



Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Filosofía y Letras

Colegio de Geografía

Cartografía morfogenética de Pénjamo, Guanajuato

Tesis que para obtener el título de Licenciada en Geografía

presenta

Carolina Ramírez Núñez

Asesor:

Dr. José I. Lugo Hubp





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.

Agradecimientos

A mi Padre Celestial, Salvador y Señor quien me ha permitido llegar hasta aquí, porque en ti encontré todo lo que pude anhelar.

A mi familia: mis padres Fely y David, mis hermanas Diana, Ana Luisa y Lina, y mis pequeñas Ana Karen y Linda, quienes me han apoyado, orientado y motivado en cada situación. Los amo a todos.

A mis amigos: Anita[†], Mariana, Brissia, Gustavo, Elia, Flavia, Ariel, Marina, Soledad, Ángel, Guido, Hérmes, Ismael, Lalo, David, Aurelio y Enrique, quienes me han acompañado al encontrarlos en tiempos distintos, porque atesoro momentos gratos con ustedes.

Al Dr. José Lugo Hubp por su apoyo y enseñanzas durante el tiempo que estuve en el Instituto de Geografía, así como en la elaboración de este proyecto.

Al Dr. Jean-François Parrot por su ayuda, orientación y comentarios de este trabajo.

Al E.E.A. Jaime Morales por sus enseñanzas, persistencia y valiosa motivación.

Al Dr. Lorenzo Vázquez Selem y al Dr. José Ramón Hernández Santana por la revisión y comentarios para mejorar la tesis.

A la Mtra. Irma Eurosia Carrascal Galindo y a la Dra. Irasema Alcántara Ayala por su atención y orientación.

A mis profesores, en especial, la Dra. Rosa Ma. Burgos Bonilla, Mtra. Claudia Vallejo Albarrán, Mtro. Francisco Hernández Hernández, Mtro. Sergio Yussim Guarneros, Dr. Jorge López Blanco, Dr. Enrique Propin Frejomil, Mtra. Margarita Gutiérrez Ruiz y Dr. Francisco Romero por sus enseñanzas y oportunidades.

A la UNAM, al Instituto de Geografía, y al personal de la biblioteca Ing. Antonio García Cubas y mapoteca Alejandro de Humboldt, por las facilidades proporcionadas durante mis estudios y en la realización de este trabajo.

A la Mtra. Verónica Ochoa Tejeda por su orientación en la elaboración de la cartografía y al Lic. Pedro Montes Cruz por su ayuda en el trabajo de campo, elaboración de mapas y comentarios.

Al Ing. Jesús Manuel Ayala Ortiz, Director de Obras Públicas y Desarrollo Urbano del Municipio de Pénjamo; al Lic. Juan de Dios Mendoza, Director de la Casa de Cultura del Municipio de Pénjamo, y al Subdirector de la misma Arnoldo Martínez Arriaga; al Lic. Sergio Hernández, cronista de la ciudad de Pénjamo; a la Mtra. Lucía Guadalupe Matías, investigadora de CENAPRED; al Dr. Luis M. Cerca Martínez y al Consultor Roberto Sepulveda, quienes proporcionaron valiosa información para la elaboración de este proyecto.

Índice

Introducción.....	6
Capítulo I. La cartografía geomorfológica.....	8
1.1 Conceptos y teoría de la morfogénesis.....	8
1.2 El mapa geomorfológico y sus tipos.....	10
1.3 Sistemas de clasificación geomorfológica.....	11
1.4 Metodología para la elaboración del mapa geomorfológico.....	13
1.5 Aplicaciones del mapa geomorfológico.....	14
Capítulo II. Generalidades de Pénjamo, Guanajuato.....	15
2.1 Ubicación de la zona de estudio.....	15
2.2 Geología regional.....	15
a. Sierra Madre Occidental (SMO).....	16
b. Cinturón Volcánico Mexicano (CVM).....	17
2.3 Tectónica.....	18
a. Rift Chapala.....	21
b. Graben Penjamillo.....	23
2.4 Geología local.....	24
2.5 Características geográficas generales.....	29
a. Geomorfolología.....	29
b. Clima.....	29
c. Hidrología.....	33
d. Edafología.....	33
e. Vegetación y uso de suelo.....	36
Capítulo III. Cartografía morfométrica.....	39
3.1 Hipsometría.....	41
3.2 Energía del relieve.....	44
3.3 Frecuencia de cabeceras.....	46
3.4 Profundidad de disección.....	48
3.5 Pendiente del terreno.....	50
3.6 Densidad de disección.....	53
a. Método manual.....	53
b. Método digital.....	54

3.7 Disección total.....	65
3.8 Zonificación geomorfológica.....	68
a. Elevaciones y mesas volcánicas.....	69
b. Piedemonte volcánico.....	70
c. Piedemonte proluvial.....	70
d. Planicie aluvial.....	70
e. Altiplanicie fluviolacustre de nivel de base.....	70
f. Mesas volcánicas.....	71
Capítulo IV. Geomorfología de Pénjamo.....	73
4.1 Zonificación geomorfológica.....	73
a. Elevaciones y mesas volcánicas.....	73
b. Piedemonte volcánico.....	80
c. Piedemonte proluvial.....	82
d. Planicie aluvial.....	83
e. Altiplanicie fluviolacustre de nivel de base.....	83
f. Mesas volcánicas.....	83
4.2 Geomorfología.....	84
a. Relieve endógeno.....	84
b. Relieve endógeno modelado.....	86
c. Relieve exógeno.....	91
d. Edad del relieve.....	98
4.3 Aplicaciones del mapa geomorfológico.....	99
a. Peligros geomorfológicos y asentamientos humanos.....	100
b. Cambio de uso de suelo.....	103
Conclusiones.....	105
Bibliografía.....	107

Introducción

El municipio de Pénjamo, en el suroeste de Guanajuato, comprende una altiplanicie de 1700 m sobre el nivel del mar (msnm) y un conjunto montañoso volcánico, la Sierra Pénjamo. Se trata de una pequeña localidad de la provincia geológica-geomorfológica del Eje Neovolcánico, misma que se extiende de las costas de Colima y Nayarit a las de Veracruz, a través del territorio mexicano, aproximadamente entre los paralelos 19° y 21° de latitud Norte.

Aunque el Eje Neovolcánico es la región más poblada del país, no hay muchos estudios sobre su relieve y la relación que guarda con la actividad humana. El estudio geomorfológico de la zona Pénjamo, tema de esta tesis profesional, aporta un conocimiento básico de los procesos formadores del relieve en el pasado y la actualidad. Los estudios previos de la zona son de carácter geográfico (INEGI, 1989, 1985, 1999, 2002, 2003a; SPP, 1979; y SP, 1970) y geológico en escala pequeña, de autores como Ferrari (2000), Ferrari *et al.* (1994b, 1999, 2000a, 2002, 2005), Gómez *et al.* (2005), Johnson (1987), Johnson y Harrison (1990); y en forma local las evaluaciones del CENAPRED (2004) ante las declaratorias de desastre por inundación emitidas por el Gobierno Federal en los meses de julio y septiembre de 2003 (Diario Oficial de la Federación, 2003)

El objetivo general de este trabajo es evaluar mediante un estudio geomorfológico, la zona de Pénjamo, mismo que se expresa en una serie de mapas morfométricos y morfogenéticos en escala 1:100 000.

Lo anterior se basa en los conceptos teóricos y metodológicos de la cartografía geomorfológica que se desarrollaron fundamentalmente en los años sesenta, tema expuesto en obras como las de Demek (1972), Peña (1997), Tricart (1965), Verstappen y Van Zuidam (1991), y autores recientes como Herrero (1988), Tapia y López-Blanco (1998); y Zamorano *et al.* (2002).

La metodología utilizada en este estudio geomorfológico incluye trabajo de campo, el uso de herramientas de percepción remota y de programas de cómputo especiales que facilitan la elaboración de la cartografía geomorfológica, mejorando la productividad de los estudios en que se aplican los métodos geomorfológicos cuantitativos.

El primer análisis cartográfico de la zona de Pénjamo es el morfométrico, mismo que consiste en la cuantificación del relieve por valores numéricos de altitud, densidad y profundidad de disección, energía del relieve, pendiente del terreno y disección total. En cada caso, los valores y sus

variaciones se relacionan con factores topográficos, climáticos y geológicos por lo que son un paso fundamental en el análisis del relieve. La aplicación de métodos morfométricos tradicionales (manuales) y los modernos digitales expuestos por J.F. Parrot (2002a, 2002b, 2003a, 2003b, 2004a, 2004b, 2005, y condensados en Parrot y Ochoa 2004), aclaran dudas que siempre dejaron los métodos manuales; además se considera una propuesta metodológica el uso de determinados métodos digitales para el análisis cuantitativo del relieve.

A esto sigue la delimitación de las formas en función de su origen expresado en un mapa geomorfológico con la metodología de gabinete y campo compilada de varios autores.

Capítulo I. La cartografía geomorfológica

1.1 Conceptos y teoría de la morfogénesis

La morfogénesis es un sistema que explica las relaciones geométricas, genéticas y evolutivas de las formas que integran el relieve terrestre. El sistema está compuesto por agentes, procesos y productos consecuentes en la dinámica terrestre y durante el tiempo geológico. “Cada parte de la superficie terrestre es el producto final de una evolución regida por el material geológico, procesos geomorfológicos, clima pasado y presente, y el tiempo”, Wright (1972). La mayoría de los geomorfólogos utiliza la teoría de los sistemas dada la complejidad de las interacciones de los procesos.

El relieve terrestre es el subsistema resultado de la interacción entre hidrosfera, atmósfera, biosfera y litosfera, éstos a su vez, subsistemas integrantes de uno más complejo. Así, “el paisaje es concebido como una serie de elementos unidos por flujos de masa y energía. Los estudios de procesos miden las entradas, salidas, transferencias y transformaciones que caracterizan estos sistemas. Aunque el análisis de sistemas no constituye una teoría verdadera para la geomorfología, tiene el propósito de organizar los estudios de procesos en un contexto que permite modelar y predecir (Baker, 1986)”. Phillips (1992), Scheidegger (1992) y Goudie (2004) consideran que no todas las formas del relieve pueden ser tratadas por la teoría de sistemas sino a través de otros métodos y principios.

A continuación se describen los elementos del sistema geomorfológico y en el cuadro 1.1 se explican algunos conceptos básicos con ejemplos del mismo sistema.

Agentes

Los agentes son medios de transporte de la energía producto de la radiación terrestre, y de la energía interna de la Tierra a través de la tectónica de placas y la gravedad. El agua, en cualquiera de sus estados físicos, y el viento son los medios de transporte.

Procesos

Acciones elementales, modalidades y funcionalidad de éstas (en general, arranque o erosión, transformación, movilización, transporte, sedimentación) (De Pedraza, 1996).

Productos morfológicos

Son las formas y jerarquías resultantes de las acciones elementales individuales o articuladas en el tiempo; elementos, formas simples y compuestas (De Pedraza, 1996).

Conceptos de los sistemas geomorfológicos

Concepto	Definición	Ejemplo
Cascada	Tipo de sistema a través del cual la energía y la masa fluyen de un subsistema a otro.	Movimiento de agua y sedimentos en una cuenca sedimentaria.
Retroalimentación	Las salidas o productos de un sistema actúan como retroalimentadores o entradas del mismo sistema. El efecto puede ser positivo o negativo.	Cuando una barra de río es constantemente erosionada, ésta se vuelve mucho más recta en forma, lo cual reduce la erosión (retroalimentación negativa).
Equilibrio	Balance entre la forma y el proceso.	Las laderas son el resultado entre el balance de la resistencia de la roca y los procesos erosivos.
Umbral	Condición que debe alcanzar un sistema para ir de un estado a otro.	Un deslizamiento ocurre cuando las fuerzas activas exceden a las fuerzas de resistencia.
Equifinalidad	Resultado de estados finales similares, en formas y orígenes diferentes.	Las grietas poligonales pueden resultar de la sequía, volcanismo y enfriamiento.
Equilibrio dinámico	Estado de equilibrio resultado del balance de las fluctuaciones en un sistema de cambio constante.	Los ríos mantienen un equilibrio de la forma del canal en tanto continúa la degradación a largo plazo.
Estado constante	Estado de equilibrio a través de un sistema invariante de tiempo.	El contenido de caliche en el suelo aumenta hasta que alcanza un valor constante.

Fuente: Baker, (1986)

Cuadro 1.1 Conceptos de los sistemas geomorfológicos

La clasificación de las formas del relieve terrestre de Piotrovsky (1977) (Lugo, 1988) considera la superficie de las mismas para su estudio, y ésta comprende de las formas de primer orden o globales con superficies de millones de km², pasando por las mega, macro, meso, micro y nanoformas de sexto y séptimo orden de cm². Las formas pueden ser reducidas a unidades menores, según el concepto matemático del carácter fractal, donde no hay límite para la escala de observación, ya que mientras más cerca sea ésta, aparecen nuevas irregularidades. La definición de forma del relieve es subjetiva (Bloom, 1978).

1.2 El mapa geomorfológico y sus tipos

La Geomorfología es una ciencia con varias formas de análisis y escalas múltiples de mapeo (Hayden, 1986). Existe una variedad de metodologías y sistemas de cartografía geomorfológica para llegar a una interpretación del relieve terrestre según la naturaleza de la unidad geomorfológica escogida, el modelo de análisis y la escala.

Las características se evalúan con métodos propios y de disciplinas afines; de acuerdo con el propósito de la investigación, estos pueden ser métodos descriptivos y explicativos. Algunos métodos geomorfológicos consideran las determinaciones morfográficas y morfométricas, la relación entre la forma topográfica y la estructura geológica, y las inferencias de la secuencia evolutiva de una región, según perfiles topográficos, morfogénesis y otros elementos de estudio (Lugo, 1986).

Un estudio geomorfológico define en cantidad y calidad la geometría del terreno a través de diversas técnicas morfométricas; delimita las fisonomías según sus relaciones con otros componentes del paisaje; analiza las relaciones entre agente-acciones y productos a través de la morfogénesis; y establece cómo ocurrieron las secuencias evolutivas del mismo (De Pedraza, 1996). Las características cuantitativas y la explicación morfogenética del relieve se expresan en forma gráfica a través de mapas zonales y de síntesis, respectivamente.

El mapa geomorfológico es la representación gráfica y sintética de las formas del relieve de una región. Se trata de una representación subjetiva del paisaje geomorfológico referenciable en el terreno. Incluye la representación de las formas del relieve de modo individual o formando unidades territoriales, la génesis de los procesos, la evolución de las formas y el grado de equilibrio dinámico. La representación se realiza en una escala adecuada según el objetivo del mismo mapa (Peña, 1997).

La clasificación de los mapas geomorfológicos corresponde a distintos criterios por lo que se distinguen los siguientes grupos de mapas geomorfológicos:

1. Mapas geomorfológicos generales y parciales.
2. Mapas geomorfológicos básicos, aplicados, especiales y derivados.
3. Mapas geomorfológicos a diferentes escalas: escala grande (1:10,000 y mayores, a 1:100,000), escala media (1:100,000 a 1:1,000,000) y escala pequeña (1:1,000,000 y menores).
4. Mapas morfoestructurales, morfométricos, morfográficos, morfogenéticos, morfocronológicos y morfodinámicos.
5. Mapas de regiones geomorfológicas.
6. Mapas geomorfológicos preliminares y definitivos.
7. Mapas analíticos, sintéticos y pragmáticos, clasificados de esta forma por Meijerink *et al.* (1983); Verstappen y Van Zuidam (1991).

1.3 Sistemas de clasificación geomorfológica

El primer mapa geomorfológico fue elaborado en 1885 por F. van Richthofen (Peña, 1997), aunque la mayoría de los geomorfólogos considera a Passarge como el pionero. Después de la Segunda Guerra mundial se inicia la cartografía geomorfológica en distintos países europeos, cada uno con su propio sistema de clasificación, mientras que otros como Canadá y Australia adoptarían estos sistemas. En 1956 surgió el interés de elaborar una metodología única para la realización de mapas de síntesis internacionales.

Entre 1960 y 1970 la subcomisión de la Unión Geográfica Internacional (UGI) se encarga de la elaboración de una metodología unificada y al mismo tiempo se desarrollan nuevos métodos de trabajo como los de J. Tricart (1965) en Francia y los de Verstappen y Van Zuidam del ITC en Holanda; en otros países se adoptan y modifican estas metodologías. En 1972 Demek coordina el manual para la elaboración de mapas geomorfológicos en escala 1:10,000 a 1:100,000, de varios autores.

Desde 1986 la cartografía geomorfológica ha tenido una clara orientación a los temas aplicados, y a pesar de la unificación de criterios, prevalecen tres tipos de leyenda: la internacional, las propias de cada país y las unificadas.

El sistema cartográfico del ITC es el más reciente y de amplia aceptación. Considera tres tipos de mapas geomorfológicos conocidos: analítico, sintético y pragmático. El mapa analítico, que

concierno a esta investigación, corresponde al mapa de morfogénesis como principal factor y en éste también se representa información de morfografía, morfoestructura, morfometría y morfocronología.

Un sistema de cartografía geomorfológica “es la serie de elementos ordenados de una leyenda, establecida previamente siguiendo criterios metodológicos y que son aplicados a la elaboración de un mapa geomorfológico” (Peña, 1997). Los elementos básicos a representar a través de varias formas de implantación visual (colores, tramas y símbolos) corresponden a la información topográfica, hidrológica, litoestructural, morfométrica, morfográfica, morfogenética, morfodinámica y morfocronológica. Un ejemplo de la forma de representación de las variables geomorfológicas se encuentra en el cuadro 1.2.

Sistema cartográfico del ITC
(Mapa geomorfológico analítico)

Variable	Forma de implantación visual
Morfogénesis	Color
Morfografía y morfometría	Líneas o letras (negro o pardo)
Morfocronología	Letras y números (en negro)
Morfodinámica	Líneas de colores

Fuente: Verstappen & Van Zuidam (1991)

Cuadro 1.2 Sistema de cartografía geomorfológica del ITC

En este trabajo se considera el concepto de De Pedraza para la realización de un estudio geomorfológico, las variables morfométricas utilizadas corresponden a la escuela geomorfológica rusa y el sistema de clasificación geomorfológica utilizado surge de la consulta de autores como Demek (1972), Van Zuidam (1985/1986), Verstappen y Van Zuidam (1991) y Peña (1997). Así, los criterios para la representación geomorfológica en este trabajo son los siguientes:

- La morfogénesis se representa a través del color, lo que permite la rápida identificación de procesos y litología; los símbolos en línea indican formas asociadas.
- Las variables morfométricas consideradas corresponden a las explicadas por J. Lugo, (1986b y 1988).
- En la morfocronología se utiliza la diferenciación de matiz del color, y en otros casos la explicación en la misma leyenda, considerando el matiz más oscuro para las formas del mismo origen (endógeno o exógeno) más recientes y el más claro para las de mayor antigüedad.

1.4 Metodología para la elaboración del mapa de morfogénesis

La elaboración de mapas geomorfológicos consiste en el análisis e interpretación sistematizada de distintas fuentes de información acerca del relieve terrestre. Los documentos básicos a considerarse son los siguientes:

1. Mapa topográfico. Es la representación del relieve terrestre en un plano georreferenciado a una escala determinada. Muestra rasgos culturales, como ciudades, pueblos, vías de comunicación, canales, líneas de transmisión, entre otros. En una lectura elemental se reconocen características de formas, clase y dimensiones, mientras que en una lectura de análisis se distinguen la edad relativa de las formas, su evolución en el tiempo y su diagnóstico posible a futuro (García y Lugo, 2000). La información topográfica sirve además, en la cuantificación de características del relieve: profundidad de disección, pendiente del terreno, energía del relieve, etcétera.
2. Mapa geológico. Es la representación en plano de la distribución de materiales aflorantes en una zona determinada, así como de la edad, sucesión estratigráfica y deformaciones que presentan; se acompañan, en general, de secciones geológicas de gran utilidad en la comprensión de la estructura interna de la zona en estudio (Peña, 1997). Estos mapas se clasifican de acuerdo con su escala, tipo de unidades representadas y fuente de información (Silva *et al.* 2001).
3. Fotografías aéreas. Es una imagen del espacio geográfico en un momento determinado, que representa gran cantidad de información, según la técnica y escala utilizada. La observación de las características de textura, tono, patrón, formas y la aplicación de criterios facilitan la identificación de elementos del terreno.

En una primera etapa de la fotointerpretación se detectan atributos del relieve, como el tipo de roca, procesos geomorfológicos, vegetación, suelos, hidrología, etc.

Verstappen y Van Zuidam (1991) describen la primer etapa del levantamiento geomorfológico como la interpretación de la imagen de satélite o fotografías aéreas. De este análisis se determina la escala de mapeo y el tiempo asignado al levantamiento, así como la realización de una leyenda provisional. Es factible revisar otros documentos cartográficos, bibliográficos, modelos digitales del terreno. La extrapolación y generalización de la información geomorfológica dependerá de la escala de trabajo.

En la etapa de clasificación se delimitan sistemas del terreno con base en las unidades generales del relieve y éstas a su vez, subdivididas en formas. Si el propósito de la investigación lo requiere, las formas se subdividen. En la etapa final se evalúan los sistemas, unidades, y subunidades en forma cuantitativa (Verstappen y Van Zuidam, 1991).

La interpretación de los mapas geológico y topográfico, la distinción y clasificación del origen de las formas, junto con la fotointerpretación y las variables morfométricas constituyen el primer documento básico para el trabajo de campo, donde se identifican las formas, los procesos y la morfoevolución.

El trabajo de campo consiste en verificar la interpretación geomorfológica, así como recopilar información no percibida mediante las fotografías aéreas. La organización del trabajo procede de lo general a lo particular, o bien, un recorrido general y después una observación detallada. Al final de este trabajo se debe verificar el mapa geomorfológico, realizar análisis de laboratorio en caso de que la investigación así lo especifique, completar y verificar la leyenda junto con los símbolos lineales, colores y tramas adecuadas (Verstappen y Van Zuidam, 1991; Oya, 2001).

1.5 Aplicaciones del mapa geomorfológico

El mapa geomorfológico es un documento utilizado en la investigación científica y en aplicaciones directas. Tricart (1969) lo considera como un elemento básico en proyectos de desarrollo; y para Klimaszewsky (1982), el mapeo geomorfológico:

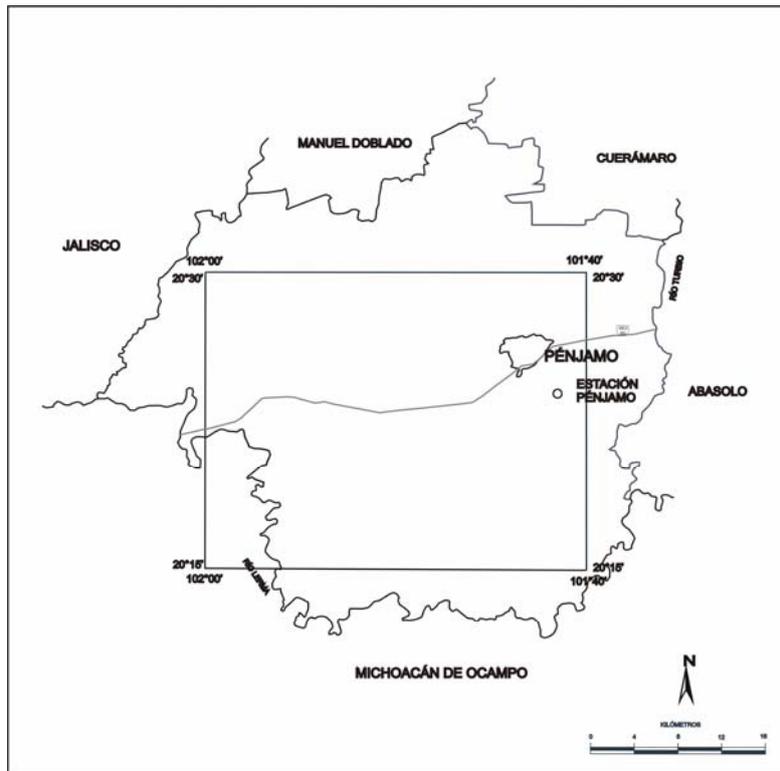
1. Provee un retrato preciso de la dinámica del relieve (reconstrucción de su desarrollo y evaluación de factores y procesos con respecto a su origen y transformación).
2. Facilita la investigación para establecer relaciones entre las formas.
3. Permite la regionalización.
4. Facilita el desarrollo de estudios comparativos.
5. Provee medios de comparación entre formas desarrolladas y en desarrollo en áreas de estructuras geológicas diferentes y similares, bajo condiciones climáticas disímiles.
6. Sirve como una herramienta para el estudio del rol del clima en el modelado de la superficie terrestre al distinguir los tipos de relieve climático.

La aplicación directa de este tipo de mapa corresponde a la elaboración de inventarios geológicos y edafológicos, investigaciones hidrológicas, de peligros y riesgos, ordenamiento territorial, obras de ingeniería civil, prospección y explotación minera, conservación del suelo y solución a problemas planteados por una variedad de profesionistas en áreas diversas o bien oportunidades de desarrollo.

Capítulo II. Generalidades de Pénjamo, Guanajuato

2.1 Ubicación de la zona de estudio

El municipio de Pénjamo se ubica en el suroeste del Estado de Guanajuato, en la provincia geológica del Cinturón Volcánico Mexicano. Desde el punto de vista geomorfológico, pertenece al Eje Neovolcánico. El área de estudio comprende el relieve de planicies y sierras volcánicas en la zona centro del municipio, entre las coordenadas N20°15' y N20°30'; y W101°40' y W102° (figura 2.1).



Fuente: INEGI (2003a) Cuaderno estadístico municipal Pénjamo

Figura 2.1 Ubicación de la zona de estudio

2.2 Geología regional

La actividad volcánica de los arcos magmáticos de la Sierra Madre Occidental (SMO) y el Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) está relacionada con la reorganización de la margen del Pacífico oriental desde el Oligoceno al Mioceno tardío. De acuerdo con Demant y Robin (1975); los principales eventos magmáticos en México durante el Cretácico, Eoceno-Oligoceno, Mioceno y Plioceno-Cuaternario se relacionan con la tectónica global de esos periodos.

a. Sierra Madre Occidental (SMO)

La placa Pacífico inició como una pequeña corteza oceánica durante la era Mesozoica (230-65 Ma) y a partir de los centros de dispersión se desarrollaron tres placas menores: Izanagi al norte; Farallón al este-noreste; y Phoenix hacia el sur-sureste (Atwater, 1989).

En el Cretácico tardío la placa Farallón alcanzó su máximo tamaño y se volvió inestable, por lo cual inició su fragmentación en placas menores (Monterey, Argüello, Juan de Fuca y Guadalupe) y posterior subducción en la margen norteamericana. En este periodo México era una cordillera pacífica (Demant y Robin, 1975) con manifestación de batolitos en Baja California, Sonora y Sinaloa, así como vulcanismo calcialcalino en Sonora y Sinaloa, producto de la subducción de la placa Farallón bajo la placa Norteamérica (Atwater, 1970; Demant y Robin, 1975).

Durante el Eoceno-Oligoceno (55-25 Ma) continúa este vulcanismo y se reconoce en el continente una margen magmática denominada Sierra Madre Occidental (SMO), asociada a la subducción de la placa Farallón. La primera secuencia es conocida como “complejo volcánico inferior”, las emisiones son rocas de composición intermedia y batolitos. Separada por una discordancia, sobreyace el “supergrupo volcánico superior” de riolitas, riolitas e ignimbritas de grandes calderas, generalmente acompañadas de flujos de riolitas, domos y pequeñas efusiones de lavas máficas (Mc Dowell y Clabaugh, 1979). Este vulcanismo continúa en el Mioceno temprano y medio con productos de ignimbritas en Baja California, Nayarit, norte de Jalisco, Guanajuato, además de productos menos diferenciados al norte de Michoacán, en el primer periodo, y con orientación noroeste y remanentes de ignimbritas en Oaxaca, durante el segundo periodo (Ferrari *et al.* 1999).

Hace 25 Ma la placa Farallón se fragmentó al sur, en la placa Nazca, mientras que al norte, perdió contacto con la placa Juan de Fuca. La placa remanente se conoce como Guadalupe (Cocos). Su límite al norte era la zona de fractura Murray; al sur, el centro de dispersión Guadalupe-Nazca; al oeste, el centro de dispersión Pacífico-Guadalupe y al este, la actual Trinchera Mesoamericana (Atwater, 1989).

En el Plioceno-Cuaternario termina la subducción de la placa Farallón (Atwater, 1970; Demant y Robin, 1975), e inicia la colisión de la Dorsal del Pacífico contra la margen de Baja California y la margen continental de Norteamérica. En esta unión triple se produjo un límite transformante hacia el norte, con movimiento lateral derecho, formando el sistema de fallas en el Golfo de California y su continuación hacia San Andrés. Es posible que estos movimientos tuvieran efecto en el límite de la placa Norteamericana, ejemplo de ello son las fallas de movimiento lateral derecho y

transtensivas, que favorecieron la formación de rutas para el emplazamiento de magma en la zona meridional de la misma por la subducción de los remanentes de la placa Farallón (placas Cocos y Rivera) formando así el Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) (Ferrari *et al.* 1995, y Ferrari, 2000).

b. Cinturón Volcánico Mexicano (CVM)

El CVM es un arco magmático de orientación este-oeste resultado de la subducción de las placas Rivera y Cocos bajo la placa Norteamericana a lo largo de la Trinchera Mesoamericana, y el emplazamiento de los magmas a través de zonas de debilidad cortical reactivadas durante el Mesozoico y Cenozoico (figura 2.2). Se caracteriza por su oblicuidad en los sectores centro y este, variación de la anchura, y heterogeneidad en su estilo volcánico y composición química de sus productos.

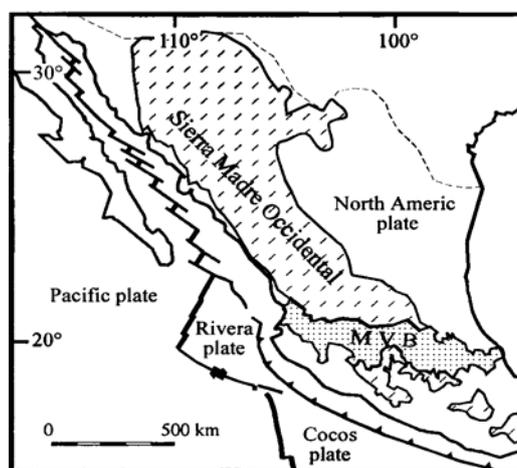


Figura. 2.2 Arcos Volcánicos SMO y CVM, y placas tectónicas, en Ferrari (2000)

De acuerdo con Moore *et al.* (1994); Ferrari *et al.* (1994b y 1999); y Richter *et al.* (1995); la formación de este arco calcialcalino ocurrió en pulsos de mayor intensidad separados por periodos de actividad reducida durante el Mioceno-Plioceno, aunque es en el Mioceno tardío (12-7 Ma) cuando se reconoce la existencia de un arco volcánico de orientación este-oeste, con productos basálticos desde el Pacífico en la latitud de la Ciudad de México (Ferrari *et al.* 1999).

El arco volcánico Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) alcanzó su orientación este-oeste durante el Mioceno tardío. En esta época se distingue una provincia comagmática al norte del CVM con productos basálticos dominantes con edades que varían entre ~11 y 8.9 Ma en la costa de Nayarit y al noroeste de Tepic; entre ~11 y 8 Ma al norte de Guadalajara, en los Altos de Jalisco y en Cotija, Michoacán; y entre ~9 y 7 Ma en Querétaro y en el área de Pathé, Hidalgo. Este vulcanismo

continúa hacia el área de Tlanchinol-Huejutla, y alcanza la costa norte de Veracruz (Tantima-Álamo), con edades entre 7.5 y 6.5 Ma (Gómez *et al.* 2005).

Por su geología y tectónica esta provincia se agrupa en 3 distritos volcánicos: Nayarit-Tepic, Jalisco-Guanajuato y Querétaro-Hidalgo. El volcanismo consiste en estructuras de mesas de lava originadas por la coalescencia de volcanes tipo escudo, flujos de lava fisurales, flujos semejantes a los flujos de lava y volcanes monogenéticos. Este vulcanismo tiene las características geoquímicas típicas de la subducción, aunque de composición ligeramente variable (Ferrari *et al.* 2000a y Gómez *et al.* 2005).

2.3 Tectónica

El Cinturón Volcánico Mexicano es un conjunto de planicies escalonadas que se extienden desde las costas de Colima y Nayarit, hasta los límites de los estados de Puebla y Veracruz (Lugo, 1986a), formadas por movimientos compresivos de la corteza terrestre y la interacción de los materiales fundidos en la base de la misma, la astenosfera y el manto (Mooser y Ramírez, 1987); en el relieve, se observan como estructuras mayores de fosas y pilares tectónicos. De acuerdo con Ramírez (1990) las principales morfoestructuras del CVM son los arcos volcánicos, zonas de fractura, fosas y elementos circulares, y se identifican como lineamientos longitudinales (LM) y lineamientos perpendiculares (LP) del CVM.

El sector centro del Cinturón Volcánico Mexicano está dominado por fallas normales con dirección E-W y algunas de orientación ENE del Mioceno-Cuaternario. Los sistemas de fallas están unidos por estructuras extensionales activas en el Plioceno-Cuaternario, mismas que reactivaron sistemas de fallas locales, como el graben Penjamillo, al oeste del sector, y el sistema de fallas de Querétaro al este (Ferrari *et al.* 1994b). Otros trabajos han sugerido que existen discontinuidades de corteza ~E-W cubiertas bajo el CVM; ejemplo de ello podrían ser la unión del bloque Jalisco y la Sierra Madre Occidental y ésta última con el bloque Michoacán al norte del lago Chapala en la región de los Altos de Jalisco (Ferrari *et al.* 2000a).

La extensión E-W, al sur de la SMO, se formó desde el Oligoceno y se reconoce un segundo periodo entre 12 y 6 Ma. Ambos se relacionan con la extensión del protogolfo y la transferencia de Baja California a la placa Pacífico, lo que implicó el término de la subducción al norte del CVM. Al sur del CVM continuó la subducción de las placas Cocos y Rivera. Según DeMets y Traylen (2000) la convergencia en el Mioceno tardío fue oblicua lo cual pudo inducir el movimiento lateral derecho en el límite norte del Bloque Jalisco.

El movimiento relativo entre las placas Cocos y Norteamérica tuvo una componente de movimiento lateral-izquierda, con una subducción menos oblicua que la de la placa de Cocos por lo que la extensión ~E-W al sur de la SMO pudo inducir una deformación en el CVM. Estos sistemas de falla son típicos al este de Guadalajara (Ferrari *et al.* 2000b)

“La ubicación de las lavas máficas del Mioceno tardío corresponde a zonas de fallas principales que indican la expresión en superficie de los límites entre bloques. El emplazamiento de lavas máficas fue concurrente con una reactivación transtensional de las zonas de falla que permitió el ascenso de magmas y una distribución asimétrica de las mismas, con basaltos dominantes por encima de rocas intermedias o silíceas” (Ferrari *et al.* 2000b).

En otros estudios del Cinturón Volcánico Mexicano se han determinado sistemas de falla del Plioceno-Cuaternario que limitan varias formas tectónicas de gran tamaño, dominadas por riftogénesis, transtensión y cizalla con movimiento lateral izquierdo. La corteza al sur del CVM se divide en al menos 3 distintos bloques con movimientos independientes el uno del otro, y de la Placa Norteamericana, conocidos como bloques Jalisco, Michoacán y Guerrero (figura 2.3). Estas formas tectónicas están separadas de la Placa Norteamericana, y entre sí, por zonas de actividad neotectónica que expresa los movimientos relativos entre los bloques (Johnson y Harrison, 1990). En una aproximación preliminar de los movimientos del Cuaternario, Johnson y Harrison (1990) estimaron el movimiento relativo entre los bloques de 2.5 y 8 mm/año⁻¹; sus efectos en superficie son los sistemas de fallas en el CVM.

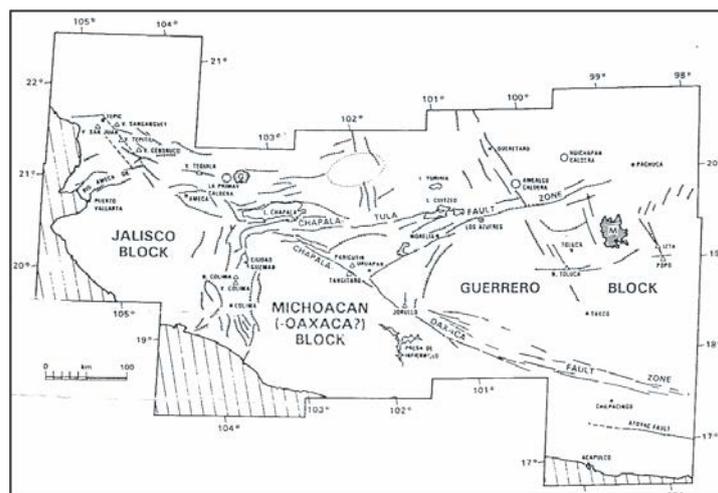


Figura 2.3 Mapa simplificado de la corteza al sur del CVM que muestra la neotectónica en los sectores centro y oeste del CVM y los bloques Jalisco, Michoacán y Guerrero, en Johnson y Harrison (1990)

Los datos paleomagnéticos, las características geométricas y los afloramientos de batolitos preezoicos sugieren que los movimientos de corteza a lo largo de las principales zonas de falla ocurrieron durante el Mesozoico y Terciario, por lo que la actividad neotectónica en el CVM puede representar la reactivación de estas zonas de debilidad, así como el desarrollo incipiente de un límite de placa (Johnson y Harrison, 1990); Ego y Ansan (2002) consideran que el CVM es el lugar de debilidad cortical al norte de la Trinchera Mesoamericana, también con un movimiento de componente lateral izquierda; y Gómez *et al.* (2005) concluyen que el CVM se encuentra bajo un régimen tectónico distensivo y transtensivo con algunas variantes en el primer estilo de deformación en el sector centro, y el segundo dada la convergencia ligeramente oblicua entre las placas de Cocos y Norteamérica.

Según Johnson (1987) las zonas de actividad neotectónica en el Cinturón Volcánico Mexicano se encuentran en los sistemas de la unión triple (integrada por los límites transformantes Tepic-Chapala, Colima y Chapala, entre los bloques Jalisco y Michoacán, y la Placa Norteamericana); el sistema de fallas Chapala-Tula, el sistema de Fallas Chapala-Oaxaca y el sistema de fracturas Querétaro-Taxco. Estos se identifican como las zonas A-A' y B-B' (figuras 2.4 y 2.5).

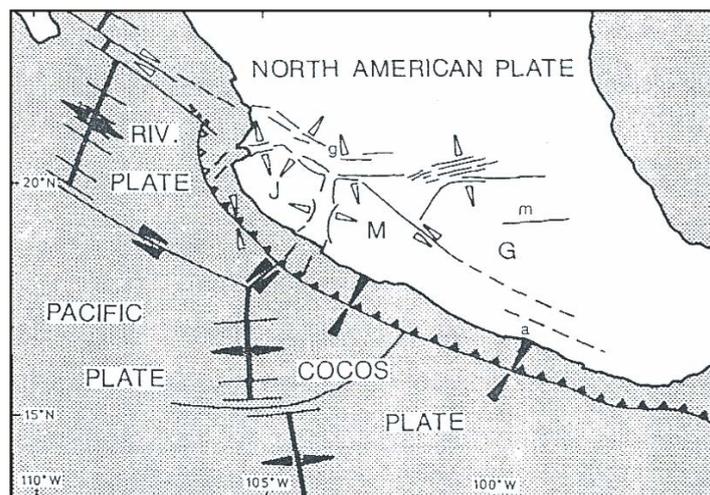


Figura 2.4. Esquema que muestra la situación neotectónica regional de los sectores centro y oeste del CVM. Los bloques al sur del CVM se están separando de la placa Norteamericana y entre sí en zonas de deformación activa. Estos movimientos (flechas sin color) están en un orden de magnitud más pequeño que los movimientos de la Placa Pacífico oriental (flechas oscuras). Las magnitudes actuales y azimut de estos movimientos se encuentran en Johnson y Harrison (1990). J, bloque Jalisco; M, bloque Michoacán, G, bloque Guerrero; a, Acapulco; g, Guadalajara; m, Ciudad de México, en Johnson y Harrison (1990)

La zona A-A' está integrada por la costa este del Golfo de California, el rift Tepic-Chapala y la zona de fallas Chapala-Oaxaca, cada zona con estilos de deformación neotectónica propios; mientras que la zona B-B' se encuentra al este de la unión triple y al norte de la ciudad de México, y coincide con la zona de fallas Chapala-Tula, paralela al eje principal E-W del CVM (figura 2.5).

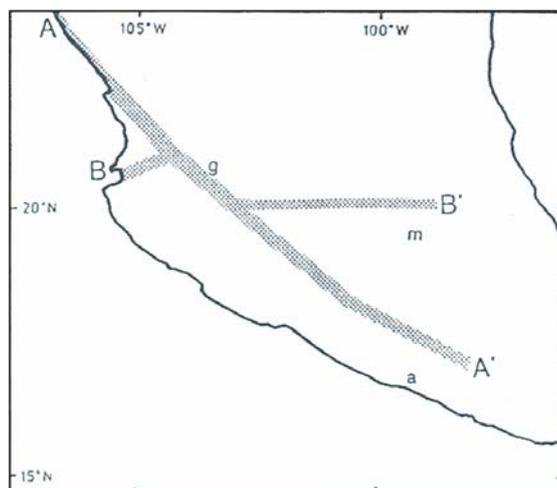


Figura. 2.5 Esquema que muestra la ubicación aproximada de dos posibles zonas a través de las cuales han sido acomodados los movimientos del Mesozoico/Cenozoico. Un brazo prominente del rift Tepic-Chapala, graben del Río Ameca, podría indicar la extensión de B-B'. Ambas zonas han sido activadas recientemente, A-A' como un rift de movimiento lateral izquierdo, y B-B' como una zona de transtensión. A. Acapulco; g, Guadalajara; m, Ciudad de México, en Johnson y Harrison (1990)

a. Rift Chapala

De acuerdo con Johnson y Harrison (1990) el rift Chapala está formado por tres fosas tectónicas: Citala, Chapala y la extensión Chapala-Tula. La fosa tectónica Citala es la más pequeña y activa del sistema; la fosa Chapala esta ocupada en dos terceras partes por el Lago Chapala y el resto por sedimentos lacustres; y al este, la extensión Chapala-Tula es la fosa tectónica más grande con límite en el sistema de fracturas Querétaro-Taxco.

El límite sur de la fosa tectónica Chapala es la planicie Tarasca, y al norte la Planicie León Guanajuato, ésta última fracturada y fallada en su límite sur con numerosos bloques de tendencia este-oeste, que forman una transición gradual entre la planicie relativamente no afectada y el terreno fallado del Rift Chapala. Se considera una zona de transición entre las estructuras al norte *Basin and Range*, de orientación N-S, y las estructuras en relación con la deformación del Cinturón Volcánico Mexicano (Johnson y Harrison, 1990) (figura 2.6).

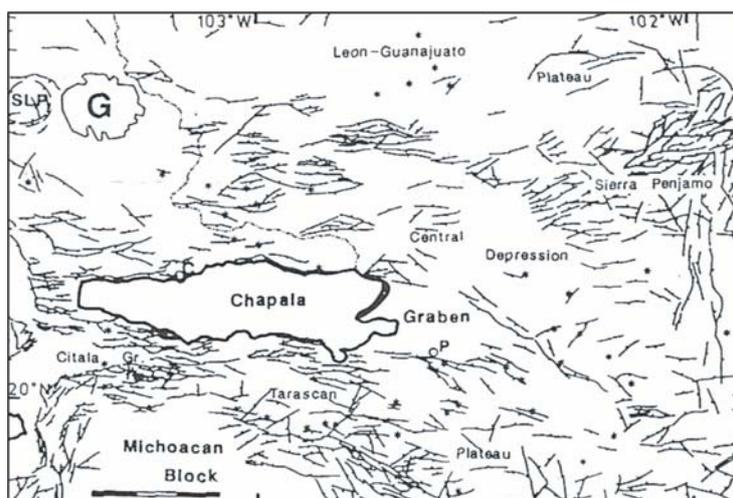


Figura 2.6 Mapa de fallas del rift Chapala. * Volcanes del Plioceno-Cuaternario, la escala gráfica representa 30 km, G Guadalajara, P Pajacuarán; SLP, Sierra la Primavera, en Johnson y Harrison (1990)

Al noreste del Lago Chapala y sur de la planicie León-Guanajuato disminuye el número de bloques de falla que emergen por encima de depósitos aluviales, y el continente se abre en una amplia planicie formando la tercera cuenca mayor de la fosa tectónica Chapala (al oeste de la Depresión Central) con límite en la ciudad de Celaya. Esta depresión incluye la mayor parte de la cuenca del Río Lerma y se extiende hacia el sistema de fallas Taxco-Querétaro (Johnson y Harrison, 1990).

La zona de fallas Chapala-Tula se extiende a lo largo del paralelo 20°, a partir del meridiano W103° a la población de Tula, Hidalgo. La tendencia estructural del rift Chapala puede trazarse al este del lago Chapala por medio de una serie de escarpes estructurales principales, de orientación general este o noreste, con afloramientos tipo normal de varios cientos de metros.

Al sur y sureste del lago Chapala las fallas de este sistema cortan conos del Plio-Pleistoceno, la mayoría con una orientación este-oeste, tipo falla normal con un ángulo alto, con bloques inclinados hacia el norte. Las fallas convergen hacia el este en un área de fallamiento complejo al sur de la Sierra Pénjamo. Las fallas en esta zona tienen un desplazamiento máximo de 300 m, de orientación este-oeste y la mayoría dislocan el bloque hacia el norte. Estas fallas carecen de orientación consistente pero se vuelven más organizadas entre esta zona y Morelia (Johnson y Harrison, 1990) (figura 2.7).

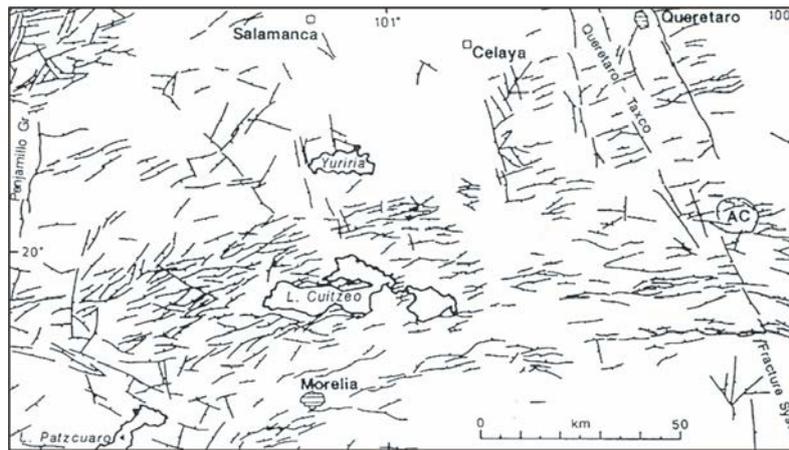


Figura 2.7 Escarpes de falla en la región del Lago de Cuitzeo. La mayoría de las fallas tienen una orientación general de $N75^\circ$, lo que se ha utilizado para comparar el movimiento relativo de la Placa Norteamericana y el Bloque Guerrero. AC, Caldera Amealco (Johnson y Harrison, 1990)

b. Graben Penjamillo

El graben Penjamillo está limitado por un sistema de fallas en dirección N-S, principalmente hacia el oeste y ocupado en su centro por depósitos lacustres (figura 2.8). Las sierras y mesas que forman los pilares están formadas de rocas ígneas ácidas y basaltos, respectivamente. Las fallas N-S fueron parcialmente reactivadas como fallas normales durante la apertura del graben Penjamillo. Este graben está relacionado con el sistema de fallas de la depresión central, al sur de la Sierra Pénjamo, la cual continúa hacia Morelia con posibles movimientos contemporáneos a lo largo de los sistemas de fallas (Ferrari *et al.* 1994b).

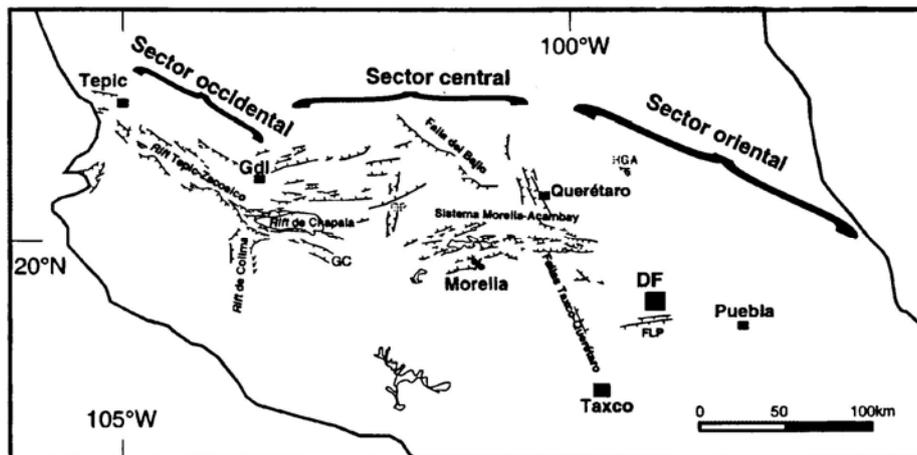


Figura 2.8 Sistemas de fallas principales con edad inferior a los 10 Ma, que afectan al Cinturón Volcánico Mexicano, GC= Graben de Cortija; GP= Graben Penjamillo; HGA= Semigraben de Aljibes; FLP= Falla de La Pera, en Ferrari (2000)

2.4 Geología local



Figura 2.9 Modelo digital del terreno (MDT) sombreado (Az 45°; Or: 45°) de la Sierra Pénjamo, Guanajuato, elaborado con el programa *Miel4_mx.exe* (Parrot, 2004b)

La Sierra Pénjamo¹ se encuentra en el sector centro del Cinturón Volcánico Mexicano (figura 2.9), en la zona oriental del rift Chapala-Tula (extensión oriental del rift Chapala). Su límite al norte y este es la depresión León-Guanajuato; al oeste, el mayor volumen de la unidad volcánica de los Altos de Jalisco, límite entre la SMO y el bloque Michoacán; y al sur la Depresión Central (prolongación de las fallas del graben Chapala) (Johnson y Harrison, 1999; Ferrari *et al.* 2000a). De acuerdo con Cerca (1998) esta sierra es un conjunto de ignimbritas, riolitas, andesitas; y sedimentos clásticos del Eoceno-Oligoceno; mientras que Ferrari *et al.* (1999), (2002) y (2005), lo clasifican como un macizo ignimbrítico del episodio de volcanismo silíceo del Mioceno temprano ocurrido entre 23 y 21 Ma, con una orientación sureste, a la que sobreyacen mesas basálticas emplazadas generalmente por fisuras, con edad entre 11 y 8 Ma (Gómez *et al.* 2005) (figura 2.10). Johnson (1987) considera que la Sierra Pénjamo representa un área de intrusión somera de un gran cuerpo de magma, tal vez, acompañado de varios pulsos desde el Mioceno.

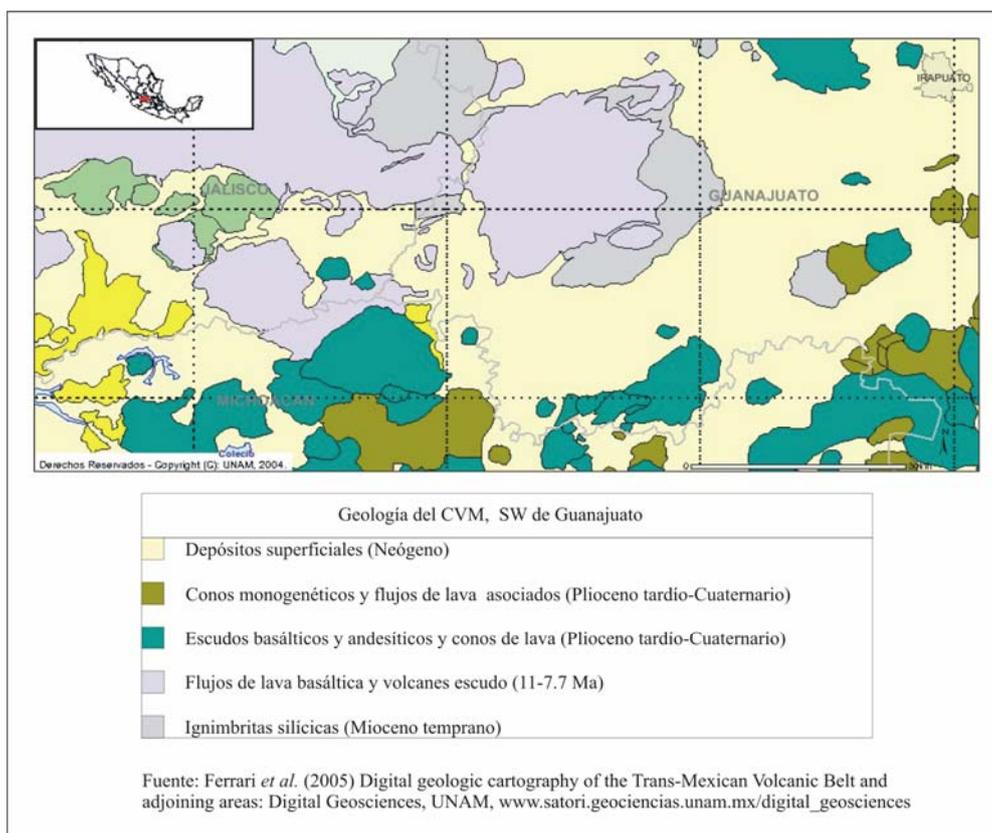


Figura 2.10 Mapa geológico del CVM, suroeste de Guanajuato

¹ La Sierra Pénjamo corresponde a un macizo ignimbrítico al oriente de las montañas en el modelo digital del terreno sombreado (INEGI, 2002) (figura 2.9). En este trabajo se considera con este nombre a todo el conjunto montañoso en la porción meridional de la figura 2.9.

Al sur de la Sierra Pénjamo se encuentra el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) del Plioceno tardío-Cuaternario, con volcanes de tamaño pequeño (conos cineríticos, domos y derrames de lava asociados) y mediano (volcanes y domos de lava) de composición basáltico-andesítica (Hasenaka *et al.* 1994).

La zona en estudio se caracteriza por al menos dos periodos de fallamiento. El primero se reconoce en los basaltos de la región Los Altos de Jalisco con fallas normales en dirección WSW-ENE, paralelas a la dirección que describen alineamientos de conos de lava de la parte central de la meseta de Los Altos, por lo que las fallas iniciaron su actividad durante la fase final del volcanismo máfico hace ~8 Ma (Ferrari *et al.* 2000a y Gómez *et al.* 2005) (figura 2.11).

Johnson y Harrison (1990) describen ambos periodos de actividad y consideran que la Sierra Pénjamo coincide con un área de numerosas fallas normales que forman un patrón distintivo que Johnson interpretó como indicador de levantamientos localizados combinados con extensión regional en dirección NNW-SSE. Estas fallas cortan depósitos del Mioceno y Plioceno lo cual indica que el levantamiento ocurrió en el Plioceno tardío e incluso después. Varios escarpes de falla parecen recientes, lo que sugiere que la actividad pudo reactivarse en el Cuaternario.

El mapa geológico de de la SPP, (1975) registra las ignimbritas del Mioceno temprano como rocas ígneas ácidas; los basaltos del Mioceno tardío al oeste de la Sierra Pénjamo (provincia geológica de los Altos de Jalisco); la etapa mas reciente de vulcanismo (Plioceno tardío-Cuaternario) al sureste de la carta como un conjunto de basaltos, y los depósitos aluviales del Neógeno (figura 2.12).

La Sierra Pénjamo tiene las elevaciones principales del municipio, de las cuales, en la zona de estudio se encuentran el Cerro La Viga (2,450 msnm), el Cerro El Metate (2,410 msnm), el Cerro El Guaje (2,260 msnm) y el Cerro Barajas (2,240 msnm).

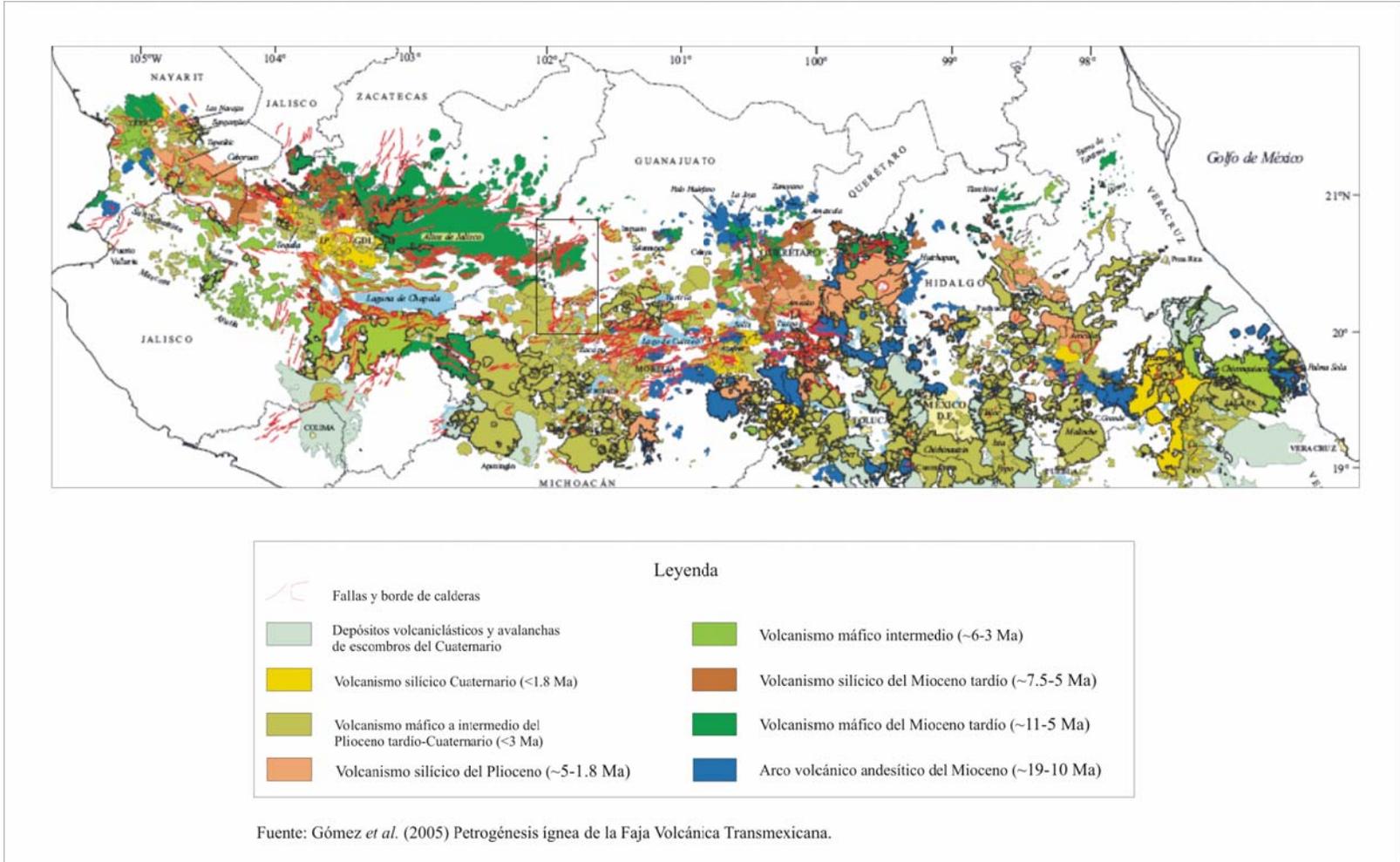


Figura 2.11 Mapa geológico simplificado del CVM. □ Características geológicas de la zona en estudio.

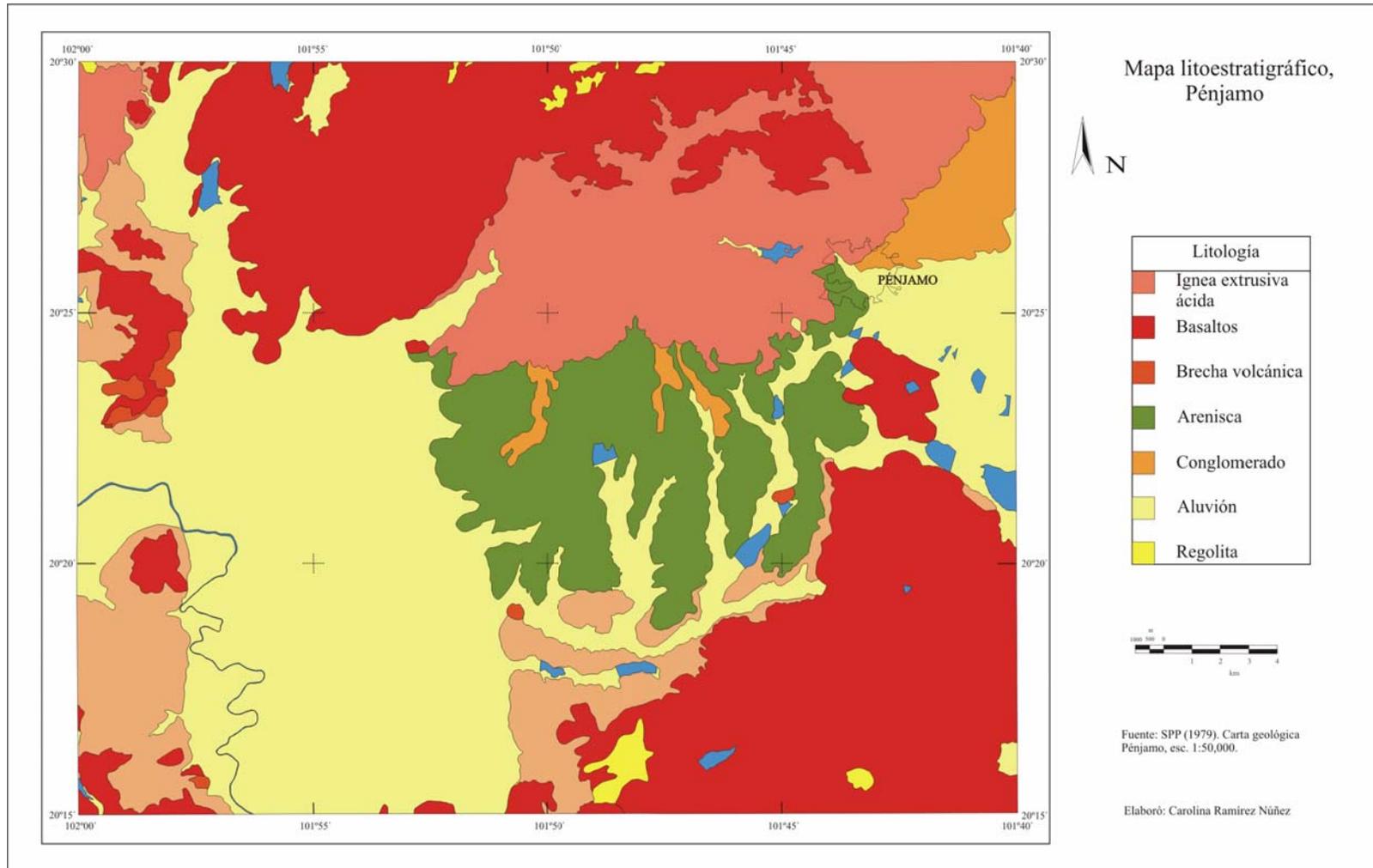


Figura 2.12 Mapa litoestratigráfico, Pénjamo

2.5 Características geográficas generales

a. Geomorfología

El municipio de Pénjamo se encuentra en la unidad geomorfológica del Eje Neovolcánico, con una alternancia de planicies y sierras volcánicas (Lugo y Córdova-Fernández, 1990b). Comprende la porción meridional de la Sierra Pénjamo y parte de la planicie aluvial del Río Lerma en su límite con el Estado de Michoacán de Ocampo.

Al suroeste de la Sierra Pénjamo, se localiza la depresión intermontana con relleno de sedimentos fluviolacustres del Neógeno-Cuaternario. Los depósitos, esencialmente fluviales provienen de corrientes perennes e intermitentes de la Sierra Pénjamo. En esta zona, el Río Lerma atraviesa la altiplanicie de nivel de base local.

Los lomeríos al sur, esencialmente del Cuaternario, son parte de campos de volcanes monogenéticos.

Las montañas y elevaciones menores del Plioceno–Cuaternario, están formadas por acumulaciones de ignimbrita del Oligoceno-Neógeno. Al sur y norte de las mismas se distinguen lomeríos volcánicos de formación cuaternaria constituidos de rocas paleogénicas a cuaternarias (Lugo y Córdova-Fernández, 1990a).

Al sur-sureste de la sierra Pénjamo se identifica otra altiplanicie (esencialmente plioceno-cuaternaria, con movimientos de bloques posteriores a las acumulaciones volcánicas) con mesas de ignimbrita del Oligoceno-Neógeno, con altura menor a los 600 m; en una escala mayor se identifica como piedemonte de origen volcánico (Lugo y Córdova-Fernández, 1990a).

b. Clima

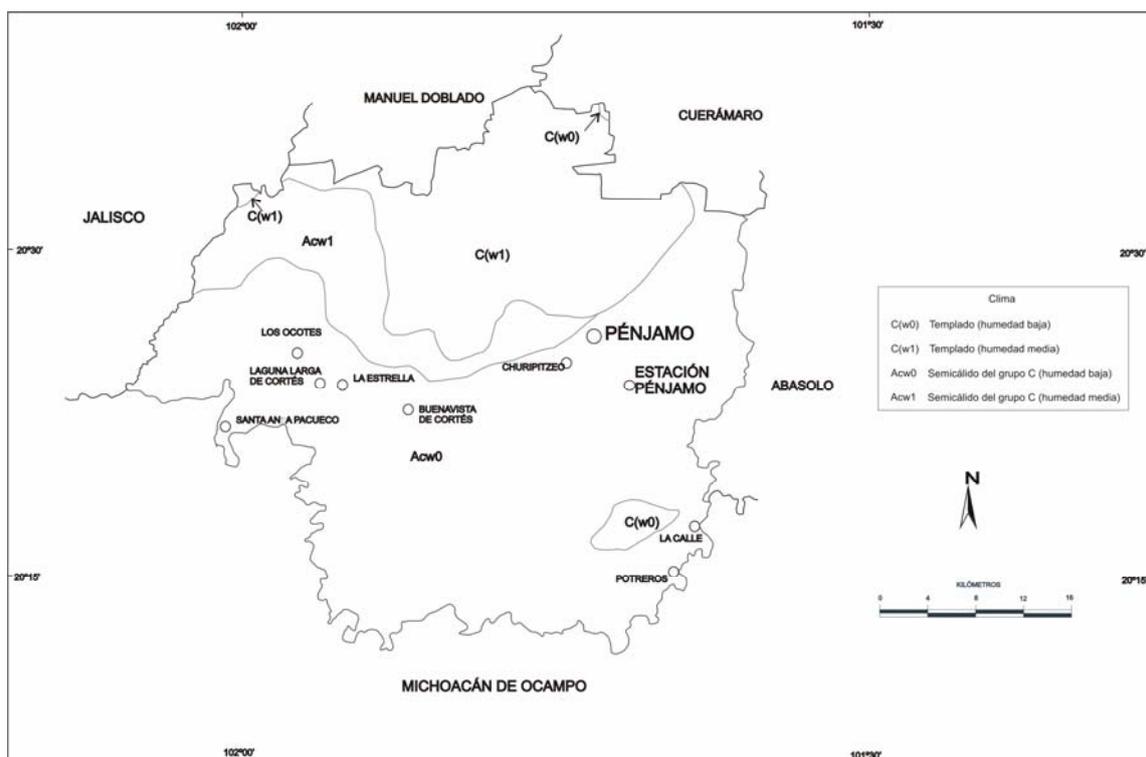
Los sistemas de circulación atmosférica que influyen en México son los vientos alisios, el cinturón subtropical de altas, y los vientos del oeste. Los vientos alisios, con una componente dominante este y la circulación monzónica se presentan durante el verano; la corriente en chorro a mayor altitud y de componente oeste, y las ondas profundas conocidas como “nortes”, durante el invierno. Los cambios en la intensidad de los sistemas de circulación atmosférica y las condiciones particulares de altitud y relieve de la provincia del Eje Neovolcánico generan variaciones de temperatura y precipitación.

La región del Bajío se encuentra en la zona climática centro, con temperaturas anuales entre los 18 y 22°C, por lo que se considera un clima semicálido (Vidal, 2005). La temporada caliente comprende de abril a septiembre, siendo mayo y junio los meses más calientes, y los más lluviosos julio, agosto y septiembre. A partir de octubre inicia la temporada fría, con diciembre y enero como los meses más fríos. La oscilación de la temperatura es de extrema en las altiplanicies y de poca oscilación en las sierras locales. Así, en el área en estudio la temperatura media anual en la Sierra Pénjamo es de 18°C y a mayor altitud disminuye a 16°C; en la planicie y piedemonte la temperatura media anual es de 20°C (SP, 1970).

En cuanto a precipitación, la región recibe los vientos alisios dominantes del noreste, modificados en su componente original oriental por las elevaciones locales, lo que genera contrastes de humedad entre los valles y la parte alta de las montañas. En la mitad caliente del año se produce una circulación monzónica que consiste en la entrada de vientos húmedos del Océano Pacífico y del Golfo de México, hacia la altiplanicie de mayor temperatura. La humedad aumenta con los fenómenos ciclónicos de ambos océanos (Vidal, 2005). En la zona en estudio la precipitación media anual es de 700 mm en la planicie, y de 800 mm en la sierra (SP, 1970).

Durante el invierno la corriente en chorro, con componente del oeste y carente de humedad, favorece las condiciones de sequía en la región, así como la presencia de cielos despejados. La llegada de ondas frías profundas y el contraste altitudinal, produce una disminución de temperatura mayor y el aumento de precipitación.

En la escala pequeña el clima característico de la región del Bajío es el semicálido del grupo C, el más seco de los climas subhúmedos. La Sierra Pénjamo y algunas mesas volcánicas poseen clima templado, de humedad intermedia en el grupo de los climas subhúmedos (2003a) (figura 2.13). En la zona se encuentran dos estaciones climáticas, las cuales en forma local indican la distribución promedio de los efectos de los sistemas de tiempo.



Fuente: INEGI (2003a) Cuaderno estadístico municipal Pénjamo

Figura 2.13 Climas del municipio de Pénjamo.

El registro de la estación meteorológica Estación Pénjamo, a 1700 msnm, indica una temperatura media anual de 20.9°C, con una oscilación térmica de 6.7°C, ya que, en promedio, el mes más cálido es mayo con 24.2°C y el mes más frío es enero con 17.5°C.

La precipitación promedio anual es de 693.4 mm, con una precipitación promedio para julio como el mes mas húmedo de 172.3 mm, y en marzo, el mes más seco, con 0.3 mm de precipitación (figura 2.14). El índice de humedad es de 33.2 y en invierno sólo se precipitan en promedio 1.1% del total anual. El clima es semiseco cálido, con la mayor cantidad de lluvia en el verano, la oscilación de la temperatura es baja y este mismo régimen es de tipo Ganges pues la mayor temperatura se registra antes del solsticio de verano (García, 1988).

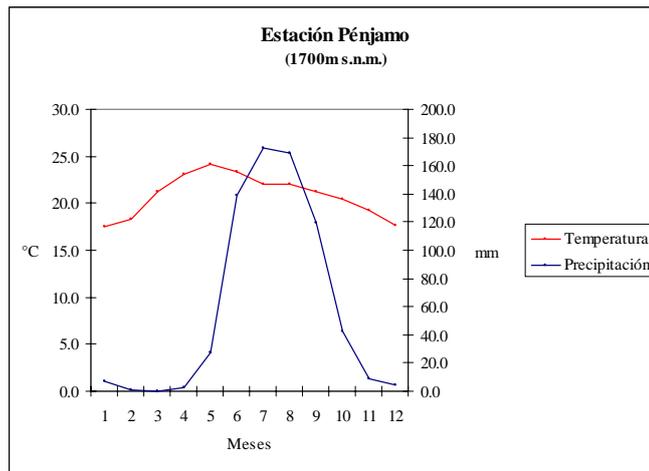


Figura 2.14 Registro climático de la estación Estación Pénjamo

La estación La Golondrina se encuentra al noroeste de la ciudad de Pénjamo, a 1850 msnm, donde se registra una temperatura promedio anual de 19.5°C y una oscilación térmica de 6.7°C. El mes más cálido es mayo, con 23°C y el más frío es diciembre con 16.3°C (figura 2.15). La precipitación promedio anual es de 816.5 mm, el mes mas seco es febrero con 0.3 mm de precipitación y el más húmedo es agosto con 236.2 mm, el índice de humedad es mayor que en Pénjamo con 41.9, el porcentaje de precipitación invernal es de 0.9%. El clima es semicálido del grupo C, el más seco de los climas subhúmedos debido a la cantidad de precipitación y esta misma con mayor presencia en verano; la temperatura promedio más cálida es no mayor de 22°C y poca oscilación térmica, la temperatura máxima ocurre antes del solsticio de verano (García, 1988).

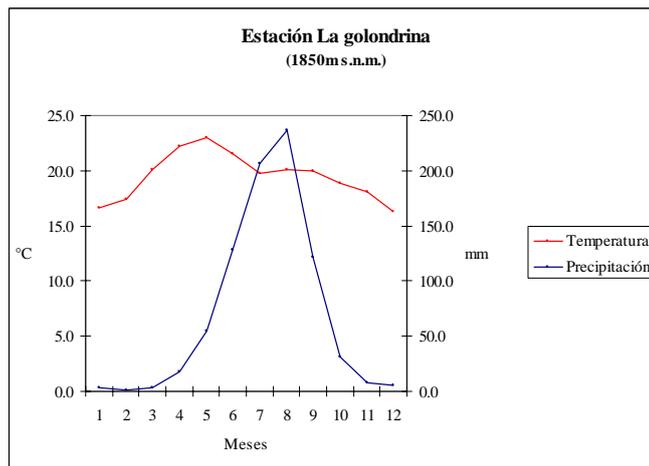


Figura 2.15 Registro climático de la estación La golondrina

c. Hidrología

El municipio de Pénjamo se encuentra en la región hidrológica 12 Lerma Santiago, que en forma local abarca las cuencas Río Lerma-Salamanca y Lerma-Chapala. Las subcuencas del Río Lerma-Salamanca se ubican al oriente del municipio y se reconocen como la del Río Turbio-Manuel Doblado, Río Turbio-Corralejo y Salamanca-Río Angulo. Al poniente del municipio se encuentra la cuenca Lerma-Chapala y de esta se identifica la subcuenca R. Angulo-Briseñas.

Al oriente, el Río Turbio es el límite con el municipio de Abasolo, y al poniente y sur lo es el Río Lerma con el estado de Michoacán de Ocampo. Los arroyos que provienen de la Sierra Pénjamo son El Chilar, El Caballo y El Sauz de Mendez, entre otros. En la misma unidad se encuentran las presas Mariano Abasolo, La Joya, y La Golondrina. Al sur, se localiza una amplia red de canales, así como las presas La Loma, Palo Alto, Los Pozos, Tacubaya, El Negro, El Sauz, El Pochote, La Trinidad, Presa de Arriba, El General, La Hacienda, Rancho Seco, El Colorado, Las Trojes, El Caimán y La Yesca.

d. Edafología

Las principales unidades de suelo en la zona de Pénjamo (figura 2.16) son el vertisol, feozem, cambisol y luvisol, con sus respectivos horizontes de diagnóstico (Carta Edafológica de CETENAL, 1971²).

El suelo vertisol se forma en ambientes con una estación seca de duración variable, en material parental de rocas sedimentarias, ígneas básicas, cenizas y aluviones de estos materiales. Presentan el microrelieve de “gilgai” o poligonal, con un contenido de arcillas dilatables (Buol, 1981). De acuerdo con la clasificación de la FAO/UNESCO, el vertisol pélico (cromas dominantes menores al 1.5, en la matriz del suelo en los primeros 30 cm) es un tipo de suelo que se ha desarrollado en planicies, valles, mesas volcánicas y piedemonte, en pendiente menor de 8% y entre 8 y 20%, su textura es fina en la mayoría de las formas del relieve mencionadas, y media en las mesas volcánicas de la Sierra Pénjamo. En la zona de piedemonte se encuentra una capa de duripán a una profundidad de 50 cm o entre 50 y 100 cm; en zonas de mayor pendiente una capa de rocas, o bien, el material original se encuentra cercano a la superficie. El suelo feozem y el litosol son unidades asociadas al vertisol pélico dominante.

² Basado en las Unidades Cartográficas de Suelos para el mapa mundial de suelos de la FAO/UNESCO, modificado por CETENAL, 1971.

El feozem es un suelo de marcada acumulación de materia orgánica y saturación de bases en la parte superior (Buol, 1981). En la zona en estudio, como tipo de suelo dominante tiene los horizontes lúvico y háplico. Se ubica en las mesas volcánicas y elevaciones. Su textura es media en general, y se encuentra en superficies de pendiente variable, con el lecho rocoso a poca profundidad, o bien una capa de rocas en la superficie. Está asociado con los suelos litosol y vertisol pélico como unidad secundaria.

En una superficie reducida, al noreste de la zona de estudio, los cambisoles férricos y litosoles están asociados como unidad de suelo principal o secundaria con el feozem, y presentan una textura media en pendientes pronunciadas. Los cambisoles son suelos de color claro, con un cambio de estructura debido a la intemperización, y el litosol es un suelo poco profundo, cuyo lecho rocoso está cercano a la superficie.

El luvisol, con un contenido mediano a alto de bases con horizontes arcillosos (Buol, 1981), se encuentra al norte, en las mesas de la sierra. Su textura es media en pendientes bajas a medias.

El litosol se encuentra en escarpes y mesas volcánicas en la Sierra Pénjamo, asociado con vertisol pélico o feozem, con textura fina.

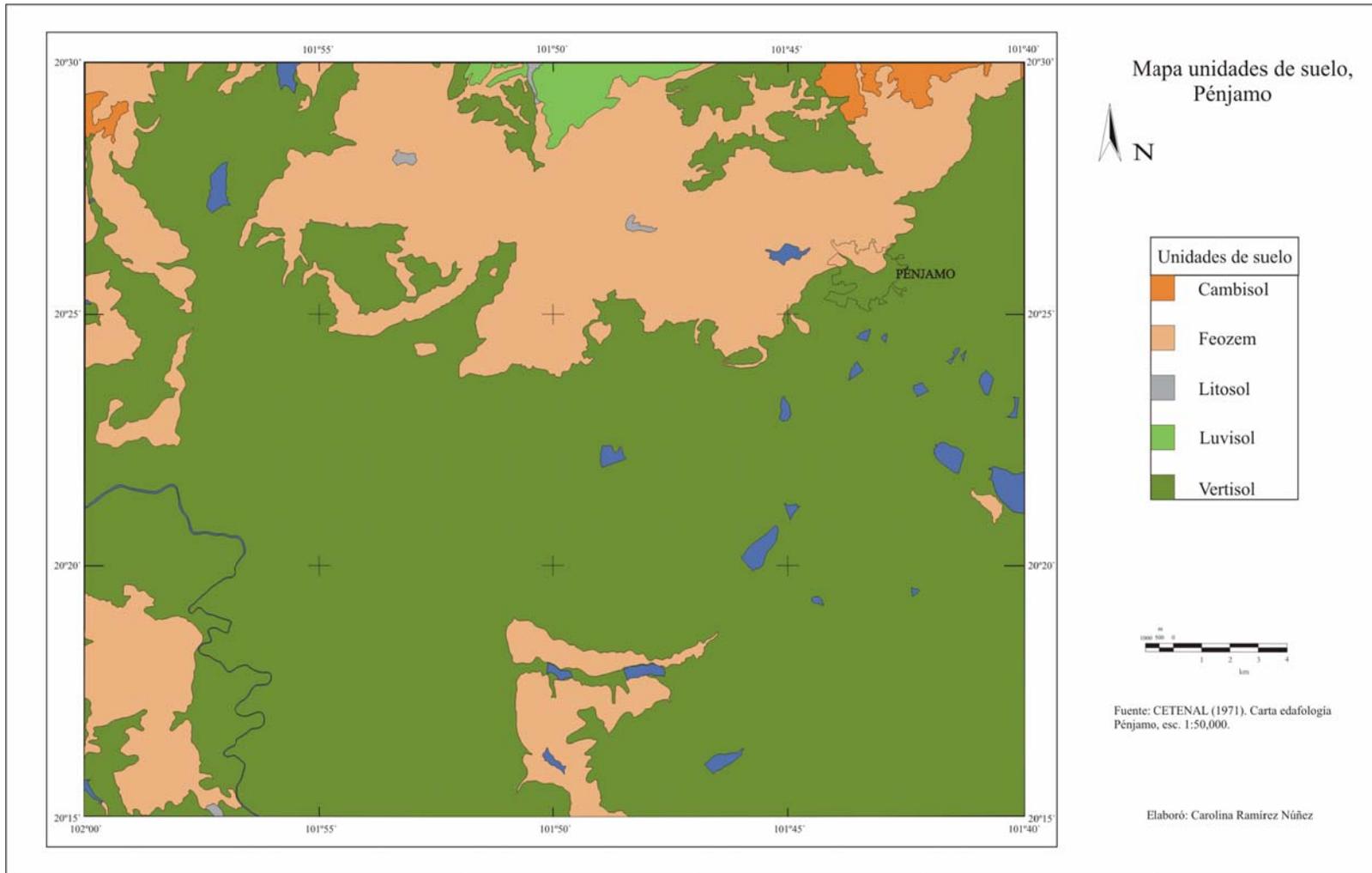
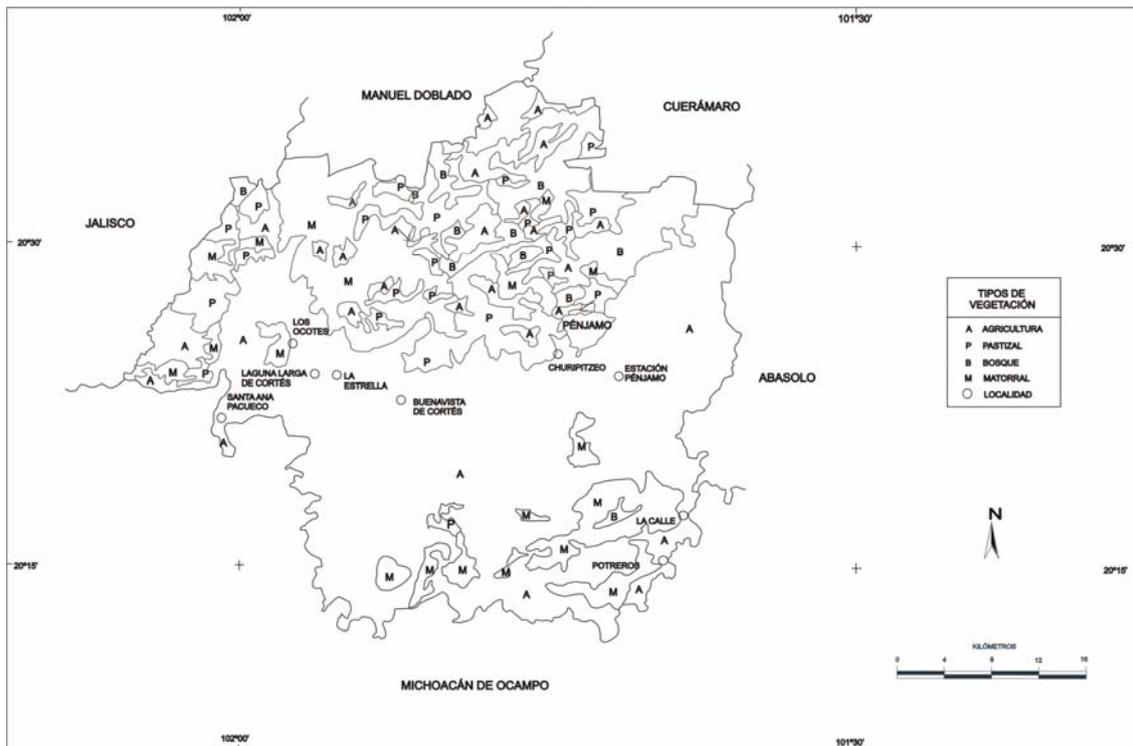


Figura 2.18 Mapa unidades de suelo, Pénjamo

e. Vegetación y uso de suelo

El 61% de la superficie en el municipio de Pénjamo se dedica a la agricultura de riego y temporal, el 18% de la superficie está cubierto por matorral, el 12% de pastizal natural, el 8% de bosque templado y el 1% restante de otro tipo de vegetación (INEGI, 2003a).

La vegetación de matorral subinerme se mantiene en la Sierra Pénjamo; el bosque de encino con vegetación arbustiva secundaria en las elevaciones principales, laderas escarpadas y algunas mesetas, ya que estas se han limitado al crecimiento de pastizal e introducción de cultivos. La planicie y el piedemonte inferior presentan agricultura de riego mientras que la agricultura de temporal alternada con pastizales en el piedemonte (figura 2.17). El cultivo de agave, próximo a la primera cosecha, se ubica en laderas empinadas de la sierra, el piedemonte y mesetas volcánicas; cerca de los ríos y aun en laderas, se encuentran huertas de lima, guayaba, níspero, aguacate y mango (figura 2.18).



Fuente: INEGI (1989) Carta uso del suelo y vegetación, 1:250 000.

Figura 2.17 Tipos de vegetación en el municipio de Pénjamo



Figura 2.18 Límite entre huerta y plantación de agave

Está registrado que en el siglo antepasado existían especies de árboles como pino, sabino, pingüino, palo blanco, roble y arbustos como el perimo, el cazahuate, uña de gato el granjero. Sin embargo, varias de estas especies han menguado (Herrera, 1995-1997) y la vegetación de selva baja se encuentra en porciones reducidas de valles intermontanos (figura 2.19).



Figura 2.19 Vegetación de selva baja caducifolia

Pénjamo es un municipio principalmente agrícola y ganadero. Entre los productos de siembra destaca como productor principal a nivel estatal de sorgo y trigo, y el segundo en la producción de maíz. Otros productos de siembra son el garbanzo, haba, linaza, alfalfa, frijol, lenteja, guayaba, naranja, caña de azúcar, lima, limón, camote, cacahuete y aguacate (INEGI, 2003a) y desde hace 8 años las plantaciones de agave que junto con los municipios de Abasolo y Romita posee la denominación de origen para la producción de tequila, según la Norma Oficial Mexicana. El

producto se destina principalmente a la exportación (Sergio Hernández, comunicación personal, 2007).

La producción agrícola actual se debe a la sustitución en la siembra de productos por el aumento de las heladas así como la menor inversión en infraestructura para la plantación de agave (Sergio Hernández, comunicación personal, 2007). En un estudio del clima en México desde el periodo azteca, a través de fuentes históricas, O' Hara y Metcalfe (1997) registran un 69% de anomalías en el registro climático de este periodo, de las cuales el 20% corresponde a los años húmedos por arriba de la normal y 49% a los años secos por arriba de la normal y consideran que desde 1900 existe un periodo de mayor humedad.

El 68% de la superficie agrícola es de propiedad ejidal, mientras que el 32% es de propiedad privada (Campos y Espinoza, 2004). La agricultura es una actividad que genera buenos dividendos a los ejidatarios. Si estos poseen por lo menos 4 hectáreas alcanza una producción aproximada de 10 ton/ha (bajo condiciones óptimas de los recursos agua y electricidad), con un ingreso neto de \$80,000 por cosecha (dos cosechas anuales). A pesar de tener una agricultura importante (maíz, sorgo, trigo y agave) (figura 2.20) los ingresos de la población son básicamente por remesas (Sergio Hernández, comunicación personal, 2007). Según el conteo de población INEGI (2000), Pénjamo tenía 144 126 habitantes y para 2005 la población era de 138 157 habitantes (INEGI, 2005c y 2006).



Figura 2.20 Agricultura de riego

Capítulo III. Cartografía morfométrica

El método propio de la Geomorfología es el actualístico. Su objetivo principal es explicar la superficie terrestre que representa la síntesis del conjunto de morfologías sucesivas durante su evolución, a partir de la relación entre agente, proceso, formas del relieve y sedimentos correlativos.

Un estudio geomorfológico cumple con la cuantificación del terreno, la delimitación de las fisonomías según sus relaciones con otros componentes del paisaje, analiza el sistema de relaciones entre formas del terreno y acciones debidas a agentes de la dinámica terrestre, y establece las sucesiones del relieve hasta adquirir su configuración actual (De Pedraza, 1996).

La cuantificación y cualificación del terreno se realizan a través de técnicas de campo, laboratorio o de gabinete, según el objetivo del estudio y la disponibilidad de recursos. En la última década las técnicas geomorfológicas cuantitativas se han diversificado y complementado con la teledetección e información digital, misma que se trata mediante *software* especializado y métodos estadísticos. La necesidad de cuantificar y caracterizar el relieve es mayor, dada su aplicación en proyectos de ingeniería, regionalización, estudios comparativos, y otros más detallados sobre la transformación del relieve.

Morisawa (1985) define a la geomorfología cuantitativa como la aplicación de matemáticas y técnicas estadísticas al estudio de las formas del relieve, la descripción y procesos por medio de los cuales son transformadas. Incluye la aplicación de teorías físicas y químicas al análisis del paisaje. Afirma que las medidas por sí mismas no constituyen un estudio cuantitativo, y que el tratamiento estadístico riguroso de los datos, la reducción a escala de modelos análogos, la simulación en computadoras y los procedimientos de análisis de sistemas, pueden introducirse en el tratamiento de un problema geomorfológico. La cuantificación de las características del relieve por medios morfométricos se ha vuelto común.

Los métodos morfométricos se utilizan para evaluar elementos cuantitativos del relieve de acuerdo con su tipo, procesos o formas en estudio (Lugo, 1986b). En este trabajo se midieron las variables pendiente, energía del relieve, densidad de disección, disección total, profundidad de disección y frecuencia de cabeceras, algunas en forma manual (Lugo, 1986b), y otras con tratamientos de cómputo elaborados por Parrot (2002a, 2002b, 2003a, 2003b, 2004a, 2004b, 2005, y condensados en Parrot y Ochoa 2004).

La representación espacial de algunas características cuantitativas de la superficie terrestre se realiza a través de mapas; estos pueden ser analíticos, sintéticos y de correlación. En los mapas analíticos areales o zonales, se representa la variable de interés en un área determinada, aplicando una gama de colores y rango numérico. Los valores de cada área pueden interpolarse para obtener mapas de isolíneas, y por ende, una representación un poco más cercana a la realidad de la distribución espacial de la variable.

El primer problema a resolver es determinar las dimensiones de las superficies del mapa en que se hacen las mediciones, de esto depende la cantidad y la calidad de la información obtenida. Se debe hacer tomando en cuenta el tipo de estudio, en este caso, de geomorfología general. La calidad de la información de cada mapa morfométrico radica, principalmente, en la relación que hay entre las superficies delimitadas por valores determinados más que por las cifras obtenidas.

Otro problema a resolver es el establecer rangos, ya que una clasificación adecuada facilita la comprensión del relieve en cada mapa morfométrico, la relación entre cada uno de ellos, y con el mapa geomorfológico, y otros temáticos. Este principio de uso universal en la cartografía geográfica se transformó a fines de los años ochenta en los métodos cartográficos digitales. La información morfométrica, en la mayoría de los casos, es subjetiva por lo antes mencionado, pero la veracidad radica en la definición de las superficies distintas y la relación entre ellas. En la interpretación de los valores morfométricos debe considerarse que la fuente de información es una carta topográfica en la escala 1:50,000 con curvas de equidistancia de 10 m, por lo que existe un margen de error en cada medición.

El análisis de cada variable morfométrica se realiza de acuerdo con las zonas geomorfológicas identificadas con el mapa hipsométrico o altimétrico (figura 3.1) y observando el comportamiento de los valores por separado en planicies, superficies de piedemonte, montañas, etcétera.

En este estudio geomorfológico el área de medición se estableció considerando la zonificación geomorfológica previa, en la escala 1:50,000 (figura 3.2), de manera que varias zonas geomorfológicas no estuvieran presentes en el mismo cuadrante. Así, el área de 2.5 km x 2.5 km se utilizó en las variables de energía del relieve, densidad de disección y profundidad de disección; y el área de 4.5 km x 4.5 km para la frecuencia de cabeceras. A continuación se presentan los resultados de los mapas morfométricos. La explicación se realiza en función de las categorías alta, media o baja por variable obtenida con la frecuencia relativa acumulada del valor por cuadrante en cada tema.

3.1 Hipsometría

El mapa altimétrico o hipsométrico es el primer mapa a elaborar en un estudio geomorfológico, éste simplifica la comprensión del mapa topográfico, ya que proporciona información de procesos exógenos, morfoestructuras y morfogénesis. Se elabora al establecer rangos de altitud que identifican las principales unidades del relieve.

En la zona de Pénjamo los rangos de altitud definen al menos cuatro bloques, cuyos límites corresponden con rasgos lineales identificados en el mapa topográfico (figura 3.1). En la porción septentrional se observan dos bloques; el primero al oeste, entre los 1700 y los 2450 msnm con laderas de valles y un conjunto de mesas volcánicas y centros eruptivos de la primera etapa del volcanismo del Cinturón Volcánico Mexicano (Mioceno tardío) y limitado al sur por un escarpe de falla normal en dirección NE; y el segundo al oriente, entre los 1800 y los 2300 msnm con formas erosivas de ignimbrita y dominado por la erosión de laderas de valles e incisión vertical, así como una unidad reducida de rocas del Mioceno tardío (Cinturón Volcánico Mexicano). Ambos bloques se clasifican como la unidad de elevaciones formada por procesos endógenos, volcánicos y tectónicos, y transformada en gran medida por la erosión.

Al sur de esta sierra se encuentra un lineamiento semicircular que divide los depósitos de piedemonte y aluviales entre los 1700 y 1800 msnm, de un bloque de mesas volcánicas del Plioceno-Cuaternario, entre los rangos de 1700 y 2200 msnm.

El último bloque, al suroeste, corresponde con la fosa tectónica Penjamillo, a menos de 1700 msnm, con relleno de depósitos aluviales provenientes de la Sierra Pénjamo y unidades menores, así como lacustres; y cuyo escarpe de falla se prolonga posiblemente al norte, en la unidad de elevaciones y mesas volcánicas, limitando una planicie aluvial con depósitos del Cuaternario.

De esta manera las unidades geomorfológicas de la zona Pénjamo son las siguientes (figura 3.2):

- a. Elevaciones y mesas volcánicas
- b. Piedemonte volcánico
- c. Piedemonte proluvial
- d. Planicie aluvial
- e. Altiplanicie fluviolacustre de nivel de base
- f. Mesas volcánicas

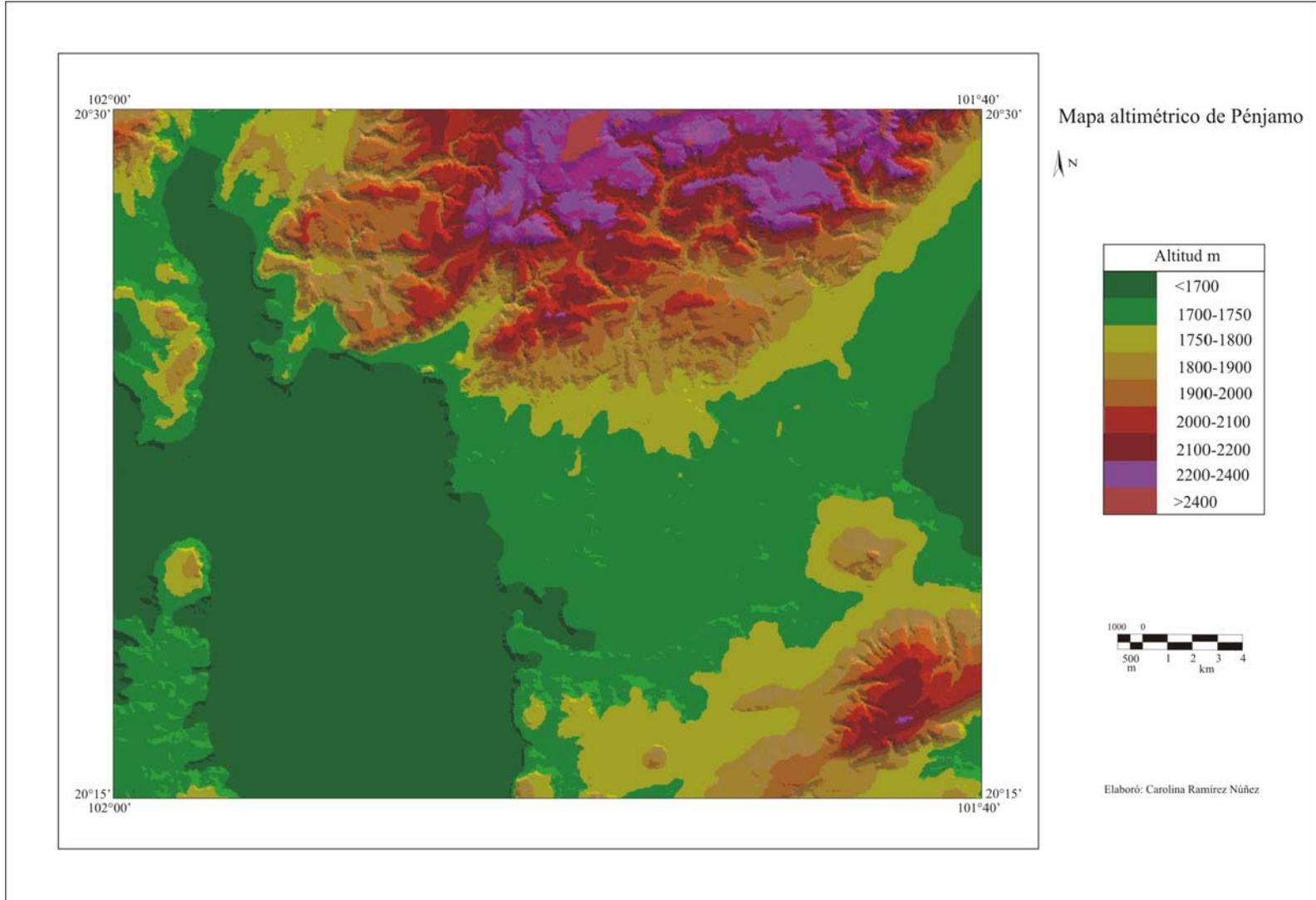


Figura 3.1 Mapa altimétrico de Pénjamo

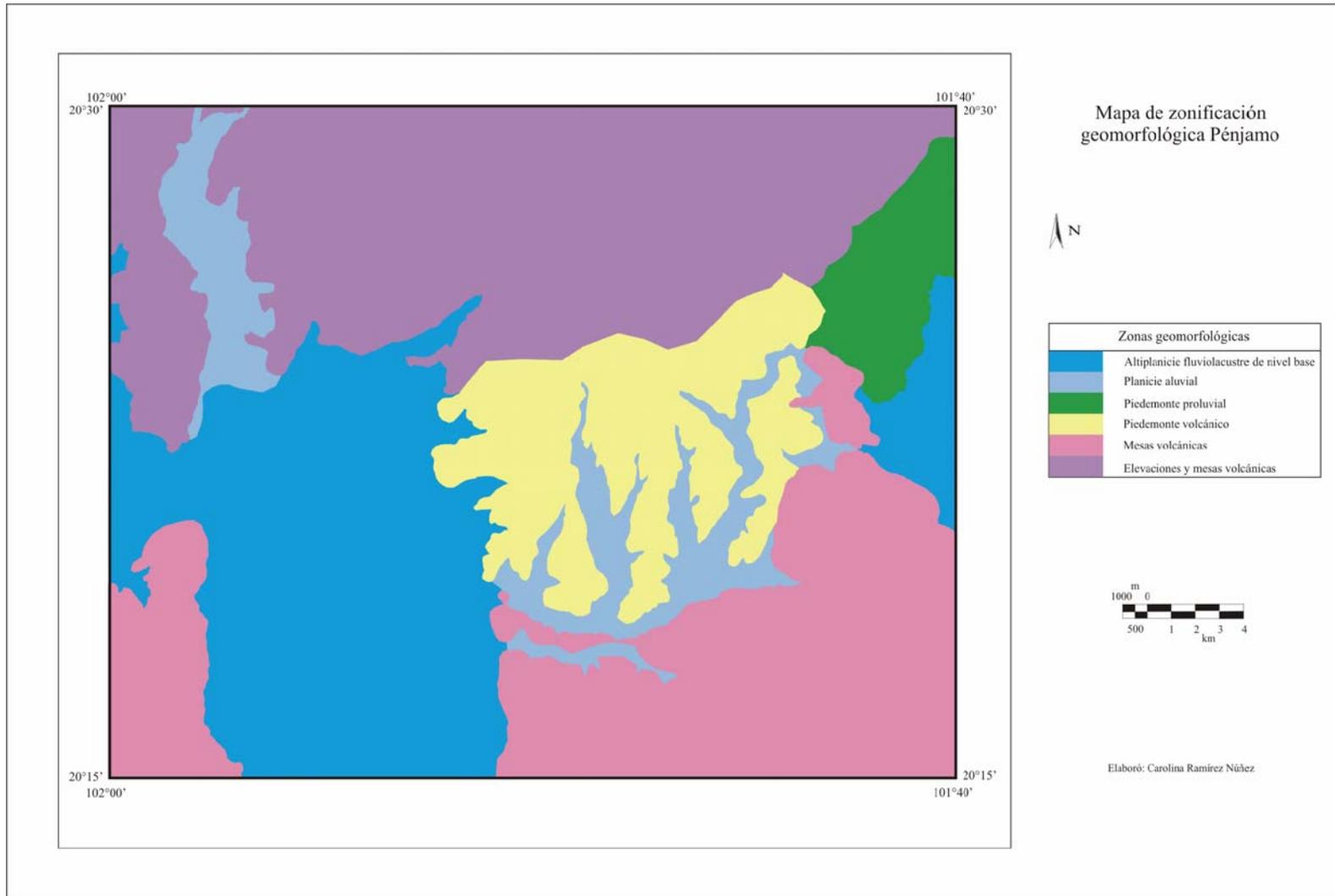


Figura 3.2 Mapa de zonificación geomorfológica, Pénjamo

3.2 Energía del relieve

Expresa el contraste del relieve en superficies de forma y dimensiones iguales (Lugo, 1986b). Las cifras expresan la interacción de los procesos endógenos y exógenos formadores del relieve; y en el caso de Pénjamo, son importantes el volcanismo y la actividad tectónica que se manifiesta en los movimientos verticales, y la actividad exógena que es complementaria e influye en la formación de escarpes erosivos y la disección vertical. Se debe tener en cuenta que estos procesos están controlados por fracturas y fallas.

El mapa se obtiene al identificar los valores de la diferencia entre las altitudes máxima y mínima en cada cuadrante; la diferencia se anota en cada uno de los mismos. La elaboración final se realizó por el método de relleno de color de superficies clasificadas en rangos.

En la energía del relieve baja se consideran las categorías entre <10 m y 60 m de diferencia de altura que comprenden las zonas geomorfológicas de la altiplanicie fluvio lacustre de nivel de base, la planicie aluvial, el piedemonte proluvial, la zona inferior y media del piedemonte volcánico y porciones reducidas de las mesas volcánicas del sur y suroeste (figura 3.3).

Los valores de >60 m a 200 m de diferencia de altura corresponden a la energía media del relieve de las elevaciones y mesas volcánicas al poniente de la Sierra Pénjamo, la porción superior de ambos tipos de piedemonte y las mesas volcánicas al sur.

Las elevaciones y mesas volcánicas poseen los valores más altos en diferencia de altura (200-650 m), dado que en esta superficie se encuentra el contacto entre una potente capa de ignimbritas del Mioceno temprano, según Ferrari *et al.* (1999); y del Oligoceno tardío, de acuerdo con Cerca (1998); y los basaltos del Mioceno tardío. En esta sierra continúa el sistema de fallas con orientación norte-sur, que se manifiesta como un conjunto de laderas escarpadas adyacentes a la planicie aluvial, y con superficies de transición reducidas de coluvión y aluvión hacia la altiplanicie.

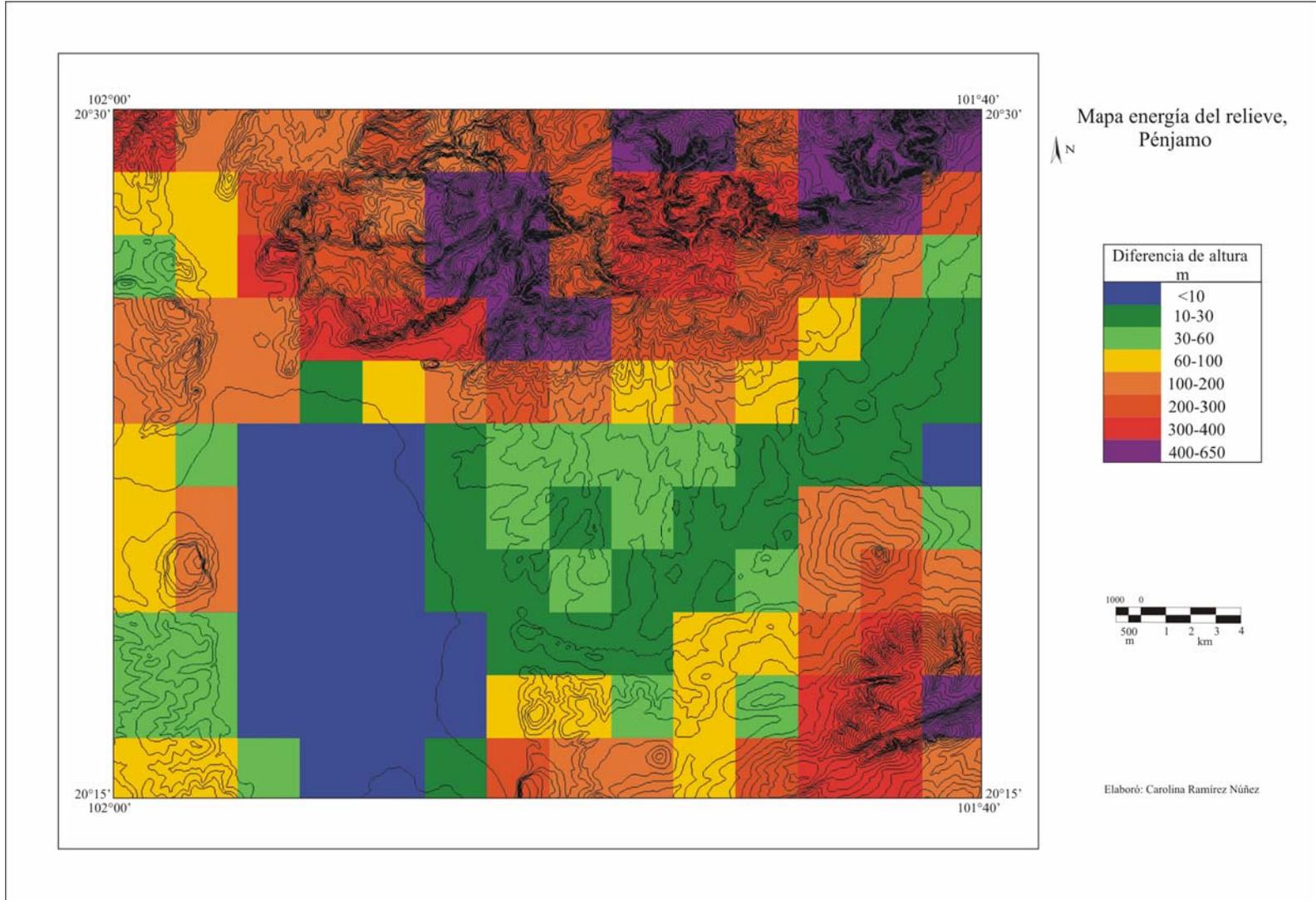


Figura 3.3 Mapa energía del relieve, Pénjamo

3.3 Frecuencia de cabeceras

Toda cabecera fluvial es, en teoría, indicador de erosión remontante y dependiendo de la estructura, litología, relieve y clima, pueden ser formas con relativa estabilidad, donde el avance será muy lento, del orden de centímetros por década, pero en otros es más rápido, de metros por década. Por lo tanto el mapa refleja las zonas de mayor actividad de la erosión remontante, erosión del suelo y susceptibilidad a deslizamientos o caída de rocas (Lugo, 1986b).

La elaboración de este mapa requiere el trazo de la red fluvial completa de acuerdo con la configuración de las curvas de nivel. Posteriormente se divide en superficies, en este caso tuvieron igual tamaño y en cada una de ellas se contó el número de cabeceras fluviales. El resultado se dividió entre el área de 4.5 x 4.5 km, y por último se definieron rangos y aplicó colores. El valor obtenido en cada cuadrante equivale al número de cabeceras promedio en un poco más de 1 km².

La frecuencia de cabeceras baja o nula (<1 cabecera por km²) (figura 3.4) se encuentra en la altiplanicie fluvio-lacustre de nivel de base con orientación norte-sur, y en las mesas volcánicas del sur que corresponden a una zona de volcanismo del Plioceno-Cuaternario. En la primera unidad el agua tiende a infiltrarse o bien escurrir en forma lineal por la amplia red de canales limitando la erosión; en la segunda unidad, la relativa juventud de las rocas y su permeabilidad restringen la erosión remontante.

En las elevaciones y mesas volcánicas al noroeste, mesas volcánicas al sur y el piedemonte volcánico, se hallan en promedio entre 1 y 2 cabeceras por km², que equivale a la frecuencia media. Este valor se distribuye especialmente en la porción superior e inferior del piedemonte volcánico, unidad que denota una amplia formación de pequeños barrancos favorecido por la litología y algunas cárcavas por el cambio de uso de suelo.

Los valores de 2.3 a 7.9 se les consideró como una frecuencia alta. El intervalo de 2.9 a 4.1 se ubica en el piedemonte volcánico, piedemonte proluvial y oeste de las elevaciones y mesas volcánicas. En particular, los valores máximos de 5 a 7.9 km² se obtuvieron en la porción oriental de la Sierra Pénjamo con una orientación NE. El alto número de cabeceras coincide con el sistema de fallas de orientación noreste, así como en la zona de laderas de ignimbrita con fuerte erosión. Por lo que se considera una zona de erosión remontante y susceptible a deslizamientos y caída de rocas.

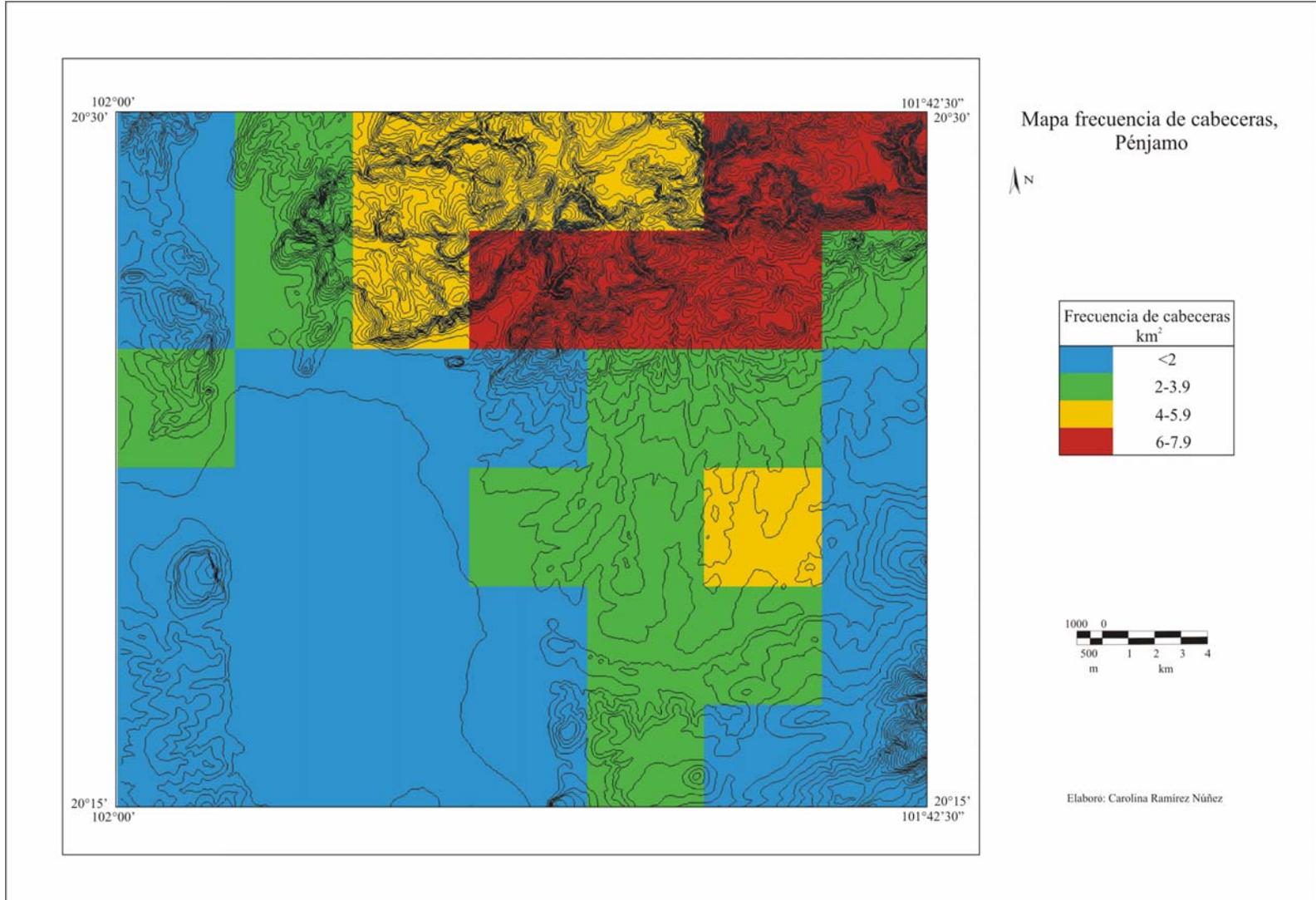


Figura 3.4 Mapa frecuencia de cabeceras, Pénjamo

3.4 Profundidad de disección

La erosión es el proceso de remoción de partículas de distinto tamaño, principalmente por el agua de escurrimiento, el modelado de formas como barrancos y valles ha llevado miles o millones de años. El proceso inicia con escurrimiento, generalmente lineal, conocidos como hilos, surcos; posteriormente la incisión y remoción de material forma cárcavas, barrancos y valles. El método de profundidad de disección cuantifica dicho proceso al considerar solamente los valores extremos de profundidad de valles y barrancos (Lugo, 1988).

Su elaboración consiste en medir en el mapa la profundidad máxima de corte por erosión, entre cauce fluvial y parteaguas correspondiente en una superficie determinada. El valor se anota en el cuadro y se colorea de acuerdo con los rangos y colores establecidos.

Los valores de profundidad de disección 0-20 m (figura 3.5) considerados en la categoría baja, se ubican en la altiplanicie fluviolacustre de nivel de base correspondiente a la zona septentrional del graben Penjamillo y en la altiplanicie al sureste de la ciudad de Pénjamo, el piedemonte volcánico, el piedemonte proluvial y las mesas volcánicas al sur. Las altiplanicies corresponden al nivel límite teórico de erosión con una alta infiltración y acumulación de sedimentos acarreados desde la Sierra Pénjamo y su piedemonte.

La profundidad de disección media (30-100 m) se encuentra en la porción superior del piedemonte volcánico y piedemonte proluvial, las mesas al sur y las elevaciones y mesas volcánicas en la Sierra Pénjamo, principalmente en las zonas donde los basaltos sobreyacen a las ignimbritas.

La profundidad de disección alta (110-400 m), en las mesas volcánicas al sureste y principalmente en las elevaciones y mesas volcánicas de la Sierra Pénjamo, es favorecida por el tipo de roca (ignimbrita) que subyace a las coladas de lava, y las fallas de orientación NE que facilitan el escurrimiento y disección. Esta zona se considera de actividad neotectónica en relación, posiblemente, con su cercanía al límite cortical entre la Sierra Madre Occidental y el Bloque Michoacán cubierto por las lavas de la unidad de basaltos los Altos de Jalisco, a la cual también pertenecen las mesas volcánicas de la zona de estudio.

La importancia de la profundidad de disección es que en la zona estudiada se observó que prácticamente la totalidad de los cauces fluviales está controlada por la fractura de las rocas y la mayor disección vertical es reflejo de grietas mayores (y fallas) más profundas y de tensión.

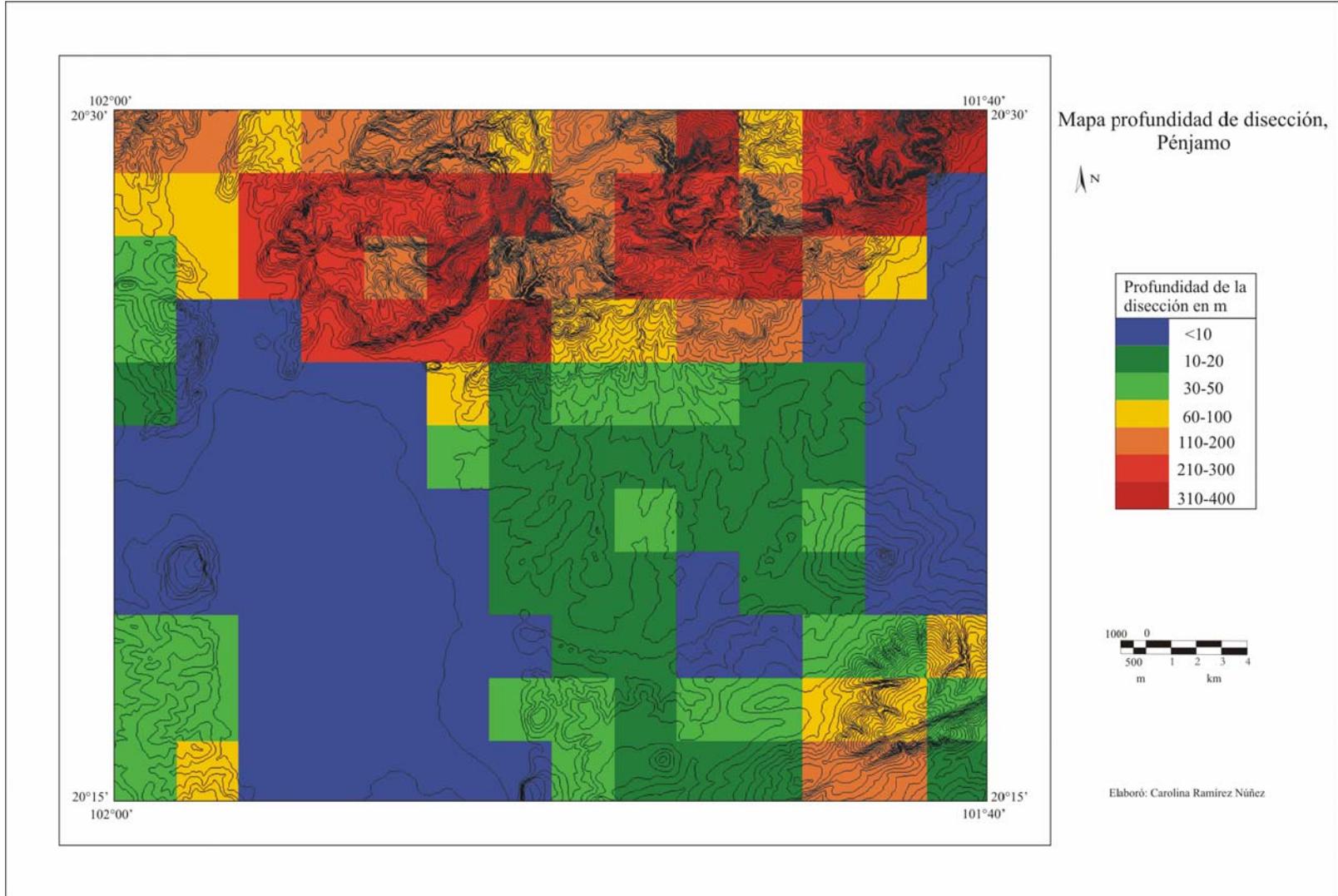


Figura 3.5 Mapa profundidad de disección, Pénjamo

3.5 Pendiente del terreno

La pendiente del terreno es una variable que se relaciona con formas y procesos (Lugo, 1986b). Se obtiene de la relación entre una distancia vertical y la correspondiente horizontal. Se puede medir en un mapa topográfico a partir de la escala (horizontal) y las curvas de nivel (vertical) (figura 3.6).

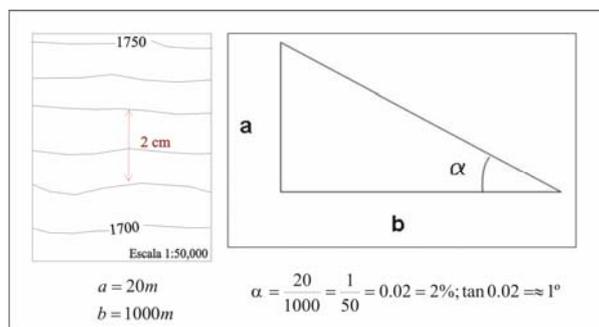


Figura 3.6 Cálculo de la pendiente (relación altura/distancia horizontal, gradiente, por ciento y grados) en un mapa a escala 1:50,000 (1cm=500m)

Este método tiene la ventaja que permite, de manera inmediata al observar un mapa topográfico, obtener la pendiente en por ciento en cualquier localidad. El valor en grados es aproximadamente la mitad del por ciento.

El mapa de pendiente se elaboró por medio del programa *Versant* (Parrot, 2003b) que genera dos imágenes en tono de gris tipo ASCII y sus archivos de extensión *.xls* con el valor de la pendiente en grados (0-89°) y la orientación de la misma (0-359°). El programa calcula la pendiente y también el efecto utilizando las dos matrices del filtro de Sobel (figura 3.7).

-1	-2	-1
1	2	1

1		-1
2		-2
1		-1

Figura 3.7 Filtro de Sobel

Los rangos para el mapa de pendiente son los siguientes: <1, 1-3°, 3-6°, 6-12°, 12-25°, 25-35° y >35° (figura 3.8).

La pendiente general del área de estudio es hacia el sur y sus variantes (entre este, en dirección al sur y oeste); antiguo nivel de base local conocido actualmente como depresión central y modificado

por la reactivación de fallas, mismas que se considera han surgido desde el Mesozoico y hasta tiempos recientes; y el volcanismo característico del Cinturón Volcánico Mexicano del Plioceno, al sur de la Sierra Pénjamo.

La altiplanicie fluviolacustre de nivel de base tiene valores de pendiente menores a 1° , dado que es una depresión tectónica rellena por depósitos aluviales y lacustres. La planicie fluvial al noroeste, también posee valores de pendiente de 1° y ligeramente superiores, entre 1 y 3° , en su transición a la altiplanicie de nivel de base.

El intervalo de 1° a 6° se aplicó a superficies donde hay una variedad de pendientes en este rango, difíciles de diferenciar en la escala del mapa. Corresponde a la unidad de piedemonte aunque con materiales disímiles de origen, lo que se refleja en su configuración topográfica. El piedemonte volcánico tiene valores de pendiente entre 1 y 6° ; el piedemonte proluvial al sureste de la Sierra Pénjamo corresponde a la unión de distintos abanicos con material proluvial proveniente de los valles intermontanos de menor crecimiento longitudinal, pero con procesos de caída de rocas de la sierra. El abanico de tamaño mayor sobre el que se encuentra la ciudad de Pénjamo corresponde al depósito fluvial de un solo valle intermontano de amplia longitud cauce arriba, y al que se unen corrientes de igual o menor orden, por lo que el depósito incluye material coluvial y aluvial. La pendiente dominante en la porción superior del abanico es $<1^\circ$, mientras que en la porción inferior aumenta a valores entre 1 y 3° .

Una configuración parecida está presente al oriente de la altiplanicie de nivel de base, no obstante, los valles son de mayor longitud y el material que acarrear a esta depresión tectónica tiene una granulometría menor. Al poniente de la altiplanicie de nivel de base no existe una superficie de transición, debido a la baja energía del relieve, y posiblemente, a la actividad neotectónica del Graben Penjamillo.

La unidad de elevaciones y mesas volcánicas está representada por los tonos cálidos (naranja-rojo), con pendiente entre los 6° y $>35^\circ$. En esta se distinguen tres tipos de laderas: de 6 a 12° corresponde a una inclinación media, entre los 12 y 25° considerable, de $25-35^\circ$ fuerte; y $>35^\circ$ empinada o escarpada, los valores de 25° y más están asociados a fallas. Las mesas volcánicas de la Sierra Pénjamo poseen pendiente entre 1 y 6° y ocupan superficies reducidas afectadas por intemperismo y erosión.

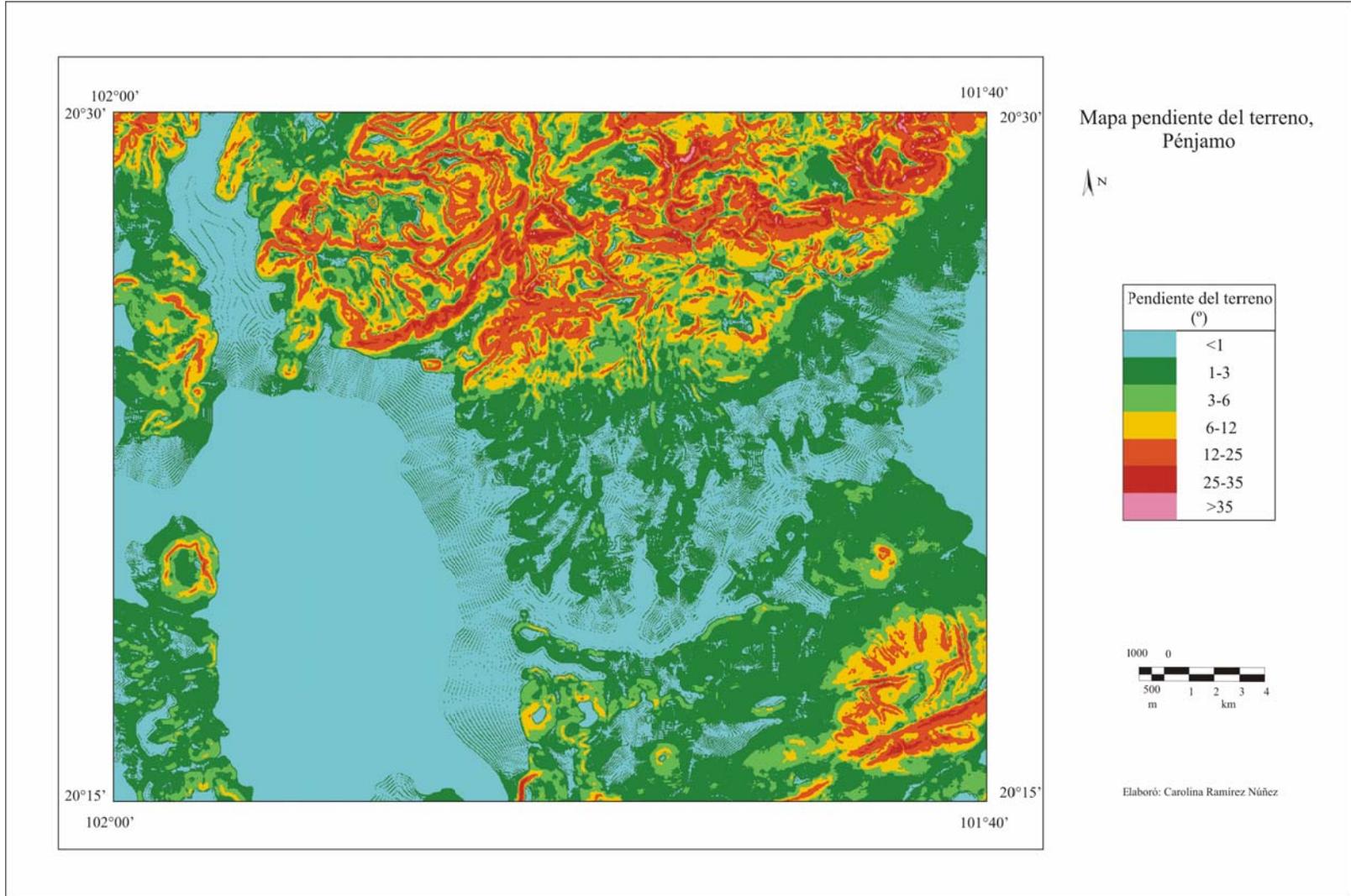


Figura 3.8 Mapa pendiente del terreno, Pénjamo

3.6 Densidad de disección

El uso de variables cuantitativas del relieve es fundamental en el análisis de procesos geomorfológicos y su aplicación a detección de peligros, ordenamiento territorial, cuantificación de la erosión del suelo, etcétera. Las mediciones se hacen de manera manual o por métodos digitales y *software* especializado; en general no hay un conocimiento de la asociación entre los resultados que proporciona uno u otro método. La ventaja de conocer el tipo de asociación facilita el análisis geomorfológico y su comparación en distintas escalas, lugares y usuarios en general.

En este trabajo se planteó la hipótesis de no asociación entre los valores de densidad de disección obtenidos por el método manual explicados en Lugo (1986b) y los que se obtienen directamente a partir del modelo digital del terreno, para la zona de Pénjamo; contra la hipótesis alternativa de asociación entre los resultados de ambos métodos. El procedimiento para la obtención de la densidad de disección por ambos métodos se explica a continuación.

a. Método manual

Se traza la red de drenaje sobre la carta topográfica; es preciso incluir las corrientes no representadas en el mapa con los símbolos convencionales, pero que se infieren por la configuración de las curvas de nivel. En el mapa topográfico se trazaron cuadrantes de 6.25 km². Estas áreas se establecieron con base en distintas pruebas en la zonificación geomorfológica y la consulta de otros trabajos. El uso de estas dimensiones disminuye el error de medición con el instrumento.

En cada cuadrante se mide la longitud de cauces con un curvómetro. La graduación del curvómetro se convierte a la escala 1:50,000, y se realiza un mínimo de tres mediciones para obtener el valor de la densidad de disección por área.

El valor en kilómetros obtenido en la figura geométrica del mapa se divide entre el área correspondiente a km² (6.25) y el resultado se anota en el centro de la figura. Por medio del método cartográfico de la interpolación se obtienen valores complementarios, para finalmente configurar con isolíneas.

El promedio de las tres mediciones dividido entre el área de 2.5 km x 2.5 km equivale a la densidad de cauces fluviales o la erosión realizada por las corrientes fluviales en el relieve (visto en planta) y se complementa con la profundidad de disección (en perfil), además es una variable que indica la presencia de agua. El valor de la densidad de disección es aproximado por lo que el error de cada medición se diluye al establecer rangos. La correlación de estos valores con la litología, la edad de

las rocas, la estructura geológica, el clima, la fisiografía, etcétera, proporciona una información complementaria de gran utilidad (Lugo, 1986b).

$$dd = L_c / S$$

dd= densidad de disección

L_c= longitud total de la red fluvial

S= superficie del cuadrante

b. Método digital

1) Modelo digital del terreno (MDT)

El modelo digital del terreno (MDT) de la Sierra Pénjamo se construyó con las curvas vectoriales de INEGI, escala 1:50,000, de las cartas Pénjamo F14-C71 y Manuel Doblado F14-C61, Guanajuato (INEGI, 2005a y 2005b).

Los datos vectoriales de las cartas topográficas se transformaron al mundo raster a través de la transferencia en un archivo *.dxf* por medio del *software Transf_dxf_v2.exe* (Parrot, 2005). Este programa genera, además de la imagen y los datos de la misma, una tabla de correspondencia entre los tonos de gris y sus valores de altitud. Para obtener curvas sin interrupción y mejorar la calidad del MDT se utilizó el *software Paint Shop Pro*, versión 4.

Brod4_mx.exe (Parrot, 2004a) utiliza las curvas en tono de gris y la tabla de correspondencia para generar un archivo con curvas de nivel de altitudes reales y un fondo neutro, datos necesarios para la interpolación en el programa *Miel4_mx.exe* (Parrot, 2004b). El programa *Miel4_mx.exe* produce el MDT mediante la interpolación multidireccional de las capas de altitud con intervalo regular por capas.

La interpolación multi-direccional utiliza el algoritmo *Newmiel* (Parrot 1993, 2002; Parrot y Ochoa, 2004; Parrot y Taud, 1999), el cual trabaja por capas comprendidas entre dos curvas de nivel. Las capas corresponden a zonas cerradas y delimitadas dentro de la imagen. Para cada píxel ubicado en una capa se mide el valor de la distancia mínima (d_i) entre este punto y la curva inferior de altitud A_i y su distancia mínima (d_s) con la curva superior de altitud A_s .

El valor de la altitud A_p del píxel $P(i,j)$ es igual a :

$$A_p = A_i + [(A_s - A_i) \times (d_i / d)] \quad \text{donde } d = d_i + d_s \text{ (Parrot y Ochoa, 2004)}$$

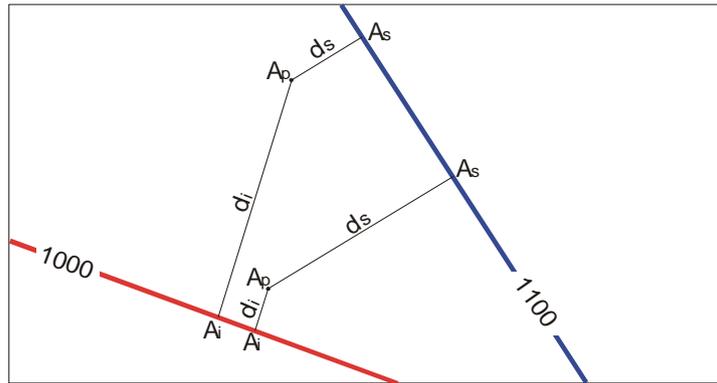


Figura 3.9 Cálculo de la interpolación lineal entre las curvas 1000 y 1100

2) Extracción de la red fluvial

La red fluvial se obtiene con la digitalización del mapa topográfico o bien con la utilización del programa *Rio4* (Parrot, 2002b) el cual mide dentro de una ventana móvil el porcentaje de píxeles de altitud mayor que el píxel central. Cuando el porcentaje es $>55\%$ se estima que el píxel pertenece a la red. En el archivo resultante se pueden juntar las corrientes que presentan una tentativa local de unión. Para correlacionar los resultados entre los métodos no se corrigió ninguna tentativa local de unión en el archivo resultante.

3) Cálculo de los parámetros

Con el programa *Dendis.exe* (Parrot, 2002a) se calcula la densidad dentro de cuadrantes de tamaño variable (1 km x 1 km, 2.5 km x 2.5 km, 4 km x 4 km, etcétera). La manera más sencilla de calcular la densidad dentro de cada celda o dentro de la ventana móvil, consiste en contar el número de píxeles (N_p) que corresponde al tema en estudio (en este caso la red fluvial) y en dividir esta suma por el valor S_v de la superficie de la celda o de la ventana. Esta densidad D_I normalizada (0, 100) es igual a:

$$D_I = (N_p / S_v) \times 100$$

Sin embargo, se puede hacer un cálculo más preciso, midiendo la longitud total de los cauces L_c presentes en la celda o la ventana móvil, tomando en cuenta el valor del lado L_p y de la superficie S_p del píxel, es decir, el grado de resolución, utilizando un algoritmo capaz de medir un perímetro. En general, se utilizan patrones que permiten calcular con precisión un perímetro en el espacio raster y en el caso de las redes fluviales, la longitud L_c de los cauces.

La relación que existe entre la longitud L_c de los cauces y la superficie S_v de una celda corresponde al “parámetro de disección” aplicado por Lugo (1988) en zonas con una superficie de 16 km x 16

km, 4 km × 4 km o 1 km × 1 km. En el algoritmo *Disec* (Parrot, 2003a) se utiliza cualquier tamaño de la superficie S_t y se puede definir una malla regular o elegir ventanas móviles que recorren toda la imagen y dan un valor a cada píxel.

En este caso, la “densidad” D_2 es igual a :

$$D_2 = (L_c / S_t) \times \xi$$

L_c = longitud total de la red fluvial

S_t = superficie del cuadrante o ventana móvil

ξ = parámetro de normalización

donde la superficie real de la zona de observación

$$S_t = N_{pv} \times S_p \text{ (con } N_{pv} = (L_v - 1)^2, S_p$$

N_{pv} = Número de píxel de la celda

S_p = Superficie del píxel

L_v = Longitud de la celda

la superficie del píxel y ξ un coeficiente de normalización.

El programa *Dendis.exe* (Parrot, 2002a) calcula 1) el número de píxeles de la red dentro del cuadrante o la longitud de la red, crea archivos de *.xls* con la frecuencia de los valores de densidad (*paralug2.xls*), y los datos de la densidad de disección por cuadrante con sus respectivas coordenadas para la interpolación en el programa *Surfer* (*paralug3.xls*) en el cual se realiza el cálculo de las isóneas (Ochoa, 2004). En la figura 3.9 se muestran los resultados gráficos del proceso de obtención de la red de drenaje por los métodos digital y manual.

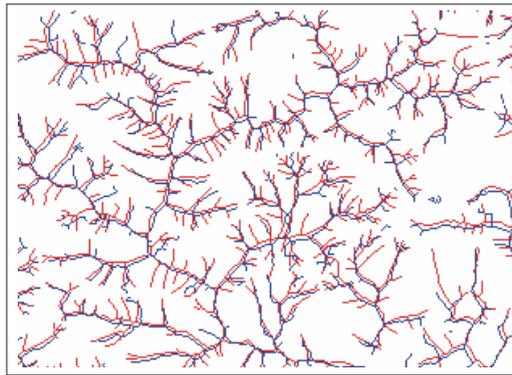
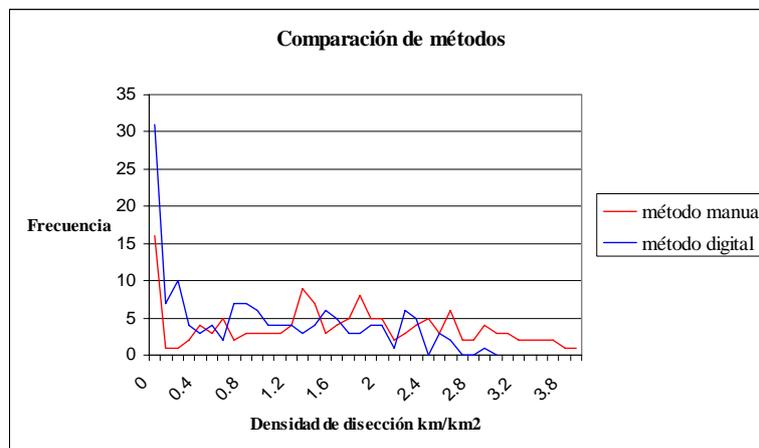


Figura 3.10 ---Red de drenaje manual digitalizada y ---- red de drenaje obtenida con el programa *Rio4* (Parrot, 2002b) de la zona Pénjamo, Guanajuato

En la prueba de hipótesis sobre la existencia de asociación o no de los métodos se empleó el análisis de regresión lineal simple, técnica empleada para conocer el tipo de relación entre dos variables y su comportamiento en su avance conjunto. A partir de los datos muestrales (figura 3.10) es posible construir un modelo matemático para probar hipótesis sobre la relación entre una variable dependiente x , y una variable independiente y , aunque una de las propiedades del coeficiente de correlación lineal r establece que el valor de r no cambia por la elección de x o y . De la medición de estas dos variables es importante conocer la existencia de asociación, la dirección o sentido, el grado de asociación y la función matemática que le modela.



Elaboración propia

Figura 3.11 Comparación de los métodos digital y manual de la frecuencia de densidad de disección en la zona Pénjamo

El modelo de regresión explica una correlación positiva media (+0.79) entre los resultados de densidad de disección medidos en forma manual y la densidad de disección obtenida por el método

digital, con una asociación del 63% entre los resultados; es decir, el 63% de la asociación explica el uso del método digital o manual para la medición de esta variable; en ambos casos el resultado es adecuado; y el 37% restante se explica por variables interventoras no incluidas en la investigación (cuadros 3.1 y 3.2).

Cuadro 3.1 Resultados

Fuente de variación	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Cuadrados medios	Fc	Ft	Significación
Regresión o modelo	SCR= 62.87	k-1=1	CMR=62.87	Fc= 244.019	Ft=3.84	0.05
Error	SCE= 36.33	n-k=141	CME=0.257			0.05
Total	SCT=99.20	n-1=142	CMT=0.698			

Fuente: Valores morfométricos de densidad de disección (método manual y digital)

Elaboración propia

Cuadro 3.2 Coeficientes

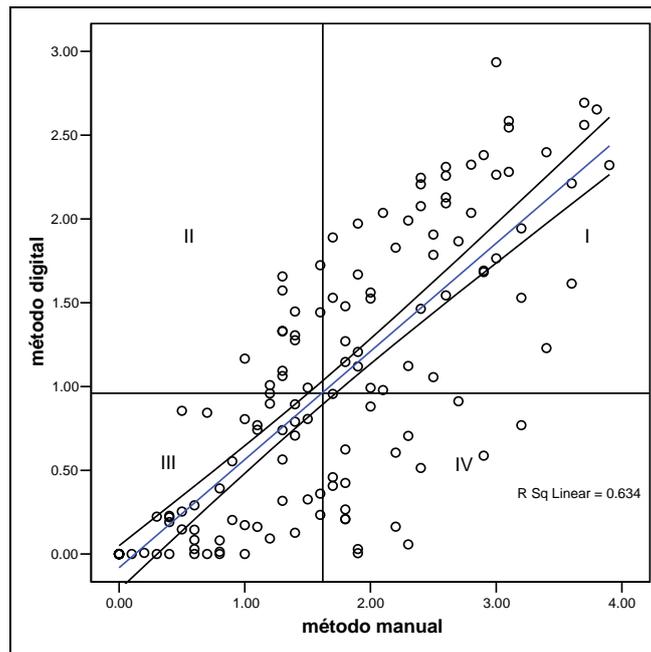
El modelo	Coeficiente	Error estándar	Nivel de significación
Constante Bo	-0.8133228	0.079138	0.05
Variable (x) B1	0.64545788	0.041173	0.05

Fuente: Valores morfométricos de densidad de disección (método manual y digital)

Elaboración propia

Cuadro 3.1 y 3.2 Resultados del modelo de regresión lineal de los métodos manual y digital para la obtención de la densidad de disección

El gráfico de regresión lineal indica en general, una dispersión mayor de los resultados de densidad de disección en el método manual que en el método digital, pues se obtienen valores más altos de densidad de disección que los del método digital y que los valores teóricos (figura 3.12).



Fuente: Valores morfométricos de la densidad de disección (método manual y digital)
Elaboración propia

Figura 3.12 Dispersión de la densidad de disección por los métodos digital y manual cuando $y = -0.81 + 0.64x$, en la zona Pénjamo

En el primer cuadrante los valores de densidad de disección del método manual son de 1.6 a 3.9 km/km^2 y por el método digital de 1 a 2.5 km/km^2 , máximo 3. Por debajo de la línea que representa el modelo ($y = -0.8 + 0.6x$), los valores de densidad de disección obtenidos por ambos métodos tienden a variar más que por arriba de la línea, donde los resultados de la variable en ambos métodos son parecidos, con excepción de los puntos más alejados en la recta del modelo. Algunos casos están dentro de los intervalos de confianza del 95% (valores máximos y mínimos esperados) o se acercan a estos, lo que implica menor error en la medición por ambos métodos y mayor precisión a los valores teóricos esperados. Los valores de alta densidad de disección del relieve en la zona de estudio son las montañas por lo que los resultados en esta zona, obtenidos por ambos métodos, deben ser interpretados cuidadosamente.

Los valores de densidad de disección obtenidos por ambos métodos en el cuadrante II son similares, entre 1 y 1.6 km/km^2 en el método manual, y de 1 y 1.7 km/km^2 en el método digital, no obstante tienen una dispersión tal que ninguno de los casos está dentro de los intervalos de confianza. Algunos de estos valores corresponden a las unidades de piedemonte y mesas volcánicas.

En el cuadrante III los valores de densidad de disección por el método manual son de 0 a 1.5 km/km², y por el método digital entre 0 y 1, algunos casos dentro de los límites teóricos máximos y mínimos y otros con menor error. De acuerdo con las categorías establecidas en esta variable, los valores de baja densidad de disección presentan mayor asociación lo que implica que las zonas con este tipo de densidad de disección son las más parecidas en la medición por ambos métodos, como son la planicie, altiplanicie, mesas volcánicas y piedemonte.

La densidad de disección en el cuadrante IV indica los valores de menor asociación o mayor error en ambos métodos, pues cuando los valores del método manual oscilan entre 1.6 y 3 km/km², en el método digital se obtiene densidad de disección entre 0 y 1 km/km². El número de casos en este cuadrante es bajo y son los valores menos deseados en la investigación, corresponden a algunos de los cuadrantes de las mesas volcánicas al sur, el piedemonte volcánico y la planicie al noroeste, posiblemente asociados a errores de medición.

El método manual tiende a medir valores más altos de densidad de disección que el método digital, y éste último registra a los valores altos como medios. En ambos métodos se obtienen valores de densidad de disección similares en la categoría de disección baja.

Si bien la asociación entre los resultados de uno y otro método es buena, se deben considerar las posibles fuentes de error en las mediciones de la variable en cada uno, para elegir el que cumpla con los principios de parsimonia, proporcione mayor explicación del modelo y se ajuste al presupuesto. En el método manual debe considerarse la escala, el tipo de relieve, el área del cuadrante, el error del instrumento y el error humano, así como el trazo de la red fluvial, que en ocasiones resulta mayor por la inferencia de corrientes según la morfología de las curvas de nivel. En los resultados del método digital influye el tipo de modelo digital, la escala, el tamaño de píxel, el error del instrumento, el error humano y el algoritmo de interpolación para obtener las curvas de nivel y la red fluvial, ya que no mide lo que no es necesario en la red fluvial y donde carece de información.

Al generar un modelo de regresión de la densidad de disección en la zona en estudio, se pueden predecir los valores de densidad de disección que se obtendrán en el método digital con la sustitución de valores (figura 3.13, cuadro 3.3).

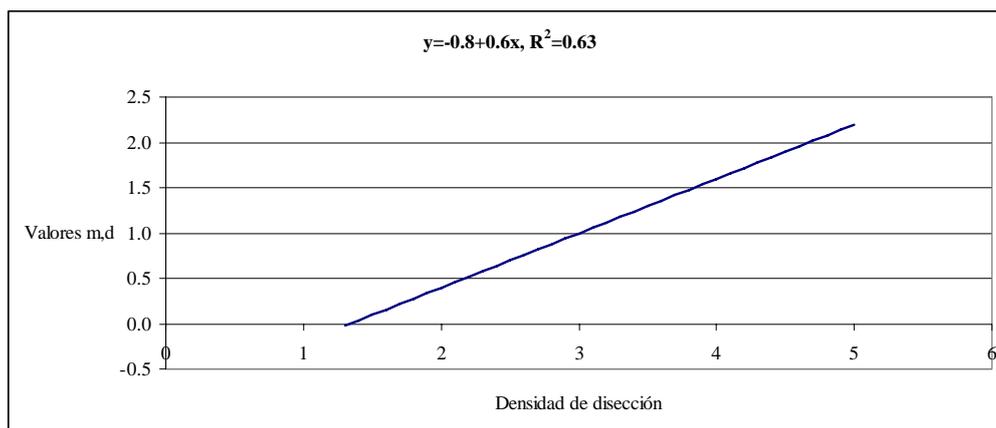
Valores de la densidad de disección en el método digital (y)

x	y	x	y
<1.3	0.0	3.2	1.1
1.4	0.0	3.3	1.2
1.5	0.1	3.4	1.2
1.6	0.2	3.5	1.3
1.7	0.2	3.6	1.4
1.8	0.3	3.7	1.4
1.9	0.3	3.8	1.5
2	0.4	3.9	1.5
2.1	0.5	4	1.6
2.2	0.5	4.1	1.7
2.3	0.6	4.2	1.7
2.4	0.6	4.3	1.8
2.5	0.7	4.4	1.8
2.6	0.8	4.5	1.9
2.7	0.8	4.6	2.0
2.8	0.9	4.7	2.0
2.9	0.9	4.8	2.1
3	1.0	4.9	2.1
3.1	1.1	5	2.2

Fuente: Sustitución de valores en el modelo de regresión (valores redondeados)

Elaboración propia

Cuadro 3.3 Valores para la densidad de disección en el método digital en la zona Pénjamo, Guanajuato, cuando $y = -0.8 + 0.6x$, donde $x =$ valores obtenidos por el método manual



Elaboración propia

Figura 3.13 Gráfico de la densidad de disección en el método digital en la zona Pénjamo, Guanajuato, cuando $y = -0.8 + 0.6x$, donde $x =$ valores obtenidos por el método manual

Los resultados de densidad de disección en ambos métodos se explican a continuación.

Por el método digital (figura 3.14) se obtuvieron los siguientes resultados:

La densidad de disección baja ($<1 \text{ km/km}^2$) se obtuvo en la altiplanicie fluviolacustre de nivel de base de la porción septentrional del graben Penjamillo y la altiplanicie al este, en la planicie aluvial, en las mesas volcánicas al sur, y en la zona baja y media del piedemonte volcánico y proluvial. Algunas elevaciones y mesas volcánicas al poniente también poseen valores de 0.5 a 1 km/km^2 .

La densidad de disección media ($1.1-1.9 \text{ km/km}^2$) se obtuvo en las mesas volcánicas al suroeste, principalmente, en la porción superior de ambos tipos de piedemonte, y en las elevaciones y mesas volcánicas con valores de $1.5-2 \text{ km/km}^2$.

Las elevaciones y mesas volcánicas de la Sierra Pénjamo se caracterizan por valores de densidad de disección alta ($>2 \text{ km/km}^2$).

En el método manual (figura 3.15) las zonas geomorfológicas de altiplanicie fluviolacustre de nivel de base, el piedemonte proluvial y las mesas al sur, poseen valores de densidad de disección baja (<0.5 y 1 km/km^2).

La densidad de disección media ($1.1-2 \text{ km/km}^2$) se halla en las mesas volcánicas al sur, la planicie fluvial, el piedemonte proluvial, el piedemonte volcánico y algunas elevaciones al poniente.

Las elevaciones y mesas volcánicas de la Sierra Pénjamo se caracterizan por los valores de densidad de disección alta (2 a $>3.5 \text{ km/km}^2$) y en ésta categoría la unidad de piedemonte volcánico tiene valores de 2 a 2.5 km/km^2 .

Al dar categorías de densidad de disección (alta, media y baja) y una zona geomorfológica dominante en cada punto de muestreo, los resultados son muy parecidos, aunque en un método puede considerarse una zona y en otro no, pero en general, en la zona en estudio las tres unidades principales del relieve (planicie, piedemonte y montaña) se caracterizan por una densidad de disección: baja, en altiplanicies y planicies; baja-media, en el piedemonte y las mesas volcánicas; media-alta en el piedemonte y elevaciones y mesas volcánicas; y alta en las elevaciones y mesas volcánicas.

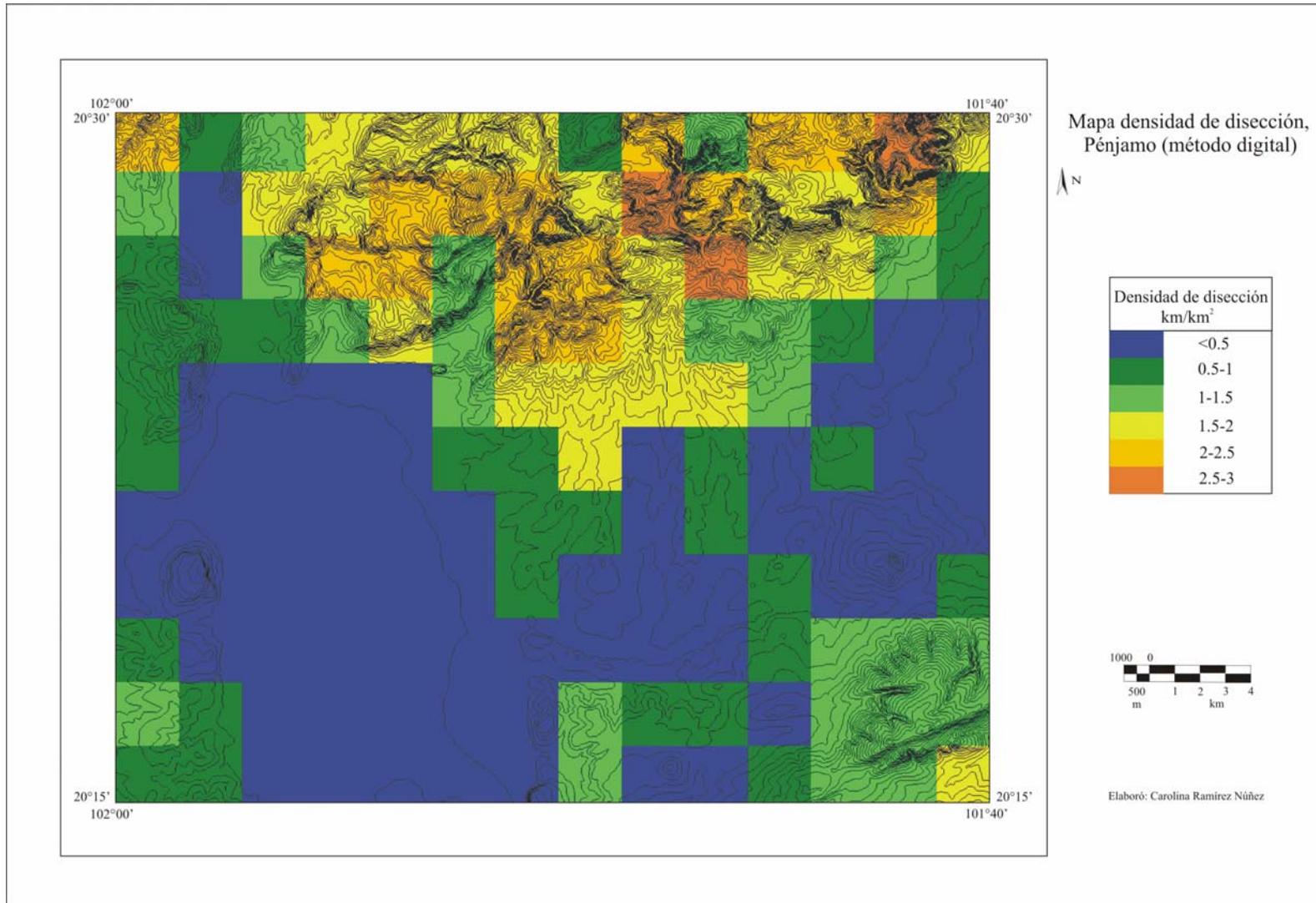


Figura 3.14 Mapa densidad de disección (método digital), Pénjamo

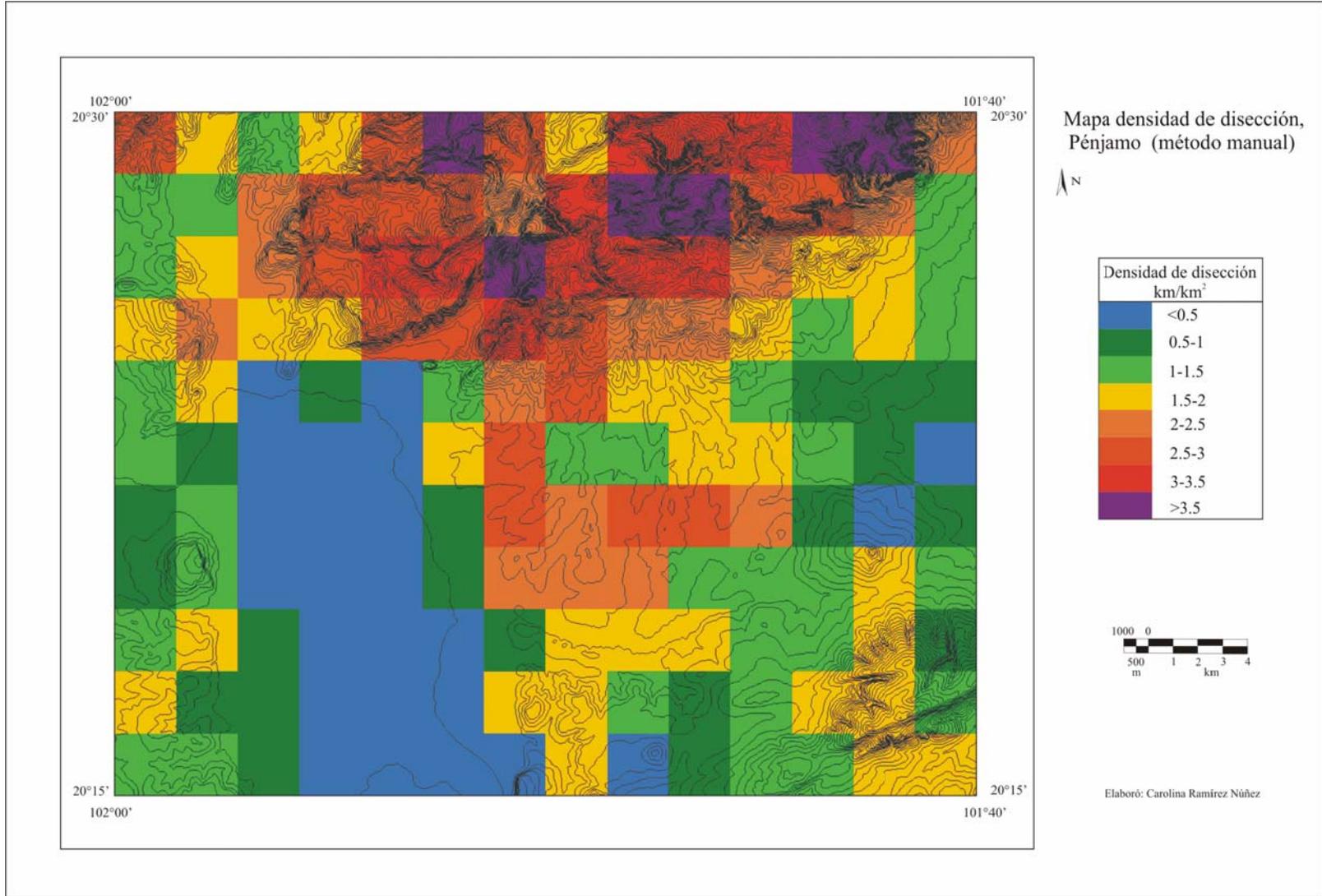


Figura 3.15 Mapa densidad de disección (método manual), Pénjamo

3.7 Disección total

Expresa el valor de disección del relieve en sentido horizontal (densidad de cauces fluviales), vertical (profundidad) e inclinación (pendiente), cada factor contribuye al incremento en las curvas de nivel. Además de estas variables, en teoría, los valores mayores de longitud de curvas de nivel reflejan cifras elevadas de energía del relieve y cabeceras fluviales (figura 3.16) (Lugo, 1988).

$$ddt = \frac{l_{cn}}{S}$$

ddt = densidad de disección total

lct= longitud de curvas de nivel

S= superficie

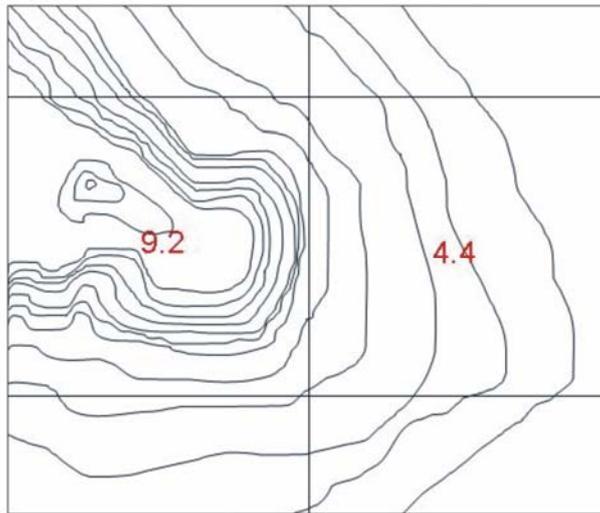


Figura 3.16 Longitud real de curvas en una superficie (km/km²)

El mapa se elaboró por medio de isolíneas, las cuales se obtienen con la interpolación de los valores de disección en las áreas geométricas de 2.5 km x 2.5 km. La distribución espacial de la variable resulta de mayor claridad al definir rangos de disección con respecto a la zona geomorfológica en estudio. Para facilitar la lectura del mapa los espacios interlineales se colorean con una gama de colores que indique intensidad de la percepción, como los colores cálidos, fuertes para fenómenos importantes, eficaces, o aquellos que es necesario llamar la atención y colores fríos, débiles y pálidos para fenómenos secundarios, prescindibles, difusos (figura 3.17a) Otra alternativa es la graduación del matiz de un mismo color (camafeo) (figura 3.17b) (Joly, 1979).

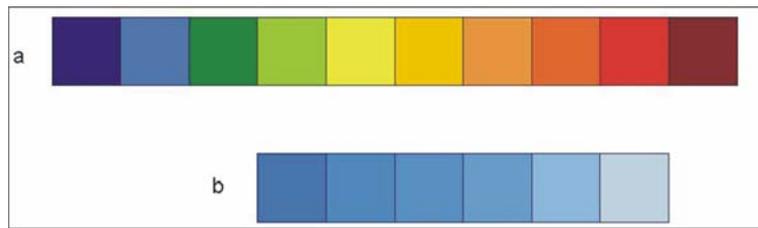


Figura 3.17 Forma de implantación areal del color en sus variantes de intensidad de la percepción (a) y camafeo (b)

Los valores de disección total nula (figura 3.18) se obtuvieron en la altiplanicie fluviolacustre de nivel de base de orientación N-S y la altiplanicie al sureste de la ciudad de Pénjamo.

La superficie de transición de la altiplanicie de nivel de base a otras unidades geomorfológicas, la planicie fluvial, los piedemonte volcánico y proluvial, y la porción oeste de las mesetas volcánicas se caracterizan por una disección total de 0 a 1.

La zona oriente de las mesetas volcánicas al sureste, así como las mesetas volcánicas al suroeste, y las elevaciones y mesetas volcánicas se caracterizan por una densidad de disección total entre 1.0 y 2.0.

Los valores de disección total >2 se obtuvieron en las elevaciones y mesetas volcánicas con valores máximos de 2.8.

Estos resultados indican que los valores de mayor densidad de cauces, frecuencia de cabeceras, energía del relieve, pendiente y profundidad de disección en la zona bajo estudio corresponden a la unidad de elevaciones y mesetas volcánicas. Estas variables indican condiciones adecuadas para la ocurrencia de procesos exógenos.

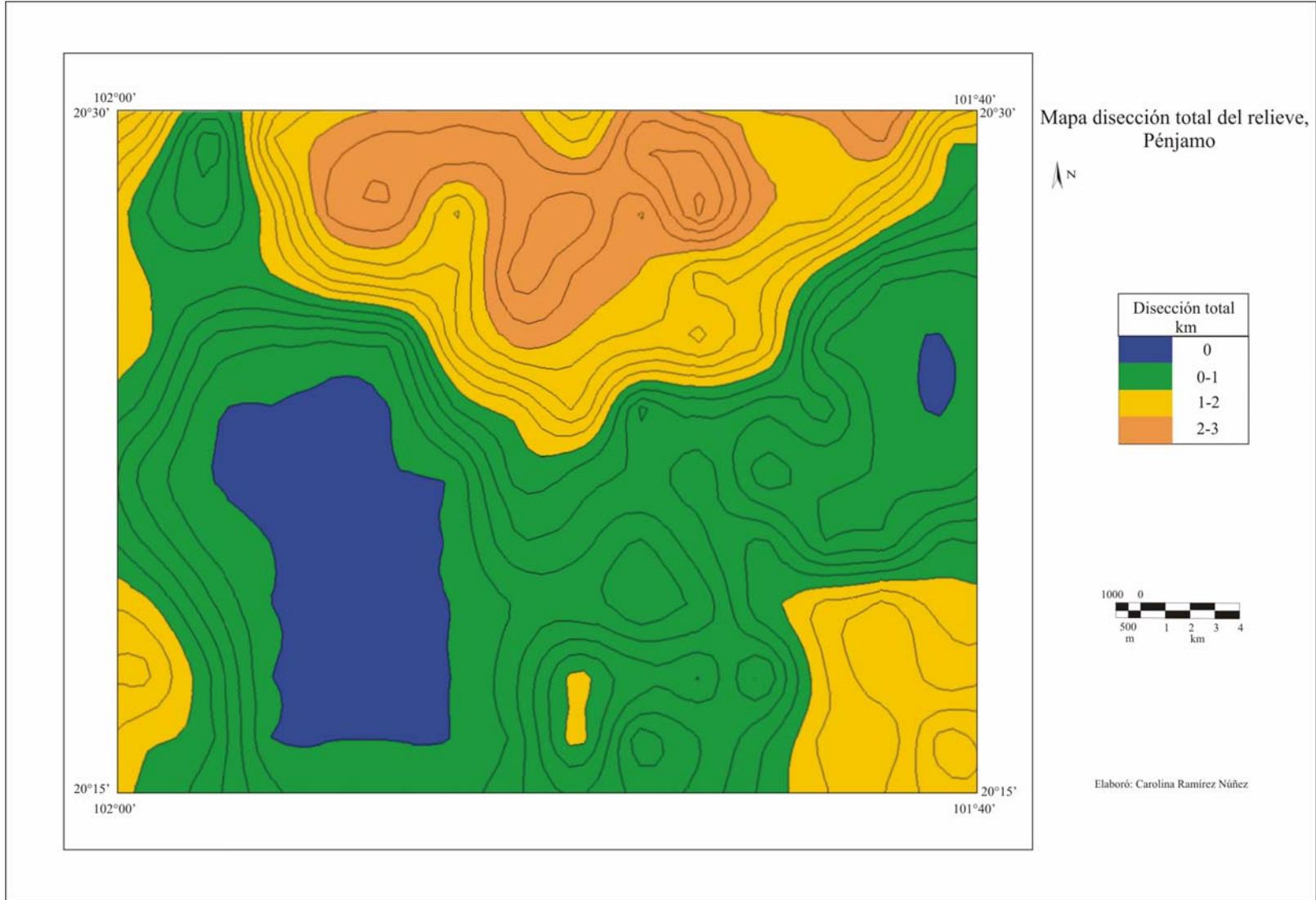


Figura 3.18 Mapa disección total del relieve, Pénjamo

3.8 Zonificación geomorfológica

La caracterización de las zonas geomorfológicas se realizó de la siguiente forma. A cada cuadrante se le asignó una zona geomorfológica dominante, y ésta categoría en combinación con el valor de cada variable morfométrica se sometieron a la técnica de tabulaciones cruzadas de valores medios. En algunos casos, como los cuadrantes de planicie aluvial o altiplanicie de nivel de base, se empleó una celda móvil para corregir valores extremos que no correspondían con la zona geomorfológica pero que resultaban así debido a la proximidad de elevaciones y mesas volcánicas.

El objetivo de esta prueba es verificar si existen diferencias significativas entre los valores medios de las variables morfométricas calculadas sobre el total de cuadrantes de la zona en estudio y para cada uno de los grupos, en este caso, las zonas geomorfológicas son consideradas como variable independiente en columnas. Para determinar si las diferencias entre las medias son o no significativas y por lo tanto pueden caracterizar a cada zona, se emplea la prueba de hipótesis F de Snedecor con (c-1) y (n-c) grados de libertad que permite contrastar la hipótesis nula o la no diferencia entre medias contra la diferencia de las mismas.

En esta prueba se planteó la hipótesis nula de igualdad de promedios para cada zona geomorfológica (lo que implica que los valores morfométricos no caracterizan las zonas del relieve) contra la hipótesis alternativa de diferencia entre los valores medios para los valores morfométricos de las variables tratadas. El resultado de la prueba en cada variable resultó altamente significativa ($p=0.000$) por lo que en el área Pénjamo existen valores morfométricos característicos en cada zona geomorfológica. La importancia de esta prueba nuevamente radica en la relación entre las superficies delimitadas por valores característicos más que por las cifras obtenidas (cuadro 3.4).

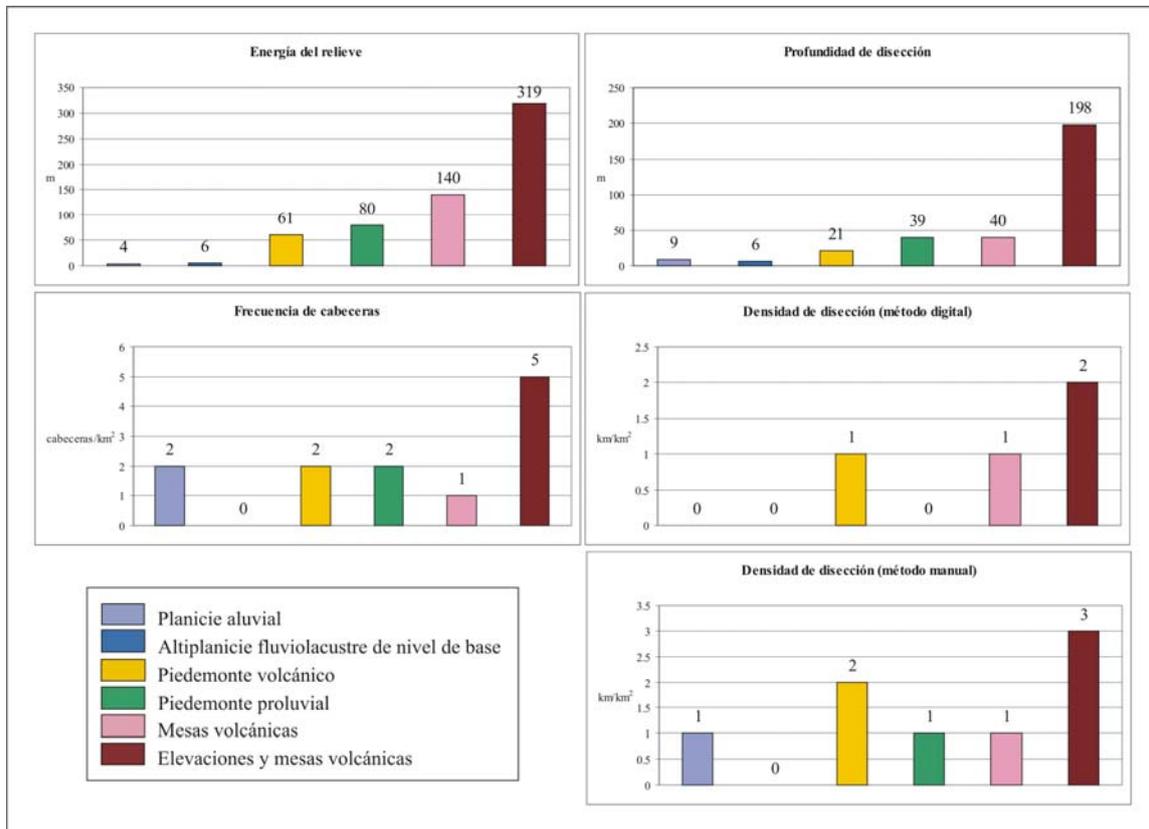
Variable	Zona geomorfológica							F-Snedecor
	Total de muestra	Planicie aluvial	Altiplanicie de nivel de base	Piedemonte volcánico	Piedemonte proluvial	Mesas volcánicas	Elevaciones y mesas volcánicas	
Profundidad de disección	Med=79.05	9	6	21	39	40	198	F(5,137) = 44.81 (p = 0.0000)
	N=143	7	32	21	3	34	46	
Frecuencia de cabeceras	Med=2.38	2	0	2	2	1	5	F(5,36) = 14.79 (p = 0.0000)
	N=42	1	8	8	2	9	14	
Energía del relieve	Med=148.16	4	6	61	80	140	319	F(5,137) = 51.18 (p = 0.0000)
	N=143	5	32	8	3	34	46	
Densidad de disección manual	Med=1.63	1	0	2	1	1	3	F(5,137) = 58.19 (p = 0.0000)
	N=143	7	32	21	3	34	46	

Densidad de disección digital	Med=0.92 N=143	0	0	1	0	1	2	F(5,137) = 54.25 (p = 0.0000)
		7	32	8	3	34	46	

Fuente: Mapas morfométricos de la zona Pénjamo, valores redondeados

Elaboración propia

Cuadro 3.4 Tabulación cruzada de valores medios de morfometría en Pénjamo, Guanajuato



Fuente: Tabulación cruzada de valores medios de morfometría en Pénjamo

Elaboración propia

Figura 3.19 Valores morfométricos medios, Pénjamo

a. Elevaciones y mesas volcánicas

Las elevaciones y mesas volcánicas se encuentran entre los rangos de altitud de 1690 a 2470 msnm. Su pendiente mínima es de $<1^\circ$ en las mesas volcánicas, y de 25 a 35° en laderas escarpadas correspondientes al sistema de fallas del graben Penjamillo. La energía del relieve promedio es de 320 m, aunque en puntos máximos alcanza entre los 400 y 650 m, donde algunos domos volcánicos se superponen a las ignimbritas; y mínimo entre 100 y 200 m. La frecuencia de cabeceras media es de 5.1, con máximos de 7.9, especialmente en una franja de orientación NE que coincide con la orientación del sistema de fallas. La variable profundidad de disección distingue a esta unidad con un valor medio de 200 m con máximos de 310 a 480 m y mínimos de 60 a 100 m. La densidad de disección es la más alta de todas las unidades, la red de drenaje dendrítica posee 2.6 km/km^2 como media en el método manual y 1.8 km/km^2 en el método digital, pero en algunas zonas los valores

son $>3.5 \text{ km/km}^2$. La disección total se encuentra entre 1 y 2.8 km, los valores máximos de esta variable.

b. Piedemonte volcánico

El piedemonte volcánico se encuentra aproximadamente entre los 1700 y 1810 msnm con una diferencia de altura promedio de 60 m y pendiente máxima entre 3 y 6°, con algunas superficies $<1^\circ$ que corresponden a la porción superior del piedemonte, compuesto por conglomerados. La densidad de disección (medida por ambos métodos) es una variable importante en la caracterización de las unidades de piedemonte, ya que el cambio de uso de suelo favorece la erosión remontante e incrementa el número de cabeceras fluviales por pequeñas cárcavas ($1.8 \text{ cabeceras/km}^2$). La densidad de cauces fluviales es de 1.9 y 0.9 km/km^2 como promedio en el método manual y digital, respectivamente, aunque con máximos de 3 km/km^2 en la porción media del piedemonte y de 1 a 1.5 km/km^2 como mínima en zonas de transición hacia otras unidades geomorfológicas. La profundidad de disección de las corrientes es de 20 m en promedio. La disección total se encuentra entre 0.4 y 1 km.

c. Piedemonte proluvial

El piedemonte proluvial es una unidad parecida al piedemonte volcánico. Sin embargo en las características de densidad de disección, profundidad de disección y energía del relieve las diferencias promedio son importantes: 80 m en la diferencia de altura promedio, 40 m de profundización de los cauces y una densidad de disección promedio menor que el piedemonte volcánico.

d. Planicie aluvial

Esta unidad se localiza entre los 1690 y 1700 msnm con una pendiente $<1^\circ$. La diferencia de altitud media es de 4 m, aunque en el mapa de energía del relieve (figura 3.2) este valor sea mayor, debido a que la unidad es adyacente a una ladera escarpada del sistema de fallas del graben Penjamillo. Debido a su baja diferencia de altura la profundidad de disección media es $<10\text{m}$ con una densidad de disección de 1.5 km/km^2 en el método manual, y de 0.4 km/km^2 en el método digital. La densidad de disección total mínima es de 0 y máxima de 1 km. La frecuencia de cabeceras en esta unidad es de 2 en promedio, valor alto para la zona, lo que posiblemente se asocia al tamaño del área de medición.

e. Altiplanicie fluviolacustre de nivel de base

La altiplanicie fluviolacustre de nivel de base tiene una diferencia de altura media <10 m debido a que al oriente de la unidad existe una superficie de transición entre el piedemonte y la altiplanicie por lo que el valor teórico esperado se eleva, aunque estos cuadrantes también pudieron considerarse como piedemonte. La pendiente media es <1°. La capacidad erosiva de las corrientes disminuye por lo que tiende a ser una zona de depósito de material y no de profundización de cauces, esta profundidad es de <10 m en promedio. La densidad de disección es baja, en promedio de 0.1 km/km², en el método digital, y de 0.4 km/km² en el método manual, con una disección total de 0, máximo de 0.2 km

f. Mesas volcánicas

Las mesas volcánicas se encuentran entre los 1680 y 2220 msnm con una pendiente de 6 a 12° máximo, y de 1 a 3° en superficies reducidas. Es una unidad contigua a la altiplanicie fluviolacustre de nivel de base y a las planicies fluviales, por lo que su diferencia de altura podría ser similar. No obstante, los valores máximos por cuadrante son de 300 a 400 m en las mesas del sureste, y mínimos de 10 a 30 m en las mesas del sur, con un promedio de 149.1 m. Por lo tanto, la energía del relieve es una variable que distingue a las mesas volcánicas de la altiplanicie de nivel de base y de la planicie aluvial. La frecuencia de cabeceras promedio es de una cabecera/km² (máximo 3 cabeceras/km²) y es menor que en el piedemonte (figura 3.19); la profundidad de disección promedio es de 40 m y la densidad de disección promedio es de 1.2 km/km² en el método manual y 0.6 km/km² en el método digital. La baja frecuencia de cabeceras, la profundidad de disección media y la densidad de disección menor que en el piedemonte proluvial se explica por la litología de basaltos del Plioceno-Cuaternario, roca permeable de juventud relativa que limita la formación de cabeceras fluviales, no obstante el sistema de fallas NE favorece la profundización de los cauces. La disección total es de 0.4 a 1.8 km.

Una breve interpretación de los valores obtenidos se resume en los siguientes:

1. Los valores de energía del relieve de 400 a 650 m reflejan un fuerte contraste altitudinal en una distancia reducida. Esto apoya la consideración que han ocurrido movimientos tectónicos cuaternarios que influyen en la morfología.
2. La cuantificación de cabeceras fluviales muestra las zonas de mayor actividad erosiva, lo que se relaciona en las elevaciones montañosas, con un mayor grado de fractura e intemperismo.
3. La profundidad de disección es una expresión de la fractura. Los valores más altos corresponden con fracturas más profundas o de mayor actividad.

4. La densidad de disección en las elevaciones montañosas corresponde con fidelidad con la fractura. Esto se corroboró con el trabajo de campo.
5. La pendiente del terreno además de ser criterio principal para determinar las formas del relieve, permite intuir la presencia de fallas geológicas, lineamientos, procesos gravitacionales del pasado y potenciales a ocurrir.
6. La disección total, ya que integra los métodos anteriores, refleja en el mapa correspondiente, zonas más afectadas por actividad tectónica, susceptibilidad a procesos gravitacionales, desarrollo de fracturas y otros.

Capítulo IV. Cartografía geomorfológica

La geomorfología estudia el relieve terrestre en su estructura, origen, historia del desarrollo y dinámica actual. El objetivo principal de un estudio geomorfológico general es la reconstrucción de la historia de desarrollo del relieve al distinguir sus etapas principales (Lugo, 1989). En este capítulo se presenta: 1) la zonificación geomorfológica, 2) la clasificación de las formas del relieve en cada zona, según su origen, relaciones y procesos; y 3) la aplicación del estudio geomorfológico realizado.

4.1 Zonificación geomorfológica

Un estudio de tipo geomorfológico es recomendable que inicie con una clasificación general del relieve, en pocas unidades. Es el método conocido como zonificación o regionalización. En la zona cartografiada se reconocen como zonas principales: 1) elevaciones y mesas volcánicas, 2) piedemonte volcánico, 3) piedemonte proluvial, 4) planicie aluvial, 5) altiplanicie fluviolacustre de nivel de base y 6) mesas volcánicas.

a. Elevaciones y mesas volcánicas

Es la unidad mayor junto con la altiplanicie de nivel de base. Se formó en dos etapas de volcanismo diferentes. La primera se distingue al este, en un macizo ignimbrítico del Mioceno temprano, conocido como Sierra Pénjamo, mismo que corresponde al arco volcánico Sierra Madre Occidental (SMO) en su transición al Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). Se encuentra aislado al norte de la depresión central (de orientación este-oeste), lo que la constituye como una anomalía en el relieve. Al sur de esta depresión se encuentran volcanes cuaternarios del Cinturón Volcánico Mexicano.

Por su morfología se compone de tres bloques, en apariencia tectónicos, que vistos desde el sur se definen como sudoriental, central y nororiental (UTM³ 225395, 2263010, 1702 msnm) (figura 4.1). El primero se distingue por su menor altitud, además de un parteaguas mesiforme. En el bloque central predomina un escarpe alto y rectilíneo seguido hacia abajo de laderas empinadas formando contrafuertes que culminan en un escarpe continuo. A menor altitud se observan circos de erosión producto de la actividad exógena en el Cuaternario. El bloque nororiental se caracteriza por una ladera con escarpes escalonados a diversa altitud, con rumbo al NE, y uno más E-W. A menor altitud se observan circos de erosión testigos de procesos gravitacionales, laderas de escarpes erosivos y un corredor de depósitos. Los bloques están separados por valles profundos, y es posible un basculamiento en el bloque central dadas las características del escarpe mayor o de falla.

³ Coordenadas UTM Zona 14, NAD 27, Elipsoide de Clark de 1866



Figura 4.1 Bloques tectónicos de la Sierra Pénjamo, 1.sudoriental, 2.central y 3.nororiental

A esta unidad de ignimbritas sobreyacen rocas basálticas que en el relieve forman domos, volcanes, mesas y derrames de lava del Mioceno tardío, expresión de la primera etapa del vulcanismo del CVM. Presenta escarpes de falla normal, producto de movimientos desde el Plioceno, según Johnson y Harrison (1990) y Ferrari *et al.* (1999). El emplazamiento de magmas del Mioceno tardío se relaciona con la formación de fracturas corticales, formadas durante el Mesozoico y Cenozoico, y reactivadas como fallas transtensivas durante el mismo emplazamiento; para la etapa de vulcanismo al sur de la Sierra Pénjamo se considera la existencia de fallas y fracturas durante el Plioceno-Cuaternario. Las fallas transtensivas y de desplazamiento lateral derecho o izquierdo corresponden a la reorganización del Pacífico oriental (extensión del protogolfo y la transferencia de Baja California a la placa Pacífico) en la formación de la unión triple y la subducción disímil entre las placas Cocos, Rivera y Norteamérica.

Con los estudios previos de Johnson (1987) y Johnson y Harrison (1990) en relación con la actividad neotectónica, así como la lectura directa de rasgos geográficos lineales en la zona Pénjamo, se consideró la fractura de la roca como un factor que controla la red fluvial, y éste a su vez, el desarrollo del relieve. Así, en la carta topográfica se trazaron los lineamientos principales asociados a fallas y aquellos de influencia litológica, midiendo su orientación aproximada, respecto al norte. Al tener el total de los datos se elaboró una rosa de fracturas en la que se estableció una escala proporcional en milímetros que corresponden a una cantidad de lineamientos en un intervalo de 10 grados (figura 4.2). Una segunda medición se realizó directamente en el macizo ignimbrítico (UTM 215165, 2261774, 1789 msnm; 214968, 2261977, 1790 msnm; 214663, 2262376, 1805 msnm; 213139, 2262567, 1869 msnm; 213097, 2262830, 1856 msnm), con el mismo procedimiento de clasificación de valores para la elaboración de la rosa de fracturas (figura 4.9).

Los lineamientos principales identificados en la carta topográfica corresponden con estructuras geológicas, como fallas normales (típicas de las estructuras *Basin and Range* de la Sierra Madre Occidental en transición al Cinturón Volcánico Mexicano, y las propias de éste), y los efectos de estas estructuras en la formación de rasgos físico-geográficos, como escarpes y la configuración de

la red fluvial rectilínea o meándrica, que se desarrolla paralela o perpendicular a los bloques (figura 4.2).

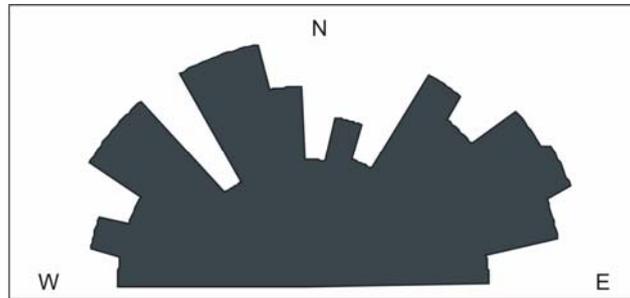


Figura 4.2 Rosa de fracturas de la zona correspondiente a la carta Pénjamo

Las laderas de orientación este, oeste, sur y sureste (figura 4.3) corresponden con la dirección dominante de lineamientos mayores con dirección NE, N-S y con menor frecuencia E-W (figura 4.2).

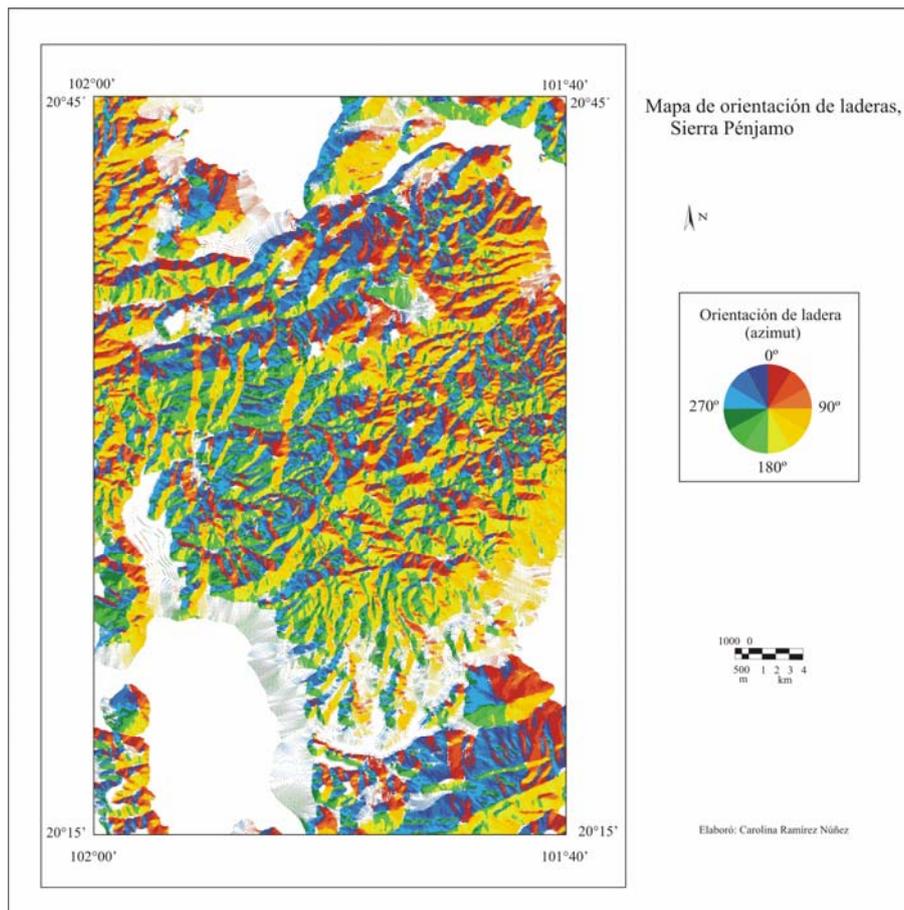


Figura 4.3 Mapa de orientación de laderas Sierra Pénjamo, elaborado con el programa *Versant* (Parrot, 2003)

Las laderas escarpadas de orientación este y oeste corresponden posiblemente, con la expresión en superficie de la zona de transición de las estructuras *Basin and Range*, con dirección N-S (figuras 4.3 y 4.4), hacia el Cinturón Volcánico Mexicano. Se encuentran entre las cotas de 1700 y 1800 msnm, y su altura es de 50 m en laderas de mesetas volcánicas al sur, y de 100 m en las elevaciones y mesetas volcánicas. En ambas dislocan rocas basálticas de edades disímiles (Mioceno tardío al norte y Plioceno-Cuaternario al sur). En el mapa de morfogénesis se aprecia la porción sur de este tipo de laderas estructurales, y su morfología completa al norte, observando el modelo digital sombreado (figura 2.9).



Figura 4.4 Ladera oriente, sistema de fallas N-S

Las laderas de orientación sureste en basaltos, y sur en ignimbritas, se relacionan con las estructuras de la deformación del Cinturón Volcánico Mexicano. Las fallas de tipo normal dislocan basaltos al sur y al oeste de las elevaciones y mesetas volcánicas, e ignimbritas al oriente de las elevaciones. El primer tipo de laderas corresponde a un escarpe en retroceso con varios circos de erosión y una baja profundización de sus cauces debido al tipo de pendiente (25° - 35°) y permeabilidad de la roca. En su ladera opuesta los barrancos se desarrollan en forma longitudinal hacia el NW, W y SW, algunos con una profundidad de disección de 50 a 100 m y otros de profundización menor. Ambas vertientes se asemejan a una cuesta donde el escarpe es el frente y la ladera opuesta el reverso de la cuesta (figura 4.5 y 4.24).



Figura 4.5 Vertiente meridional de la Sierra Pénjamo

La zona oeste de las elevaciones y mesas volcánicas corresponde a un área de bloques basculados al NW y W, de fallas normales con dirección NE y N-S que se observan claramente en el modelo digital sombreado (figura 2.9), y separados al sur de la unidad por fallas normales con dirección E-W y NE. Así, el arroyo El Caballo-cauce El Salto y el Río Sauz de Méndez escurren sobre los límites de estas estructuras geológicas, y en su perfil longitudinal muestran por lo menos dos rupturas de pendiente corriente arriba, mismas que coinciden con estos bloques, mientras que la vista en planta indica cambios en ángulo recto (figuras 4.6, 4.7 y 4.8)

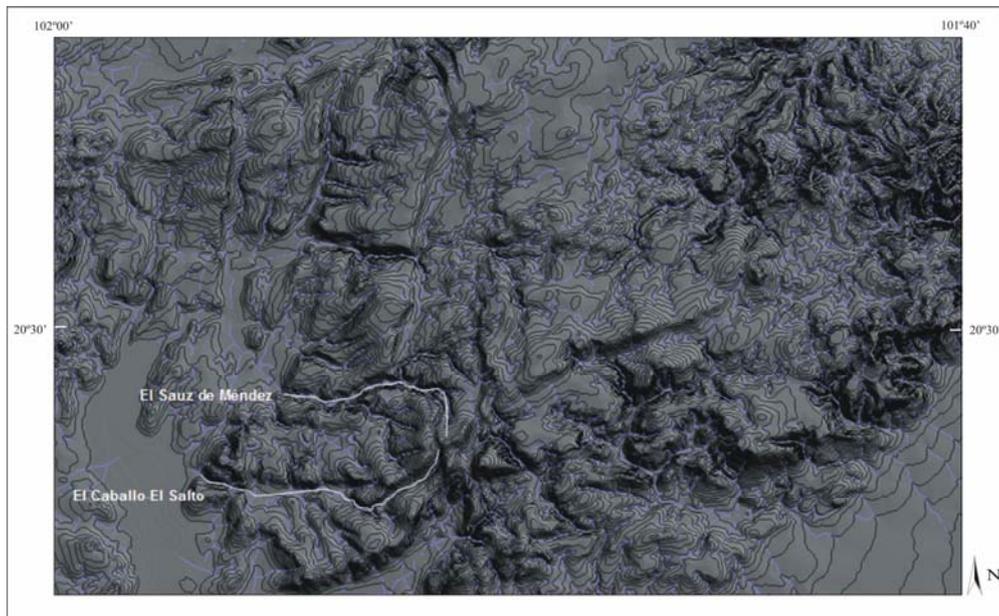


Figura 4.6 Ubicación de los perfiles longitudinales del arroyo El Caballo-El Salto y el cauce El Sauz de Méndez

El perfil longitudinal del arroyo El Caballo-cauce El Salto se encuentra entre las estructuras de orientación E-W y NE del Cinturón Volcánico Mexicano con su cabecera a 2300 msnm. El primer tipo de estructura se trata de un escarpe de falla en retroceso y el segundo, de un escarpe con baja

disección. El primer cambio de dirección del cauce, visto en planta, es hacia al SE, a los 1800 msnm; el segundo en dirección NE, a los 1900 msnm; y un tercero, a los 2000 msnm, donde la pendiente se vuelve empinada (figura 4.6). Las zonas I y II <1900 msnm se caracterizan por la erosión lateral y acumulación con pendiente entre 1° y 3°, mientras que en las zonas III y IV >1900 msnm domina la profundización del cauce (figura 4.7).

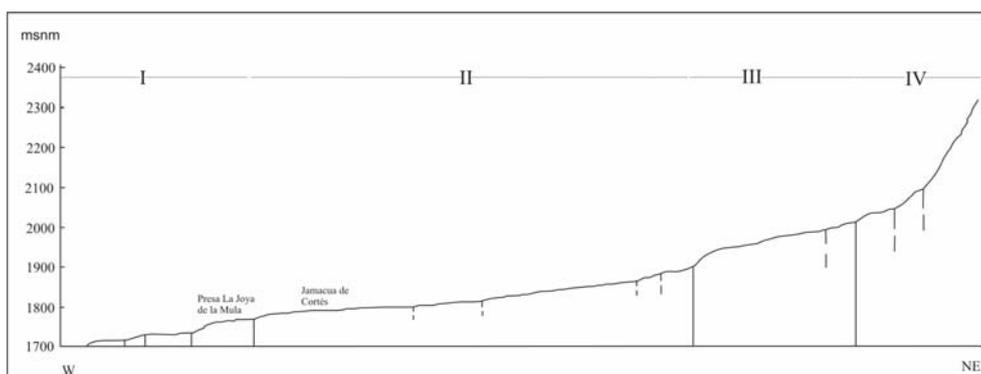


Figura 4.7 Perfil longitudinal del arroyo El Caballo-cauce El Salto

El cauce Sauz de Méndez escurre en el límite de estructuras de orientación NE y en el límite sur de las de orientación N-S. Sus cambios de dirección coinciden aproximadamente con las rupturas de pendiente, con las cuales se identifican cuatro zonas. En las zonas I y II de orientación E-W y NE, entre los 1800 y 1900 msnm domina la erosión y profundización del cauce sobre la acumulación, con pendiente entre 1 y 3°. Las zonas III y IV de orientación E-W y S, entre los 1900 y 2300 msnm se caracterizan por la profundidad de disección y aumento de pendiente hasta 25° (figura 4.8).

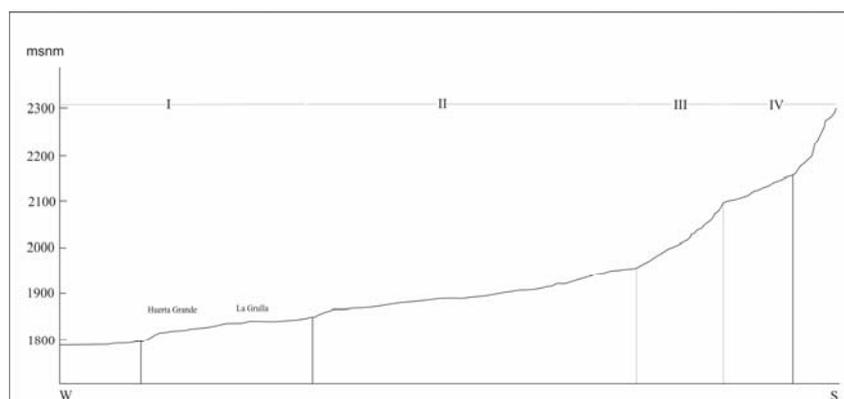


Figura 4.8 Perfil longitudinal del Río Sauz de Méndez

Las rupturas de pendiente entre las altitudes de 1800 y 1900 msnm coinciden en ambos perfiles, y del análisis de ambos se corrobora que la erosión fluvial de los cauces principales esta controlada por fallas y fracturas mayores.

Al oriente de la unidad de elevaciones y mesas volcánicas, las laderas de orientación sur corresponden a ignimbritas con pendiente entre 25° y 35°, su perfil es recto y de superficie plana. Los cauces principales tienen dirección NE con un cambio en ángulo recto hacia el SE.

En campo se midió el rumbo de fracturas en las ignimbritas (figura 4.9) en las que se reconoce un bandeamiento, en parte anular, con un ligero desplazamiento (figura 4.10). El rumbo con mayor frecuencia fue E-W, seguido del NW, y en menor proporción NE. En escala regional la red fluvial posee corrientes de dirección dominante NE, NW y N-S (lineamientos registrados en el macizo ignimbrítico) y generalmente forman ángulo recto entre sí; las fracturas NW y E-W, y algunas NE corresponden a los valles intermontanos de este macizo.

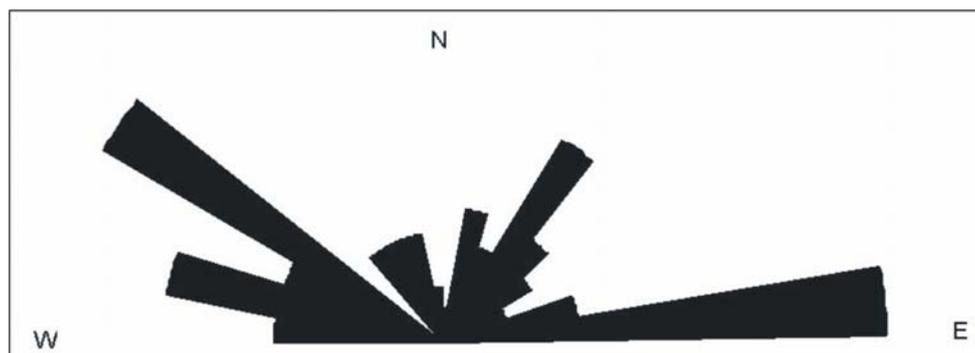


Figura 4.9 Rosa de fracturas en ignimbritas de la Sierra Pénjamo, se elaboró con 68 mediciones directas



Figura 4.10 Fracturas en ignimbritas y riolitas de la Sierra Pénjamo: fracturas en macizo ignimbrítico (a, b y c) y bandeamiento anular y desplazamiento (c)

b. Piedemonte volcánico

Es la unidad al sur de la Sierra Pénjamo, producto del vulcanismo explosivo, posiblemente de caldera, del Mioceno temprano de la última etapa de vulcanismo de la Sierra Madre Occidental, en transición al Cinturón Volcánico Mexicano, y en relación con el término de la subducción de la placa Farallón. Consiste en un amplio depósito de varias capas de ceniza volcánica con conglomerado en la superficie, principalmente de riolitas de domos volcánicos, entre los 1900 y 2200 msnm.

El depósito de ceniza compactada está separado por depósitos, aparentemente de llanura de inundación (UTM 207871, 2258082, 1792 msnm). Se identifican cuatro capas de ceniza volcánica (figura 4.11). La capa inferior observable, de grosor de 1 hasta 70 cm posee una materia fina, café claro con granos de arena <4 mm. La segunda capa de 70 cm a 1.35 m es de grano fino, café claro con mayor cantidad de arenas y gravilla. La tercera, de 1.35-2.10 m, contiene material fino, con escasos granos de arena. La última capa a partir de los 2.10 m, es una matriz fina, areno-limosa, con fragmentos subredondeados de roca volcánica color café claro. Sobre esta secuencia se encuentra un suelo producto de la remoción del material volcánico, con mucha obsidiana, clastos volcánicos y cantos entre 20 y 30 cm de diámetro.



Figura 4.11 Depósito de ceniza compactada

La erosión fluvial en valles intermedios y superiores generó un depósito de conglomerados en la divisoria del piedemonte volcánico (UTM 208541, 2256282, 1782 msnm). Este depósito es heterogéneo en tamaño y grado de redondeamiento, los cantos de roca tipo basalto-andesitas, riolitas y obsidiana tienen entre 5 y 15 cm de diámetro, lo que refleja un proceso fluvial intenso,

posiblemente torrencial. Las secuencias de conglomerados afloran superficialmente, mientras que otros están intercalados con las arenas. En esta unidad el desarrollo del suelo es bajo y en una altitud mayor se encuentra un suelo aluvial (figura 4.12).



Figura 4.12 Suelos aluviales

En el piedemonte bajo se observa suelo vertisol producto de la alteración de roca volcánica, estratificado a 30°, pendiente característica de volcanes explosivos (figura 4.13a). El suelo tiene entre 40 y 60 cm de grosor y le sobreyace en discordancia angular un posible depósito lacustre (UTM 212754, 2257882, 1754 msnm) (figura 4.13b).

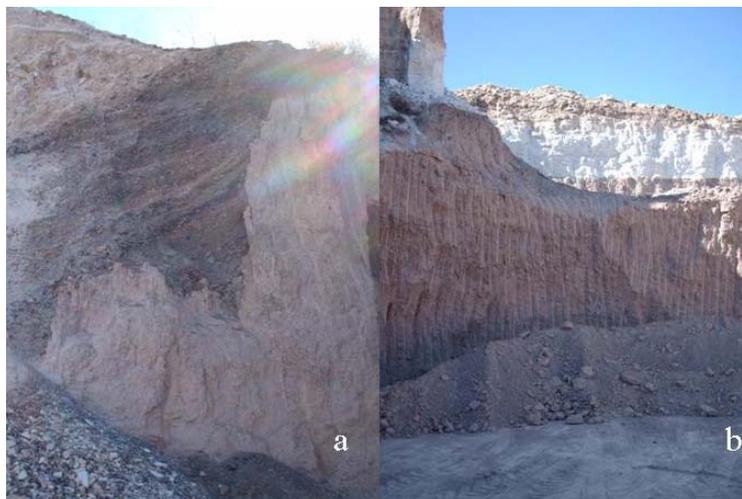


Figura 4.13 Suelo vertisol (a) y depósito de ceniza volcánica (b)

Al suroeste del área en estudio se encuentra una amplia superficie de tefra. Se trata de un material volcánico de escorias removido, muy alteradas, redondeadas y subredondeadas, en el que predomina un tamaño de 3 a 5 cm, muy bien clasificado, con estratificación cruzada, se conserva el

grosor y el tamaño (UTM 189045, 2246417, 1725 msnm). Los conos monogenéticos y flujos de lava asociados del Plioceno tardío-Cuaternario (Ferrari *et al.* 2005) al sur, podrían ser la fuente de este material. El flujo descrito tiene dirección norte, ya que los cantos se orientan transversalmente con la trayectoria del flujo. El desarrollo del suelo es bajo en esta unidad (figura 4.14).



Figura 4.14 Material volcánico removido de escorias

c. Piedemonte proluvial

Depósitos proluviales del Cuaternario, posiblemente Holoceno, al sureste de la Sierra Pénjamo. El abanico principal donde se encuentra la ciudad del mismo nombre (figura 4.15), consiste en un depósito de cauce montañoso, con transporte de corta distancia, con buena clasificación y en el cual se distinguen bandas de cantos rodados. En este aluvión predominan los de 10 a 15 cm, algunos angulosos y subangulosos, y principalmente subredondeados, con buena clasificación. Un segundo grupo consiste en cantos de 30 a 50 cm, en una matriz de arena y grava donde predominan los de tipo basáltico y los riolíticos. Se distingue un horizonte A de color café claro entre 25 y 38 cm de profundidad, máximo 50 cm, con agregados, y posee un horizonte AC de 17 cm de profundidad (UTM 215165, 2261774, 1789 msnm) (figura 4.16).

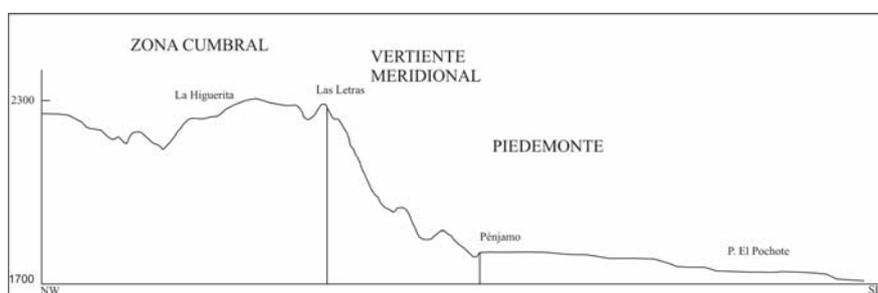


Figura 4.15 Perfil NW-SE de la unidad de elevaciones y mesas volcánicas a la unidad de piedemonte proluvial

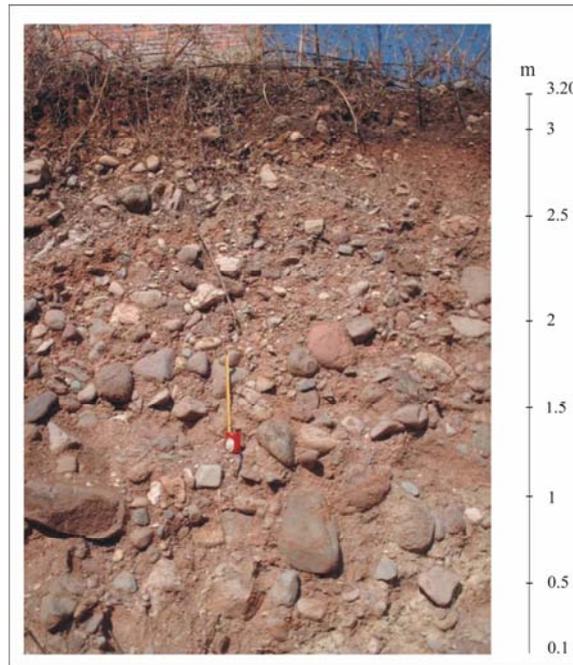


Figura 4.16 Depósito proluvial, abanico principal, Pénjamo

d. Planicie aluvial

Consiste en superficies planas formadas: 1) por los depósitos de aluvión cuaternario en una zona limitada por escarpes de falla de la unidad de elevaciones y mesas volcánicas; y 2) por la erosión de los depósitos de ceniza volcánica compactada del vulcanismo del Mioceno temprano, y la acumulación de aluvión.

e. Altiplanicie fluviolacustre de nivel de base

Se trata de una fosa tectónica limitada por fallas N-S, y unidas por estructuras extensionales activas en el Plioceno-Cuaternario, que fueron parcialmente reactivadas como fallas normales durante la apertura del graben Penjamillo. Se relaciona con el sistema de fallas de la depresión central que continúa hacia Morelia, con posibles movimientos contemporáneos a lo largo de los sistemas de fallas (Ferrari *et al.* 1994b). Está ocupada por depósitos lacustres y aluviales del Cuaternario.

f. Mesas volcánicas

Campo volcánico del Plioceno-Cuaternario correspondiente a otra etapa de formación del Cinturón Volcánico Mexicano (Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato). Se trata de vulcanismo fisural afectado por fallas normales del Plioceno, con dirección NE que en el relieve forman escarpes ligeramente escalonados (figura 4.17). La acumulación de los flujos formó pequeños domos volcánicos y amplias mesas de basalto.

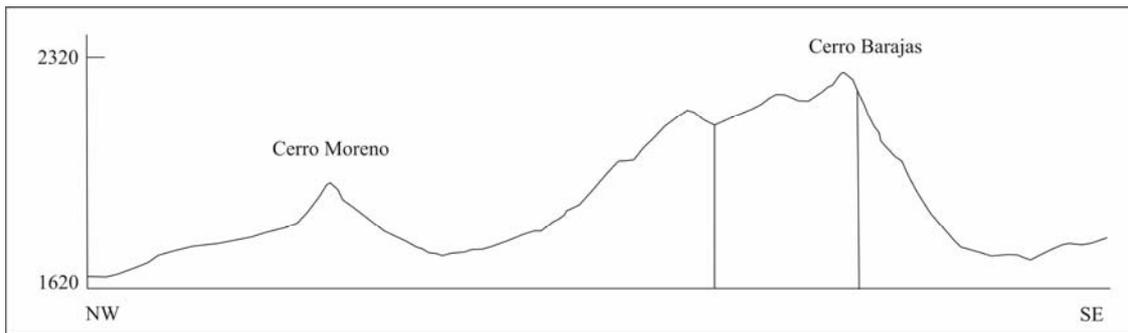


Figura 4.17 Perfil NW-SE de la unidad de mesas volcánicas afectada por fallas NE

4.2 Geomorfología

A continuación se presentan las características de las unidades morfogénicas de la zona Pénjamo, identificadas de acuerdo con la metodología explicada en el primer capítulo. El relieve es de tipo endógeno (volcánico y tectónico) y exógeno de acumulación o erosión.

a. Relieve endógeno

-Tectónico

Escarpe de falla normal

Son laderas de orientación este, oeste, y sureste en basaltos de las elevaciones (UTM 197267, 2256558, 1676 msnm) (figura 4.18), sureste de las mesas volcánicas al sur del área en estudio; y sur en ignimbritas de las elevaciones y mesas volcánicas. El primer tipo de laderas corresponde a escarpes de cabeceras en retroceso, circos activos y caída de bloques; mientras que el escarpe en la unidad de mesas volcánicas es de relativa juventud, por lo que la densidad y profundidad de disección de cauces en la ladera es menor.



Figura 4.18 Ladera de orientación sureste de una falla normal, unidad de mesas y elevaciones volcánicas

-Volcánico acumulativo

Volcán de lava basáltico

Es un volcán al sur del área de estudio, de aproximadamente 2 km de diámetro, de roca basáltica en la unidad de mesas volcánicas, resultado de la etapa más reciente de evolución del relieve (figura 4.19). Su altura relativa es de 40 m (UTM 209802, 2242986, 1767 msnm). Al oriente de la unidad se observan otros centros eruptivos de menor altura y extensión, clasificados como crestas volcánicas, el cerro Moreno posee un cono adventicio.



Figura 4.19 Volcán de lava basáltico

Derrames de lava

Se reconocen en una masa de lava basáltica, de superficie reducida menor al km^2 , con dirección de flujo al sureste en la unidad de mesas volcánicas, al sur de la zona en estudio.

Mesas de lava basáltica

Consisten en superficies inclinadas de 1 a 12° , o escalonadas, originadas por derrames de lava del Plioceno-Cuaternario. Se observa el centro de emisión de <10 m a 40 m de altura, o bien, está dislocado hacia el este, oeste o noroeste, por fallas N-S o NE. La densidad de disección es baja, debido a la permeabilidad de los basaltos; los cauces son perpendiculares o paralelos al sistema de fallas NE; en el primer caso no tienen una profundidad de disección alta, no así los que se encuentran en el límite de estructuras geológicas. En esta unidad se desarrolla un piedemonte con sustrato rocoso y una capa de material no consolidado producto del intemperismo *in situ* y de la acumulación reciente de depósitos provenientes de los barrancos perpendiculares al sistema de fallas.

Superficies de tefra

Se trata de planicies y laderas constituidas de ceniza volcánica de diferentes etapas de desarrollo del relieve; se ubican al norte de la unidad de mesas volcánicas, suroeste y noroeste de la zona en estudio (figura 4.20). Su pendiente es <1 a 6° , y 12° en porciones reducidas. Presenta barrancos en

crecimiento y circos de erosión activos. El desarrollo del suelo es escaso con uso principalmente agrícola, pecuario e industrial (plantas procesadoras de alimentos) en el parteaguas, y crecimiento urbano limitado a la zona de transición con la altiplanicie fluviolacustre de nivel de base o planicie aluvial.



Figura 4.20 Superficies de tefra al norte de la unidad de mesas volcánicas

b. Endógeno modelado

-Volcánico erosivo

Mesas de lava basáltica

Esta forma del relieve se expresa en una elevación amplia con cima plana, ligeramente inclinada u ondulada, producto de erupciones fisurales. La acumulación de lava en los centros eruptivos generó crestas volcánicas que se identifican como superficies onduladas en las mesas volcánicas. Su pendiente es de <1 a 3° (figura 4.31).

Mesas de ignimbrita

Consisten en una elevación con cima plana, ligeramente inclinada u ondulada que corresponde a superficies de un relieve volcánico anterior. Las cimas mesiformes son ligeramente inclinadas y con pendiente entre <1 y 3° , se ubican al noreste, en el macizo ignimbrítico de la Sierra Pénjamo. Han sido reducidas por el retroceso de vertientes y caída de bloques. La superficie con cimas onduladas, con pendiente de <1 a 25° , corresponde a las mesas de riolita al sur del macizo ignimbrítico.

Volcanes riolíticos

Son estructuras de lava con laderas rectas y planas de 25 a 35° de pendiente, entre los 2200 y 2260 msnm. Se deben a la primera etapa de volcanismo con productos de ignimbritas. Posee un drenaje radial de cauces rectos que limitan facetas triangulares de laderas.

Un segundo grupo de antiguos conos volcánicos se encuentra entre los 1900 y 2150 msnm, en la vertiente meridional de la Sierra Pénjamo (figura 4.21). El conjunto volcánico al sur del valle intermontano Pénjamo tiene dirección E-W. Los antiguos domos poseen laderas convexas y crestas bien delimitadas, en proceso de nivelación, mientras que al norte del mismo valle se encuentra un grupo de volcanes alineados en forma semicircular, y otros en dirección E-W, en los cuales se corroboró que los procesos exógenos están controlados por la estructura geológica (UTM 213097, 2262830, 1856 msnm). En campo se midió el rumbo de fracturas NE en laderas de los conos volcánicos, las cuales se agrupan en substratos de 3 y 5 cm de grosor y que se interpretan como zonas susceptibles al intemperismo y erosión. Este sistema de fracturas favorece el crecimiento de circos y el aumento de la densidad de corrientes. La fractura principal de algunos circos es N-S mientras que los escarpes escalonados del cono presentan dirección E-W (figura 4.22).



Figura 4.21 Domo volcánico (cresta y ladera inferior)



Figura 4.22 Domos volcánicos

En uno de los conos volcánicos se observó la estructura de enfriamiento a poca profundidad, así como una línea de fractura de orientación 51°NW . Actualmente el cono posee la mitad de su volumen original, debido a la extracción del material (figura 4.23). Esta actividad antrópica favorece la fractura por alivio de carga.



Figura 4.23 Interior de volcán riolítico

Domos volcánicos basálticos

Son elevaciones de lava ubicados en dirección NE, como el cerro Rosa de Gauz y El Gallo, resultado de otra etapa de evolución del relieve (Mioceno tardío). En los domos al oeste de la unidad de elevaciones y mesas volcánicas se observan los de mayor volumen, con laderas convexas y amplios derrames de lava (figura 4.24), mientras que al este de la unidad solamente se identifica la cresta del domo, mismo que se alterna con mesas volcánicas y éstas a su vez poseen una morfología ondulada.



Figura 4.24 Domos volcánicos y derrames de lava

Derrames de lava

Son masas de lava alargadas de superficie convexa entre <1 y 12° , con dirección de flujo al oeste y noroeste. Su forma es semejante al reverso de una cuesta ya que el frente de la misma corresponde a un escarpe de falla normal.

Piedemonte volcánico con superficie de conglomerados

Se presenta al sur de las elevaciones, de configuración (vista en planta) semicircular, con pendiente de 1 a 12° (<1° en la superficie de parteaguas) constituido por depósitos volcánicos de arenas compactadas entre los 1700 y 1800 msnm (figura 4.25). Los procesos exógenos actuales son la formación de cárcavas y terraceo para la siembra de agave (UTM 207871, 2258082, 1792 msnm).



Figura 4.25 Piedemonte volcánico-planicie fluvial

Cono de escoria

Cono antiguo monogenético, independiente, en forma aguda de composición andesítico-basáltica y escorias de coloración rojiza, con estratos de orientación 31°. Su cima presenta grietas verticales que delimitan bloques alineados en un escarpe que retrocede por desplome y vuelco, y transportados gradualmente ladera abajo (figura 4.26c). En la porción superior se observa el escarpe litológico de una mesa basáltica, que desde el punto de vista geomorfológico es indicador de una reactivación de la sierra (figura 4.27a). De esta zona se extraen materiales para construcción (UTM 189821, 2257835, 1709 msnm) (figura 4.27b).





Figura 4.26 Cono volcánico (a), estratos al interior del domo (b), y bloques removidos (c)



Figura 4.27 Escarpe litológico (a) y cantera (b)

También se identifica el suelo tipo regosol (FAO, ISRIC y ISSS, 1998) con un desarrollo incipiente de estructura, sin un horizonte como tal en una capa de aproximadamente 25 cm sobre el material parental de escoria volcánica. Posee agregados y se observa caída de bloques. Esta zona representa una fuente de material y transporte del mismo, fundamental para la formación de suelos vertisoles de la planicie (figura 4.28a).

En la misma zona se distingue otro proceso pedogenético, en relación con la formación de suelos cambisoles. En el perfil del suelo se observan los horizontes A, AC y C. El horizonte A es de 4 cm de grosor, color café oscuro y con mayor cohesión de sus agregados, dado el contenido de materia orgánica mineralizada; el horizonte AC, de 30 cm de grosor se caracteriza por la oxidación y formación de bloques de mayor tamaño, tiende a caer, y por lo tanto posee menor cohesión; y C o material parental consistente en escorias. La superficie presenta microescarpes de compactación que indican los límites próximos del escarpe principal del suelo (figura 4.28b).



Figura 4.28 Suelos regosoles (a) y cambisoles (b)

c. Exógeno

-Erosivo

Laderas de valles

Son vertientes con pendiente de 12 a 35°, de perfil rectilíneo y con superficies convexas, cóncavas o rectas. La superficie convexa de la vertiente funciona como esparcidor de agua mientras que la superficie cóncava actúa como colector formando cauces de primer orden. Los procesos exógenos que dominan son la erosión remontante, el retroceso de vertientes y la incisión vertical de los cauces principales.

Las laderas de ignimbritas son empinadas, de $>30^\circ$, por lo que existe el desprendimiento de detritos angulosos, además de la posibilidad de caída y deslizamiento en un evento de precipitación extraordinaria. También se observa el intemperismo de oquedades y caída de rocas. El escarpe principal se considera una cabecera de deslizamiento y a menor altitud se encuentran escarpes escalonados de bloques en proceso de caída o deslizamiento, según las condiciones de flujo. En una altitud menor se encuentra el relleno de un antiguo barranco de condiciones hídricas adecuadas, así como la profundización del cauce (UTM 218834, 2265004, 1826 msnm) (figura 4.29).



Figura 4.29 Escarpes escalonados en ladera de valle

En laderas de basaltos de la unidad de elevaciones y mesas volcánicas ubicadas en la intersección del sistema de fallas N-S y NE se identificó un perfil de meteorización. El regolito está compuesto de una matriz de color café-rojizo alternada con bloques de basalto en la etapa de intemperismo esferoidal (UTM 194217, 2270164, 1783 msnm) (figura 4.30 a y b). El regolito es indicador de un proceso de intemperismo avanzado, que está en función de factores climáticos (temperatura y precipitación), biológicos (vegetación), geomorfológicos (estabilidad superficial), hidrológicos, geológicos (tipo de roca y densidad de los planos de fractura) y cronológicos (cambios climáticos y tectónicos) (Gutiérrez-Elorza, 2001). En este caso, a menor altura del punto anterior, se encuentran bloques delimitados por grietas verticales y horizontales (figura 4.30c). Estas grietas son las zonas adecuadas para el intemperismo químico, como la hidrólisis; y en un proceso más avanzado, el regolito se convierte en la zona de aireación con varios procesos de intemperismo en conjunto, mientras que en las grietas se acumulan productos disueltos del intemperismo químico. En esta zona el desarrollo del perfil de meteorización está asociado, principalmente, al grado de fractura de la roca y, en forma secundaria, a la temperatura y precipitación.



Figura 4.30 Intemperismo esferoidal (a y b) y grietas (c)

Al oriente de la Sierra Pénjamo, las elevaciones con mesas basálticas limitan el retroceso de las vertientes de ignimbritas. Estas vertientes se caracterizan por la alternancia de superficies convexas en la zona superior, y cóncavas en la parte inferior; mientras que las superficies de vertientes sin mesas de lava basáltica, tienden a ser planas, con mesas reducidas o separados por la divisoria de aguas.

Los basaltos que sobreyacen a las ignimbritas forman escarpes escalonados, en los cuales dominan los procesos de caída, lo cual limita el desarrollo de una corteza de intemperismo como la anterior, no así en la cima. En la figura 4.31 se observa el contacto entre riolitas-ignimbritas y basaltos (UTM 208692, 2264847, 1952 msnm).



Figura 4.31 Unidad de elevaciones y mesas volcánicas: (a) contacto entre ignimbritas y basaltos, y (b) mesas volcánicas

En esta zona se identifica una corteza de intemperismo en la fase detrítica y química con un grosor de 60 cm. En la cima de esta se encuentra un deluvión anguloso, con bloques de distinto tamaño. Debajo de la fase detrítica se encuentra la roca fresca y muy fracturada (figura 4.32).



Figura 4.32 Corteza de intemperismo en la unidad de elevaciones y mesas volcánicas

Barrancos

Son formas lineales, negativas, desarrolladas principalmente en roca incoherente como tefra, y otras rocas como riolitas y basaltos fracturados. Los barrancos en tefra son generalmente cortos y de profundidad entre <10-50 m, mientras que los desarrollados en riolitas y basaltos fracturados, tienen una longitud de un par de kilómetros y profundidad de unos cientos de metros. El grado de desarrollo en estos dos tipos de barrancos es diferente. Los barrancos en basaltos se encuentran en una etapa de profundización, por lo que son estrechos y de orientación recta, dado el control estructural. Los barrancos en rocas tipo riolita se caracterizan por el ensanchamiento de su cabecera y laderas, corriente arriba.

Circos de erosión

Son cabeceras de corrientes fluviales formadas por procesos gravitacionales. Están presentes en mayor cantidad y actividad al este de la unidad de elevaciones y mesas volcánicas que corresponden con fracturas de orientación dominante. Su desarrollo es amplio, en el piedemonte volcánico con superficies de conglomerados y en superficies de tefra.

-Acumulativo

Altiplanicie fluviolacustre de nivel de base

Corresponde a la fosa tectónica Penjamillo, de orientación norte-sur, con depósitos de origen aluvial y lacustre (UTM 195440, 2244907, 1675 msnm). Se encuentra entre los 1680 y 1700 msnm, aunque

las cotas mínimas se indican cerca del cauce del Río Lerma, al suroeste, en 1675 msnm (figura 4.33).



Figura 4.33 Altiplanicie de nivel de base fluvioclustre

La mayor parte de su superficie es llana y ligeramente inclinada hacia el norte y este, de donde provienen depósitos aluviales; hacia el sureste se encuentra un piedemonte reducido, producto de la interdigitación de materiales aluviales y los sedimentos lacustres de un antiguo lago (figura 4.34a). Caballero *et al.* (2002) reconocen al menos tres periodos importantes en la disminución del nivel de lagos desde el Holoceno, en el Cinturón Volcánico Mexicano, en la zona de Tecocomulco, Texcoco, Chalco, Chignahuapan, La Piscina de Yuriria, Pátzcuaro y Zacapu, esta última al sur de Pénjamo, que indican mas que un cambio local, un evento regional. Los niveles más bajos de los lagos se relacionan con el aumento de la construcción de chinampas del Clásico tardío al Epiclásico (500-900 d.C.).

El tipo de suelo es vertisol que se desarrolla en material parental de reacción alcalina como los derivados de aluviones de roca ígnea, y al menos una estación seca. Los vertisoles poseen arcillas expandibles que en condiciones de alta humedad limitan la percolación del agua, y ante la disminución de la misma se contraen formando grietas con profundidad de un metro o más (UTM 202464, 2241825, 1683 msnm) (figura 4.34b).



Figura 4.34 Piedemonte proluvial al oeste de la unidad de mesas volcánicas (a) y grietas de desecación (b)

Hacia el poniente de la planicie no existe una amplia superficie de acumulación, por el contrario, domina la incisión vertical del Río Lerma en un curso paralelo al pilar tectónico oeste, de mayor expresión morfológica. La configuración meándrica del Río Lerma puede estar asociada al basculamiento de bloques que en la escala regional corresponden al límite sureste de la depresión central, y que corriente arriba del basculamiento favorece la formación de dicho patrón.

Planicie aluvial

Es una superficie plana en una depresión tectónica limitada al oriente por laderas escarpadas de basalto (UTM 189821, 2257835, 1709 msnm) (figura 4.35a). Su pendiente es $<1^\circ$ y aumenta a 3° en su porción meridional, transición con la altiplanicie de nivel de base fluviolacustre. Los depósitos son de origen fluvial, que provienen de los valles intermontanos y corrientes intermitentes. En su centro se encuentra el cauce principal de orientación norte-sur, con un patrón de drenaje meándrico. El uso principal de suelo es agrícola con un amplio sistema de canales y extracción de agua subterránea. Los cultivos principales son el sorgo y el maíz, seguidos del trigo, mismos que se alternan en el ciclo con la siembra de frijol y garbanzo, entre otros. El crecimiento urbano es limitado o bien se presenta en laderas bajas de elevaciones adyacentes.

El segundo tipo de planicie aluvial son las superficies generalmente planas e inclinadas en la dirección del piedemonte volcánico e intercaladas en esta unidad, con pendiente $<1^\circ$. Los depósitos son de tipo aluvial transportados desde la Sierra Pénjamo y el piedemonte volcánico (UTM 207871, 2258082, 1792 msnm) (figura 4.35b). En su centro se encuentra un cauce principal al que fluyen corrientes de primer orden provenientes del piedemonte volcánico. Domina la agricultura de temporal o bien se alterna con plantaciones de agave.



Figura 4.35 Tipos de planicie aluvial

Piedemonte proluvial

Es una superficie de abanicos coalescentes en la desembocadura de los valles intermontanos de la Sierra Pénjamo, el más notable es el formado por el Río Pénjamo entre los 1700 y 1800 msnm (UTM 215165, 2261774, 1789 msnm). Su configuración en planta denota un depósito potente de sedimentos de inclinación entre 1 y 3°, e incluso 6° en la porción superior (figura 4.36). El depósito posee buena clasificación y los bloques presentan poco pulimento. La disección del relieve ocurre en la zona superior de esta unidad con barrancos paralelos en dirección sureste, cuya profundidad disminuye hasta ser canalizados en la altiplanicie de nivel de base local.



Figura 4.36 Piedemonte proluvial

Un segundo tipo de piedemonte se encuentra al oriente y poniente de la planicie aluvial. El piedemonte al oeste consiste en un amplio depósito de acarreo en relación con la estructura superior de mesas basálticas y volcán de escoria (UTM 190827, 2258686, 1714 msnm), formado por la coalescencia de varios abanicos; mientras que al poniente, estos depósitos provienen de amplios valles intermontanos y pequeñas cuencas. Los procesos exógenos actuales son el crecimiento de cárcavas y la incisión vertical de los cauces principales. Presenta uso de suelo agrícola en zonas donde se ha desarrollado el suelo tipo vertisol (figura 4.37), y en zonas más alejadas se utiliza para las plantaciones de agave mediante la técnica de terraceo.



Figura 4.37 Manto proluvial al poniente de la planicie aluvial

-Antrópico

Se identificaron canteras o minas a cielo abierto y bancos de material en el piedemonte volcánico, mesas volcánicas, y elevaciones y mesas volcánicas, así como presas en las planicies de origen aluvial y valles intermontanos.

d. Edad del relieve

La edad del relieve se determina con base en la edad geológica. Hay coincidencia en ambas cuando las formas son muy jóvenes, del Cuaternario, en otros casos, la edad del relieve puede diferenciarse de la edad geológica por muchos periodos geológicos sin límite. En la zona estudiada la geología es muy joven, donde las rocas más antiguas son del Oligoceno de acuerdo con Cerca (1998) y del Mioceno temprano según Ferrari *et al.* (2000a), y consecuentemente el relieve es posterior.

El relieve más antiguo corresponde al macizo ignimbrítico de la Sierra Pénjamo, al oriente, que en teoría se puede clasificar como del Mioceno temprano, pero si consideramos que se presentó una actividad volcánica posterior en el Mioceno tardío, según Ferrari *et al.* (2000a), lo que modificó el relieve anterior, no sólo al cubrirlo parcialmente, sino por movimientos tectónicos que dieron origen a la fosa tectónica Penjamillo, actividad que continua en el Plioceno. De esta manera el relieve actual en su conjunto lo podemos considerar Cuaternario, tomando en cuenta no la época de su emplazamiento o la inmediata posterior, sino las modificaciones sustanciales por procesos endógenos y exógenos que se presentan en el Plioceno-Cuaternario.

En un análisis detallado se consideran varias edades, principalmente en la unidad de elevaciones y mesas volcánicas. Las mesas de ignimbrita y domos volcánicos al oriente son las formas más antiguas, del Oligoceno o Mioceno temprano (Pg₃, N₁); las mesas de lava basáltica, volcanes de lava y algunos en forma de cresta, así como derrames de lava, conforman un relieve posterior, del Mioceno tardío (N₁); y las zonas de valles poseen edades posiblemente desde el Oligoceno o

Mioceno temprano en la parte superior y disminuye su edad a profundidad, donde se consideran las zonas del cauce o llanuras de inundación del Holoceno. La altiplanicie fluviolacustre de nivel de base posee sedimentos en superficie del Holoceno, sin embargo, a profundidad, pueden ser de mayor antigüedad y correlativos con la erosión de la Sierra Pénjamo, desde el Oligoceno o Mioceno temprano (Pg₃, N₁).

4.3 Aplicaciones del mapa geomorfológico

El hombre es el agente más activo en la modificación del relieve, el espacio construido por éste requiere de la planificación, actividad en la que participan varias disciplinas. La geomorfología señala zonas favorables o desfavorables para los diferentes usos de suelo, considerando las características que cuantifica o cualifica. En esta sección se presentan situaciones de interés práctico en las principales zonas geomorfológicas de Pénjamo, y se relacionan con las evaluaciones morfométricas, las características físico-geográfico generales, la cartografía geomorfológica y el trabajo de campo (cuadro 4.1).

Zona geomorfológica	Altitud		Pendiente		Energía del relieve			Frecuencia de cabeceras			Profundidad de disección			Densidad de disección (método manual)		
	Mínima	Máxima	Mínima	Máxima	Mínima	Máxima	P	Mínima	Máxima	P	Mínima	Máxima	P	Mínima	Máxima	P
Planicie aluvial	1690	1700	<1°		<10		4	<2	2-2.9	2	<10		9	0.5-1		1.5
Altiplanicie fluviolacustre de nivel de base	1675	1700	<1°		<10	30-60	6	<2	2-2.9	0	<10		6	<0.5		0
Piedemonte volcánico	1700	1810	<1°	3-6°	10-30	100-200	61	2-2.9	4-4.9	2	10-20	30-50	21	1-1.5	2.5-3.0	2
Piedemonte proluvial	1700	1860	1-3°	3-6°	10-30	60-100	80	<2	2-2.9	2	<10	60-100	39	0.5-1	1.5-2	1
Mesas volcánicas	1680	2220	1-3°	6-12°	10-30	300-400	140	<2	2-2.9	1	<10	110-200	40	<0.5	2.5-3	1
Elevaciones y mesas volcánicas	1690	2470	<1°	25-35°	100-200	400-650	319	2-2.9	5-7.9	5	60-100	310-480	198	1-1.5	>3.5	3

Zona geomorfológica	Densidad de disección (método digital)			Densidad total		Litología	Clima	Vegetación y uso de suelo	Suelo
	Mínima	Máxima	P	Mínima	Máxima				
Planicie aluvial	<0.5		0	0-1		aluvión	Acw0/Acw1	agricultura de riego	vertisol
Altiplanicie fluviolacustre de nivel de base	<0.5		0	0	0-1	aluvión	Aw0	agricultura de riego	vertisol
Piedemonte volcánico	<0.5	1.5-2	1	0-1	0-1	arena volcánica	Acw0	agricultura de temporal/ plantación de agave/ pastizal	vertisol
Piedemonte proluvial	<0.5	1-1.5	0	0-1	0-1	depósito proluvial	Acw0	agricultura de temporal/ plantación de agave	vertisol
Mesas volcánicas	<0.5	1.5-2	1	1-2	2-3	basalto/toba, brecha volcánica	Aw0/Cw0	agricultura/matorral/bosque	vertisol/feozem

Elevaciones y mesas volcánicas	1-1.5	2.5-3	2	1-2	2-3	basalto/riolita	Cw1/Acw1	bosque/pastizal/matorral/selva baja caducifolia/agricultura de temporal	feozem/vertisol/luvisol/cambisol
--------------------------------	-------	-------	---	-----	-----	-----------------	----------	---	----------------------------------

Fuente: Zonificación geomorfológica y cartografía temática

Cuadro 4.1 Caracterización morfométrica y físico-geográfica de la zona Pénjamo

a. Peligros geomorfológicos y asentamientos humanos

La altiplanicie de nivel de base fluviolacustre y la planicie fluvial poseen suelos tipo vertisol que en condiciones adecuadas de agua, energía eléctrica y fertilizantes proveen una rica agricultura de maíz, sorgo y trigo, en dos cosechas anuales, y cuyos dividendos son adecuados para los productores. En ambas zonas debe controlarse el crecimiento urbano no solo por los altos rendimientos agrícolas, sino por la susceptibilidad de inundación ante eventos como la fractura de la presa El Conejo, en 1973, que mantuvo incomunicada a la ciudad de Pénjamo (Arnoldo Martínez, comunicación personal, 2007); y las precipitaciones extraordinarias de julio y septiembre de 2003, por el desbordamiento de los ríos Lerma, Turbio, Apaseo Grande, arroyos locales, canales y drenes del distrito de riego núm. 11 (alto Lerma) y sus afluentes (CENAPRED, 2004).

Las inundaciones en zonas de pendiente baja ($<1^\circ$) y con suelos tipo vertisol se prolongan incluso por meses, ya que el drenaje superficial es bajo y la precolación del agua está limitada. En el año 2003 la estación La Golondrina, al noroeste de la ciudad de Pénjamo, registró dos eventos de precipitación intensa de 52 mm del 4 al 5 de septiembre, y de 55 mm del 17 al 18 de septiembre, con días intermedios de precipitación moderada, inapreciable o nula. La precipitación acumulada, según este registro, fue de 186 mm, lo que equivale 186 litros en una superficie homogénea de 1 m^2 sin infiltración y escurrimiento.

El total de localidades afectadas en el municipio fue de 35 con daños mayores en los sectores de vivienda, salud, educación, comunicaciones y transportes, agropecuario e infraestructura hidráulica. El Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) registró más de 2000 personas afectadas, 478 viviendas reportadas con algún tipo de daño, 4 escuelas con daños directos; daños en el mobiliario de un centro de salud; inundaciones que se mantuvieron hasta el 10 de noviembre en algunas zonas por la afectación a la red hidráulica ocasionada por el desborde de los ríos Lerma y La Laja; erosión en más de 35 km de superficie carretera federal, y el tránsito de vehículos en dos tramos de la autopista Irapuato-La Piedad que atraviesan el municipio de Pénjamo, además de caminos rurales. El sector más afectado fue el agropecuario (figura 4.38).



Figura 4.38 Inundación en la cuenca alta del Río Lerma, 2003,
www.comunicado de prensa 2003_archivos/comunicado de prensa 2003.htm

La ciudad de Pénjamo cubre la mayor parte del piedemonte proluvial en la zona de estudio y cauce arriba, en un estrecho valle se encuentra la presa La Golondrina, donde la antigua cortina indica un antiguo nivel de agua que se observa en la figura 4.39, además de un alto azolve. La zona inundable cauce abajo tiene uso de suelo habitacional de densidad alta (Hernández, 2006), que ante crecidas extraordinarias estaría en riesgo.



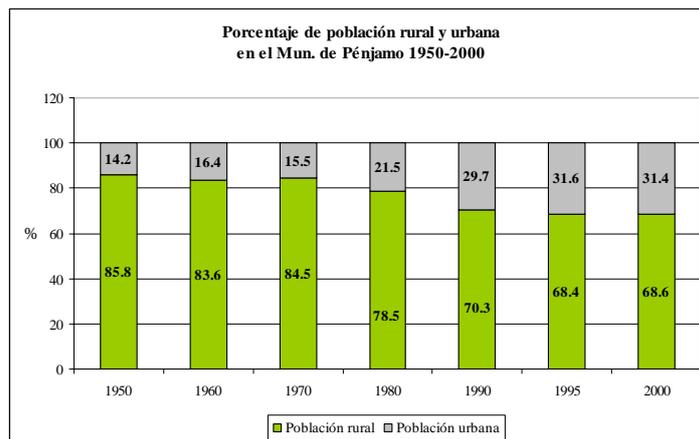
Figura 4.39 Antigua cortina de la presa La Golondrina, al noroeste de la ciudad de Pénjamo

En la zona de transición de la planicie aluvial a las laderas escarpadas se registra el rápido crecimiento de la mancha urbana favorecido por los ingresos de remesas. Los inmuebles poseen una mejor estructura, sin embargo, están expuestos a la caída de grandes bloques ante eventos de fuerte precipitación (figura 4.40).



Figura 4.40 Caída de rocas, unidad de elevaciones y mesas volcánicas (UTM 192635, 2269655, 1724 msnm)

El análisis geomorfológico es necesario en la planificación del crecimiento de las ciudades y de medidas preventivas en ellas (Lugo, 1988). La cartografía geomorfológica de una ciudad en escala muy grande, 1:5,000 por ejemplo, delimita con mayor precisión las características del relieve, y éste en combinación con mapas de riesgos y otros morfométricos proporcionan información detallada de las zonas expuestas a deslizamientos, caída de rocas, superficies cubiertas por crecidas máximas, etc. Los mapas en escala 1:25,000 a 1:10,000 o muy detallados de 1:1,000, definen los sitios más adecuados para la construcción. Este análisis es importante dado que el municipio de Pénjamo es el cuarto más poblado del estado, con un crecimiento urbano considerable (figura 4.41) en la cabecera municipal y localidades de la cuenca alta del Río Lerma (Gobierno del Estado de Guanajuato, 2000).



Localidad rural: <2500 habitantes

Localidad urbana: 2500 y más habitantes

Fuente: INEGI (2003a) Cuaderno Estadístico Municipal Pénjamo, Guanajuato, 2000.

Figura 4.41 Porcentaje de población rural y urbana 1950-2000

b. Cambio de uso de suelo

El mapa geomorfológico puede relacionarse con otros mapas para proporcionar mayor información sobre características del suelo. Este mapa, en relación con los suelos agrícolas proporciona información de la fertilidad de algunas formas del relieve; su relación con mapas de procesos exógenos indica fenómenos de alteración del suelo como movimientos gravitacionales, cárcavas y barrancos; y en conjunto con el mapa de pendiente del terreno presenta los cultivos adecuados y erosión potencial en cada categoría de pendiente.

La unidad de piedemonte volcánico posee una alta densidad de disección ya que su litología es arena volcánica, poco estable sin la cobertura vegetal, con pendiente de 1° a 3°. El uso de suelo actual en la superficie de parteaguas corresponde a la agricultura de temporal y recientemente, se ha introducido la plantación de agave mediante terraceo, técnica agrícola que controla la erosión del suelo.

Los agaves tequileros se desarrollan en los climas subhúmedos más secos (García, 1988) en suelos poco profundos, derivados de rocas volcánicas, de bajo contenido de arcillas, altas concentraciones de hierro, y con buen drenaje. Esta planta favorece la estabilidad del suelo y se encuentra en un amplio rango de pendientes. El cultivo del maguey tequilero es rentable, puesto que se desarrolla en suelos empobrecidos y la recolección de piñas puede hacerse en cualquier edad del maguey (Cervantes, 2002). No obstante, la ausencia de cobertura vegetal después de la recolección puede acelerar la erosión del suelo en las zonas de piedemonte, así como la caída de bloques y deslizamientos en laderas de valles, donde se registra el mayor número de cabeceras fluviales, densidad y profundidad de disección (figura 4.42).



Figura 4.42 Plantaciones de agave tequilero en la zona de piedemonte y laderas de valles

El uso de suelo agrícola, de plantaciones de agave e industrial (granjas y tequileras) se distribuye en la zona de planicie, superficies de piedemonte y mesas volcánicas, respectivamente. No así en laderas de valles donde la cubierta vegetal esta altamente perturbada y presenta susceptibilidad a la erosión hídrica y procesos de ladera.

El municipio de Pénjamo se caracterizaba por la producción porcícola y sus derivados como carne de cerdo y embutidos. En las décadas de los setenta y ochenta los productores porcícolas tuvieron una severa crisis que influyó en el cambio de la dinámica regional de los sectores productivos primario y secundario. En el año 2000 inició la plantación de agave tequilero, modificando los colores del paisaje y la percepción de la población. Esta planta es un elemento reciente de identidad entre los penjamenses y su espacio (Juan de Dios Mendoza, comunicación personal, 2007).

Dado los bajos costos de producción, el campesino ha sustituido o alternado la siembra de agave con maíz en laderas y superficies de piedemonte, lo que limita la pérdida del suelo en zonas perturbadas. Es necesario implementar técnicas de retención de suelo posteriores a la cosecha y así disminuir el peligro de deslizamientos.

Conclusiones

El mapa geomorfológico de la zona Pénjamo muestra casi treinta elementos distintos del relieve en el que destaca el contraste entre una altiplanicie fluviolacustre de nivel de base delimitada por rasgos lineales en dirección N-S, y montañas-bloque con fallas y fracturas de orientación dominante NE, N-S y NW. Las estructuras *Basin and Range* de la Sierra Madre Occidental y las típicas del Cinturón Volcánico Mexicano se expresan en la morfología de la zona Pénjamo al oeste y este, respectivamente, mediante rasgos físico-geográficos como escarpes, lineamientos, fallas, y una alta densidad de disección del relieve.

La fractura, producto de los esfuerzos de la corteza terrestre, es fundamental en el desarrollo del relieve y de sus efectos en la medición de las variables como densidad de disección, profundidad de disección y frecuencia de cabeceras. La medición en campo de orientación de fracturas en riolitas dio valores dominantes NE, E-W y NW.

La metodología empleada en el análisis morfométrico registró variables altamente significativas (densidad de disección por los métodos manual y digital, frecuencia de cabeceras, profundidad de disección y energía del relieve) y con valores promedio que permiten caracterizar las zonas geomorfológicas de elevaciones y mesas volcánicas, piedemonte volcánico, piedemonte proluvial, planicie aluvial, altiplanicie fluviolacustre de nivel de base y mesas volcánicas. El análisis se completó con las variables de disección total y pendiente.

Del análisis morfométrico se obtuvieron los valores medios más altos en las variables morfométricas densidad de disección (ambos métodos), frecuencia de cabeceras, energía del relieve, profundidad de disección y disección total en la unidad de elevaciones y mesas volcánicas; los valores medios en las mismas características se obtuvieron en el piedemonte y mesas volcánicas, mientras que los valores bajos para las planicies de origen aluvial y la altiplanicie fluviolacustre de nivel de base. Así, la zona geomorfológica con mayor susceptibilidad de presentar procesos tales como desprendimientos y deslizamientos es la unidad de elevaciones y mesas volcánicas; los piedemonte presentan una erosión alta por el cambio de uso de suelo y en algunas zonas, por el avance de la urbanización; la altiplanicie y planicies aluviales son unidades susceptibles a inundaciones ante eventos extraordinarios como ocurrió en el año 2003.

Los métodos utilizados en la medición de la densidad de disección permiten establecer comparaciones con otras formas de evaluación. En este caso, los valores de densidad de disección

obtenidos directamente del modelo digital del terreno presentan una asociación positiva buena con una explicación adecuada del fenómeno con respecto a la medición manual de la misma, por lo que es adecuado su uso. A pesar de que ambos métodos miden la misma variable es recomendable considerar los factores posiblemente asociados a la calidad de medición, no ponderados en este trabajo, para mejorar la cuantificación de la misma.

Bibliografía

- Atwater, T. (1970) Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 81, pp. 3513-3536.
- (1989) Plate tectonic history of North America. En Winterer, E.L, D. M. Hussong y W. Decker. (Eds.) *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii. Geol. Soc. Am.*, vol. N. *The Geology of North America*, EU, 21-72 p.
- Baker, V. (1986) Introduction: regional landforms analysis. En *Geomorphology from space*, Short, N. y R. Blair (Eds.), NASA, 709 p.
- Bloom, A. (1978) *Geomorphology. A systematic analysis of late Cenozoic landforms*. Prentice Hall, New Jersey, 428 p.
- Buol, S. W., Hole, F.D., Mc Cracken R.J. (1981) *Génesis y clasificación de suelos*. Trillas, México, 417 p.
- Caballero, M. Ortega, B., Valadez, F., Metcalfe, S., Macias, J.L., Sugiura, Y. (2002) Sta. Cruz Atizapan: a 22-ka lake level record and climatic implications for the late Holocene human occupation in the Upper Lerma Basin, Central Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 186, pp. 217-235.
- Campos G. A. & A. Espinoza (2004) *Impacto del TLCAN en la Región de Pénjamo Guanajuato*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Las Américas, Puebla (en prensa).
- Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) (2004) *Serie Impacto socioeconómico de los desastres en México*, Vol. 5. Centro Nacional de Prevención de Desastres, México, p. 7-90.
- Cerca, L.M. (1998) *Relación estratigráfica y geocronológica entre el volcanismo de la Sierra Madre Occidental y el Cinturón Volcánico Mexicano en la parte sur de la Sierra de Guanajuato. Implicaciones geocronológicas y tectónicas*. Tesis de Maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior en Ensenada, UNAM, 114 p.
- Cervantes, M.C. (2002) *Plantas de importancia económica en las zonas áridas y semiáridas de México*. *Temas Selectos de Geografía de México*, Instituto de Geografía, UNAM, 155 p.
- Comisión de Estudios del Territorio Nacional (CETENAL), (1971) *Carta edafológica Pénjamo F14-C71, esc. 1:50,000, Basado en las Unidades Cartográficas de Suelos para el mapa mundial de suelos de la FAO/UNESCO, modificado por CETENAL, 1971, Aguascalientes, México*.
- De Pedraza, J. (1996) *Geomorfología: principios, métodos y aplicaciones*. Ed. Rueda, Madrid, 414 p.
- Demant, A. & C. Robin (1975) *Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico*. *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, núm. 1, pp. 66-79.
- Demek, J. (1972) *Manual of detailed geomorphological mapping*. Praga, Academia, 348 p.

- DeMets, C. & S. Traylen (2000) Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North America plates and the mantle: implications for the geodynamic evolution of the Jalisco region. *Tectonophysics*, 318, pp. 119-159.
- Diario Oficial de la Federación, tercera sección, 25 de julio de 2003. Declaratoria de Desastre Natural para efectos de las Reglas de Operación del FONDEN, Secretaría de Gobernación, México. <http://segob.gob.mx/templetas/boletin.php?id=2568>; www.comunicado.de.prensa.2003_archivos/comunicado.de.prensa.2003.htm
- Ego F. & V. Ansan (2002) Why is the Central Trans-Mexican Volcanic Belt (102°-99° W) in transtensive deformation? *Tectonophysics*, 359, pp. 189-282.
- FAO, ISRIC and ISSS (1998) World Reference Base for soil resources. International Society of Soil Science ISSS- AISS-IBG; International Soil Reference and Information Centre, ISRIC; and Food and Agriculture Organization of the United Nations, FAO, Rome. www.fao.org/docrep/W8594E/W8594E00.htm
- Ferrari, L., Garduño, V., Innocenti, F., Manetti, P., Pasquaré, G., Vaggelli, G., (1994a) A widespread mafic volcanic unit at the base of the Mexican Volcanic Belt between Guadalajara and Queretaro. *Geofísica Internacional*, 33, pp. 107-124.
- Garduño, V.H., Pasquarè, G., Tibaldi, A. (1994b) Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligocene to Present. *Geofísica Internacional*. 33, pp. 91-105.
- (1995) Miocene shearing along the northern boundary of the Jalisco block and the opening of the southern Gulf of California. *Geology* 23, pp. 751-754.
- López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G. (1999) Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in Central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27, pp. 303-306.
- (2000) Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LIII, 1, pp. 84-92.
- Vaggelli, G., Petrone, C., Manetti, P., Conticelli, S., (2000a) Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318, (1-4), pp. 161-185.
- López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J. (2002) Ignimbrite flare up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: implications for the late subduction history of the Farallon plate. *Tectonics*, vol. 21, núm. 4, pp. 1-26.
- Rosas-Elguera, J., Orozco-Esquivel, M., Carrasco-Núñez, G., Norato-Cortez, T. (2005) Digital geologic cartography of the Trans-Mexican Volcanic Belt and adjoining areas. *Digital Geosciences*, Universidad Nacional Autónoma de México, <http://satori.geociencias.unam.mx/digital_geosciences>, 1 mapa, 2 p. texto.
- García, M. (1988) Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana). México, 217 p.
- García, M.T & J. Lugo (2000) El relieve mexicano en mapas topográficos. Serie libros núm. 5, Instituto de Geografía, UNAM, 148 p.

- Gobierno del Estado de Guanajuato (2000) Plan de ordenamiento territorial del Estado de Guanajuato. Documento base. Caracterización y análisis del subsistema social, 52 p. www.guanajuato.gob.mx.
- Gómez-Tuena, A., Orozco, M.T., Ferrari, L. (2005) Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario. Temas Selectos de la Geología Mexicana, Tomo LVII, núm. 3, pp. 227-283.
- Goudie, A. (2004) Enciclopedia of geomorphology. Vol. 1, A-I, Edit. Routledge, Reino Unido.
- Guerra, F. (1980) Fotogeología. UNAM, Facultad de ingeniería, 337 p.
- Gutiérrez-Elorza, M. (2001) Geomorfología climática. Omega, Barcelona, 642 p.
- Hasenaka, T. (1994) Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Central Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 63, pp. 13-31.
- Hayden, R. (1986) Geomorphological Mapping. En Geomorphology from space, Short, N. y R. Blair (Eds.), NASA, 709 p.
- Hernández S., P. (2006) Reglamento de Zonificación, Usos y Destinos del Suelo del Municipio de Pénjamo, Gto. Dirección de obras Públicas y Desarrollo Urbano. Jefatura de Desarrollo Urbano, anexo Plano de Zonificación, Usos y Destinos del Suelo, 27 de junio de 2006.
- Herrera, E. Ya llegamos a Pénjamo. Semblanzas de un pueblo inquieto. H Ayuntamiento de Pénjamo 1995-1997, 67 p.
- Herrero, M. (1988) Método de trabajo para la formación y el diseño de mapas geomorfológicos. Anales de Geografía de la Universidad Complutense, Núm.8, Ed. Univ. Complutense, pp. 25-40.
- Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI) (1985) Geología de la República Mexicana. Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, D.F., México, 88 p.
- (1989) Carta uso del suelo y vegetación Querétaro F14-10, esc. 1:250,000, Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, Aguascalientes, México.
- (1999) Fotografías aéreas del área comprendida en la carta Pénjamo, esc. 1:75 000, líneas 139-142. Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, Aguascalientes, México, 183 p.
- (2000) XII Censo general de población y vivienda 2000. <http://www.inegi.gob.mx>
- (2002) Carta topográfica Pénjamo F14-C71, esc. 1:50,000. Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, Aguascalientes, México.
- (2003a) Cuaderno Estadístico Municipal Pénjamo, Guanajuato. Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, Aguascalientes, México, 183 p.

- (2003b) Anuario Estadístico de Guanajuato 2000. Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, Aguascalientes, México, 198 p., anexo cartográfico (17 mapas).
- (2005a) Curvas digitales de la hoja Pénjamo F14-C71, Guanajuato, esc. 1:50,000. Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, D.F., México.
- (2005b) Curvas digitales de la hoja Manuel Doblado F14-C61, Guanajuato, esc. 1:50,000. Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, D.F., México.
- (2005c) Anuario estadístico estatal, Guanajuato, 2005. Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, Aguascalientes, México. www.inegi.gob.mx.
- (2006) II Censo de población y vivienda 2005. Resultados definitivos. Tabulados básicos. Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. www.inegi.gob.mx
- Johnson, C.A. (1987) A study of neotectonics in Central Mexico from Landsat thematic mapper imagery. Thesis, University of Miami, Coral Gables, Fl., 112 p.
- & C.G.A. Harrison (1990) Neotectonics in central Mexico. *Phys. Earth Planet. Inter.* 64, pp. 187-210.
- Joly, F. (1979) *La cartografía*. Ed. Ariel, España, 280 p.
- Klimaszewski, M. (1982) Detailed geomorphological maps. *ITC J.*, pp. 265-271.
- Lugo, H. J. (1986a) El Sistema Neovolcánico Mexicano. Una de las regiones más activas de México. *Información científica y tecnológica*, vol. 8, núm. 112, pp. 33-35.
- (1986b) Los métodos geomorfológicos morfométricos. *Revista de Geografía*, 1(1), Instituto de Geografía UNAM, México, pp. 13-26.
- (1988) Elementos de geomorfología aplicada (métodos cartográficos). Instituto de Geografía, UNAM, 128 p.
- (1989) *Diccionario geomorfológico*. Instituto de Geografía, UNAM, 337 p.
- & C. Córdova-Fernández de A. (1990a) Mapa de morfogénesis, esc. 1:4,000,000, Sección IV, Naturaleza, Hoja IV 3.3, Instituto de Geografía, UNAM.
- & C. Córdova-Fernández de A. (1990b) Mapa de regionalización geomorfológica, esc. 1:12,000,000, Sección IV, Naturaleza, Hoja IV 3.4, Instituto de Geografía, UNAM.
- Mc Dowell, W. F. & S. E. Clabaugh (1979) Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico. *Geol. Soc. of Am., Special Paper 180*, pp.113-124.
- Meijerink, A.M.J., Verstappen, H. Th., Van Zuidam, R. A. (1983) Developments in applied geomorphological survey and mapping. En Terwindt, J.H.J. & Van Steijn, H. (Eds.): *Developments in physical geography. Geologie in Mijnbouw*, 62, pp. 621-628.

- Moore, G., Marone, C., Carmichael, I.S.E., Renne, P. (1994) Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 106, pp.383-394.
- Mooser, F. & M. T. Ramírez (1987) Faja Volcánica Transmexicana: morfoestructura, tectónica y vulcanotectónica. *Bol. Soc. Geol. Mex*, Tomo XLVIII, núm. 2, pp. 75-80.
- Morisawa, M. (1985) Development of quantitative geomorphology. *Geol. Soc. Am.*, in Centennial Special Volume I, pp. 79-107.
- O' Hara, S. & S. Metcalfe (1997) The climate of Mexico since the Aztec period. *Quaternary International*, vol. 43/44, pp. 25-31.
- Ochoa, V. (2004) Propuesta metodológica para el estudio de inestabilidad de laderas a partir de los MDT y la percepción remota. Tesis de Maestría, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, 213 p.
- Oya, M. (2001) *Applied Geomorphology for mitigation of natural hazards*. Kluwer Academic Publishers, Países Bajos, 167 p.
- Parrot, J.F., Lyberis, N., Lefoconnier B., Manb, Y. G. (1993) SPOT multispectral data and digital terrain model for the analysis of ice-snow fields on arctic glaciers. *IJRS*, vol. 14(3), pp. 425-440.
- (2002a) *Dendis.exe* (inédito)
- (2002b) *Rio4* (inédito)
- (2003a) *Disec* (inédito)
- (2003b) *Versant* (inédito)
- (2004a) *Brod4_mx.exe* (inédito)
- (2004b) *Miel4_mx.exe* (inédito)
- & V. Ochoa (2004) Manual para generar MDT. Serie Varia, Instituto de Geografía, UNAM. (en prensa)
- (2005) *Transf_dxf_v2.exe* (inédito)
- Peña, J. (1997) Cartografía geomorfológica básica y aplicada. Geofoma Ediciones, Zaragoza, 227 p.
- Phillips, J. (1992) The end of equilibrium? *Geomorphology*, 5, Elsevier, Amsterdam, pp. 1995-2001.
- Ramírez, M. (1990) Análisis morfoestructural de la FVTM (centro-oriente). Tesis de Maestría, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, 86 p.

- Righter, K., Carmichael, I., Becker, T., Renne, R. (1995) Pliocene-Quaternary volcanism and faulting at the intersection of the Gulf of California and the Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 107, pp. 612-626.
- Scheidegger, A. (1992) Limitations of the system approach in geomorphology. *Geomorphology*, 5, Elsevier, Amsterdam, pp. 213-217.
- Secretaría de la Presidencia (SP), Dirección de Planeación, Comisión de Estudios del Territorio Nacional. (1970) Carta climas, 14Q-III Querétaro, esc. 1:50,000. Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Secretaría de Programación y Presupuesto (SPP) (1979) Carta geología Pénjamo, F14-C71 esc. 1:50,000, SPP, 2a edición, México.
- Silva, G., Mendoza C., E. Campos (2001) Elementos de Cartografía Geológica. México, UNAM, 292 p.
- Tapia, G. & J. López-Blanco (1998) Mapeo geomorfológico analítico de la porción central de la Cuenca de México: unidades morfogenéticas escala 1:100,000. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 1, núm. 19, pp. 50-65.
- Taud H., Parrot J.F., Alvarez, R. (1999) DEM generation by contour line dilation. *Computers and Geosciences*, vol. 25, núm. 7, agosto 1999, pp. 775-783 (9).
- Tricart, J. (1965) Principe et methodes de la gemorphologie. Masson, Paris, 496 p.
- (1969) La epidermis de la Tierra. Editorial Labor, España, 178 p.
- Van Zuidam, R.A. (1985/1986) Aerial Photo-interpretation in terrain analysis and geomorphology mapping. The Hague, Smits Publishers, Países Bajos, 442 p.
- Verstappen, H. Th & R. A. Van Zuidam (1991) The ITC system of geomorphologic survey. A basis for the evaluation of natural resources and hazards. ITC, Publ. 10, 89 p.
- Vidal, R. (2005) Las regiones climáticas de México. Temas selectos de Geografía de México, Instituto de geografía, UNAM, 213 p.
- Wright, R. L. (1972) Principles in a geomorphological approach to land classification. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 16 (4), pp. 351-373.
- Zamorano, J., Tanarro, L.M., Lugo, H. J., Sánchez-Rubio, G. (2002) Evolución geológica y geomorfológica del complejo dómico Los Pitos, norte de la cuenca de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, año/vol. 19, núm. 001, UNAM, pp. 66-79.