Nacional de Estadística y Geografía. México. p. 357.
- ✓ INEGI (2013a) *Continuo de Elevaciones Mexicano 3.0 (CEM 3.0)* Instituto Nacional de Estadística y Geografía. México [<http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/datosrelieve/continuoelevaciones.aspx>] Consulta: Febrero 2016
- ✓ INEGI (2013b) *Edafología. Datos vectoriales, escala 1:1,000,000* Instituto Nacional de Estadística y Geografía. México [<http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/recnat/edafologia/infoescala.aspx>] Consulta: Febrero 2016

GEOMORFOLOGIA ESTRUCTURAL DE LA CURVATURA DE MONTERREY

- ✓ INEGI (2013c) “México en cifras” Instituto Nacional de Estadística y Geografía. México. [<http://www3.inegi.org.mx/sistemas/mexicocifras>] Consulta: Febrero 2016
- ✓ INEGI (2013d) *Censo de Población y Vivienda 2010*. Instituto Nacional de Estadística y Geografía. México [<http://www.inegi.org.mx>] Consulta: Febrero 2016
- ✓ IUSS (2007) Base referencial mundial del recurso suelo. Un marco conceptual para clasificación y comunicación internacional Informe sobre Recursos Mundiales de Suelos No. 103. FAO, Roma.
- ✓ Lisle, R. (2004) *Geological Structures and Maps. A Practical Guide* Third edition, Elsevier Butterworth-Heinemann 106 p.
- ✓ Lugo, J. (2002) *La superficie de la Tierra. II. Procesos catastróficos, mapas, el relieve mexicano* La Ciencia para todos. Fondo de Cultura Económica. México 143 p.
- ✓ Lugo, J. y C. Córdova (1991) “Regionalización Geomorfológica de la República Mexicana” *Investigación Geográfica*. Boletín del Instituto de Geografía, UNAM. México. pp. 25-63.
- ✓ Lugo-Hubp, J. (1990) “El Relieve de la República Mexicana” *Revista del Instituto de Geología* UNAM. vol. 9, núm. 1. México. pp. 82-111.
- ✓ Lugo-Hubp, J. (2011) *Diccionario Geomorfológico* Geografía para el siglo XXI. Serie Textos Universitarios, Instituto de Geografía UNAM. México. 479 p.
- ✓ Mercier, J. y P. Vergely (1999) *Tectónica*. Limusa. México. 256 p.
- ✓ Morán, D. (1985) *Geología de la República Mexicana* Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. México 88 p.
- ✓ Ochoa, V. y J-F. Parrot (2009). “MDT y aplicaciones: los atributos primarios y secundarios. Conceptos de Geomática y estudios de caso en México” Colección:

Geografía para el Siglo XXI, Serie: Libros de Investigación, Instituto de Geografía, 5: pp 261-293.

- ✓ Ortega-Gutiérrez, F., L. Mitre-Salazar, J. Roldan-Quintana, J. Aranda-Gómez, D. Morán-Zenteno, S. Alanís-Álvarez y A. Nieto-Samaniego. (1992) *Texto Explicativo de la Quinta Edición de la Carta Geológica de la República Mexicana Escala 1:2'000,000* Instituto de Geología, UNAM y Consejo de Recursos Minerales. México, 74 p.
- ✓ Padilla y Sánchez, R. (1985) “Las estructuras de la Curvatura de Monterrey, estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí” UNAM, *Inst. Geología, Revista*, vol. 6, núm.1, México pp.1-20.
- ✓ Peña, J. (1997) *Cartografía Geomorfológica Básica y Aplicada* Geoforma Ediciones Logroño, España 227 p.
- ✓ Ragan, D. (1980) *Geología Estructural: Introducción a las técnicas geométricas*. Barcelona
- ✓ Ragan, D. (2009) *Structural Geology. An introduction to Geometrical Techniques* Fourth Edition, Cambridge
- ✓ Santiago, B., C. Martínez, G. Sánchez, R. Chiapa y R. Palacios. (2000) *Informe final de la cartografía geológico minera escala 1:250 000, carta monterrey clave g14-7, estados de Coahuila, Nuevo León y Zacatecas* Consejo de Recursos Minerales Gerencia de Geología y Geoquímica Oficina Regional Saltillo. México, pp. 99.
- ✓ Sala, M. (1984) “Geomorfología actual: guía conceptual, temática y bibliográfica” *Revista de Geografía* núm. 1-2, Vol. 18 España pp. 209-248.
- ✓ Sala, M. y R. Batalla (1996) *Teoría y Métodos en Geografía Física Síntesis*. España 303 p.

GEOMORFOLOGIA ESTRUCTURAL DE LA CURVATURA DE MONTERREY

- ✓ Silva, G., C. Mendoza y E. Campos (2010) *Elementos de Cartografía Geológica*. Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México. México. 292 p.
- ✓ Servicio Geológico Mexicano (SGM), (2000) “Carta geológico-minera Concepción del Oro G14-10, escala 1:250,000”.
- ✓ Servicio Geológico Mexicano (SGM), (2008) “Carta geológico-minera Monterrey G14-7, escala 1:250,000”.
- ✓ SE-SGM (2008) "Monografía geológico-minera del estado de Puebla" Coordinación General de Minería Servicio Geológico Mexicano. México. 144 p.
- ✓ SE-SGM (2011) *Anuario estadístico de la Minería Mexicana Ampliada 2010. Versión 2011* Servicio Geológico Mexicano, Secretaría de Economía. México. 570 p.
- ✓ Smith, M., P. Paron, y J. Griffiths (2011) *Geomorphological Mapping Methods and Applications* Amsterdam Elsevier, Volume 15, 612 p.
- ✓ Valencia-Moreno, M. y A. Ortega-Rivera (2011) “Cretácico Tardío-Eoceno Medio en el noroeste de México-evolución del arco magmático continental y su contexto geodinámico (orogenia Laramide)” en Calmus, Thierry (ed.) *Panorama de la geología de Sonora, México*, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 7, pp. 1-26.
- ✓ Vargas, F. (1997) *Parques Nacionales de México. Volumen II: Zonas Norte y Sur* Instituto Nacional de Ecología (INE-SEMARNAP). México. 261 p.
- ✓ Weijermars, R. (1997) *Structural geology and map interpretation* Alboran Science Publishing 378 p.

