



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS

**EVALUACIÓN DEL MÉTODO MULTI-
CRITERIO PARA LA ZONIFICACIÓN DE
DESLIZAMIENTOS: HUEHUETLA, PUEBLA Y
METZTITLÁN, HIDALGO**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

LICENCIADO EN GEOGRAFÍA

P R E S E N T A:

DANIEL MORALES MÉNDEZ



Director de Tesis: M. en C. Sergio Salinas Sánchez

Ciudad de México, 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Este trabajo está dedicado a mis padres:

Silvia Méndez Peñaloza

Y

Victor Hugo Morales Rodríguez

*"Cuando todo vuelva a retirarse a la matriz del tiempo, reinará el caos de nuevo,
y el caos es la partitura en la que está escrita la realidad."*

-Henry Miller

Agradecimientos.

A mis padres, gracias por el inmenso cariño. A Victor Hugo Morales Rodríguez por inculcarme el valor de la perseverancia, a Silvia Méndez Peñaloza por orientarme siempre a ser una buena persona. Ésta tesis es resultado de todas sus horas de trabajo, dedicación y empeño, sin ustedes esto simplemente no existiría.

A mis hermanos: Silvia Morales por ser un ejemplo académico y a Victor Morales por sus enseñanzas para la vida cotidiana. A Karen Jaimes, Emiliano Morales y Angel Osio por siempre reconocer y confiar en mi potencial.

Al director de la presente tesis, profesor y amigo: M. en C. Sergio Salinas, por haberme dado la oportunidad de aprender en sus clases, por las experiencias en campo y sobre todo por enseñarme que lo difícil se hace todos los días y lo imposible sólo cuesta un poco más de trabajo.

Al Dr. José Ramón Hernández por ser un ejemplo como geomorfólogo y como individuo, además de su revisión a este trabajo e incluirme en sus proyectos académicos, no miento al decir que de grande me gustaría ser como usted.

A la Dra. Leticia Gómez por ayudar desde que la presente investigación era un protocolo hasta su revisión exhaustiva una vez concluida. Al Mtro. Mauricio Galeana por introducirme al mundo de la PR y por aceptar ser parte del sínodo. Al Ing. Alberto Pérez por sus comentarios y aportaciones al trabajo.

A la M. en C. Patricia Méndez y Dra. Ayetsa Martínez por todo su apoyo y confianza. A la Dra. Pooja Kshirsagar por sus enseñanzas cuando liberaba mi servicio social. A la Dra. Juana Martínez por el apoyo, atención y confianza que ha tenido conmigo.

A mis profesores de las diferentes facultades en las que tuve oportunidad de tomar clases: M. en C. Wendy Morales, M. en C. Guadalupe Dávalos, M. en C. Iriliana López, Dra. Elizabeth Solleiro, Dr. César Pérez, Dra. Blanca González, Dra. Berenice Hernández, Mtro. Eric Hernández y Dra. Verónica Ibarra. Mención especial al Ing. Arturo Montiel Rosado (q.e.p.d.), gracias por ayudarme cuando me iniciaba en temas de ciencias de la Tierra, sé que puedes leer este trabajo desde la dimensión en la que te encuentres.

A Carlos Serrano, Emilio Saavedra, Victor Bazán, Emanuel Álvarez, Maryann Cruz, Armando Hernández y Andrea De San Jorge, gracias por ser incondicionales. A Jorge Mayorga, Daniel Aguilar y Alejandro Moreno por su apoyo en los trámites de titulación y su amistad. A Miguel Hernández, Octavio Quiroz, Gustavo Lortia, Nidia Romero, Ernesto Domínguez, Jocelyne De Los Ríos, Eduardo García, Gerardo Romero, Alin Ochoa, Carmina de Luna y Onasis Ogando, gracias por todas las risas, buenos momentos y cervezas con las que acompañamos este camino.

A mis amigos de otras generaciones: Hector Álvarez, Arturo Rodríguez, Jorge Mendoza, Javier Gonzáles, Diego Varela, Ricardo Carrillo, Esteban Escalante, Francisco Contreras, Diego Magaña, Iban Sinsolución y Paola Delgado, gracias por adoptarme en sus aventuras. A la Licenciada lobitos Ximena Neri por Siempre confiar en lo que le digo aun cuando la mayoría de las veces no sé de lo que estoy hablando.

A mis hermanos de la Geomorfología: Ernesto Figueroa, Kevin García, Carlos Gordillo, Jorge Landeros, Carlo Mendoza, Eduardo Salatiel y Mariana Vargas, gracias por tanta diversión y buenos tiempos. A Andrea Mancera, Iván Ramírez, Isaac Quijada, Sofia León, Jorge Zavala, Ana Romero, Yoali Garduño y Edith Mancha, gracias por su amistad y por dejarme aprender con (y de) ustedes.

A mis amigos de toda la vida: Diego Barrera, Rodrigo Barrera, Carlos Flores, César Altamirano, Adán Zarate, Diego Bonilla y Ricardo Zarate, gracias por crecer conmigo, están siempre en mi corazón.

Gracias a todos y todo lo que se cruzó en mi camino, personas (disculpen si omití a alguien por mi mala memoria), mascotas, canciones y experiencias, todo en retrospectiva ha sido y será constante aprendizaje.

Contenido

Introducción	1
Objetivos	2
Objetivo general	2
Objetivos particulares	3
Hipótesis y problemática.....	3
Capítulo I: Marco teórico metodológico	5
I. 1 Procesos de remoción en masa y su estudio en México.....	5
I.1.a Tipos de procesos de remoción en masa	7
I.1.b Deslizamientos	9
I.1.c Estudios en México	10
I. 2 Mapas de susceptibilidad y de peligros (enfoques y metodologías)	15
I.2.a Métodos y modelos.....	15
I.2.b Enfoque geomorfológico.....	19
I. 3 Métodos indirectos de evaluación del relieve	20
I. 4 Método Jerárquico multi-criterio y sus aplicaciones	22
I.5 Diagrama Metodológico.....	23
Capítulo II: Marco geográfico e histórico	27
II.1 Provincias fisiográficas	27
II.1.a Sierra Madre Oriental.....	27
II.1.b Cinturón Volcánico Mexicano	30
II.2 Entorno ambiental de Huehuetla, Puebla.....	31
II.2.a Características físicas.....	31
II.2.b Aspectos históricos relevantes asociados con procesos de remoción en masa	45
II.3 Entorno ambiental de Metztlán, Hidalgo.....	46
II.3.a Características físicas.....	46
II.3.b Aspectos históricos relevantes asociados con procesos de remoción en masa	58
Capítulo III: Geomorfología	62
III.1 Huehuetla, Puebla	62
III.1.a Regiones geomorfológicas	62
III.1.b Morfometría.....	65
III.1.c Mapa morfogenético	70
III.2 Metztlán, Hidalgo.....	78
III.2.a Regiones geomorfológicas	78
III.2.b Morfometría.....	79
III.2.c Mapa morfogenético	84

Capítulo IV: Susceptibilidad de deslizamiento en Huehuetla, Puebla y Metztlán, Hidalgo	87
IV.1 Inventarios de deslizamiento	87
IV.1.a Inventario de deslizamientos de Huehuetla, Puebla	89
IV.1.b Inventario de deslizamientos de Metztlán, Hidalgo	92
IV.2. Depuración de la base de datos y estadísticas descriptivas	95
IV.2.a Diagramas de correlación bivariada.....	97
IV.2.b Análisis de componentes principales (ACP).....	100
IV.2.c Mapas de valores adecuados coincidentes (VACi).....	105
IV.3. Mapas de susceptibilidad de deslizamientos: Método Multicriterio	107
IV.4. Mapas de susceptibilidad de deslizamientos: Método Jerárquico multi-criterio.....	110
IV.5. Validación y comparación de los resultados.....	117
Capítulo V: Discusión.....	124
V.1 Métodos estadísticos	124
V.2 Relevancia morfológica	126
V.3 Validación de los modelos	134
Conclusiones	136
Referencias.....	138
Anexos.....	151
ANEXO I: Mapa morfogenético de Huehuetla	151
ANEXO II: Estadísticas descriptivas de las variables en Huehuetla y Metztlán.....	152
ANEXO III: Matrices de correlación	156
ANEXO IV: Reclasificación de las variables a partir de la escala de Saaty y matrices de comparación.....	157

Introducción

Al inicio de la década de 1960, el análisis de la superficie en geomorfología se enfocó a estudios de escala local, contrapuesto con los anteriores en los que dominaban los aspectos regionales (Summerfield, 2005). Aun así, la revalorización del enfoque regional a partir de los avances teóricos, tecnológicos y metodológicos, son base sólida para el estudio de grandes áreas del relieve (Sala y Batalla, 1999). Las formas del relieve son el resultado de la interacción entre fuerzas endógenas (procesos tectónicos y volcánicos) y fuerzas exógenas conformadas por procesos erosivos y de acumulación o modeladores del terreno (Lugo y Córdova, 1992). Las fuerzas endógenas se nutren de la energía interna del planeta, mientras que las fuerzas exógenas se generan a partir de la energía solar y gravitacional de la Tierra (Sala y Batalla, 1999). La República Mexicana presenta dinámicas de relieve que varían según la tectónica, vulcanismo, litología y clima. Esto da como resultado regiones con características ambientales específicas, que a su vez favorecen procesos geomorfológicos dominantes a una escala local (Lugo y Córdova, 1992). Éstas variables, aunadas con la zonificación de peligros a partir de métodos indirectos, han permitido el reconocimiento de áreas con diferentes grados de susceptibilidad a procesos de remoción en masa (Dávila, 2003; Hernández, 2008; Hernández, 2011; Camacho *et al.*, 2012; Quijada *et al.*, 2014).

El presente trabajo se enfoca en la evaluación de la metodología para la zonificación de peligros por remoción en masa con el método jerárquico multicriterio, en dos regiones morfoclimáticas distintas: Huehuetla, Puebla donde sobresalen condiciones húmedas (A)C(fm) (semicálido-húmedo en 74.3 % del municipio) y Metztlán, Hidalgo con clima seco y más heterogéneo, con dominio del subtipo BS1hw (semiárido-semicálido, en 22.44 % de la superficie municipal) (García, 1998); no obstante, ambas zonas de estudio se encuentran en la misma provincia fisiográfica: Sierra Madre Oriental (Quiñones, 1987).

La intención del trabajo es comparar la metodología multi-criterio y si es posible mejorarla, para que sea aplicable a diferentes ambientes morfoclimáticos. De esta manera, será posible realizar una evaluación acertada, para las zonas susceptibles a procesos de remoción en masa; como se ha realizado en múltiples lugares, como Malasia (Lee y Pradhan, 2007) y Nueva Zelanda (Moon y Blackstock, 2004), por mencionar un par de ejemplos.

La tesis está estructurada en cinco capítulos derivados de la presente introducción, los objetivos e hipótesis. El capítulo 1, establece el marco teórico-metodológico, vincula los procesos de remoción en masa y su estudio en México, así como el método jerárquico multi-criterio y sus aplicaciones. El capítulo 2, presenta el entorno fisiográfico, que involucra de manera regional a la Sierra Madre Oriental y el Cinturón Volcánico Mexicano. También presenta las características físicas y aspectos históricos asociados a procesos de remoción en masa en Huehuetla, Puebla y Metztitlán, Hidalgo. El capítulo 3, se enfoca en la geomorfología de las dos zonas de estudio, con análisis de sus aspectos morfográficos, morfométricos y genéticos. El capítulo 4, incluye la delimitación de zonas susceptibles a procesos de remoción en masa con el uso del método jerárquico multi-criterio, se presenta la cartografía obtenida, además de realizar la validación y comparación de los resultados con otros métodos. Por último, el capítulo 5, enmarca la discusión de la investigación para finalizar con las conclusiones de la misma.

Objetivos

Objetivo general

-Evaluar el método jerárquico multi-criterio en dos regiones morfoclimáticas: Huehuetla, Puebla y Metztitlán, Hidalgo.

Objetivos particulares

-Delimitar, a partir del método jerárquico multi-criterio, las zonas susceptibles a procesos de remoción en masa.

-Comparar y evaluar el método jerárquico entre los dos casos de estudio y determinar la importancia de cada variable de acuerdo a su ambiente morfoclimático.

-Validar las zonas susceptibles a deslizamientos.

-Identificar la relevancia de los aspectos morfométricos, de acuerdo con la región morfoclimática en la que se encuentran.

Hipótesis y problemática

El método jerárquico multi-criterio, al ser una propuesta semi-cuantitativa (es decir, toma en cuenta la experiencia y conocimiento sobre los deslizamientos para la asignación de los valores por cada indicador), propone zonas, lo más acertadas posibles, con condiciones de inestabilidad de laderas que se traducen en peligro (Armas, 2011; Daneshvar, 2014). La comparación de dos zonas, que pertenecen a la misma morfoestructura, busca evaluar el método y conocer sus límites o virtudes, al aplicarlo en regiones con condiciones climáticas distintas. También, la investigación pretende reconocer la relevancia de la morfología y morfometría en el estudio de los procesos de remoción en masa.

La susceptibilidad de ocurrencia de procesos de remoción en masa, ha sido abordada por varias metodologías, con múltiples orientaciones como la ingeniería civil (Kanagasabai *et al.*, 2011), geomática (Corsini *et al.*, 2006), percepción remota (Rawat *et al.*, 2015), entre otras. Una de las ventajas del método jerárquico multi-criterio, es que permite ponderar las variables según su grado de importancia (Armas, 2011). La relevancia de aplicar este método recae en la necesidad de

generar mapas o índices expeditos, que representen de manera más acertada la susceptibilidad, esto con el fin de aplicar acciones de prevención.

Capítulo I: Marco teórico metodológico

I. 1 Procesos de remoción en masa y su estudio en México

El desarrollo del estudio de laderas ha tenido un avance intrínseco en la evolución de la geomorfología como ciencia. Los estudios de William M. Davis (1899; en Selby y Hodder, 1992) vinculados al declive a largo plazo de los taludes; los estudios analíticos clásicos de Grove K. Gilbert (1904; en Bierman y Montgomery, 2014), fueron los impulsores de las investigaciones posteriores de Walter Penck (1924; en Bierman y Montgomery, 2014), en donde las vertientes, de acuerdo con distintas fuerzas, tienen una renovación dinámico-temporal. Las ideas anteriores, junto con los modelos geomorfológicos elaborados por Lester C. King (1953; en Selby y Hodder, 1992), fueron modelos y teorías que de una u otra forma, trataron de explicar los cambios en el relieve, de acuerdo con la dinámica de las laderas.

A mediados de la década de 1960 con el establecimiento de la Teoría General de Sistemas como paradigma emergente, Chorley (1962) introdujo a la geomorfología el concepto de sistema abierto: el cual sugiere una circulación continua de flujos de materia y energía tendente a la entropía. Esto significó un avance a una geomorfología dinámica o de procesos (Sala y Batalla, 1999).

Actualmente, los procesos de remoción en masa (PRM) se definen como: un movimiento de materiales de una ladera, donde el factor movilizador es la gravedad (Huggett, 2007), sin la influencia principal de otro factor erosivo como el agua, aire o hielo (Dikau, 1996). El movimiento depende de una disminución en la resistencia o un factor externo que aumente la tensión interna (Pedraza, 1996). Entre los principales factores de resistencia ante el movimiento en masa por gravedad, se encuentran la fricción del terreno, estructura o arreglo geológico, cohesión de los materiales, grado de intemperismo y exposición a determinadas variables climáticas (Pedraza, 1996). La tensión o estrés en los materiales se refiere a la cantidad de fuerza aplicada sobre un área y se puede manifestar de dos maneras: las fuerzas de cuerpo (*body forces*) y fuerza de superficies (*surface*

forces) (Chapman, 1995). Las fuerzas de cuerpo son aplicadas en toda la masa y no necesitan de un contacto directo para su incidencia, tal es el caso de la gravedad y el magnetismo (dos de las cuatro interacciones fundamentales de la materia). Las fuerzas de superficie son las tensiones aplicadas directamente a los cuerpos, ejemplo son los esfuerzos extrínsecos al material. Estos últimos se manifiestan de manera compresiva, distensiva, cizalla o por movimiento pseudoplástico, según se rebase el límite plástico y elástico de los materiales (Burbank *et al.*, 2012; Lu y Godt, 2013; Bierman y Montgomery, 2014). A causa del control estructural que adoptan las litologías, producto de la deformación dúctil y frágil, se tiende a interrumpir la metaestabilidad de los materiales de una vertiente; en el caso de la deformación ductil, la cinemática del campo de esfuerzos y la competencia de los materiales determina el grado de inclinación resultante en estructuras plegadas (Summerfield, 2000; Burbank *et al.*, 2012). En cambio, la deformación frágil produce superficies de ruptura clasificadas según su desplazamiento dominante en: normal, inverso y lateral. Lo que origina superficies de debilidad asociadas, que dan como resultado pendientes abruptas o de *alto grado* que son mayores a 30° (Fossen, 2010), que favorecen la ocurrencia de movimientos verticales. Aunado a esto, la dinámica cosísmica puede fungir como un importante factor desencadenante de PRM (Summerfield, 2000).

Entre los factores exógenos, el clima incide en la dinámica de laderas al catalizar los procesos de intemperismo y erosión con relación al sustrato; el desgaste de los materiales *in situ* y la constante remoción por otros elementos, lo que deriva en desequilibrio de las vertientes (Selby y Hodder, 1992; Pedraza, 1996). Además se ha reportado que el elemento gravitatorio genera deformaciones arraigadas en la ladera (Crosta *et al.*, 2013), conocidas en la literatura como “deformación gravitacional basal-profunda” (*Deep-Seated Gravitational Slope Deformation - DSGSD*); en los sitios aledaños a éstas han ocurrido deslizamientos con superficies de resbalamiento profundas que pueden representar un riesgo para las poblaciones que habitan zonas montañosas (Jomard *et al.*, 2014). La *DSGSD* se interpretó en un inicio como un fenómeno de subsidencia en vertientes (Zischinsky, 1966). En la actualidad refiere a un movimiento gradual mesoescalar

de toda una vertiente y ocurre en zonas con altos valores de energía del relieve (Agliardi *et al.*, 2001).

I.1.a Tipos de procesos de remoción en masa

Las clasificaciones para procesos de remoción en masa, según el enfoque de estudio, pueden considerar: la velocidad de movimiento, el mecanismo, los materiales involucrados, el tipo de deformación, la geometría de la masa deslizada y el contenido de agua (Selby y Hodder, 1992). Hansen (1987; en Ochoa, 2004) identifica los denominados *Factores Básicos de Discriminación*, en los cuales enlista los elementos principales ha tomar en cuenta al elaborar una clasificación, tales son: edad del movimiento, grado de actividad, tipo geográfico, localización geográfica, tipo climático, material involucrado y su tamaño, geología, tipo de movimiento, velocidad del movimiento, contenido de agua, aire o hielo, causas del movimiento, morfología del material desplazado y propiedades geotécnicas.

Una de las clasificaciones más aceptadas y utilizadas en la actualidad es la propuesta por el programa EPOCH (1993). En el presente trabajo se ocupa la clasificación de Dikau (1996) basada en el mecanismo de formación o movimiento (Tabla 1.1). El PRM definido como caída, involucra el desprendimiento y caída libre de roca o suelo en laderas con inclinaciones generalmente mayores a 30° (Lugo, 1988) (Fig. 1). Los vuelcos son reconocidos como una rotación de materiales a partir de un eje o punto pivote según su centro de gravedad, son generados por la presencia de estructuras disyuntivas con tendencia vertical (Highland y Bobrowsky, 2008). Los deslizamientos corresponden a movimientos paralelos a una superficie de ruptura reconocible (Dikau, 1996), son fenómenos que no se separan de la superficie de resbalamiento (Fig.1).

Las expansiones laterales ocurren como causa de licuefacción de sustratos con componentes gruesos en una matriz fina; se producen principalmente en ambientes lacustres o marinos someros, no presentan una superficie de cizalla regular o con geometría clara y pueden ser impulsados por la actividad sísmica (Alcántara-Ayala, 2000). Los flujos se caracterizan por ser fenómenos que

involucran material poco consolidado con alto contenido de agua. La zona fuente presenta múltiples superficies de ruptura, los planos de cizalla resultan difíciles de apreciar a causa de la velocidad diferencial del flujo, encausado en su componente transversal (desigual movimiento de los materiales laterales con respecto a los desplazados por el centro), presentan una morfología de lengua ó lóbulos de deformación, esto debido a su comportamiento pseudo-viscoso (Pedraza, 1996; Alcántara-Ayala, 2000). Los movimientos complejos involucran un cambio en la dinámica inicial por otro mecanismo de movimiento ladera descendente (Alcántara-Ayala, 2000) (Fig. 1).

Tabla 1.1. Clasificación de procesos de remoción en masa a partir de su mecanismo

Tipo	Subtipo	Geometría de la superficie de ruptura
Caída	Rocas, escombros (mezcla de roca y suelo) o suelo.	Vertical, en cuña o escalonada (gradería).
Vuelco	Simple o múltiple.	Simple o múltiples discontinuidades pre-existentes.
Deslizamiento	Rotacional: Simple, sucesivo o múltiple.	Circular.
	No Rotacional: Simple, progresivo	Lítrica o biplanar.
	Traslacional: Simple, sucesivo o múltiple.	Planar, escalonado o en cuña.
Expasión	Expansión lateral: Suelo o escombros.	Capas de roca firme, interestratificada débil o estructura colapsable o plegada.
Flujo	Escombros y/o lodo.	Corredores de escombros cilíndricos no confinado o canalizados.
Reptación	Movimiento superficial progresivo, inicial a cualquier disyunción.	
Complejo	Movimiento que incluye a dos o más de las categorías anteriores.	

Fuente: Dikau, 1996.

Los deslizamientos son uno de los fenómenos más estudiados actualmente, por lo que se han clasificado de acuerdo con su mecanismo de formación en rotacionales y traslacionales (Dikau, 1996). El presente trabajo sólo considera a

los deslizamientos en conjunto, esto debido a la resolución de la cartografía utilizada.

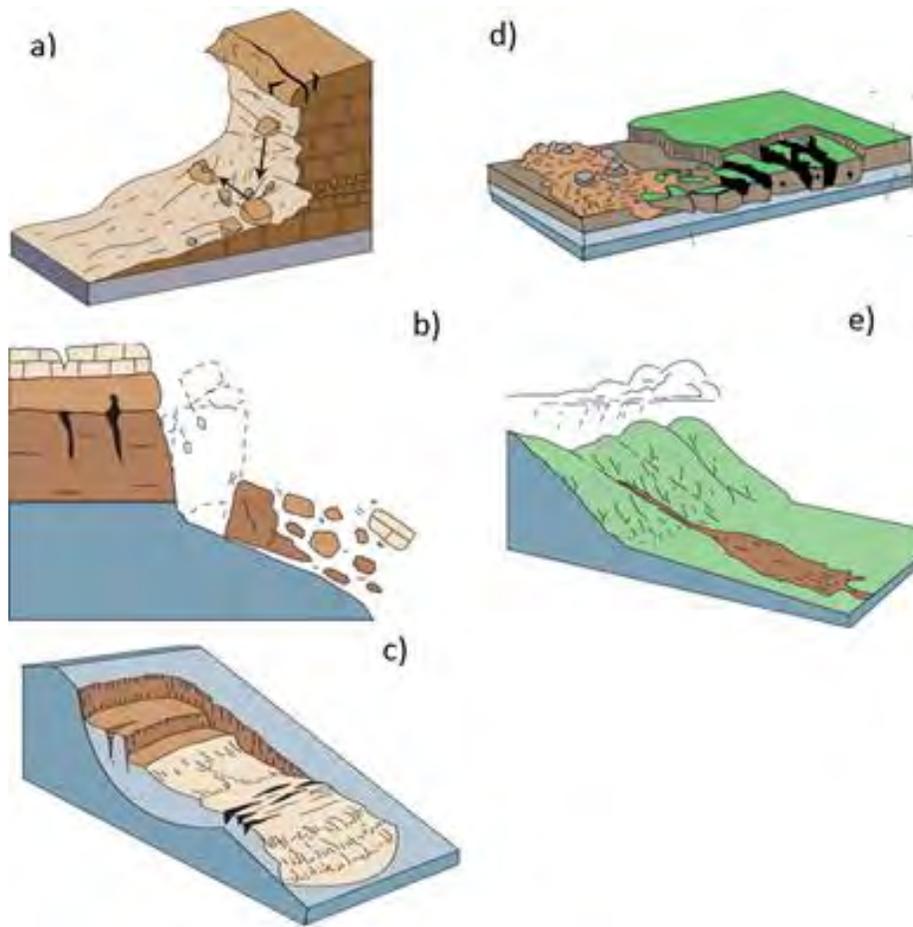


Fig. 1: Esquema general de procesos de remoción en masa (Modificada de: Highland y Bobrowsky, 2008): a) Caídas; b) Vuelcos; c) Deslizamientos; d) Expansiones laterales; e) Flujos.

I.1.b Deslizamientos

Existen diferentes características morfológicas que facilitan el reconocimiento de este tipo de proceso de remoción en masa. Primero, la parte superior presenta una zona cóncava o ligeramente rectilínea; la cicatriz de desprendimiento pone de manifiesto un cambio súbito en la continuidad del relieve (Dikau, 1996). La masa desplazada puede permanecer continua a la zona de ruptura o encontrarse ladera

abajo; el recorrido del material no se despega de la superficie de resbalamiento por lo que deja un camino como evidencia del movimiento (Huggett, 2007).

Los deslizamientos se han dividido de acuerdo con la geometría de la superficie de resbalamiento en rotacionales, traslacionales y planares (Alcántara-Ayala, 2000) Los deslizamientos rotacionales incluyen una masa de roca que se desplaza por una ruptura cóncava o casi cilíndrica (Hungry *et al.*, 2013), en la cual el material tiende a simular un movimiento pendular al interior, por lo que los materiales en la superficie se inclinan hacia el origen del deslizamiento, esto resulta en un depósito ligeramente ondulado. Además la deformación interna del depósito no presenta un mayor reacondicionamiento o turbulencia (Fig. 1); su desencadenamiento está asociado a laderas con inclinaciones de 20° y 40° (Turner y Schuster, 1996), así como con sismicidad, deshielo y/o rápida saturación de agua en el sustrato por efecto de precipitación (Malamud *et al.*, 2004). Los movimientos traslacionales en cambio, involucran un movimiento controlado por la superficie de deslizamiento; de manera frecuente utilizan la estructura geológica del material como zona de debilidad (planos de estratificación, fallas, grietas de distensión, etc.) (Alcántara-Ayala, 2000). Los deslizamientos planares involucran una superficie rectilínea y profundidad. La superficie de desapego inicial casi siempre es transversal a la ladera original, además al igual que en los deslizamientos rotacionales, el depósito no presenta deformación interna (Hungry *et al.*, 2013).

I.1.c Estudios en México

Los procesos de remoción en masa han cobrado mayor relevancia en el mundo a partir de las últimas décadas del siglo XX, debido al notable incremento en los desastres relacionados con los asentamientos humanos en zonas de peligro (Lugo *et al.*, 2005). A continuación se presenta, una breve evolución histórica de trabajos con aspectos geomorfológicos, realizados en México.

Entre los primeros estudios geomorfológicos referentes a PRM del país se encuentra Waitz (1947) que elabora un estudio descriptivo y comparativo entre el

deslizamiento que obturo el río Mantaro en Perú y el paleo-deslizamiento que formó la laguna de Metztitlán. Enuncia, para Metztitlán, los componentes estructurales de las vertientes adyacentes al depósito; divide el evento en un movimiento rotacional de la ladera occidental y un posterior aporte de materiales de caída provenientes de la ladera oriental, identifica dolinas de colapso a manera de embudo sobre el bloque mayor. En el mismo municipio pero en el deslizamiento donde se sitúa la localidad de Metztitlán, Lugo y colaboradores (1993), proponen al marco estratigráfico como responsable de un nuevo episodio de traslado de materiales en diciembre de 1991; también plantean las condicionantes para que la dinámica gravitacional fuera efectiva (topografía, estructura geológica, erosión vertical, agua subterránea, periodos de precipitación extraordinaria e influencia humana). Lugo *et al.* (1996), presentan evidencias de campo y monitoreo de una nueva etapa de remoción, entre los indicadores reconocidos están grietas de distensión y compresión, escarpes, terrazas de deslizamiento y de flujos de escombros, además documentan las características de los bloques desplazados. Fraustro (1999), caracterizó geomorfológicamente la región sur de la Sierra de Guadalupe, con el apoyo de elementos geológicos, estratigráficos y morfométricos. Reporta que los procesos gravitacionales suscitados tienen relación con la sismicidad del graben de Cuauhtepac.

A partir de las lluvias extraordinarias ocurridas en 1999, producto de la depresión tropical número 11, en la Sierra Norte de Puebla (SNP) se activaron diversos deslizamientos; Lugo *et al.* (2001), sintetizan la información referente a los PRM con la descripción, caracterización de morfologías resultantes (depósitos y cicatrices de ruptura) y poblados afectados. Posteriormente, a partir de parámetros morfométricos e información geológica, Flores y Alcántara (2002), confeccionan la cartografía morfogenética de Teziutlán, municipio que presentó 150 decesos a causa de un deslizamiento simple. Después, Capra *et al.* (2003), enfocaron su estudio a la relación del sustrato con diferentes tipos de movimientos gravitacionales y elaboraron un índice de estabilidad de laderas, esto a partir del método de “pendientes infinitas”. En este sentido, Alcántara-Ayala (2004) desarrolló un modelo hidrológico y de inestabilidad de laderas con la integración

de las variables de factor de seguridad (*safety factor*). Suter (2004) da una propuesta neotectónica de el paleo-deslizamiento que obturo el río Metztlán; define como elemento detonador la actividad sísmica, junto con la complejidad estructural de la zona, aun así, no afirma por completo su origen sísmico, dada la falta de evidencia de indicadores cinemáticos; a diferencia de Waitz (1947), en este trabajo se relaciona la cicatriz de deslizamiento de la ladera oriental con el depósito mayor. Lugo y colaboradores (2005), presentan una regionalización morfográfica de las zonas modeladas por eventos meteorológicos, con énfasis en la relación de la erosión fluvial y la gravitacional. Capra *et al.* (2006), resaltan la importancia de estudios geológico-estructurales de las diferentes porciones de la SNP para el reconocimiento de áreas susceptibles a PRM, con el caso de estudio del municipio de Totomoxtla. García-Palomo *et al.* (2006), por su parte, elaboran un inventario de deslizamientos para la Sierra de Guadalupe; esto, con el uso de herramientas de teledetección, además, relacionan los procesos gravitacionales con la componente estructural. Otros enfoques fueron iniciados por Ochoa y Parrot (2007), que proponen la extracción automatizada de “trazas” de deslizamiento por medio de Percepción Remota (PRe); el método involucra imágenes de satélite de alta resolución, en las cuales se reconocen las superficies de deslizamientos de acuerdo con una clasificación supervisada, que toma los índices normalizado de vegetación (NDVI), brillantez del suelo (SBI) e inclinación del terreno.

El análisis multi-criterio ya ha sido aplicado para evaluar la susceptibilidad de deslizamientos en la SNP, un ejemplo es el municipio de Tlatlauquitepec, en donde se utilizaron las variables de factores de inestabilidad de laderas, además de una regionalización geomorfológica; los resultados fueron validados con su inventario de deslizamientos (Borja y Alcántara-Ayala, 2010). El municipio de Pahuatlán, Puebla fue estudiado a partir de imágenes estereoscópicas de alta resolución, mismo que dio como resultado un mapa inventario de deslizamientos (Murillo-García *et al.*, 2015).

En noviembre de 2007, producto de lluvias extraordinarias se originó un deslizamiento cercano a la comunidad de San Juan, Chiapas, que obstruyó una

porción del cauce del río Grijalva. Este evento fue estudiado por Hinojosa-Corona *et al.* (2011), en su estudio reportan la topografía previa y posterior al evento con lo cual calcularon el volumen del material desplazado; los resultados obtenidos fueron interpretados en conjunto con registros sísmicos e información pluvial de la zona. Mora-Ortiz y Rojas-González (2012) por su parte, utilizaron métodos geotécnicos para estimar las características mecánicas del material involucrado en un movimiento gravitacional, con especial atención al efecto que causa la saturación del sustrato.

La tormenta tropical “Earl” en septiembre de 1998, afectó la porción sureste de la República Mexicana y propició la ocurrencia de flujos de escombros que alcanzaron al poblado de Motozintla, Chiapas. Este fenómeno fue reportado por Caballero *et al.* (2006), donde a partir del reconocimiento de elementos geológico-estructurales, estratigráficos, geomorfológicos y climáticos, propusieron que los principales factores de inestabilidad que interactuaron fueron las lluvias extraordinarias, un prominente fallamiento, el grado de intemperismo de los materiales, la deforestación y la acción antrópica. Sánchez-Núñez *et al.* (2012), publican un mapeo de deslizamientos de la cuenca de Motozintla, con énfasis en la componente estructural y su relación con la cartografía temática, para de esta manera, hacer una propuesta de probabilidad espacial de ocurrencia. El método multi-criterio también fue aplicado en el municipio de Temoaya, Estado de México, donde se utilizó la regionalización geomorfológica como una de las variables en la susceptibilidad de los deslizamientos translacionales (Flores y Alcántara, 2012).

El ciclón “Juliette” impactó el estado de Baja California Sur en el año 2001, su incidencia provocó deslizamientos complejos, que de acuerdo con Antinao y Farfán (2013), comenzaron principalmente como caídas de rocas en la cuenca alta y cambiaron su dinámica a flujos de escombros encausados en cuenca baja. Antinao y Farfán (2013) caracterizaron los eventos por medio de un inventario, el cual fue probado con variables de inestabilidad; aunado a esto, propusieron la evaluación del impacto en el relieve en cuanto a material desplazado y cicatrices de remoción.

Los PRM consecuencia de movimientos sísmicos también han sido estudiados en el país; ejemplo de esto es la publicación de Ramírez-Herrera *et al.* (2012), concerniente a la caracterización de los depósitos y escarpes de caída de roca generados durante el sismo de 1912 en el Graben de Acambay. El cual presentó importantes fenómenos de ladera principalmente asociados con la falla Tixmadejé. Desde otro enfoque, Jaimes *et al.* (2013), proponen en su estudio de susceptibilidad, la ocurrencia de deslizamientos a partir de la aceleración crítica del terreno a nivel regional, en un periodo de retorno de 150 años, aplicaron el método *Mohra-Vahrson* para la interpolación del umbral de aceleración con factores morfodinámicos. Los métodos de PRe para elaborar inventarios de deslizamientos han sido aplicados también en ambientes volcánicos; para el volcán Pico de Orizaba Legorreta *et al.* (2014), proponen un inventario multitemporal con el objetivo de integrar la información en un modelo llamado “LOGISNET” el cual evalúa la susceptibilidad a partir de parámetros estadísticos. Por último, tenemos el estudio de Gómez Piña (2017) en donde evalúa el modelo de Índice de Mapeo de Estabilidad de laderas (SINMAP por sus siglas en inglés *Stabiliti Index MAPing*, modelo diseñado por Pack *et al.*, 2001) en la subcuenca del río “El Estado” en el flanco sur del volcán Pico de Orizaba. Sus resultados muestran que el modelo SINMAP no es del todo confiable al momento de hacer los mapas de susceptibilidad, ya que sobreestima las zonas potenciales de ocurrencia de deslizamientos.

Las diferentes metodologías para el estudio de PRM aplicados en el país abarcan aspectos geológicos, geomorfológicos, geotécnicos e hidroclimáticos; estos estudios conforman un campo que tiende a la elaboración de cartografía y modelos de susceptibilidad y peligros, tópicos a tratar en el siguiente apartado.

I. 2 Mapas de susceptibilidad y de peligros (enfoques y metodologías)

La susceptibilidad de ocurrencia de un PRM, puede definirse como la estimación de las condiciones de inestabilidad de laderas en un área específica (Carrara *et al.*, 1995). Entre los modelos geofísicos más aceptados para evaluar la inestabilidad de laderas se encuentra la determinación del denominado *safety factor* (o factor de seguridad) que envuelve elementos internos y externos de una ladera y representan condiciones de resistencia al corte o esfuerzos tensionales desarrollados a lo largo del talud (Popescu, 2002). La cartografía de zonas susceptibles, consiste en la división del terreno en áreas propensas a que se desencadenen procesos gravitacionales a partir de la inestabilidad de laderas (Delgado *et al.*, 2006).

I.2.a Métodos y modelos

El mapeo de deslizamientos se ha trabajado principalmente con base en los siguientes métodos:

- **Métodos probabilísticos:** De acuerdo con las herramientas de análisis espacial y multi-temporales actuales (SIG's, Percepción Remota, GPS, etc.), se clasifican y seleccionan variables las cuales determinan su relevancia de acuerdo con su probabilidad (Althuwaynee *et al.*, 2012; Wang *et al.*, 2016) o de acuerdo con la evaluación de probabilidad del impacto espacial esperado (Lee y Pradhan, 2006).
- **Modelos estadísticos:** Utilizan técnicas estadísticas multivariantes y bivariadas. Los análisis estadísticos bivariados implican la idea de comparar un mapa de inventario de deslizamientos, con mapas de parámetros que influyan en la dinámica gravitacional. Esto con el fin de clasificar los rangos de susceptibilidad correspondientes, según la frecuencia que se presente

entre la variable y el deslizamiento (Malamud *et al.*, 2004; Regmi *et al.*, 2014). Existe una variedad de enfoques estadísticos multivariados, pero el que se utiliza comúnmente es el de *regresión logística* (Lee y Pradhan, 2007; Regmi *et al.*, 2014), que consiste en relacionar una variable dependiente con diversas independientes (Bai *et al.*, 2010). Entre las limitaciones del método está la dicotomía de la variable dependiente, es decir, versa entre dos valores, a diferencia de otros métodos multivariados como *regresión múltiple* y *análisis discriminante* (Bai, *et al.*, 2010).

- **Procesos analíticos jerárquicos (AHP):** Método elaborado por Saaty en los años 80's, se ha utilizado para analizar decisiones sobre una variedad de temas en campos tecnológicos, económicos y sociopolíticos (Ma *et al.*, 2013). Es una técnica de toma de decisiones multicriterio adaptada para derivar juicios colectivos estructurados matemáticamente y determinar los pesos de los factores causales (Yoshimatsu y Abe, 2006; Ma *et al.*, 2013).
- **Modelos de factor certidumbre (CF):** Es una de las funciones propuesta para manejar el problema de combinar diferentes capas de datos y su significancia con los PRM (Devkota *et al.*, 2013). Cada variable es evaluada pixel por pixel, de acuerdo con la condicionante de un evento ocurrido; este método suele ser complementado con otros procedimientos estadísticos (Wang *et al.*, 2015; Hong *et al.*, 2017).
- **Modelos de conexión neuronal artificial (ANN):** Se utiliza con el objetivo de estimar, de manera no lineal, la relación entre la ocurrencia de un deslizamiento con sus parámetros geomorfológicos y geológicos (Tsangaratos y Benardos, 2014). El propósito del ANN es construir un modelo a partir de un procesador de generación de datos que determina una red que prediga las variables de salida y entrada, no previstas, asociadas a los PRM. Esto se lleva a cabo por medio de un mecanismo computacional que utiliza un algoritmo de retropropagación, que calcula el valor esperado de acuerdo a la cercanía, lo compara con el real en todas las observaciones y suma el error cuadrático medio. Este proceso es alimentado por neuronas (capas de información) que son repetidamente

iteradas, hasta estabilizar el error a niveles menores (Prabu y Ramakrishnan, 2009).

- **Índice de entropía (IoE):** El índice de entropía indica el grado de desorden en el ambiente, representa la aproximación a una distribución probabilística normal; también, expresa los parámetros que en un entorno natural son más relevantes para el desarrollo de movimientos en masa (Constantin *et al.*, 2011). El método se basa en el principio de análisis bivariado, donde se determina la densidad de deslizamientos con relación a un determinado parámetro (Devkota *et al.*, 2013).
- **Enfoque difuso (fuzzy):** A diferencia de los conjuntos clásicos, el enfoque difuso emplea la idea de una función que expresa el grado de pertenencia con respecto a algún atributo de interés, en otras palabras, se enfoca en el grado de pertenencia de un conjunto que puede oscilar en un índice entre 0 y 1 (Ercanoglu y Temiz, 2011). La principal ventaja de los modelos difusos es la posibilidad de elaborar los mapas con base en información de caracteres inciertos, difusos o inexactos de sistemas simulados (Lin *et al.*, 2012).

Por otra parte, el peligro integra la ocurrencia espacial con la temporal (Delgado *et al.*, 2006; Van Westen *et al.*, 2006), por lo cual, su mapeo fragmenta el espacio en áreas con valores que representen grados de peligro a partir de los índices obtenidos (Varnes, 1984). Aunque el peligro va de la mano con la susceptibilidad, aquí se privilegia el reconocimiento de eventos ya ocurridos. Es parte fundamental de la mitigación y posterior modelado de procesos. Entre los principales enfoques y métodos utilizados se encuentran:

- **Identificación directa de sitios con potencial a deslizarse:** Refiere a la localización de los sitios en donde ya han ocurrido PRM, el reconocimiento puede ser con trabajo de campo, SIG o con el uso de percepción remota (Montgomery y Dietrich, 1994).
- **Proyección de futuros patrones de inestabilidad a partir del análisis de inventarios de deslizamientos:** Se elaboran a partir del reconocimiento de

depósitos y cicatrices gravitacionales con el fin de determinar parámetros de frecuencia temporal y espacial de ocurrencia (Robbins y Petterson, 2015). Los mapas de inventario pueden ser de archivo o geomorfológicos, los inventarios de archivo o históricos incluyen información sobre deslizamientos de tierra obtenida de la literatura u otras fuentes periodísticas, los inventarios de tipo geomorfológicos pueden agrupar información geométrica, tipo de movimiento, edad estimada, grado de actividad, profundidad y velocidad del movimiento (Schlögel *et al.*, 2015).

- **Análisis multivariados:** Los análisis estadísticos multivariados utilizados son de análisis discriminante (con variables continuas) y de regresión múltiple (que puede incluir variables cualitativas y cuantitativas); su base es la reclasificación de las unidades obtenidas por susceptibilidad a grados de peligro (Aleotti y Chowdhury, 1999). En el análisis discriminante, por ejemplo, la inspección del coeficiente discriminante estandarizado permite la cuantificación de la contribución de varios parámetros causales, que en consecuencia, permiten la reclasificación objetiva del área de estudio.
- **Rangos multi-criterio:** Método semi-cuantitativo en donde los datos de entrada son un conjunto de mapas que representan espacialmente los criterios según su peso específico asignado; se agrupan, estandarizan y ponderan con un "árbol de criterios" (Castellanos Abella y Van Westen, 2007). Los antecedentes teóricos para la evaluación multicriterio se basan en el proceso jerárquico analítico (AHP) desarrollado por Saaty (1980 en: Castellanos Abella y Van Westen, 2007).
- **Simulaciones estocásticas:** Corresponde a sistemas con resultados aleatorios a partir de modelos de inestabilidad de laderas (Sidle, 1992; Montgomery y Dietrich, 1994). Entre los métodos más utilizados se encuentra el de *pendientes infinitas* que tiene como base el denominado *safety factor* (Sidle, 1992; Lu y Godt, 2008; Griffiths *et al.*, 2011).

Es evidente la importancia que han tenido los modelos estadísticos y probabilísticos actualmente; pero existe poca claridad en la distinción de evaluación de susceptibilidad y cartografía del peligro natural por efecto de PRM.

En cambio casi todos los enfoques y métodos tienen al aspecto geomorfológico y probabilístico con factores de relevancia.

La teoría de probabilidad es la parte de las matemáticas que trata del estudio de los fenómenos o experimentos aleatorios (Rincón, 2013); es decir, mide la certeza o incertidumbre de un suceso a partir de modelos experimentales (Gorgas *et al.*, 2011). Por su parte, la estadística se encarga de recolectar, organizar, resumir y analizar datos, para después obtener conclusiones a partir de ellos (Rincón, 2013). Dados los elementos intrínsecos y extrínsecos, que conforman el grado de susceptibilidad a ser removidos del sistema ladera (o *landsystems* en Knight *et al.*, 2011), aunado con la probabilidad de ocurrencia en tiempo, magnitud y frecuencia, los métodos estadísticos y modelos probabilísticos se han vuelto fundamentales (Malamud *et al.*, 2004; Huabin, *et al.*, 2005).

Aun así, en la literatura los términos de *susceptibilidad* y *peligro*, han llegado a ser utilizados de manera indistinta. Cabe resaltar entonces, la principal diferencia entre estos dos términos; de forma sintética, consiste en que la susceptibilidad se determina a partir de la busca del *dónde* y *cómo* pueden ocurrir los procesos de remoción; aquí las variables interactúan con la dinámica del relieve, en la mayoría de las veces se les asignan índices conforme a la experiencia del autor del mapa, en cambio el peligro identifica el *cuándo* y *frecuencia* de ocurrencia (Huabin, *et al.*, 2005).

1.2.b Enfoque geomorfológico

De acuerdo con la compilación de trabajos aquí vertidos, los estudios con un claro enfoque geomorfológico se pueden clasificar en dos rubros:

- **Métodos que integran variables morfométricas como unidades de muestreo:** Se propone el uso de la morfometría como unidades de muestreo en modelos multivariados (Montgomery y Dietrich 1994; Wang *et al.*, 2016). Uno de los problemas, además de la resolución de la

información, es que el resultado requiere ser interpretado por un experto en temas de PRM.

- **Usó de inventarios morfogenéticos y morfográficos de deslizamientos:** Bajo la premisa “el presente es la llave del pasado” (Charles Lyell) con el cual podemos entender el futuro; los factores que propician la ocurrencia de un proceso dado, tienden a afectar de manera similar en el futuro (Slaymaker, 1996). El principal problema al elaborar los inventarios es la fuente de información y fiabilidad de los registros. Para esto la fotointerpretación sirve como complemento de los archivos históricos; aun así, la delimitación de elementos no está sistematizada (Van Westen *et al.*, 2006).

Los métodos estadísticos combinados con el análisis geomorfológico, puede ser una buena alternativa para la discriminación de áreas de susceptibilidad ya que, los primeros aportan la robustez de un método sistematizado matemáticamente y elaborado en sistemas computacionales, que lo hace totalmente replicable (Moon y Blackstock, 2004; Van Westen *et al.*, 2006). Estas metodologías relacionan las variables independientes a una dependiente, por lo que, es posible utilizar variables discretas y continuas (Lee y Pradhan, 2007).

I. 3 Métodos indirectos de evaluación del relieve

El avance tecnológico en las últimas décadas ha generado insumos detallados que permiten, de manera remota, la identificación de las unidades geomorfológicas que componen el paisaje (Pavlopoulos *et al.*, 2009). Las representaciones espaciales elaboradas a partir de los insumos remotos, pueden tener 5 utilidades en geomorfología: uso morfográfico (descripción cualitativa del relieve), morfométrico (mediciones de parámetros y sus relaciones), morfogenético (interpretación de origen o proceso formador), morfocronológico (determinación de temporalidad y sucesión) y morfodinámico (*status* de los procesos) (Pavlopoulos,

et al., 2009). La interacción que pueden llegar a tener estos productos, vuelven compleja la evaluación geomorfológica.

En el caso de la morfometría, la medición se considera como una operación rigurosa y repetible (contenida en la forma o parámetro mismo), cómo un propio índice cuantitativo, esquema de muestreo, fuentes y métodos de medición de datos apropiados; todo esto con el objetivo de generar relaciones numéricas que expliquen los cambios en la geometría o características físicas del relieve (Goudie *et al.*, 2003).

Los estudios morfométricos actuales incluyen un refinamiento y procesamiento de los datos de elevación del terreno, descripción y visualización del relieve y una gran cantidad de procesamiento numérico (Pike *et al.*, 2009). Aunque sus principios de medición siguen siendo elementales (Evans, 1972), su estudio se ha dividido en aquel que cuantifica la superficie terrestre como un continuo (morfometría general) o por medio de la fragmentación interna (morfometría específica). El estudio morfométrico general, permite la evaluación de extensas zonas, sin discriminar ni una variable climática o morfológica (Smith, 2011).

El análisis bajo un enfoque morfométrico general, ha sido utilizado como un método indirecto para la identificación de zonas susceptibles a presentar peligros geomorfológicos como los PRM; la caracterización morfométrica determina áreas con parámetros significativos para la dinámica gravitacional (Dávila, 2003; Camacho *et al.*, 2012; Quijada *et al.*, 2014; Hernández, 2008 y 2011).

Entre los parámetros utilizados para la determinación de zonas susceptibles a PRM se encuentra la inclinación del terreno, energía del relieve, profundidad y densidad de disección; indicadores para el entendimiento de la dinámica de laderas que aportan a las metodologías predominantes, que relacionan la incidencia de la geología en la inestabilidad de laderas en zonas específicas (Quesada y Barrantes, 2017).

I. 4 Método Jerárquico multi-criterio y sus aplicaciones

Las evaluaciones multi-criterio (*MCE*), forman parte del grupo de análisis de variables múltiples discretas. Una de sus relevancias es que permite emplear variables cualitativas y cuantitativas frente a múltiples objetivos (Sendra y García, 2000; Pacheco y Contreras, 2008). En la aplicación del método jerárquico multi-criterio, se utiliza el proceso analítico de jerarquías (*AHP*) (Daneshvar, 2014). En este tipo de análisis se realiza una descomposición de estructuras complejas en sus componentes, para después ordenar las variables en una estructura jerárquica, en donde, se obtienen valores numéricos para los juicios de preferencia y finalmente los sintetiza, esto para definir las variables de acuerdo con su prioridad o importancia (Sendra y García, 2000; Pacheco y Contreras, 2008). Cabe mencionar que los juicios de preferencia deben ser estadísticos o cuantitativos y replicables, por lo que pueden ser modificados, conforme se añadan variables al método, en cambio en los estudios multivariantes, citados anteriormente (Dávila, 2003; Camacho *et al.*, 2012; Quijada *et al.*, 2014; Hernández, 2008; Hernández, 2011; Quesada y Barrantes, 2017), los juicios de preferencia casi siempre se adoptan por información cualitativa que depende más de la experiencia del investigador.

Una vez planteadas las jerarquías y comprobada una consistencia estadística lógica que establece relaciones de transitividad (orden) y proporcionalidad (rango de error permitido en la proporción de las magnitudes) entre los objetos, para que el modelo tenga congruencia (Pacheco y Contreras, 2008), se continúa por elaborar un análisis multi-criterio espacial el cual consiste en el álgebra de mapas (Malczewski, 1996; Armas, 2011). El álgebra de mapas corresponde a un método heurístico de álgebra lineal (Obregón y Lara, 2014); es un método de geoprocésamiento que permite interpolar información matemáticamente, localizada en un mismo lugar de manera matricial. El proceso aritmético se elabora a partir de capas de información (vector y/o raster) en un *Sistema de Información Geográfica* que permite la operación entre cartografías temáticas (Egenhofer y Bruns, 1995; She y Li, 2016).

Los métodos multi-criterio o multi-variable se han aplicado en diversos campos de las ciencias de la Tierra y distintas ramas geográficas, tales como la edafología con los modelos clásicos de pérdida de suelo a partir de la *USLE (Universal Soil Loss Equation)* y *RUSLE (Revised Universal Soil Loss Equation)* (Joshi *et al.*, 2016), estudios para determinar áreas aptas para cultivos con el uso de clasificaciones supervisadas a percepción remota (Ceballos-Silva y López-Blanco, 2003), investigaciones ligadas a planeación territorial (Sendra y García, 2000), gestión de recursos urbanos vinculados a la cultura de manejo de agua (Hossain *et al.*, 2009), entre otras.

Entre los métodos multi-variables, el *Análisis de Componentes Principales (ACP)* ha sido utilizado como herramienta para evaluar la relación entre variables ligadas a PRM, con el fin de discriminar o evidenciar su influencia en la dinámica (Baeza, 1994) o como instrumento de teledetección espacial a partir de imágenes multiespectrales (Capra *et al.*, 2006). El ACP consiste en la obtención de matrices que muestren la covarianza o correlación (según sea el objetivo interpretativo se decide cual ocupar) entre las variables, las cuales se pueden sintetizar en componentes que, por su porcentaje de variabilidad, representen las relaciones más importantes de todo el conjunto de datos (Terrádez Gurrea, 2000; Carmona, 2014).

Cabe mencionar, que las metodologías oficiales utilizadas en la República Mexicana para la determinación de peligros, vulnerabilidad y riesgos (SEDATU, 2014) ocupan un método multi-criterio que no toma en cuenta jerarquías entre las variables o que incluso pondera otros aspectos como los tipos de clima como variable discreta.

I.5 Diagrama Metodológico

La metodología utilizada se puede dividir en cuatro partes: 1) Recopilación de información; 2) Caracterización geomorfológica; 3) Mapeos de susceptibilidad; 4) Validación y comparación de los modelos. Debido a la variedad de métodos

ocupados en cada rubro y con el fin de tener continuidad entre proceso-resultado, las operaciones específicas se desglosan en cada apartado, donde se muestra su derivado. En esta sección se sintetiza la metodología y presenta un diagrama metodológico general (Fig. 2).

Se comenzó por una etapa de trabajo en gabinete que consistió en la recopilación de información del *estado del arte* sobre el estudio de procesos de remoción en masa con énfasis en los métodos y modelos ocupados para estimar la susceptibilidad a estos eventos; además, se obtuvo información sobre los contextos ambientales de las dos zonas de estudio: las provincias fisiográficas y características físicas (litología, geología estructural, clima, edafología y uso de suelo). Cabe resaltar la elaboración de mapas y gráficas de precipitación y temperatura que se realizó a partir de datos del *Servicio Meteorológico Nacional* (2010).

La evaluación geomorfológica comprende la regionalización geomorfológica, el análisis morfométrico (inclinación, energía del relieve, profundidad y densidad de disección) y la caracterización morfogenética (solo para el caso de Huehuetla ya que Metztitlán cuenta con un mapeo previo).

Para la susceptibilidad, se elaboraron inventarios de deslizamiento que fueron inersectados con las variables cuantitativas seleccionadas para obtener estadísticas descriptivas sobre los valores medios con mayor coincidencia en las superficies de deslizamiento; el grado de relación entre variables se presentó a partir de matrices de diagramas de correlación bivariada. Esto se complementó con un análisis de componentes principales para evidenciar el grado de influencia que tiene cada elemento con los eventos pasados, conforme al cálculo de la comunalidad (de los eigenvectores resultantes).

Con el uso de álgebra de mapas se obtuvo el mapa de valores adecuados que intersecta el intervalo de valores más representativo de cada variable. De nueva cuenta con álgebra de mapas, se aplicó el método multi-criterio simple, posteriormente se evaluaron las jerarquías con el método Saaty (1980) que asignó a cada mapa su intersección ponderada y así se obtuvieron mapas jerárquicos multi-criterio. Para finalizar se validaron y evaluaron los modelos con la relación de las clases de susceptibilidad y área ocupada por deslizamientos, curva de tasa de éxito y elaboración de un índice de acierto.

Capítulo II: Marco geográfico e histórico

II.1 Provincias fisiográficas

La fisiografía se encarga de enmarcar grandes conjuntos de relieve a partir de sus atributos físicos, climáticos y bióticos, mismos que permiten delimitar a las macroformas y procesos en un contexto regional (Pedraza, 1996). Bajo este marco, el objetivo de la fisiografía es: analizar, describir y cualificar el sistema de relaciones que ligan las formas del terreno, con los restantes elementos que configuran el paisaje (Pedraza, 1996). El levantamiento fisiográfico de una región se encarga de identificar, describir y organizar de manera regional el territorio, a partir de fisionomías características y bien diferenciadas. La República Mexicana ha sido dividida en regiones a partir de diversos enfoques; algunos consideran parámetros físico-geográficos (Lugo y Córdova, 1992). Para fines prácticos, la zonificación utilizada es la de INEGI (en Quiñones, 1987) que divide la superficie del país en 15 provincias fisiográficas (Fig. 3). Los municipios por estudiar se encuentran dentro de las provincias fisiográficas Sierra Madre Oriental (SMOr) y Cinturón Volcánico Mexicano (CVM).

II.1.a Sierra Madre Oriental

La SMOr corresponde a un sistema montañoso con orientación preferencial NW-SE, cuyo relieve es resultado de levantamiento y deformación de rocas marinas mesozoicas y de su complejo basal, ocurrido durante un evento contractivo progresivo, definido como Orogenia Laramide (Eguiluz *et al.*, 2000; Cuéllar *et al.*, 2012), el cual tuvo sus esfuerzos máximos durante el Paleoceno Tardío y el Eoceno Temprano (Padilla y Sánchez, 1985).

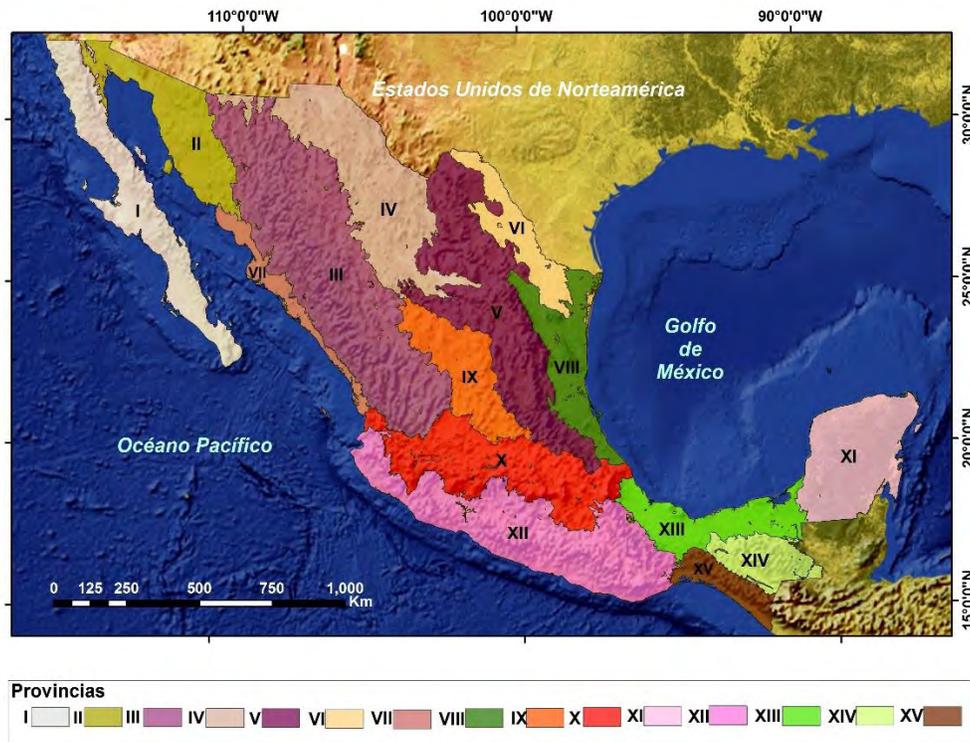


Fig. 3: Provincias fisiográficas de la República Mexicana. I-Península de Baja California; II-Llanura Sonorense; III-Sierra Madre Occidental; IV-Sierras y Llanuras del Norte; V-Sierra Madre Oriental; VI-Grandes Llanuras de Norteamérica; VII-Llanura Costera del Pacífico; VIII-Llanura Costera del Golfo Norte; IX-Mesa del Centro; X-Cinturón Volcánico Mexicano; XI-Península de Yucatán; XII-Sierra Madre del Sur; XIII-Llanura Costera Del Golfo Sur; XIV-Sierras de Chiapas y Guatemala; XV-Cordillera Centroamericana (Elaborado a partir de: Quiñones, 1987).

La SMOr se extiende desde Parral, Chihuahua, en su margen norte con el río Bravo hasta su límite sur en el CVM. Al noroeste colinda con la provincia fisiográfica de Sierras y Llanuras del Norte, al noreste con las grandes Llanuras de Norteamérica, mientras que en su flanco Oeste con la Mesa del Centro y en el Este con la Llanura Costera del Golfo Norte. Atraviesa porciones de los estados de Coahuila, Nuevo León, Durango, Zacatecas, Tamaulipas, San Luis Potosí, Guanajuato, Querétaro, Hidalgo, Veracruz y Puebla (Fig. 4a). Los municipios que se incluyen en el presente trabajo se encuentran en la porción Sur de esta provincia.

La SMOr está compuesta por rocas carbonatadas de edad cretácica; con cambios en sus facies laterales. Estos cambios están asociados a elementos paleogeográficos que determinan su estilo de deformación (Fitz-Díaz *et al.*, 2012).

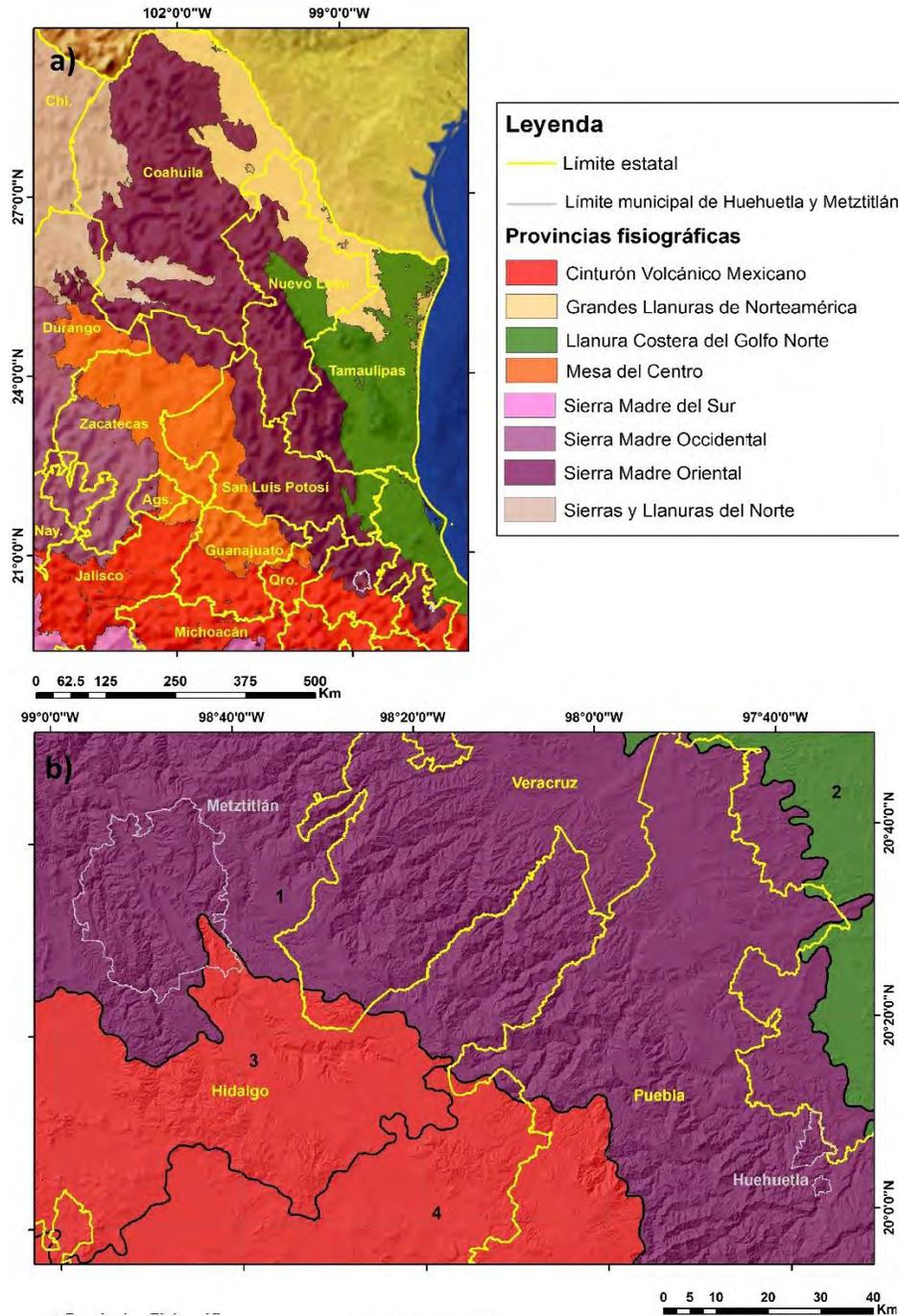


Fig. 4: a) Distribución y contacto de la Sierra Madre Oriental; b) Localización de Huehuetla y Metztlán en su contexto fisiográfico y estatal. Subprovincias fisiográficas: 1. Carso Huasteco; 2. Llanuras y lomeríos de la Llanura Costera del Golfo. 3. Llanuras y Sierras de Querétaro e Hidalgo; 4. Lagos y volcanes de Anáhuac (Elaborado a partir de la información topográfica y fisiográfica de Quiñones, 1987; INEGI, 2001, 2013a).

El basamento de la SMO se presume sea de rocas metamórficas de edades precámbricas (Eguiluz *et al.*, 2000). Los primeros sedimentos marinos mesozoicos

corresponden al Triásico Superior y al Jurásico Inferior, distribuidos en dos franjas, al poniente como un cinturón turbídico complejo, con una orientación NW-SE, también presenta volcanismo marino asociado; al oeste se encuentran rocas sedimentarias asociadas con la apertura del Golfo de México (Eguiluz *et al.*, 2000).

Durante el Jurásico Superior, debido a la transgresión marina, se formaron amplias plataformas de evaporitas y carbonatos, que posteriormente fueron cubiertas por terrígenos, resultado de diversos ambientes de depósito (Eguiluz *et al.*, 2000). La sedimentación cretácica fue controlada por un componente paleotectónico de despegue (*décollement* o *detachment*) el cual aceleró la regresión marina regional, que dio como resultado la formación de bancos y plataformas evaporítico-carbonatadas (Eguiluz *et al.*, 2000; García, 2012).

II.1.b Cinturón Volcánico Mexicano

El Cinturón Volcánico Mexicano es arco volcánico del Neógeno más poblado, contiene alrededor de 8000 estructuras volcánicas, que ocupan 160,000 km²; se extiende a lo largo de casi 1000 km en el centro de país (Fig. 3), desde las costas del Pacífico, en San Blas, Nayarit y Bahía de Banderas, Jalisco, hasta las costas del Golfo de México en Palma Sola, Veracruz (Ferrari *et al.*, 2012). Al NW colinda con la Llanura Costera del Pacífico, Sierra Madre Occidental, Mesa del Centro, al NE con la Sierra Madre Oriental y Llanura costera del Golfo Norte (Fig. 4a), al SW con la Sierra Madre del Sur y al SE con la Llanura costera del Golfo Sur. La mayoría de los volcanes que contiene son conos de escoria formados, presumiblemente, por actividad de tipo Estromboliana intercalada con fases efusivas (Larrea *et al.*, 2017); pero también presenta volcanes de mayor envergadura como el Popocatepetl y Pico de Orizaba, así como volcanes que han modificado gran parte del territorio en el centro del país, como las calderas de Los Hornos en Puebla y La Primavera, Jal., por mencionar algunos.

II.2 Entorno ambiental de Huehuetla, Puebla

El municipio de Huehuetla se encuentra en el estado de Puebla, limitado por las coordenadas 19° 59' - 20° 11' de latitud N y 97° 41' - 97° 34' longitud W. Se localiza en la Sierra Norte de Puebla, entre los límites del CVM y la SMOr, particularmente forma parte de la subprovincia fisiográfica del Carso Huasteco (Fig. 4b).

II.2.a Características físicas

Litología y estratigrafía

La litología de Huehuetla está constituida por rocas sedimentarias de edades jurásicas a paleógenas, está constituido de un basamento intercalado por areniscas, lutitas calcáreas y calizas, que afloran principalmente al sur del municipio. Presenta pliegues con dirección preferencial NNW-SSE en una sucesión de anticlinal-sinclinal de Oeste a Este (Fig. 5) (Arriaga, 1997; Aguilar, 1998).

A partir de los trabajos de Arriaga (1997) y Aguilar (1998), se identificaron 11 unidades litoestratigráficas, seis del Jurásico (Formaciones Huayacocotla, Tenexcate, Tepexic, Santiago, Taman y Pimienta), cuatro del Cretácico (Formaciones Tamaulipas inferior, Tamaulipas superior, Agua Nueva y San Felipe) y una del Paleógeno (Formación Velasco Basal) (Fig. 5).

Entre las formaciones del Jurásico, la Formación Huayacocotla (Jhy) es la más antigua (~200 Ma), está constituida por una secuencia de más de 300 m de capas de areniscas, conglomerados y lentes de caliza (Arriaga, 1997). Corresponde a un ambiente de depositación marina, con terrígenos en una cuenca cerrada con condiciones paludales y circulación restringida (Arriaga, 1997). Aflora en la porción sur del municipio.

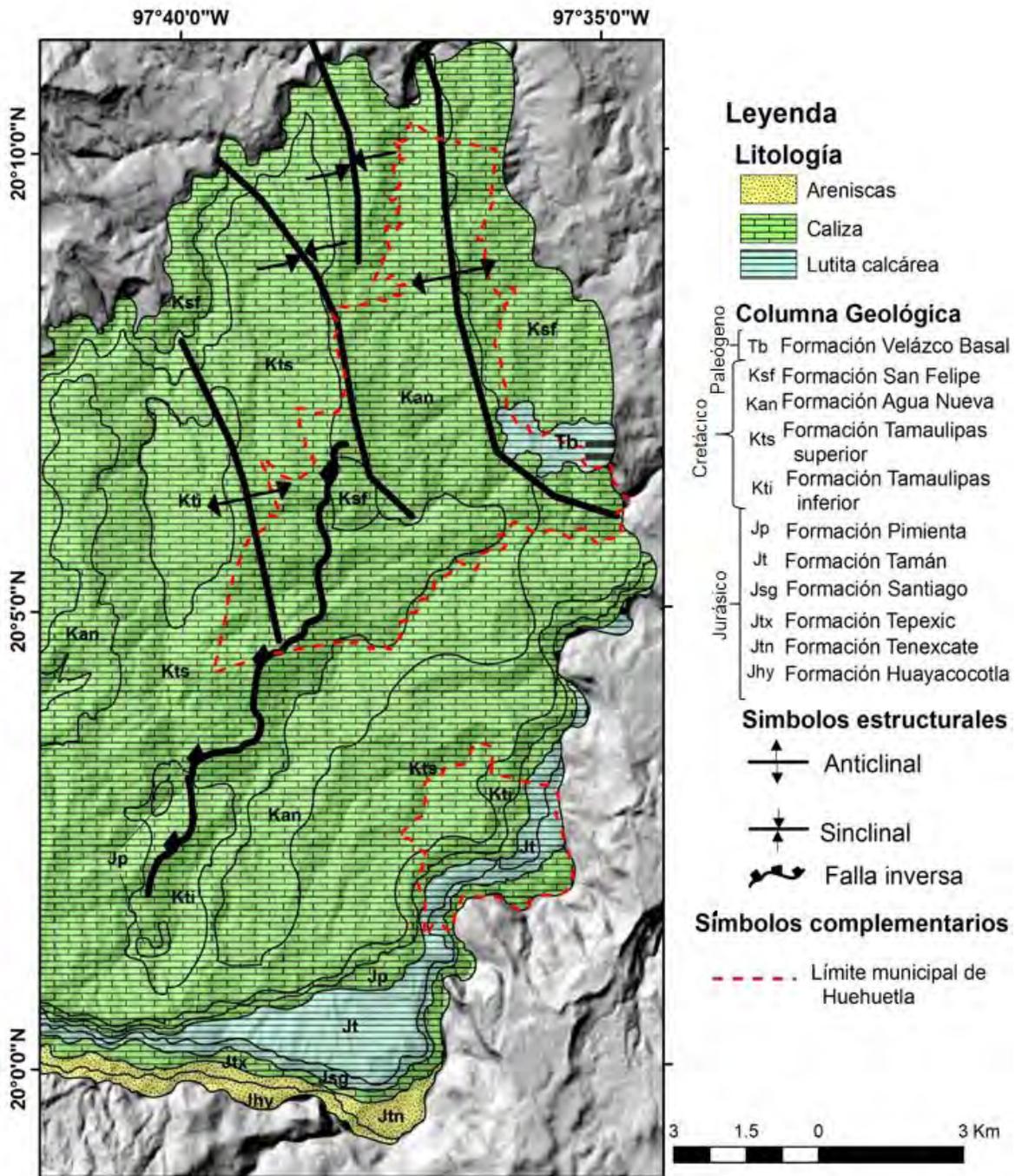


Fig. 5: Geología de Huehuetla (Elaborado a partir de Arriaga, 1997 y Aguilar 1998).

La Formación Tenexcate (Jtn) se compone de una secuencia de areniscas, conglomerados y miembros volcánicos de “matriz tobácea”; aflora en el flanco oriental del anticlinorio Villa de Juárez (Arriaga, 1997; Aguilar, 1998). Esta

formaciones se han interpretado como el resultado de un ambiente de depósito aluvial con periodos de actividad volcánica (Arriaga, 1997).

La Formación Tepexic (Jtx) está compuesta por calizas con un espesor variante de 60 a 175 m en conjunto, aflora a lo largo de la barranca del río Necaxa (Arriaga, 1997). Corresponde a un ambiente de plataforma somera con facies costeras emplazadas hace 166 Ma (Arriaga, 1997). La Formación Santiago (Jsg) es una secuencia de lutitas calcáreas con intercalaciones de calizas, su espesor va de 85 a 355 m, se formó ~ 163 Ma en un ambiente de depósito de plataforma (Arriaga, 1997). Las lutitas de la Formación Santiago afloran al sur del municipio, sobre la Formación Tepexic. La Formación Taman (Jt) es una secuencia de calizas microcristalinas intercaladas con lutitas negras, con espesores de 66 a 198 m; su formación se debe a una plataforma poco oxigenada con aporte de terrígenos finos (Arriaga, 1997).

La Formación Pimienta (Jp) se encuentra en el límite del Jurásico y el Cretácico, es de naturaleza calcárea con abundantes horizontes de pedernal negro y espesores de 65 a 295 m; su edad ronda los 152-149 Ma; su formación se debe a condiciones de plataforma de mar abierto y aportes de terrígenos finos (Arriaga, 1997). Se encuentra al sur del municipio, de manera sobreyacente a la formación Taman y con afloramientos dispersos en depresiones de manera infrayacente a la Formación Tamaulipas inferior.

Por su parte, en el Cretácico se emplazó la Formación Tamaulipas. La parte conocida como Inferior (Kti), es una secuencia de calizas densas de grano fino, contiene nódulos esferoidales y elongados de pedernal amarillo, el espesor mínimo reportado es de 97 m y el máximo es de 215 m (Arriaga, 1997; Aguilar, 1998). Tiene una edad de 139 Ma y se formó en un ambiente de depósito marino profundo (Arriaga, 1997). Se localiza de manera dispersa en la porción Sur y Oeste, con afloramientos, cerca de la falla Ixtepec. La Formación Tamaulipas Superior (Kts) es una secuencia de calizas blancas ligeramente arcillosas con intercalaciones de bandas de pedernal, sus espesores van de 153 a 355 m

(Arriaga, 1997; Aguilar, 1998). Arriaga (1997) propone su formación, por efecto de una cuenca profunda con ligero aporte de material terrígeno. Los afloramientos de esta formación abarcan un amplio terreno en la parte central y Oeste del municipio.

La Formación Agua Nueva (Kan) es una secuencia calcáreo-arcillosa, dividida en dos miembros con intercalaciones de caliza con lutita y de calizas con laminación media a delgada respectivamente; tiene un espesor de 148-222 m (Arriaga, 1997; Aguilar, 1998). Su edad ronda los 93 Ma y se depositó en un ambiente de mar abierto, con poca oxigenación y ligero aporte de terrígenos (Arriaga, 1997). Se reconoce en el frente de la falla Ixtepec y en el flanco Oeste del anticlinal Tiupan, así como en los frentes del sinclinal Filomeno Mata.

La Formación San Felipe (Ksf) muestra una alternancia de calizas y lutitas de color gris verdoso con pequeñas capas de bentonita, su espesor mínimo es de 22 m y el máximo de 200 m (Arriaga, 1997; Aguilar, 1998). Su edad ronda los 89 Ma y su ambiente de deposición se define como de plataforma externa (Arriaga, 1997). Aflora al norte de la zona de estudio, principalmente en el flanco Este del anticlinal Tuipan.

La Formación Velasco Basal (Tb) es una secuencia de lutitas bentónicas que sobreyacen a la Formación Méndez, su espesor varía entre 39 y 85 m (Aguilar, 1998). Se le asigna una edad menor de 66 Ma y se originó en un ambiente de cuenca abierta con aporte volcánico periódico el cual interrumpía el proceso de sedimentación calcárea (Aguilar, 1998). Se encuentra en la porción Este del área de estudio, en la flexión Sureste del anticlinal Tiupan.

Geología estructural

El área de estudio presenta estructuras reportadas por Arriaga (1997) y Aguilar (1998), pertenecientes al flanco Noreste del Anticlinorio Villa Juárez, estas son:

Anticlinales Xuxún y Tuipan (pliegues ligeramente asimétricos), Sinclinales Filomeno Mata y Mecatlan y Falla Inversa Ixtepec (Fig. 6). Se complementó la descripción estructural con el delineado de escarpes y eje de estructuras del que se elaboró un diagrama en roseta (Fig. 7).

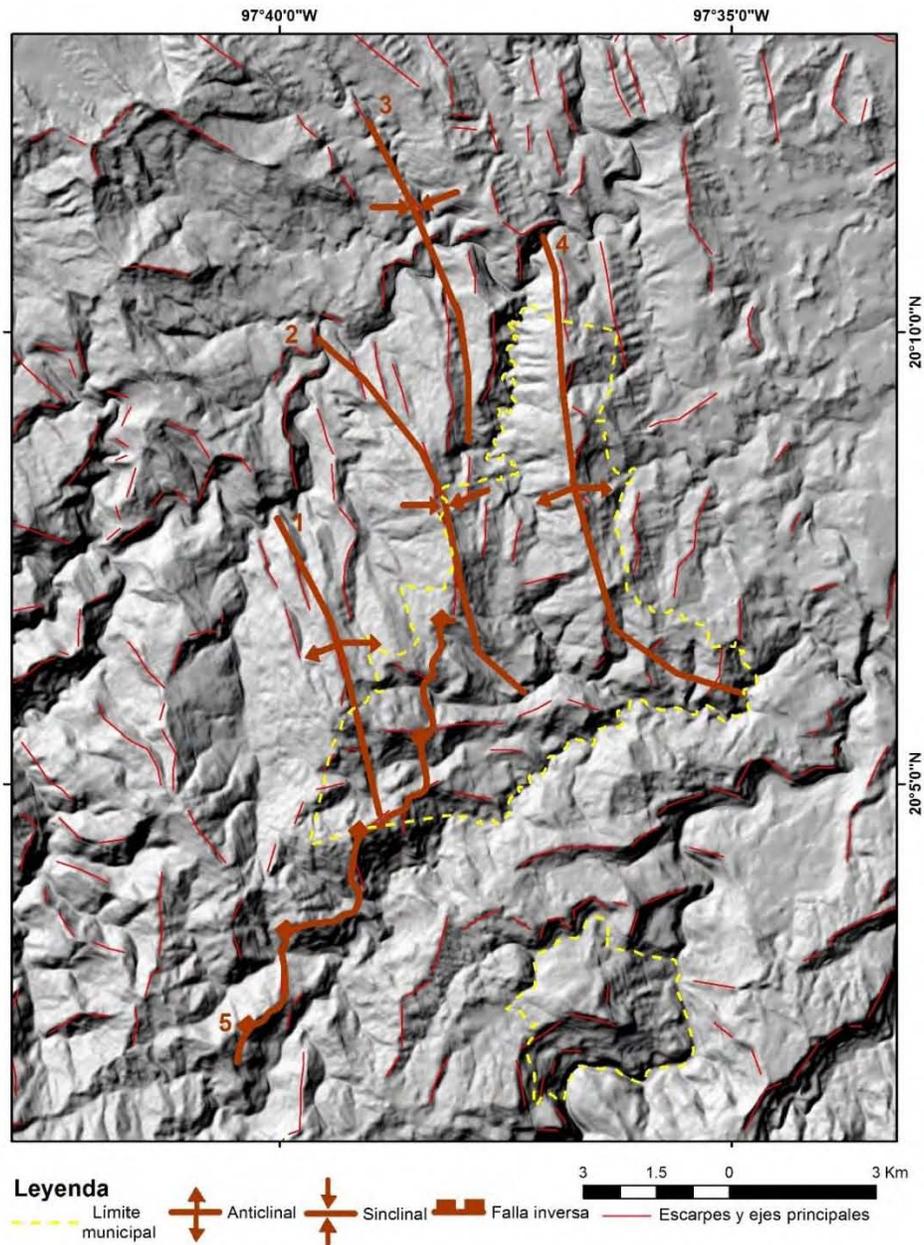


Fig. 6: Mapa que muestra los grandes escarpes y orientación de algunas estructuras (obtenidos a partir de la interpretación de la base topográfica y su derivado Modelo Digital de Elevación). Estructuras reportadas en Arriaga (1997) y Aguilar (1998): 1. Anticlinal Xuxún; 2. Sinclinal Filomeno Mata; 3. Sinclinal Mecatlán; 4. Anticlinal Tuipan; 5. Falla inversa Ixtepec.

El Anticlinal Xuxún se localiza en la porción centro-Oeste de la zona de estudio, con una longitud de 6 km y un ancho promedio de 1.7 km. Presenta una inmersión al Noreste y buza hacia el Noroeste. Su eje tiene una orientación preferencial N34°W (Aguilar, 1998). El Anticlinal Tuipan se localiza al noreste del municipio, tiene una extensión de 12 km, la amplitud del pliegue es menor hacia el norte con 1.7 km, en el sector sur es de 2.4 km. Su eje tiene una orientación preferencial N28°W, aunque se puede apreciar una inflexión al Sureste en donde es cercano a los 45° NW (Aguilar, 1998) (Fig. 6).

El Sinclinal Filomeno Mata se encuentra en la parte norte del municipio, presenta una longitud de 8.6 km, tiene una amplitud mayor en el extremo sur con 2.4 km y es menor al norte con 1.8 km. Buza al noroeste, su eje tiene una dirección preferencial N50°W y presenta una flexión al sur donde su orientación es de N33°W (Aguilar, 1998). El Sinclinal Mecatlán se encuentra al norte de Huehuetla, tiene una longitud de 7.1 km y su amplitud alcanza los 2.1 km. Buza hacia el Noroeste y tiene una orientación N48°W (Aguilar, 1998).

La Falla Ixtepec corresponde a una cabalgadura, con bloque de techo al poniente, presenta una traza de varias flexiones con una orientación general de N14°E. Se reporta en la bibliografía la observación de “libros” rotados que indican su vergencia al NE (Simpson y Schmid, 1983; en Aguilar, 1998).

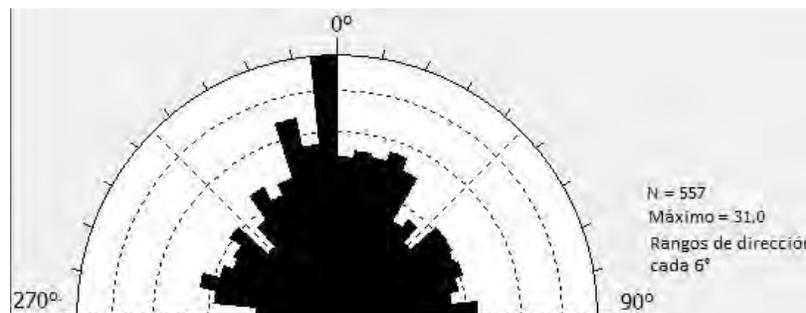


Fig. 7: Diagrama de roseta elaborado con las direcciones mostradas en el mapa de grandes escarpes y orientación de estructuras principales (Fig. 6).

El diagrama de roseta (Fig. 7) muestra un máximo de 31 lineamientos en dirección preferencial 0-10° NW; dirección que corresponde principalmente al eje del

Anticlinorium, aparentemente se tienen esfuerzos conjugados en su contraparte NE de 0 a 30°. En cambio, la orientación de las fallas responde a una orientación de 60-90 NE.

Clima

La información de regiones climáticas se extrajo de la cartografía escala 1:1 000 000 de CONABIO (García, 1998). Predomina la franja climática semicálida húmeda (A)C(fm) (74.3% de la superficie municipal), que presenta una temperatura media anual mayor de 18°C, temperatura del mes más frío menor de 18°C y temperatura del mes más cálido mayor de 22°C; la precipitación del mes más seco se reporta mayor de 40 mm; la temporada de lluvias se presenta entre verano e invierno y el porcentaje de lluvia invernal es menor al 18% del total anual (García, 1998) (Fig. 8).

En la porción norte y oeste se tiene un clima cálido húmedo A(f) (25.7% de la superficie municipal), que consta de una temperatura media anual mayor a los 22°C y la temperatura del mes más frío, mayor de 18°C; la precipitación del mes más seco es menor de 60 mm; las lluvias de verano y el porcentaje de precipitación invernal es del 5% al 10.2% del total anual (García 1998).

Precipitación

La información de precipitación media anual y temperatura media anual fue obtenida a partir de la interpolación de las normales climatológicas del Servicio Meteorológico Nacional, tomadas del periodo de 1980 a 2010, los rangos asignados (según la escala de representación), se tomaron de acuerdo con el método estadístico de *Natural Breaks*. Se utilizó la información de 48 estaciones meteorológicas que operan en los estados de Puebla, Hidalgo, Veracruz y Tlaxcala, que constituyen el área ocupada por la cuenca del río Tecolutla y adyacentes, esto con el fin de utilizar la cuenca como unidad básica climatológica,

de acuerdo con su delimitación orográfica y funcionalidad como sistema ambiental (Cotler, 2007) (Fig. 9).

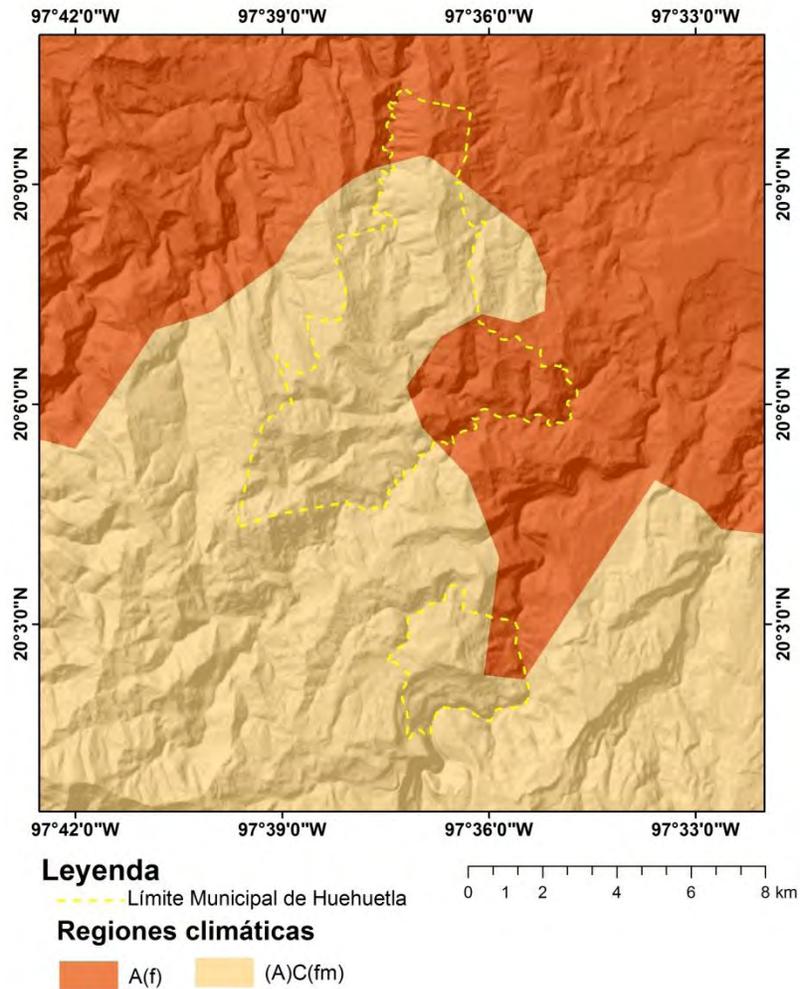


Fig. 8: Regiones climáticas de Huehuetla (Fuente: García, 1998).

La precipitación media anual de la región tiene como mínimo 400 mm al oeste y en las partes altas un máximo de 3700 mm; en época de lluvias el tirante de agua aumenta desde la costa hasta la Sierra Norte de Puebla (Fig. 8). De acuerdo con la interpolación realizada, Huehuetla presenta la mayor precipitación en su sector Oriental, con una media máxima de hasta 3100 mm al año y mínima de 2100 mm (Fig. 9).

La información de las normales climatológicas de la estación Cuetzalan del Progreso (21032), ubicada en las coordenadas 20° 02' 20" N y 97° 31' 20", con una elevación de 756 msnm (SMN, 2010), se presenta en la Tabla 2.1.

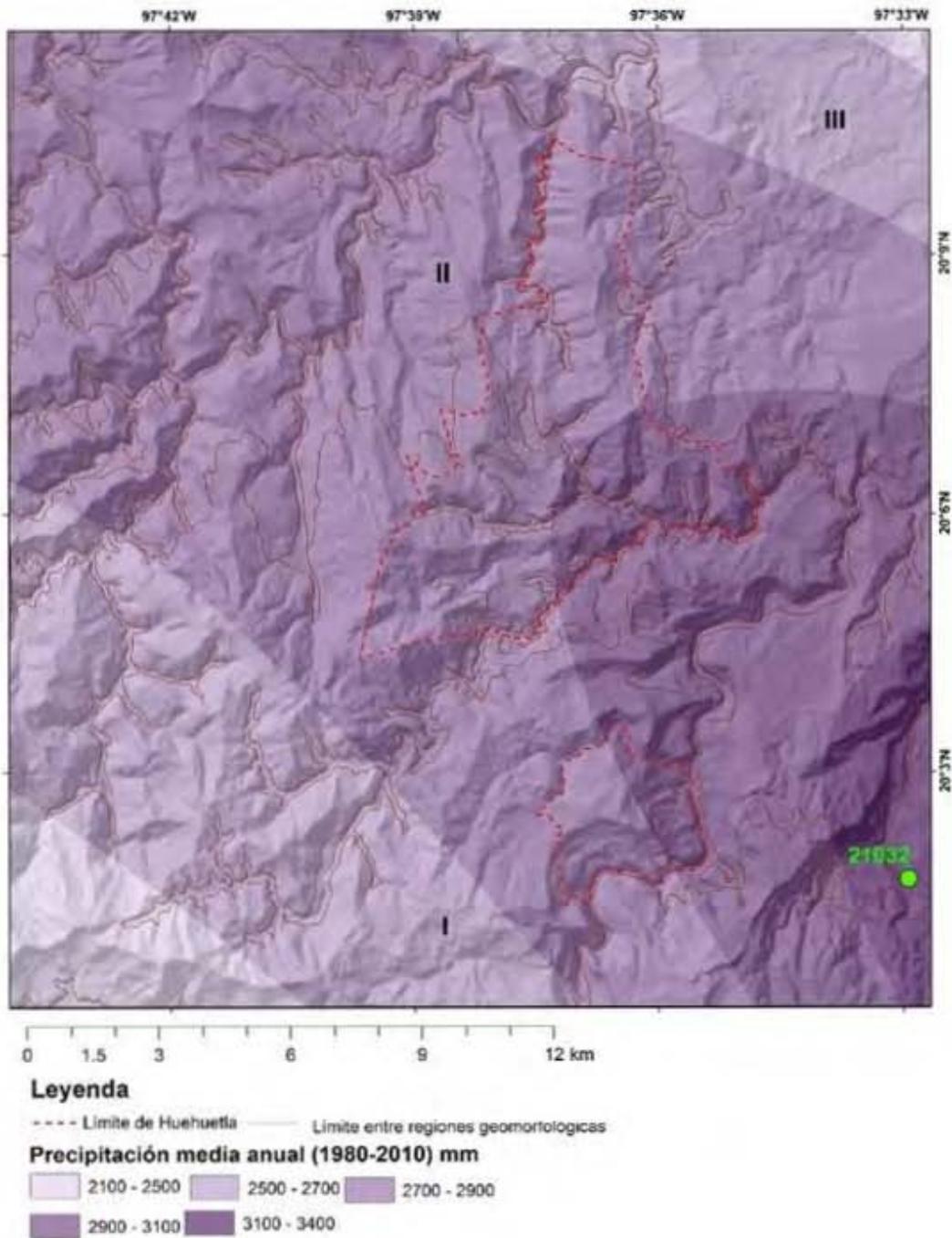


Fig. 9: Precipitación media Anual del municipio de Huehuetla (Elaborado a partir de la información del SMN, 2010). 21032: Estación meteorológica Cuetzalan del progreso (más cercana al municipio). Los números romanos indican regiones geomorfológicas detalladas más adelante: I) Montaña; II) Montañas menores; III) Lomerío Kárstico.

Los datos muestran precipitaciones normales menores a 200 mm en los primeros cinco meses del año, a partir de junio muestra un patrón ascendente que llega a su punto álgido en septiembre, a partir del cual decrece la lluvia (Fig. 10a); la precipitación máxima se reportó en el mes de octubre en el año 2005 (Tabla 2.1) (SMN, 2010).

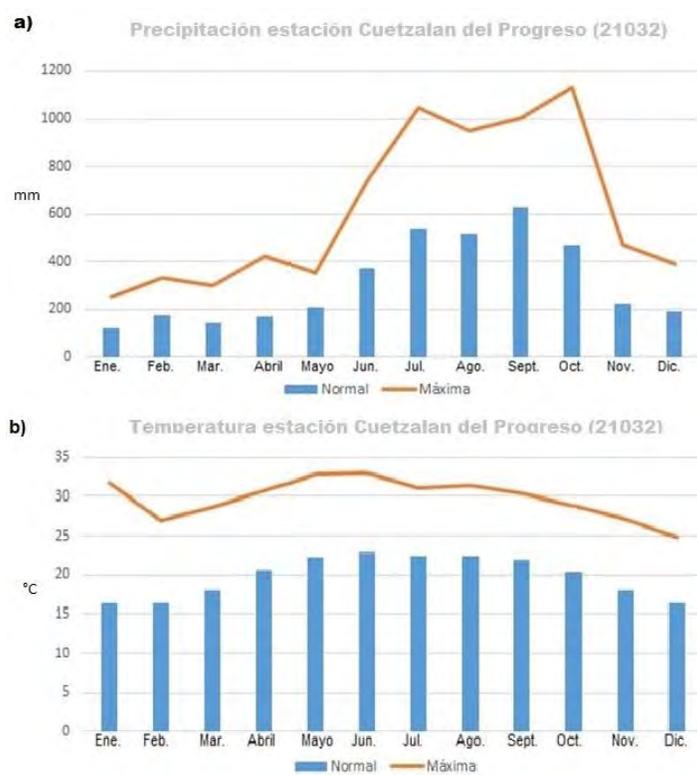


Fig. 10: Normales climatológicas estación Cuetzalan del progreso (21032) del periodo 1980-2010. a)Pluviograma; b)Termograma (Elaborado a partir de: SMN, 2010).

Tabla 2.1: Datos de precipitación extraídos de la estación Cuetzalan del progreso (21032) del periodo 1980-2010.

	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	Mayo	Jun.	Jul.	Ago.	Sept.	Oct.	Nov.	Dic.
Normal	120.7	173.3	141.6	169.2	204.3	373	536.9	517.4	628.4	467.2	222.8	190.5
Máxima	252.2	329.6	302.1	423.1	350.9	740	1048	947.3	1003.4	1130.8	468.8	391.6
Año de Máxima	2008	2006	2004	2008	2009	2008	2010	2005	2008	2005	2006	2007

Fuente: SMN, 2010.

Temperatura

La interpolación de los datos de temperatura, muestran una tendencia en los valores de la media anual decreciente desde la costa hacia continente; las temperaturas menores se localizan en las partes más altas de la SNP con 10° C. En Huehuetla, la temperatura decrece de NE a SW con mínimas de 17° C y máximas de 23° C (Fig. 10b). Las normales climatológicas mensuales de la estación Cuetzalan del Progreso (21032), indican temperaturas que oscilan de los 16 a los 23°C, con un máximo en el mes de julio, donde se han reportado, en el 2007, temperaturas de hasta 33°C (Fig. 11). Se puede observar que los meses más calurosos corresponden los años posteriores a 2007 principalmente (Tabla 2.2).

Tabla 2.2: Datos de temperatura extraídos de la estación meteorológica 21032 en el periodo 1980-2010.

	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	Mayo	Jun.	Jul.	Ago.	Sept.	Oct.	Nov.	Dic.
Normal	16.4	16.3	18.2	20.5	22.3	22.9	22.4	22.5	22	20.3	18.1	16.4
Máxima	31.9	26.9	28.6	30.8	32.8	33	31.1	31.4	30.5	28.9	27.1	24.8
Año de Máxima	1992	2008	1987	2009	2008	2007	2007	2008	2006	2006	1987	2007

Fuente: SMN, 2010.

Edafología

La información edafológica escala 1:250 000 de INEGI (2013b) presenta la clasificación de la IUSS WG (WRB, 2006). De acuerdo con esta tipología la zona de estudio muestra una amplia distribución de Leptosoles, que son suelos someros desarrollados sobre una roca madre homogénea (Fig. 12).

Debido a la escala de la fuente de información (1:250,000), la zonificación de tipos de suelo resulta general y poco concordante con los procesos pedogenéticos que se pueden desarrollar en las diferentes posiciones del relieve (Zinck 2016).

Se podría inferir la presencia de fluvisoles asociados a la dinámica erosiva y acumulativa de las corrientes principales, presencia de regolito en pendientes fuertes y condiciones léptico calcáreas, aun así, se utilizará para este trabajo la información de INEGI (2013b).

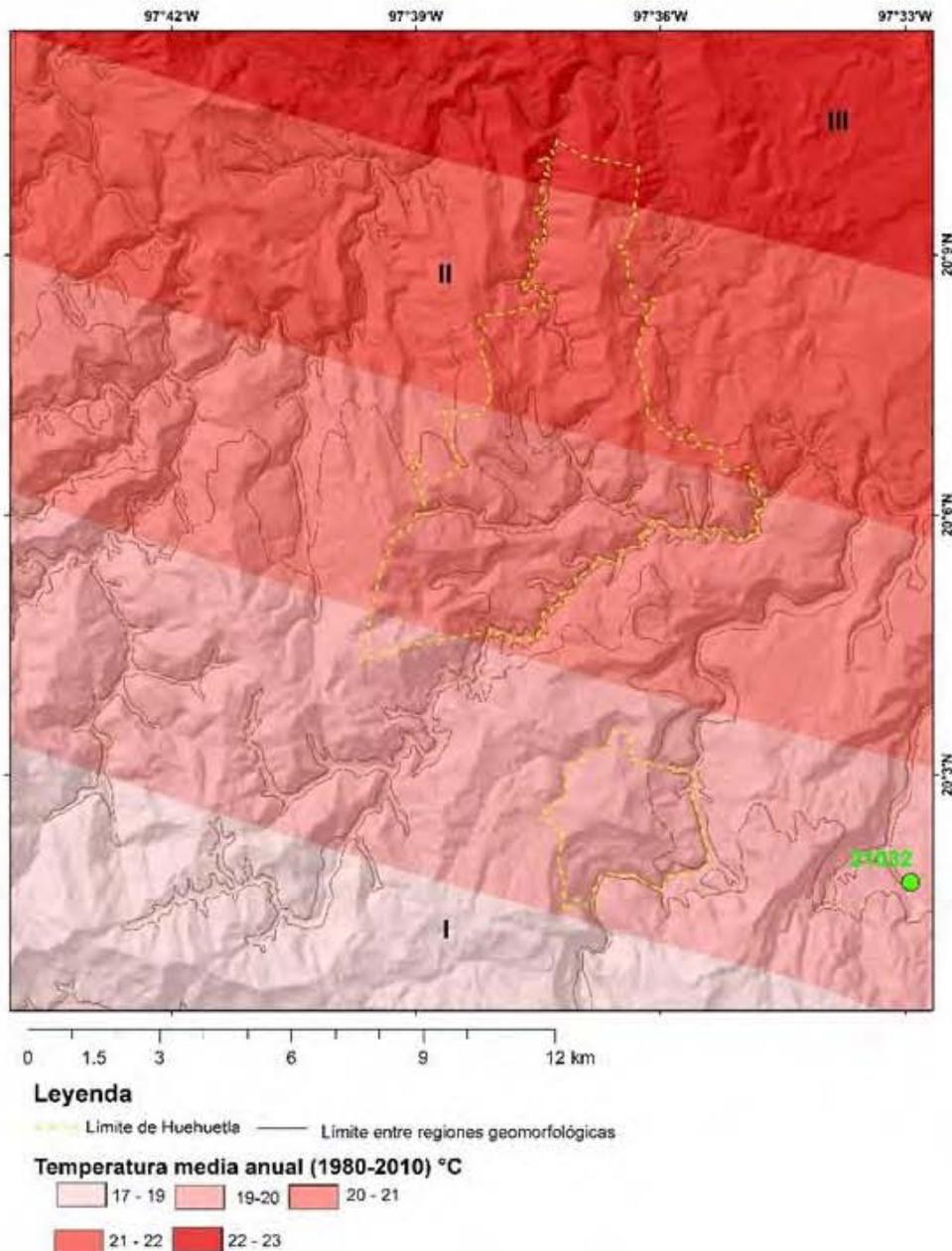


Fig. 11: Temperatura media Anual del municipio de Huehuetla (Elaborado a partir de la información del SMN, 2010). 21032: Estación meteorológica Cuetzalan del Progreso (más cercana al municipio).

Uso de suelo

El mapa de uso de suelo de INEGI (2012), muestra para la zona de estudio una predominancia en extensión de territorio asignado a actividad agrícola, con pastizales inducidos y cultivados que se distribuyen en la porción centro y centro-este, además de presentar zonas dispersas de vegetación arbórea, arbustiva (al norte del municipio) y herbácea (Fig. 13).

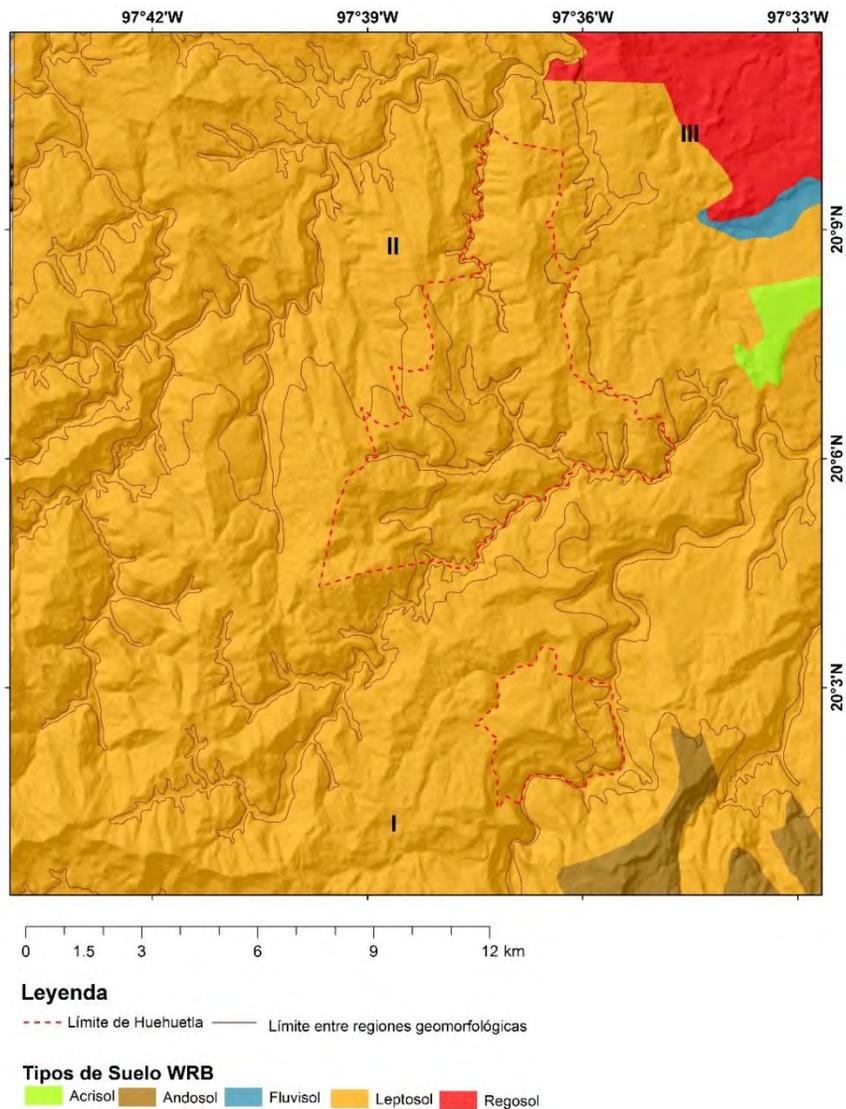


Fig. 12: Edafología de Huehuetla (Elaborado a partir de: INEGI, 2013b).

Paz-Tenorio *et al.* (2017), proponen que los usos de suelo antrópicos son los más propensos a desencadenar procesos de remoción en masa; con las unidades

urbanas como principales elementos activadores, seguida de la agricultura y cultivos, aun así, se debe tomar en cuenta que el contexto poblacional según datos censales de INEGI, Tuxtla Gutiérrez (82,059 habitantes) de donde aplicó su estudio, difiere del de Huehuetla (15,689 habitantes) y de Metztitlán (21,623 habitantes), al igual que las actividades económicas predominantes en cada región.

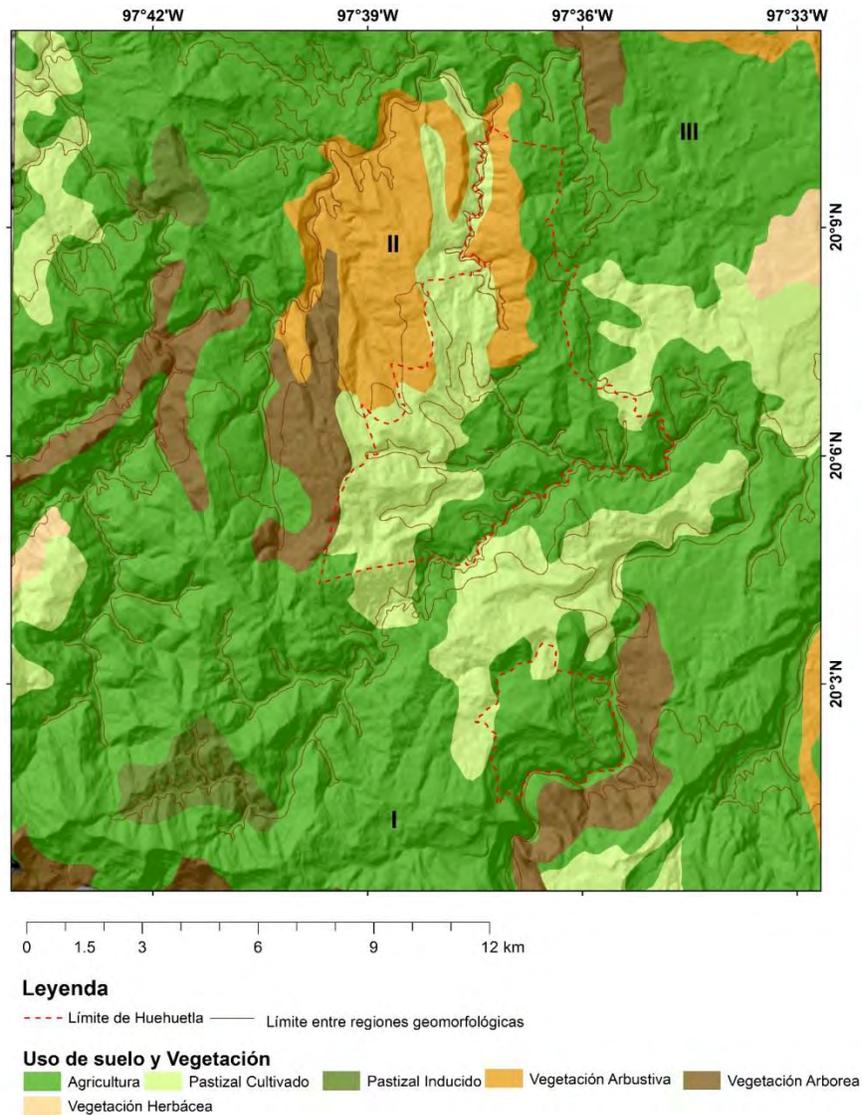


Fig. 13: Uso de Suelo de Huehuetla (Elaborado a partir de: INEGI, 2012).

II.2.b Aspectos históricos relevantes asociados con procesos de remoción en masa

La red Desinventar (2013) es una base de datos con información de eventos físicos que han alterado la vida cotidiana de las poblaciones y han sido registrados por algún medio periodístico. Para el caso de Puebla, los deslizamientos reportados entre 1970 y 2013 fueron 119 (Desinventar, 2013); de los cuales 33 se asocian a lluvias producto de la depresión tropical número 11, ocurrida en 1999; 22 fueron producto de la tormenta tropical *Stan*, en 2005; 3 reportes se asocian con fallas geológicas y 61 están directamente asociados a lluvias producto de eventos meteorológicos de menor intensidad (Fig. 14).

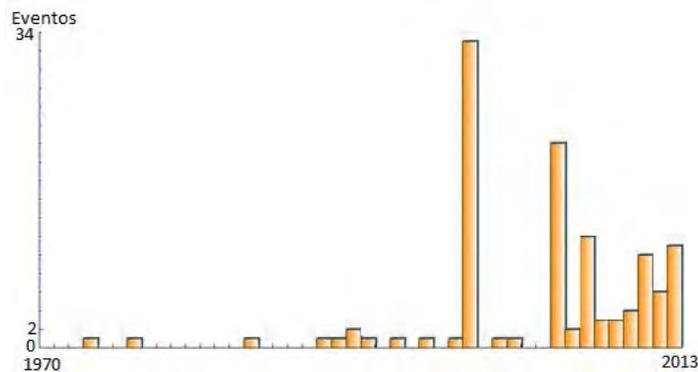


Fig. 14: Gráfica de deslizamientos reportados en el periodo de 1970 a 2013 en Puebla (Desinventar, 2013).

En el municipio de Huehuetla se reportaron dos eventos en ese periodo. El 7 de julio de 2005, la onda tropical 16 generó un deslizamiento que dejó varias poblaciones incomunicadas (Desinventar, 2013). El otro evento registrado tuvo lugar el 9 de febrero de 2009 en la comunidad de 5 de Mayo, el proceso de ladera se relacionó con el Huracán *Jimena*, este fenómeno provocó 3 muertos, 2 heridos y una vivienda destruida (Desinventar, 2013). En el atlas de Riesgos del municipio publicado por SEDESOL (2012), reporta un deslizamiento ocurrido en Julio de 2008, que provocó daños en las carreteras; para septiembre de 2009 las lluvias del huracán Jimena desencadenaron un deslizamiento en la localidad de 5 de Mayo, donde perdieron la vida tres personas. Otro evento reconocido ocurrió en el

2010 en la zona de "La Cumbre", localizada en la carretera Acuaco–Huehuetla, este deslizamiento únicamente afectó las vías de comunicación (SEDESOL, 2012).

II.3 Entorno ambiental de Metztitlán, Hidalgo

El municipio de Metztitlán se encuentra en el estado de Hidalgo, limitado por las coordenadas 20° 44' - 20° 23' N y 98° 57' - 98° 39' W. Se localiza en el límite de la SMOr y el CVM, particularmente forma parte de la subprovincia fisiográfica del Carso Huasteco y las Sierras y Llanuras de Querétaro e Hidalgo (Fig. 4b).

II.3.a Características físicas

Litología y Estratigrafía

La litología de Metztitlán está constituida por rocas sedimentarias del Jurásico inferior al Paleógeno emplazadas en dos elementos paleogeográficos: Sierra Madre Oriental (que aflora al Este de la zona de estudio) y Plataforma Valles San Luis Potosí (aflorante al Oeste); cubiertas parcialmente por formaciones volcánicas del Plioceno y Pleistoceno correspondientes a la actividad del CVM. Los estilos de deformación frágil y dúctil presentan una dirección preferencial NNW-SSE (Fig. 15) (SGM, 2003).

A partir de la información del Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2003), escala 1:50,000, se identificaron 16 unidades litoestratigráficas, cinco del Jurásico: Formaciones Huayacocotla, Tepexic, Santiago, Chipoco y Pimienta; ocho del Cretácico: pertenecientes a la SMOr: Formaciones Tamaulipas inferior, Horizonte Otates, Tamaulipas superior, Agua Nueva, San Felipe y Méndez, más las pertenecientes a la plataforma Valles: Formaciones El Abra y Soyatal; una del

Paleógeno: Fm. Conglomerado el Morro; una del Plioceno: Fm. Atotonilco el Grande; y una del Plioceno-Pleistoceno: Fm. Tarango.

La formación más antigua es Huayacocotla, sobreyace a esta unidad las formaciones Tepexic, Santiago, Chipoco y Pimienta (no diferenciadas en el mapa geológico presentado aquí) (SGM, 2003). La formación Chipoco está compuesta por *grainstones* y *mudstone* de color gris oscuro, que alternan con lutita calcárea, con un espesor aproximado de 200 m, se localiza entre la Formación Santiago y la Formación Pimienta (Hermoso De La Torre y Martínez-Pérez, 1972).

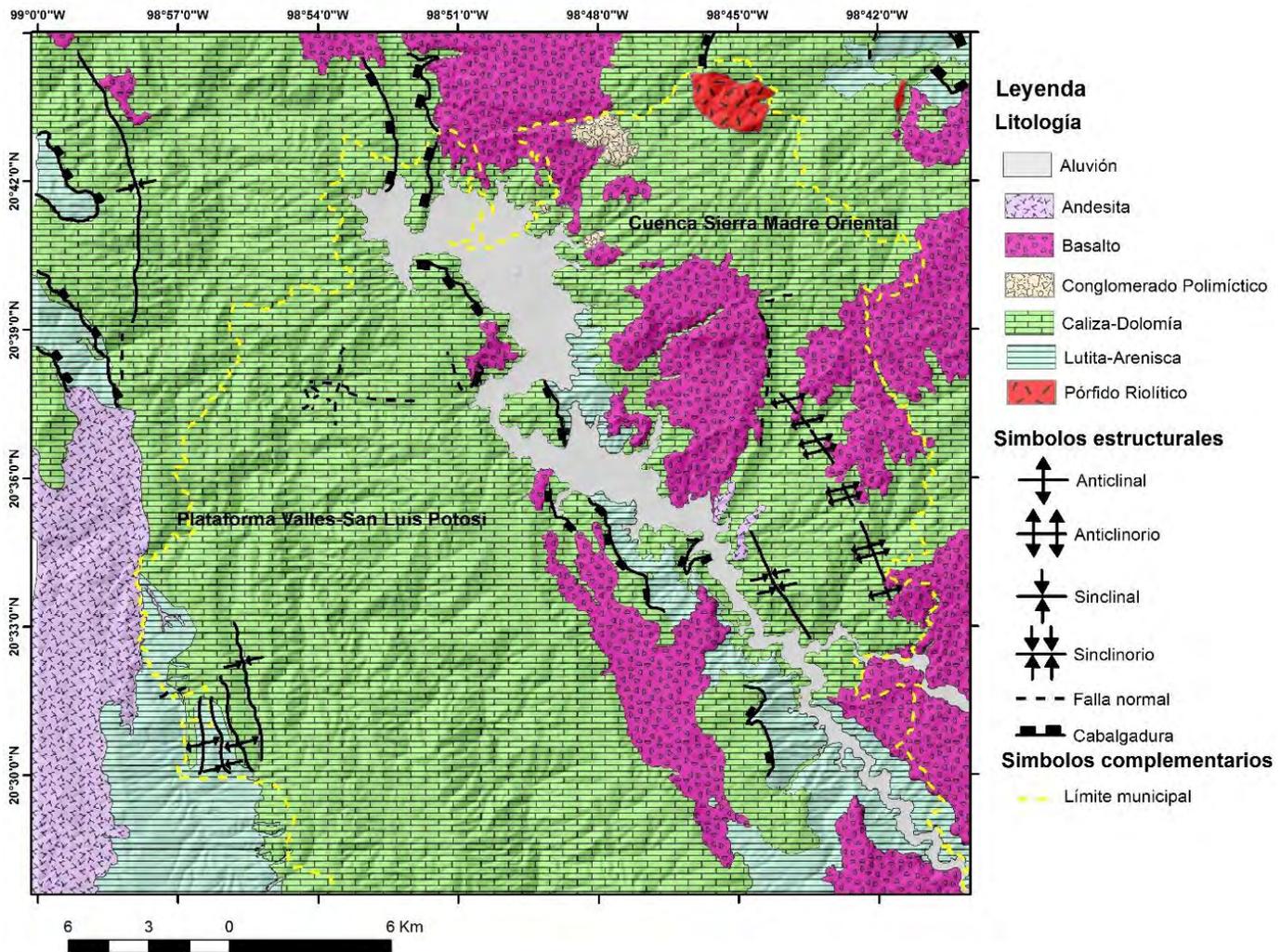


Fig. 15: Mapa geol3gico de Metztl3n (Elaborado a partir de: SGM, 2003).

Las formaciones cretácicas depositadas en la cuenca de la SMO cubren de manera transicional un bloque de caliza con intercalaciones de lutita y bandas de pedernal negro, integrada de manera indiferenciada por las formaciones Tamaulipas inferior, Horizonte Otates y Tamaulipas superior (SGM, 2003). El Horizonte Otates es una secuencia de caliza arcillosa, carbonosa y marga areno-carbonosa de color gris oscuro a negro (Carrillo-Bravo, 1961). De manera concordante sobreyacen las formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez del Turoniano al Maestrichtiano.

En el mismo periodo, comenzó la sedimentación en la Plataforma Valles-San Luis Potosí, con la Formación El Abra compuesta por una secuencia de color gris claro en estratos gruesos y masivos, con espesores máximos de 298 m en miembros fuera del área de estudio, su depósito se efectuó entre el Albiano y el Cenomiano en un ambiente de plataforma con facies arrecifales (Hernández y Hernández, 1991). Sobre El Abra, se ubica la Formación Soyatal que es una secuencia de lutita, arenisca, limolita y caliza arcillosa, en secuencias alrededor de 100 m depositadas en un ambiente complejo con plegamiento sin-sedimentario (López-Doncel, 2002).

En el Paleogeno se depositaron conglomerados polimíctico, constituido de caliza y pedernal cementados por una matriz areno-arcillosa correspondientes a la unidad Conglomerado el Morro (SGM, 2003). Las formaciones pliocénicas pertenecientes al CVM corresponde a Atotonilco el Grande, compuesta por flujos basálticos con intercalaciones tobaceas riolíticas, tiene un espesor máximo de 200 m; el vulcanismo basáltico ha sido datado en 2.5 Ma y aflora en los dos bordes de la vega de Metztlán (Carrasco-Velázquez *et al.*, 2008). En la porción SW del área de estudio se localizan depósitos vulcano-sedimentarios correspondientes a la formación Tarango, que se formó en un ambiente continental en el marco de una distensión N-S y propicio la sedimentación fluvio-lacustre y la emisión de productos volcánicos fisurales (Hernández y Hernández, 1991).

Se encuentran, de manera dispersos en la región de la cuenca SMO, pórfidos riolíticos exhumados en una edad estimada del Paleoceno (SGM, 2003). El material del Holoceno fue determinado como aluvión, localizado en la llanura de inundación del Río Venados, justo entre los dos elementos paleogeográficos.

Geología estructural

Entre los componentes estructurales reconocidos sobresalen: cabalgaduras y pliegues tipo *chevrón* recostados con dirección axial preferente NNW-SSE, emplazados en las formaciones del Mesozoico, que dieron como resultado anticlinorios y sinclinorios; cabalgaduras que se encuentran en la porción central, paralelas al límite cuenca-plataforma; así como fallas normales resultado de lapsos distensivos (Hernández y Hernández, 1991; SGM, 2003) (Fig. 16). Al igual que con Huehuetla, se elaboró un diagrama de roseta para complementar la descripción estructural (Fig. 17).

Se puede hacer referencia a dos estilos de deformación principales: una fase compresiva que corresponde a la franja de pliegues y cabalgaduras laramídicas, que dio resultado a fallas inversas y pliegues de tipo *chevrón*. Mismos que morfológicamente se expresan como cabalgaduras, anticlinorios y sinclinorios, respectivamente. La segunda etapa de esfuerzos distensivos, que dislocan la secuencia plegada a manera de fallas normales, tiene una orientación general NW-SE (Hernández y Hernández, 1991; SGM, 2003).

En la región de la Cuenca Sierra Madre Oriental, se encuentran reportados el sinclinorio Estocuapa (longitud de 4.5 km con orientación NW 30° SE), y anticlinorio Tezochuca (longitud de 6.5 km, orientado NW 30° SE) (SGM, 2013). Los pliegues se encuentran en las unidades de la plataforma, sobresale el sinclinal Camarones el cual es de tipo cónico con una longitud de 10 km, con orientación NW-SE y con un cierre en dirección sur, cercano a orientaciones N-S. Otros

pliegues identificados son los sinclinales Martha y El Meje (SGM, 2003), al igual que los anticlinales Mesa Grande y Barranca Grande (Fig. 16).

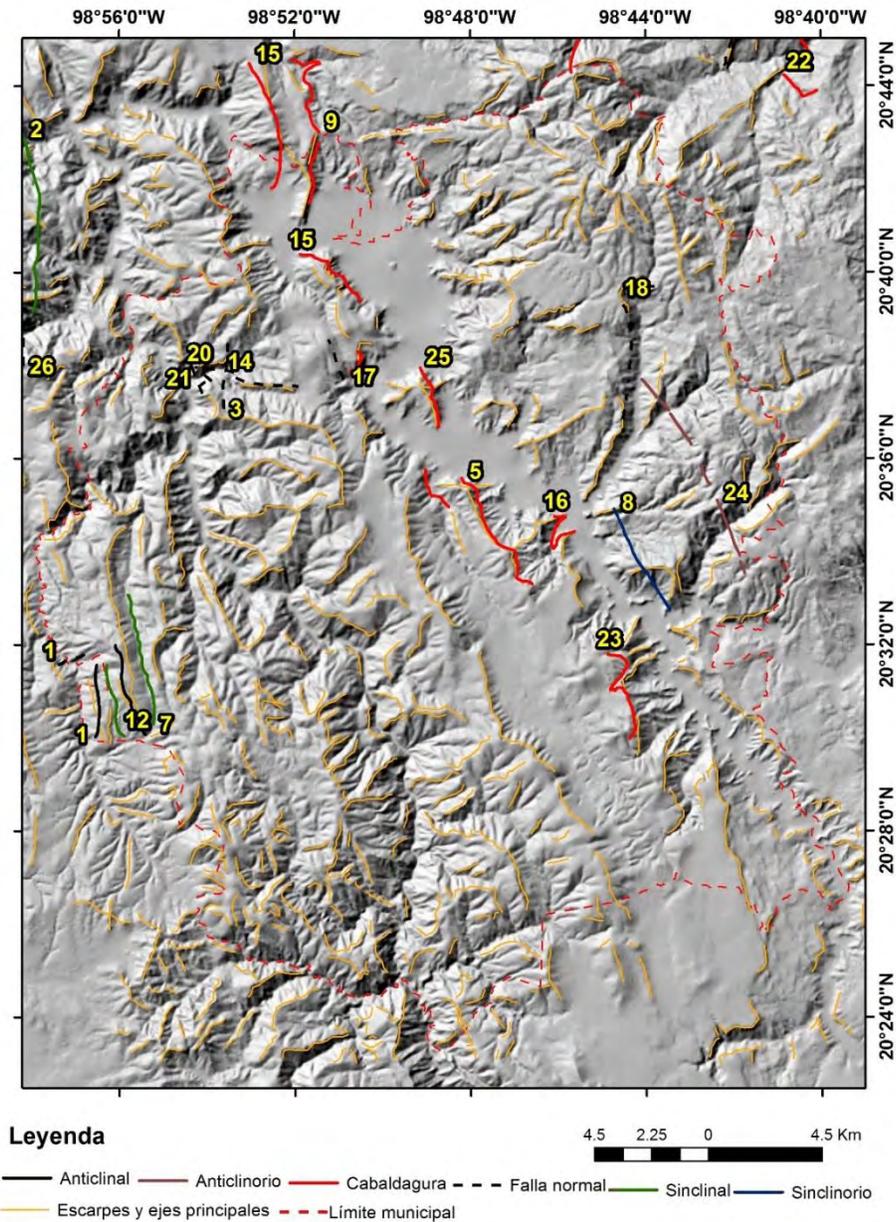


Fig. 16: Mapa que muestra los grandes escarpes y orientación de algunas estructuras obtenidas a partir de la interpretación de la base topográfica y su derivado Modelo Digital de Elevación. Estructuras reportadas en SGM (2003): 1. Anticlinal Barranca Grande; 2. Sinclinal Camarones; 3. Falla normal Chachnal; 4. Cabalgadura Chintitla; 5. Cabalgadura Coalquixque; 6. Cabalgadura Coatitlamixtla; 7. Sinclinal El Meje; 8. Sinclinorio Estocuapa; 9. Cabalgadura Hualula; 10. Falla normal Los arcos; 11. Falla normal Malila; 12. Sinclinal Martha; 13. Anticlinal Mesa Grande; 14. Falla normal Metzontla; 15. Cabalgadura Metztlán; 16. Cabalgadura Mihuatlán; 17. Falla normal Pie de la Cuesta; 18. Falla normal San Juan; 19. Falla normal San Pablo; 20. Falla normal San Pablo I; 21. Falla normal San Pablo II; 22. Cabalgadura Santa Mónica; 23. Cabalgadura Tecruz de Anahuac; 24. Anticlinorio Tezochuca; 25. Cabalgadura Tlamaxa; 26. Falla y Cabalgadura Tolantongo.

Las cabalgaduras se encuentran principalmente en la porción central, a manera de franja con orientación NNW-SSE, paralela al contacto tectónico plataforma-cuenca.

Destaca la cabalgadura Metztlán que es la de mayor extensión, con una orientación preferencial NW 20° SE, está cubierta parcialmente por rocas volcánicas. Otras cabalgaduras reportadas son: Hualula, Tlamaxa, Tecruz de Anáhuac, Coalquixque, Mihuatlán, Chintla, Coatitlamixtla, Santa Mónica, Tolantongo y Camarones (SGM, 2003).

La deformación frágil producto de la fase distensiva, dio como resultado fallas normales de las cuales destacan las fallas Metzontla (rumbo NW 85° SE) y Barranca Grande (orientación NE 65° SW), ubicadas en la secuencia de Plataforma Valles-San Luis Potosí. La falla Chachnal presenta una componente normal-lateral diestro con tendencia NE 20° SW (SGM, 2003) y es la más prominente en su tipo. En la secuencia de Cuenca se encuentra la falla San Juan de componente normal y orientación NE 18° SW; otras fallas menores reportadas son Tolantongo, San Pablo, San Pablo I, San Pablo II, Los Arcos, Malila y Pie de la Cuesta (SGM, 2003).

Se generó un diagrama de roseta a partir de los lineamientos de escarpes y ejes principales de las estructuras reconocibles, esto a partir de un Modelo Digital de Elevación. Los lineamientos fueron trazados como línea continua y posteriormente divididos por sus vértices (Fig. 17). Se evaluaron 2668 direcciones donde el máximo se presenta en 80-90° SE-NW, los esfuerzos mayores secundarios tienen una dirección 0-10° NE-SW y los lineamientos menores aglomerados presentan una dirección NE-SW.

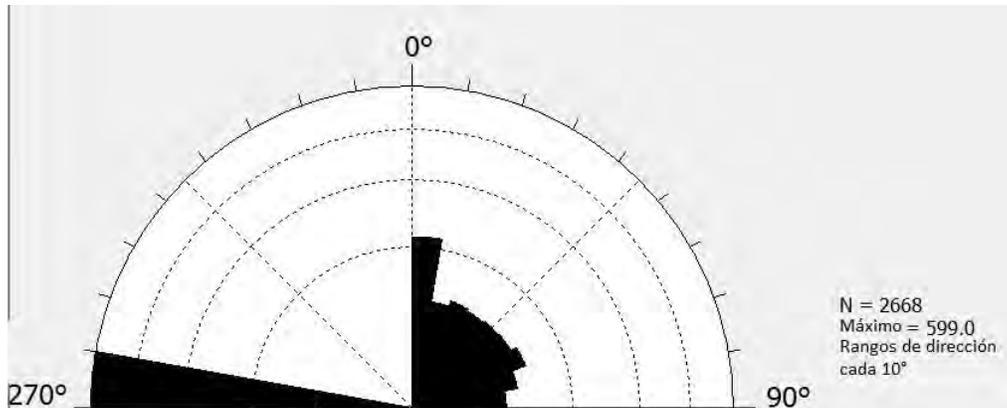


Fig. 17: Diagrama de roseta elaborado con las direcciones mostradas en el mapa de grandes escarpes y orientación de estructuras (Fig. 16).

Los esfuerzos principales se pueden relacionar con la etapa distensiva secundaria, esto en el contexto estructural antes mencionado, también se asocian con los escarpes litológicos o erosivos no diferenciados de las estructuras tectónicas. Los esfuerzos secundarios reflejan menor número de alineaciones, pero representan los de mayor longitud, asociados a los anticlinales y sinclinales.

Clima

Metztitlán presenta una variación climática de regiones semiáridas (BS1hw, BS1kw, BSo(h')w y BSokw) en la zona central, a templadas (C(wo), C(w1)) en la porción Suroeste, además de semiáridas ((A)C(wo), (A)C(w2)) y templadas (C(wo), C(w1), C(m)(f), C(f), C(m), C(w2) y Cb'(w2)) al Noreste del municipio (García, 1998) (Fig. 18). Las especificaciones de la nomenclatura se encuentran en la Tabla 2.3.

En cuanto a superficie municipal, predominan el clima BS1hw (22.44%), BS1kw (21.62%) y C(wo) (18.84%) (Fig. 18). En Metztitlán las lluvias se concentran en verano, el clima más húmedo (C(wo)) no rebasa los 40 mm de precipitación (situación contrastante con Huehuetla, véase apartado *III.2.a Precipitación*). En cuanto a la temperatura, el más extremo varía de grados bajo 0 a más de 22°C en el clima C(wo).

Tabla 2.3: Nomenclatura de climas presentes en Metztlán.

CLAVE	CARACTERÍSTICAS
(A)C(w2)	Semicálido subhúmedo del grupo C, temperatura media anual mayor de 18°C, temperatura del mes más frío menor de 18°C, temperatura del mes más caliente mayor de 22°C. Precipitación del mes más seco menor de 40 mm; lluvias de verano con índice P/T mayor a 55 y porcentaje de lluvia invernal del 5% al 10.2% del total anual.
(A)C(wo)	Semicálido subhúmedo del grupo C, temperatura media anual mayor de 18°C, temperatura del mes más frío menor de 18°C, temperatura del mes más caliente mayor de 22°C. Precipitación del mes más seco menor de 40 mm; lluvias de verano con índice P/T menor a 43.2 y porcentaje de lluvia invernal del 5% al 10.2% del total anual.
BS1hw	Semiárido, semicálido, temperatura media anual mayor de 18°C, temperatura del mes más frío menor de 18°C, temperatura del mes más caliente mayor de 22°C. Lluvias de verano y porcentaje de lluvia invernal del 5% al 10.2% del total anual.
BS1kw	Semiárido, templado, temperatura media anual entre 12°C y 18°C, temperatura del mes más frío entre -3°C y 18°C, temperatura del mes más caliente menor de 22°C. Lluvias de verano y porcentaje de lluvia invernal del 5% al 10.2% del total anual.
BSo(h')w	Árido, cálido, temperatura media anual mayor de 22°C, temperatura del mes más frío mayor de 18°C. Lluvias de verano y porcentaje de lluvia invernal del 5% al 10.2% del total anual.
BSohw	Árido, semicálido, temperatura entre 18°C y 22°C, temperatura del mes más frío menor de 18°C, temperatura del mes más caliente mayor de 22°C. Lluvias de verano y porcentaje de lluvia invernal del 5% al 10.2% del total anual.
C(f)	Templado, húmedo, temperatura media anual entre 12°C y 18°C, temperatura del mes más frío entre -3°C y 18°C y temperatura del mes más caliente menor a 22°C. Precipitación en el mes más seco mayor de 40 mm; lluvias todo el año y porcentaje de lluvia invernal mayor al 18% del total anual.
C(m)	Templado, húmedo, temperatura media anual entre 12°C y 18°C, temperatura del mes más frío entre -3°C y 18°C y temperatura del mes más caliente menor a 22°C. Precipitación en el mes más seco menor de 40 mm; lluvias de verano y porcentaje de lluvia invernal del 5% al 10.2% del total anual.
C(m)(f)	Templado, húmedo, temperatura media anual entre 12°C y 18°C, temperatura del mes más frío entre -3°C y 18°C y temperatura del mes más caliente menor a 22°C. Precipitación en el mes más seco menor de 40 mm; lluvias de verano y porcentaje de lluvia invernal mayor al 10.2% del total anual.
C(w1)	Templado, subhúmedo, temperatura media anual entre 12°C y 18°C, temperatura del mes más frío entre -3°C y 18°C y temperatura del mes más caliente menor a 22°C. Precipitación en el mes más seco menor de 40 mm; lluvias de verano con índice P/T entre 43.2 y 55 y porcentaje de lluvia invernal del 5% al 10.2% del total anual.
C(w2)	Templado, subhúmedo, temperatura media anual entre 12°C y 18°C, temperatura del mes más frío entre -3°C y 18°C y temperatura del mes más caliente bajo 22°C. Precipitación en el mes más seco menor de 40 mm; lluvias de verano con índice P/T mayor de 55 y porcentaje de lluvia invernal del 5% al 10.2% del total anual.
C(wo)	Templado, subhúmedo, temperatura media anual entre 12°C y 18°C, temperatura del mes más frío entre -3°C y 18°C y temperatura del mes más caliente menor a 22°C. Precipitación en el mes más seco menor de 40 mm; lluvias de verano con índice P/T menor de 43.2 y porcentaje de precipitación invernal del 5% al 10.2% del total anual.
Cb'(m)(f)	Semifrío, húmedo con verano fresco largo, temperatura media anual entre 5°C y 12°C, temperatura del mes más frío entre -3°C y 18°C, temperatura del mes más caliente menor a 22°C. Precipitación en el mes más seco menor de 40 mm; lluvias de verano y porcentaje de lluvia invernal mayor al 10.2% del total anual.
Cb'(w2)	Semifrío, subhúmedo con verano fresco largo, temperatura media anual entre 5°C y 12°C, temperatura del mes más frío entre -3°C y 18°C, temperatura del mes más caliente menor a 22°C. Precipitación en el mes más seco menor de 40 mm; lluvias de verano y porcentaje de lluvia invernal del 5% al 10.2% del total anual.

Fuente: CONABIO en García, 1998.

Precipitación

Se utilizó la información de 419 estaciones meteorológicas que operan en los estados de Puebla, Hidalgo, Veracruz, Tlaxcala, Querétaro y San Luis Potosí. Todas ellas constituyen el área de la cuenca del río Moctezuma. La precipitación media anual de la región tiene como valor mínimo 390 mm al Sur y su valor máximo es de 1690 mm, en la zona región norte; se puede observar mayor precipitación en dirección NE (Fig. 19).

A partir de la información de la estación meteorológica Metztitlán (13077) del SMN (2010), ubicada en las coordenadas 20° 27' 45" N y 98° 40' 35" W con una elevación de 1,383 msnm, se elaboró el climograma de precipitación (Fig. 20a); el cual indica la temporada de lluvias entre los meses de junio a octubre, con máximos en septiembre y ausencia aparente en invierno, el máximo histórico se dio en septiembre de 2009 con 257 mm (Tabla 2.4).

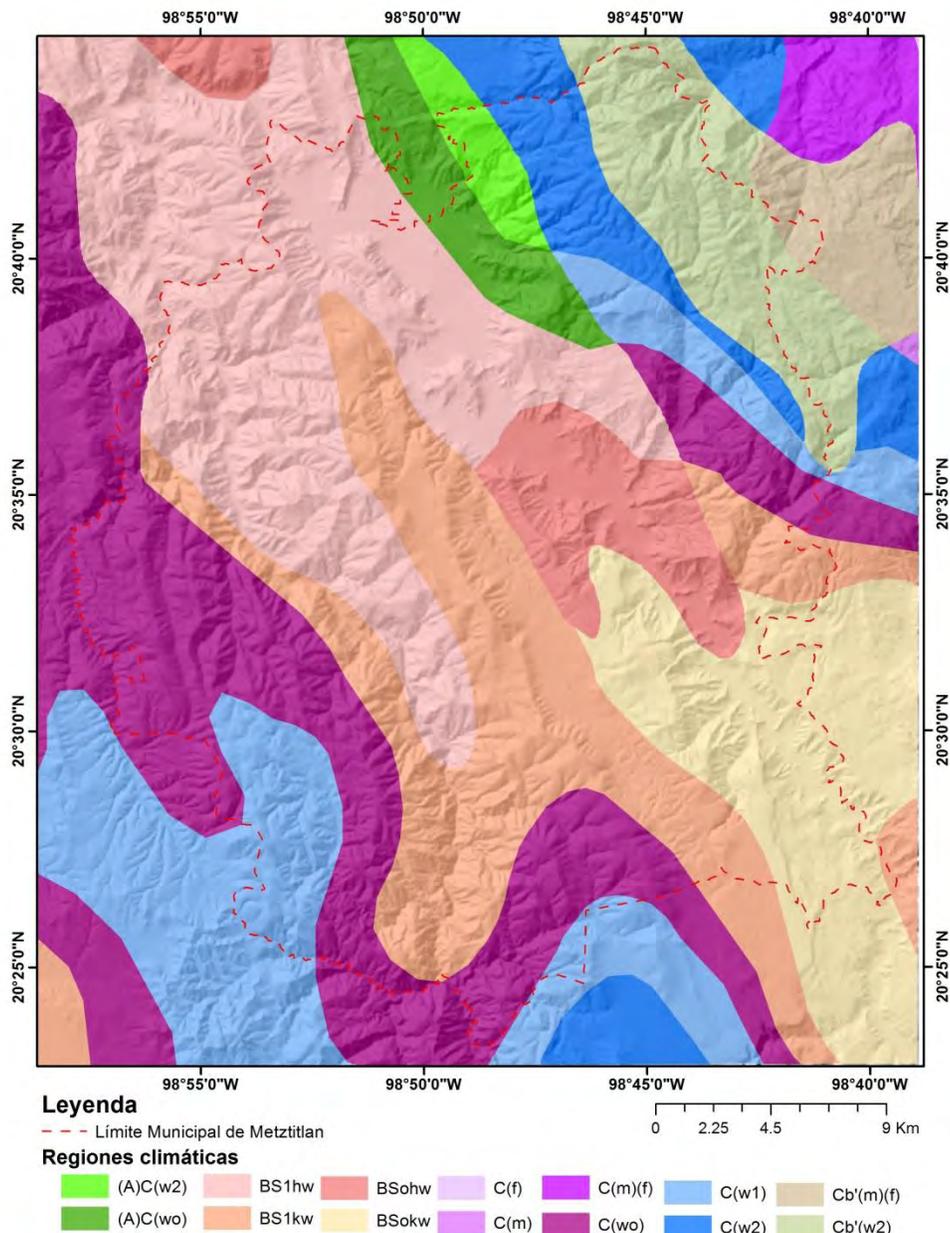


Fig. 18: Regiones climáticas de Metztitlán (elaboración propia a partir de: García, 1998).

Tabla 2.4: Datos de precipitación extraídos de la estación meteorológica Metztlán (13077) en el periodo de 1980-2010.

	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	Mayo	Jun.	Jul.	Ago.	Sept.	Oct.	Nov.	Dic.
Normal	4.4	5.6	6.6	20.2	24	56.4	50.9	66.7	99.8	51	11.1	3.6
Máxima	27	42.9	29.7	88.9	64	208.3	118	211.3	257	182.2	94.9	34
Año de Máxima	1981	2007	1997	1985	1992	1981	1991	1990	2009	1999	2002	1989

Fuente: SMN, 2010.

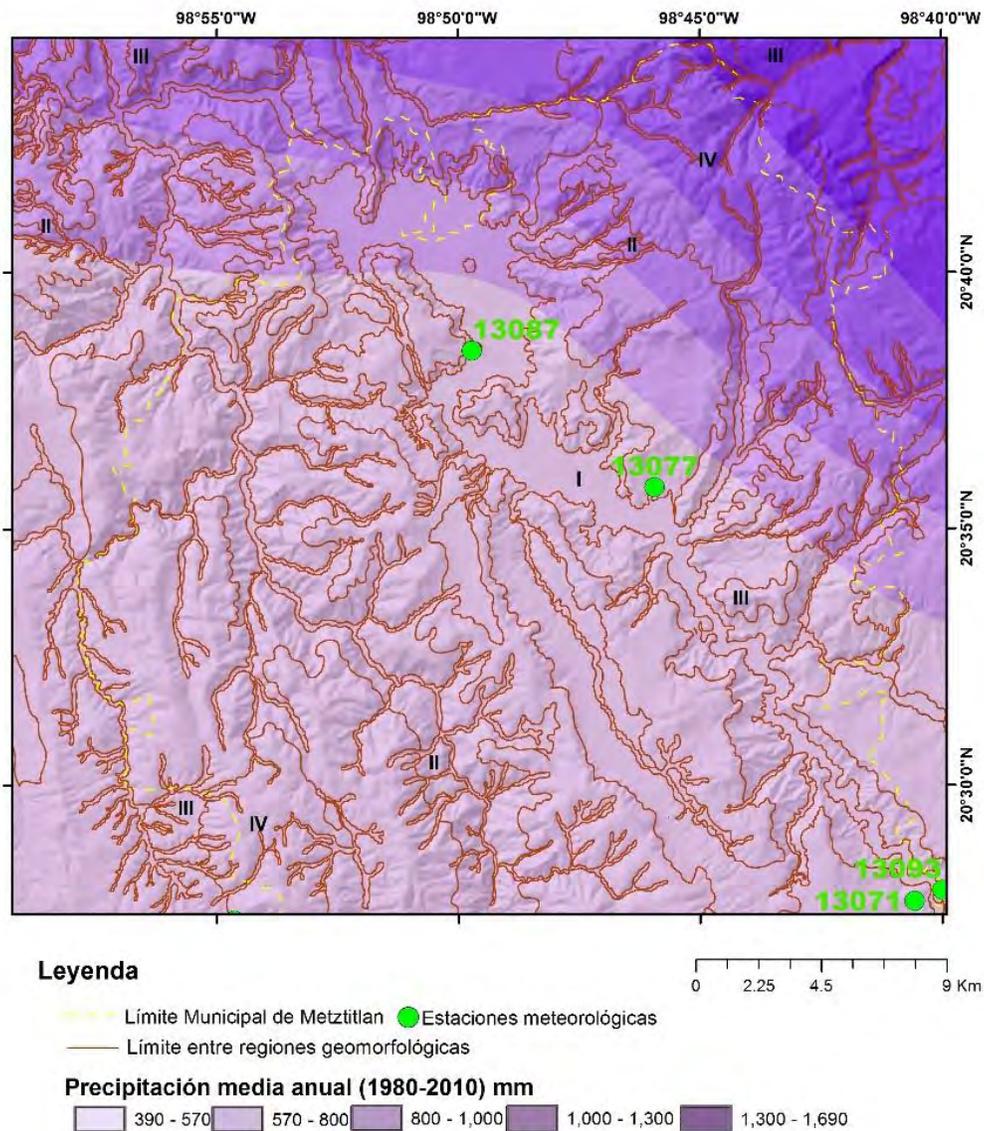


Fig. 19: Precipitación media anual del municipio de Metztlán (Elaborado a partir de la información del SMN, 2010). Estaciones meteorológicas del municipio y cercanas; 13071, 13077 (Metztlán), 13087, 13093. Los números romanos indican regiones geomorfológicas detalladas más adelante: I) Llanura y abanicos aluviales; II) Zona de transición; III) Montañas menores IV) Montañas mayores.

Temperatura

La temperatura media anual en el periodo de 1980 a 2010 muestra mínimos de 14.5°C, esto en las zonas altas del municipio, mientras que la temperatura mayor supera los 19.5°C y se localizan en la región central del mapa, que corresponde con la región denominada llanura aluvial (Fig. 21) (las regiones geomorfológicas se explicarán más adelante, apartado III.2.a). Las condiciones de máxima temperatura reportada en la estación Metztlán, se presentaron en febrero de 2008, donde la normal oscila entre los 16°C y 24°C (Tabla 2.5).

El climograma de temperatura de la estación Metztlán, muestra una tendencia sub-horizontal, con ligeros puntos de inflexión en marzo, donde crece hasta el máximo en mayo, donde comienza a disminuir gradualmente (Fig. 20b).

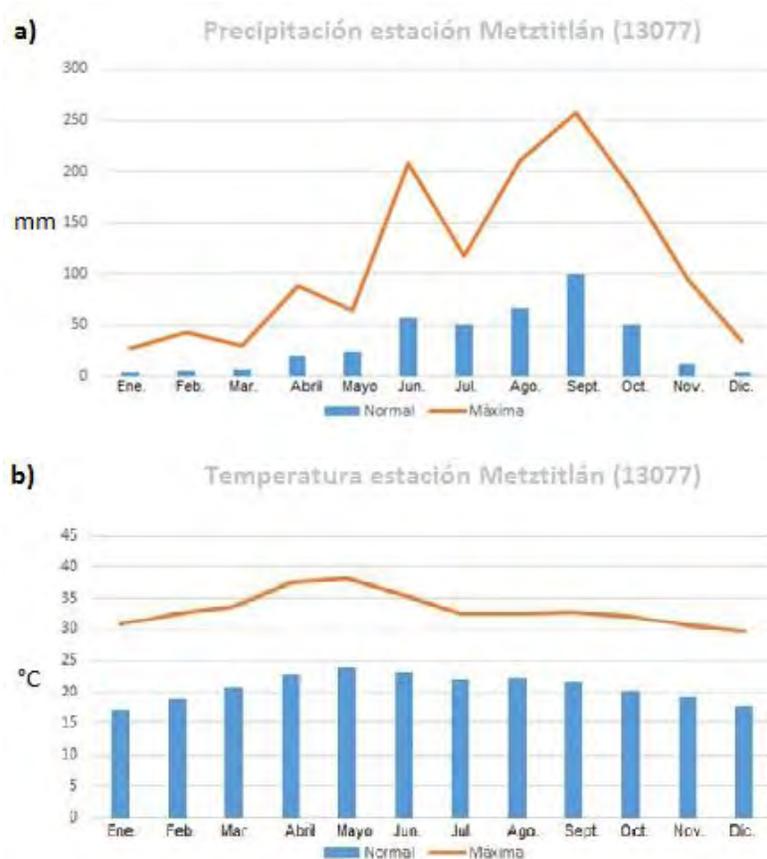


Fig. 20: Normales climatológicas estación Metztlán (13077) del periodo 1980-2010. a)Pluviograma; b)Termograma (Elaborado a partir de: SMN, 2010).

Tabla 2.5: Datos de temperatura extraídos de la estación meteorológica Metztlán (13077) en el periodo de 1980-2010).

	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	Mayo	Jun.	Jul.	Ago.	Sept.	Oct.	Nov.	Dic.
Normal	16.9	18.9	20.8	22.8	24	23.3	22.2	22.5	21.7	20.4	19	17.7
Máxima	30.7	32.6	33.8	37.6	38.2	35.6	32.5	32.7	32.8	32.2	30.6	29.7
Año de Máxima	1981	2008	1981	2006	1981	1981	2009	1981	2006	2006	2000	2006

Fuente: SMN, 2010.

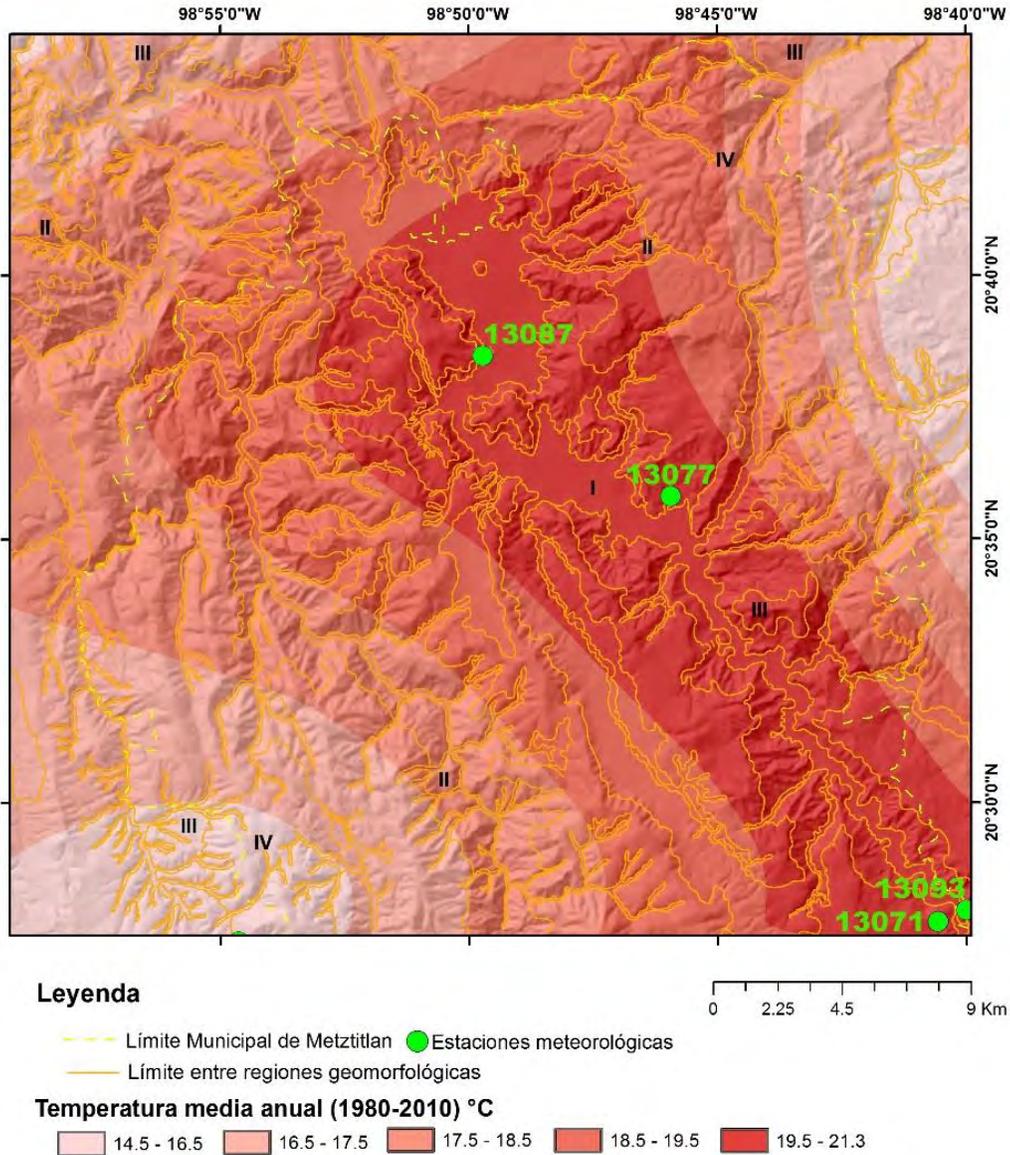


Fig. 21: Temperatura media anual del municipio de Metztlán (Elaborado a partir de la información del SMN, 2010). Estaciones meteorológicas del municipio y cercanas: 13071, 13077 (Metztlán), 13087, 13093.

Edafología

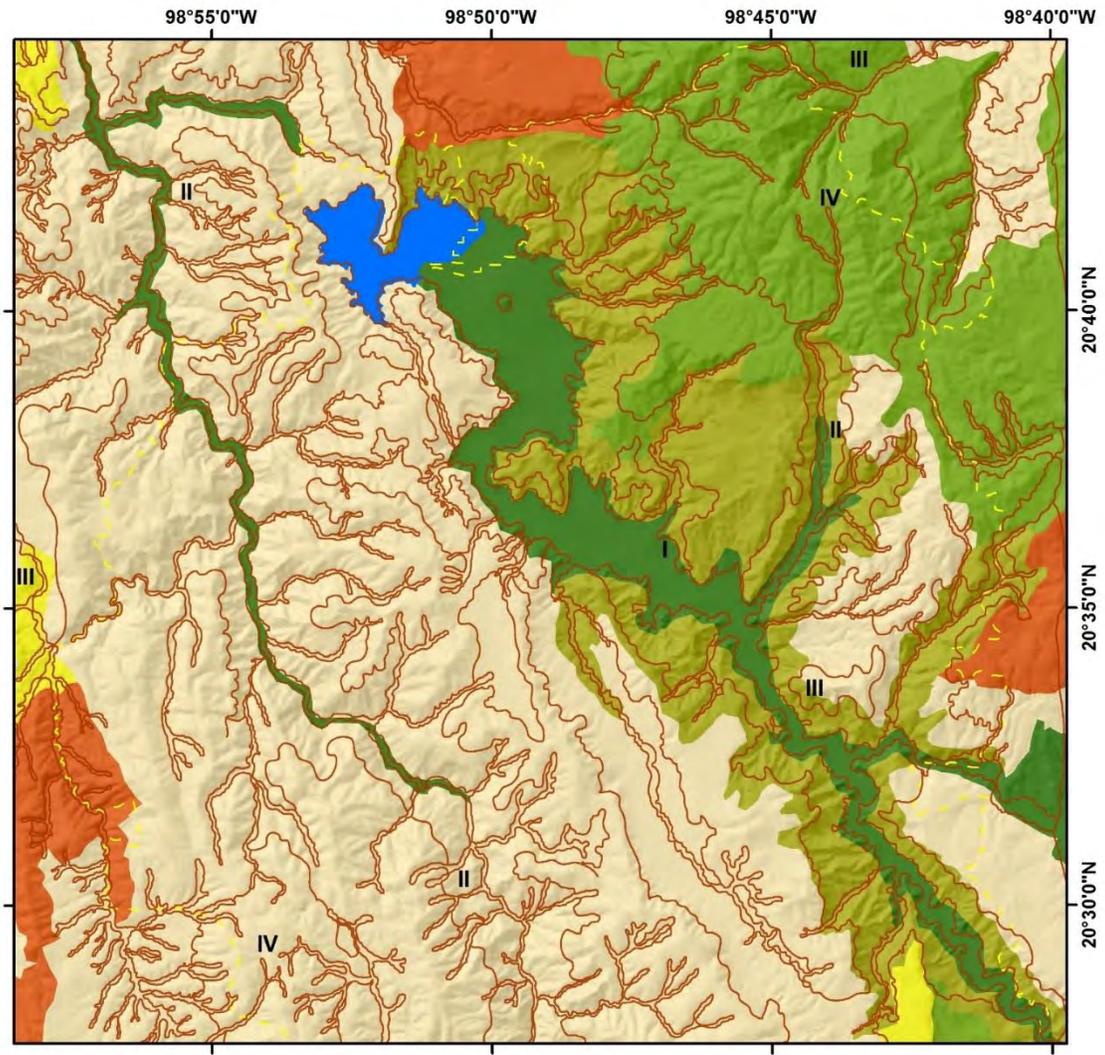
La información edafológica escala 1:250 000 de INEGI (2013b) muestra los tipos de suelo a partir de la clasificación IUSS WG (WRB, 2006); en Metztitlán existe una predominancia de Leptosoles, particularmente aparece en los bloques deformados de la porción Oeste del municipio, también presenta Feozem en las llanuras aluviales, donde la acumulación de materia orgánica predomina, posiblemente a causa de la estabilidad del terreno; en las laderas más abruptas adyacentes al Río Venados se encuentra Regosoles, mientras que en las zonas montañosas al NE contiene Luvisoles, se puede deducir la existencia de iluviación de las partes altas a las bajas (Fig. 22). Una porción al SE presenta Vertisoles, suelos con alta capacidad de expansión y de manera dispersa Cambisoles que representan fuerte intemperismo dada la neoformación de arcillas (WRB, 2006; Zinck *et al.*, 2016).

Uso de suelo

La información de INEGI (2012), muestra zonas agrícolas en la Vega de Metztitlán correspondientes con suelos Feozem, hacia el margen SW predomina el bosque de Pino y vegetación secundaria. Por otra parte, en la margen NE se reconoce vegetación secundaria, zonas de matorral dispersas, así como agricultura y zonas de encinos en las partes altas (Fig.23).

II.3.b Aspectos históricos relevantes asociados con procesos de remoción en masa

Entre los registros históricos reportados se encuentran los trabajos citados en la sección I.1 de la presente tesis, que corresponden la reactivación del deslizamiento de Metztitlán (Lugo *et al.*, 1993;1996) y el paleo-deslizamiento desplazado por neotectónica, estudiado por Waitz (1947) y Suter (2004).



Leyenda

- Límite Municipal
- Cuerpo de agua
- Límite entre regiones geomorfológicas

Tipos de Suelo WRB

- Cambisol
- Leptosol
- Luvisol
- Feozem
- Regosol
- Vertisol

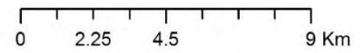


Fig. 22: Edafología de Metztlán (Elaborado a partir de: INEGI, 2013b).

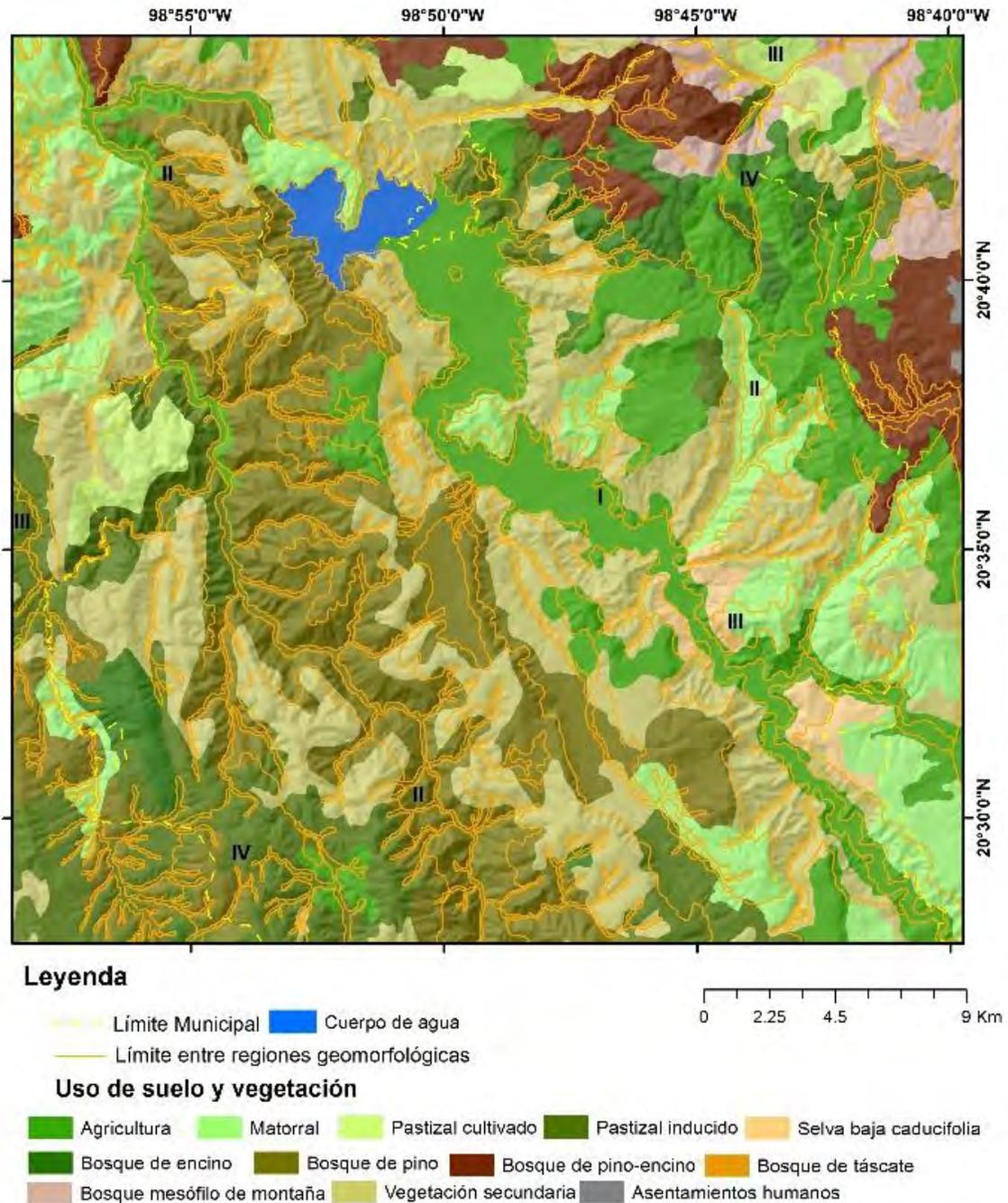


Fig. 23: Uso de Suelo de Metztlán (Elaborado a partir de: INEGI, 2012).

Por otra parte, la red Desinventar (2013) en el periodo de 1970 a 2013 reporta 3 deslizamientos en Metztlán, uno por el medio de *El Universal* en 1974 desencadenado en La Vega por la actividad del Huracán *Fifi* (Desinventar, 2013); dos reportados por *La Jornada*, ocurrido uno, en Julio de 2010 y que afectó la carretera México-Tampico; otro evento en 2012, en la colonia El Calvario, afectó

estructuralmente al menos las viviendas de 20 familias. Ellos reportan que la posible causa del movimiento del terreno es el constante paso de vehículos de PEMEX que generan vibraciones que desestabilizan la ladera.

Del mismo modo que en el apartado de Huehuetla, se realizó una búsqueda de eventos de deslizamientos en la Red Desinventar (2013) para el estado de Hidalgo, el resultado se muestra en la gráfica de incidencia anual (Fig. 24).

De acuerdo con los registros, las zonas más afectadas son la sierra en cercanía con la Huasteca, los eventos meteorológicos extraordinarios en los años 1974, 1999, 2002, 2006, 2007 (máximo de eventos reportados), 2010, 2011 y 2013 (Desinventar, 2013) se reportan como potenciales desencadenadores. Cabe agregar que el municipio no cuenta con Atlas de Riesgos oficial disponible.

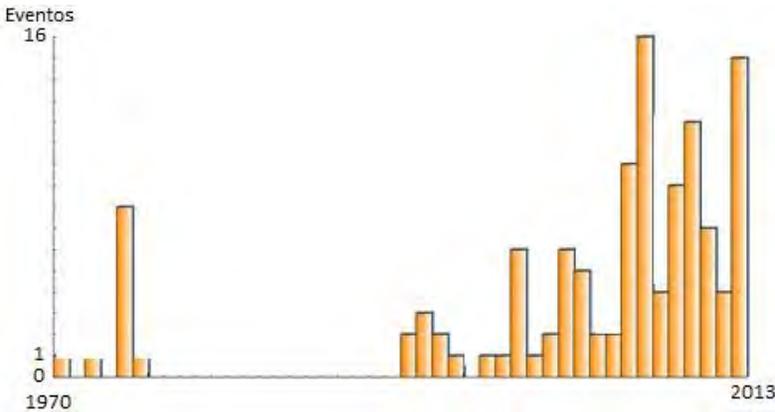


Fig. 24: Gráfica de deslizamientos reportados en el periodo de 1970 a 2013 en Hidalgo (Desinventar, 2013).

Capítulo III: Geomorfología

A continuación, se describe la geomorfología de las áreas de estudio a partir de tres enfoques: a) regionalización morfológica; b) caracterización morfométrica y c) cartografía morfogenética; esto con el fin, en primer lugar, de integrar la información al modelo de susceptibilidad como variables independientes (la morfometría y regionalización), en segundo lugar, obtener el inventario de deslizamientos y por último, utilizar al mapa morfogenético como elemento evaluador de la posible ocurrencia. Debido a los objetivos del estudio, se requirieron dos zonas pertenecientes a la misma provincia fisiográfica, pero con aspectos morfoclimáticos distintos, en este sentido Huehuetla cumple al pertenecer a la región húmeda y Metztitlán la seca. El primer municipio no tenía mapa geomorfológico, razón por la cual se tuvo que elaborar uno; en cambio, el municipio de Metztitlán tiene diferentes trabajos de enfoque geomorfológico.

III.1 Huehuetla, Puebla

III.1.a Regiones geomorfológicas

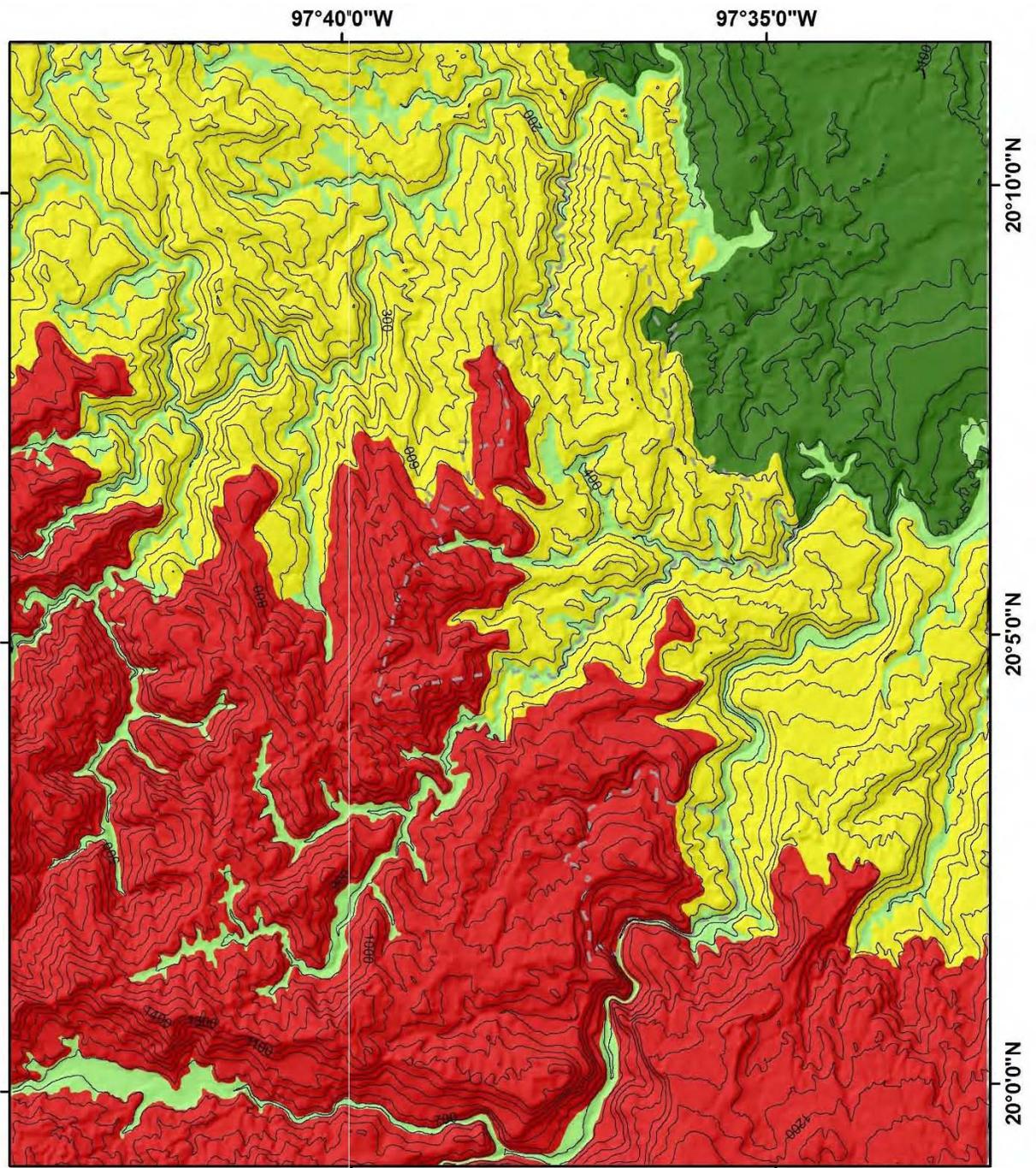
La regionalización geomorfológica consiste en la subdivisión de la superficie de la Tierra en unidades con el fin de discretizar el paisaje a partir del análisis integral de componentes ambientales, geomorfológicos y geológicos (Lugo y Córdova, 1992; Bocco *et al.*, 1999; Geissert, 1999; Minar y Evans, 2008). Uno de los principales problemas de la regionalización es la “poligénesis” en tiempo y espacio, que vuelve complicado idealizar a la superficie como un continuo (Minar y Evans, 2008), aun así, la regionalización tiene un amplio uso y demanda en ámbitos como el aprovechamiento de recursos naturales, ingeniería civil, manejo de cuencas, peligros geológicos y geomorfológicos, planeación del territorio

(Bocco *et al.*, 1999; Geissert, 1999), así como para la interpretación de elementos morfoestructurales (Hernández y Ortiz, 2005; Hernández *et al.*, 2012).

La regionalización geomorfológica presente, parte de un enfoque morfográfico. Éste delimita áreas a partir de la apariencia descriptiva y sus elementos geométricos, mismos que permiten dar el primer paso a la clasificación del relieve (Minar y Evans, 2008; Pavlopoulus *et al.*, 2009). Se siguen tres axiomas principales: 1) la superficie de la Tierra puede ser analizada como un continuo a partir de la elevación interpolada; 2) a cierta escala, la superficie puede presentar discontinuidades, las cuales serán tomadas como límites; 3) estas discontinuidades son producto de distintos procesos morfogenéticos (Minar y Evans, 2008). Aunado a esto, se integró la información geológica con el fin de que la taxonomía resultante, fuese más acertada.

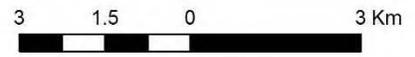
El resultado se obtuvo por medio de la interpretación de información topográfica de INEGI (2015), así como del modelo digital de elevación (MDE) (los procedimientos en SIG se realizaron de manera segmentada en *QGis*, *Global Mapper* e *ILWIS*, aunque los mapas resultados se convirtieron en formatos de lectura compatibles con ArcGis) y la imagen de satélite de Google Earth (2017). Se identificaron los cambios de pendiente mayores y cambios de altitudes relevantes (con el MDE), representado en tres partes que corresponden a zonas alta, de transición y baja; también se vincularon con los límites litológicos; todo esto para obtener el mapa de regiones geomorfológicas de Huehuetla (Fig. 25).

Se identificaron 4 regiones: montañas mayores, montañas menores, lomerío kárstico y valles. Las montañas mayores se localizan en la porción sur; corresponde a la región de mayor altitud e inclinación. Las laderas en esta región presentan geometrías convexas con cimas, en su mayoría, con forma de "V". Las montañas menores se disponen de manera periférica a la región más elevada, por lo que se reconocen como una zona de transición, con vertientes que finalizan en una zona de lomeríos y/o valles, con pendientes intermedias y cimas dispersas con geometría en "U". Los lomeríos kársticos se encuentran en la parte más baja del área de estudio y corresponde a una superficie ligeramente ondulada, modelada por procesos de disolución y de erosión fluvial.



Leyenda

--- Límite municipal de Huehuetla — Curva de nivel



Equidistancia: 100m

Región geomorfológica

- I- Montañas mayores
- II- Montañas menores
- III- Lomerio karstico
- IV- Valles Fluvio-Kársticos

Fig. 25: Regionalización geomorfológica del municipio de Huehuetla, Puebla.

Los valles corresponden a las incisiones fluviales principales, se reconocen por su concavidad e inclinación pronunciada de sus vertientes hacia el fondo; por la naturaleza litológica y la profundidad de la incisión se decidió asignar el nombre de valles fluvio-kársticos asociado a drenaje alogénico donde una gran cantidad de la escorrentía deriva de zonas no kársticas (Gutiérrez y Gutiérrez 2016).

III.1.b Morfometría

La cuantificación del relieve, en sus dos enfoques: general y específico (Goudie *et al.*, 2003; Minar y Evans, 2008; Pavlopoulos *et al.*, 2009), tiene problemáticas y aciertos, según sean los objetivos para su elaboración, el tipo de terreno a evaluar, la escala de trabajo y los insumos base. En la actualidad su base de medición es el *Modelo Digital de Elevación* (MDE) (Evans, 2012), el cual implica el uso adecuado de algoritmos de interpolación en la vertical y horizontal (Quesada y Barrantes, 2017).

En este sentido, los mapas morfométricos del presente trabajo se elaboraron a partir de los métodos postulados por Lugo (1988), así como los propuestos por Quesada y Barrantes (2017), de los cuales, se obtuvieron los siguientes: inclinación del terreno, energía del relieve, densidad de disección y profundidad de disección. Se trabajó a partir de la base topográfica 1:50,000 (INEGI, 2015) interpolada como MDE con una resolución espacial de 20 m, correspondiente con la equidistancia de las curvas de origen; el trazado de la red de drenaje se realizó a partir de fotointerpretación estereoscópica, que posteriormente fue digitalizada; todos los datos fueron procesados en el Sistema de Información Geográfica (Fig. 26).

Inclinación del terreno

La inclinación del terreno se refiere al grado de declive de una superficie con respecto a la horizontal, expresado en grados o en porcentaje. Es uno de los

parámetros más importantes en el estudio de inestabilidad de laderas y uno de los indicadores más utilizados en la evaluación de susceptibilidad (Quesada y Barrantes, 2017; Paz *et al.*, 2017). Se elaboró con las herramientas de Análisis del Terreno (que se encuentran en cualquier SIG), para su clasificación se asignaron 5 rangos por medio de la agrupación de datos *Natural Breaks*, que busca la disminución de la varianza de los datos dentro de cada clase individual siempre y cuando la diferencia entre cada clase sea significativa (Smith *et al.*, 2007).

El resultado muestra en la zona de montaña, una predominancia de altos valores de inclinación que van de 20° a 70°; este rango de valores se observa en la parte central y al Suroeste a manera de bandas que flanquean los principales barrancos. En las montañas menores los valores van de 16° a 62° pero las bandas de valores altos de inclinación son más delgadas, comparadas con la unidad anterior. Los lomeríos kársticos presentan superficies sub-horizontales al noreste (dentro del rango de inclinación de 0° a 10°), pero el máximo valor encontrado fue de 49°, en las cercanías con la zona de transición (Fig. 26A). Los valles presentan muy bajos valores de inclinación en su fondo, esta región tiene como límite el abrupto cambio de inclinación que va de los <10° hasta los 60° en sus vertientes. Los valores medios por región son 24° en montaña, 21° en montañas menores, 11° en lomeríos kársticos y 17° en valles fluvio-kársticos.

Energía del relieve

La energía del relieve es el rango o diferencia máxima entre los valores de elevación máximo y mínimo, de un área específica (Lugo 1988); el resultado indica la energía potencial de los materiales a movilizarse (Quesada y Barrantes, 2017). El mapa se elaboró con herramientas que permiten calcular la diferencia altitudinal, a partir de los valores intrínsecos de las celdas raster del MDE, en un espacio definido de forma arbitraria (en este caso, malla equidistante de 1 km²). La montaña presenta toda la gama de valores de energía, que van de 0.06 a 0.86 km/km², con predominancia de valores mayores a 0.28, los valores máximos

concuerdan con la zona de contactos litológicos ubicada al sur y el frente de la falla inversa Ixtepec (véase fig. 5).

La región de montañas menores muestra muy bajo contenido de los valores de energía del relieve mayor (0.49-0.66) aunque contiene la gama de valores de 0.06 a 0.64 km/km², su dominio lo ocupan los rangos de 0.18-0.37 km/km², los valores máximos están asociados espacialmente al anticlinal Xuxún y sinclinal Filomeno Mata (véase Fig. 6); en los lomeríos kársticos la energía del relieve obtenida va de los 0.02 a los 0.38 km/km², aunque se observa que domina el rango de valores <0.18 km/km². En la región de valles el rango de valores obtenido fue de 0.06 a 0.62 km/km², los valores elevados concuerdan con las incisiones en posiciones altitudinales mayores (Fig. 26B). Los promedios por región son 0.36 km/km² en montaña, 0.28 km/km² en montañas menores, 0.14 km/km² en lomeríos kársticos y 0.26 km/km² en valles fluvio-kársticos.

Densidad de disección

Se refiere a la concentración de cauces en un área en específico, medidos en la horizontal, es decir, por su longitud. Tiene como objetivo mostrar zonas con mayor cantidad de incidencia fluvial en plano (Lugo 1988), lo cual está influenciado por la competencia del sustrato, las estructuras disyuntivas, inclinación del terreno, cobertura de suelo, tipo de precipitación, entre otros (Quesada y Barrantes, 2017).

Para su elaboración, se unificó la red de drenaje digitalizada, después fue cortada con una capa vectorial de polígonos con superficie de 1 km², la cual permite tener una capa lineal de corrientes fluviales seccionada por km²; posteriormente se midió la longitud agrupada en cada celda. Los valores obtenidos se relacionaron con una gradilla a través de la herramienta de unión espacial, que permite trasladar los datos de la medición lineal a cada celda poligonal. Esto con el fin de obtener el centroide de cada cuadro, junto a su valor de longitud y de esa manera, ser interpolado (Fig. 26C).

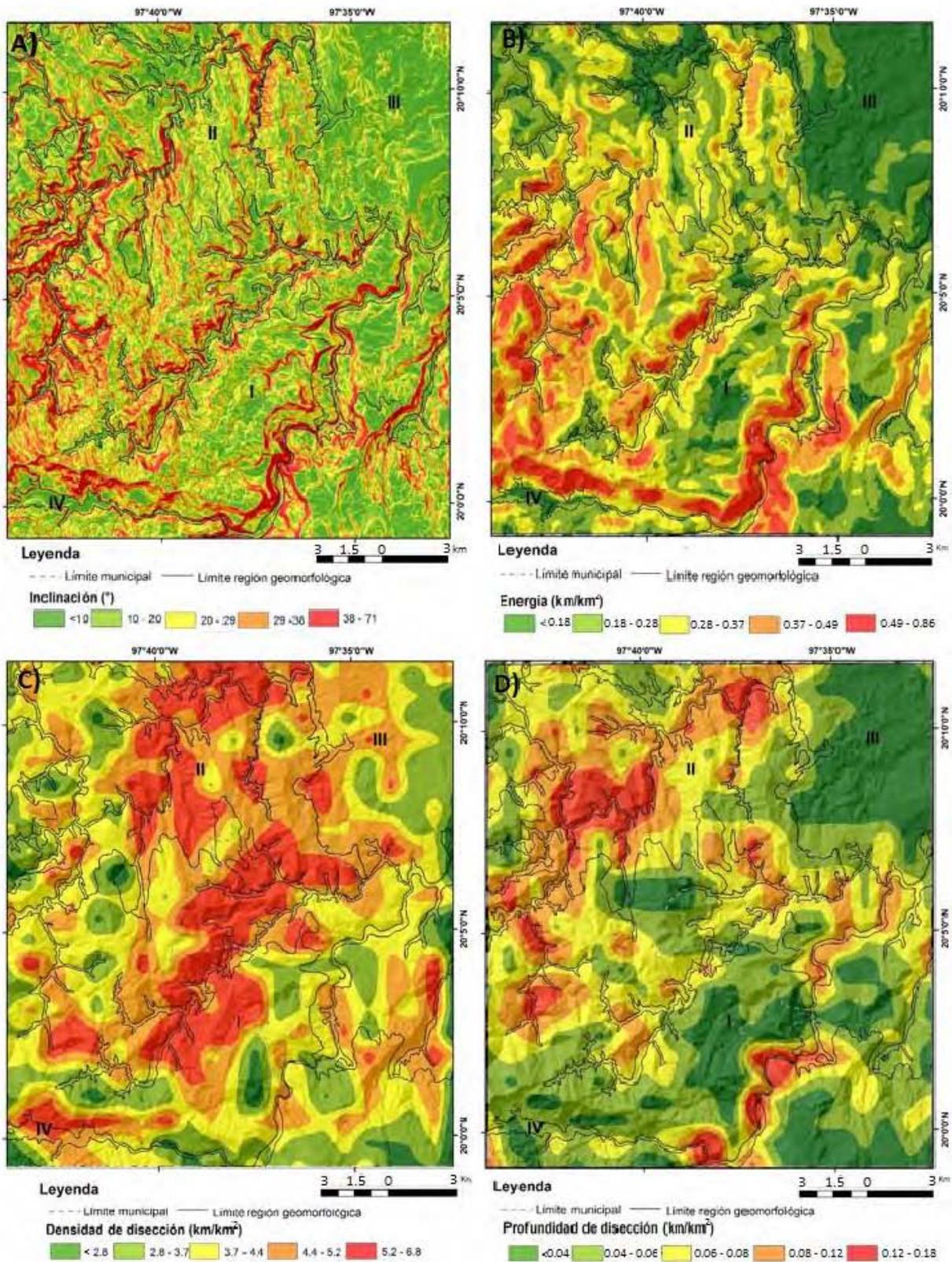


Fig. 26: Mapas morfométricos de Huehuetla. A) Inclinación del terreno; B) Energía del relieve; C) Densidad de disección; D) Profundidad de disección.

En la región de montaña mayores el rango de valores de densidad de disección es de 1.10 a 6.80 km/km², aunque las zonas con valores de 2.6 y menores aparecen como polígonos ligeramente aislados, el intervalo de valores que más se presenta en esta región es el de 3.7 a 5.2 km/km². Cabe señalar que esta es la zona con una mayor variación litológica, además se tiene el frente de la falla inversa Ixtepec, la cual representa la zona con valores de densidad mayores (véase Fig. 5 y 6); las montañas menores presentan un intervalo idéntico (1.10 a 6.80 km/km²), pero en esta región se observa un dominio de valores altos (4.4 - 6.8 km/km²), que se encuentran en la porción central, se correlaciona con la sección de mayor deformación, justo en los límites de las estructuras en sucesión anticlinal-sinclinal (véase Fig. 6). El intervalo de valores de densidad de disección para la región de lomerío kárstico es de 1.06 a 5.86 km/km², en la región se distingue una transición de los valores mayores en la parte central a menores al Este. Los valles presentan valores de densidad de disección que van de 1.64 a 6.68 km/km²; en general los valores máximos se localizan en la zona central de Huehuetla, lo cual puede estar relacionado con un mayor fracturamiento, lo que permite la incisión fluvial. Además estos valores coinciden con la porción de precipitación mayor, con 2700 mm anuales (véase Fig. 9). Las medias aritméticas por región son 4.24 km/km² en montañas mayores, 4.60 km/km² en montañas menores, 4.10 km/km² en lomeríos kársticos y 4.50 km/km² en valles fluvio-kársticos.

Profundidad de disección

Este parámetro calcula la incidencia erosiva fluvial en la vertical, permite analizar la intensidad erosiva a través del tiempo y proporciona una relación indirecta con las variables del entorno que permiten la disección como la litología, inclinación del terreno, precipitación y los planos de debilidad del sustrato (Simonov 1985 y Zamorano 1990; en Quesada y Barrantes, 2017). Se obtiene al medir la diferencia altitudinal entre el *talweg* y la ruptura de pendiente más significativa cercana al límite inferior del valle, esto medido en una rejilla de 1 km². Los valores obtenidos son procesados en un SIG para crear una capa de puntos que permita ser

interpolada con el método de “Vecino Natural o Cercano” (Fig. 26D). Cabe agregar que, el método de interpolación *Natural Neighbor* consiste en la asignación de valores a espacios vacíos a partir de los datos de entrada con la confección de *Diagramas de Voronoi*, esto permite obtener valores proporcionales al área que se encuentra entre cada punto, lo cual da como resultado límites curvos o suavizados entre clases con una mejor presentación al resultado (Smith *et al.*, 2007).

Los valores de profundidad (al igual que los de densidad) de disección, resultan iguales para montañas mayores y montañas menores, con un rango de <0.02 a 0.18 km/km². Particularmente los valores mayores presentan una distribución aislada a manera de polígonos cerrados irregulares y no continuos a lo largo de los barrancos o valles fluvio-kársticos, esto puede ser un indicativo de las zonas con mayor potencial de disolución. Otro aspecto interesante es el hecho de que en la región de montañas mayores son escasos los polígonos con valores de profundidad de la disección de 0.12 a 0.18 km/km², en cambio, el intervalo que domina es de 0.02 a 0.08 km/km², lo cual implica de forma indirecta, un bajo potencial de erosión fluvial y mayor de disolución. En este sentido la región con un dominio de valores bajos de profundidad es la de lomeríos kársticos, con valores <0.02 km/km², además se observa una ligera tendencia descendente en dirección SW-NE. Es en los valles fluvio-kársticos en donde se presentan los mayores valores, que van de 0.2 a 0.18 km/km², con máximos principalmente en los valles al noroeste y al sureste, mismos que tienen una dirección preferencial SW-NE (Fig. 26D). Los valores medios por región son 0.06 km/km² en montaña, 0.08 km/km² en montañas menores, 0.04 km/km² en lomeríos kársticos y 0.08 km/km² en valles fluvio-kársticos.

III.1.c Mapa morfogenético

La cartografía morfogenética se enfoca en los procesos formadores del relieve que ocurren en un espacio y tiempo particulares (Pavlopoulos *et al.*, 2009). Su identificación y delimitación corresponden al método tradicional de mapeo

geomorfológico (Minar y Evans, 2008), del cual no existe un acuerdo internacional común para su elaboración. El mapa morfogenético ha sido utilizado en estudios de PRM como fuente de información a manera de inventario de deslizamientos y como insumo cartográfico utilizado para elaborar regresiones lineales que permitan ponderar variables que incidan en la susceptibilidad (Ayalew y Yamagishi, 2005; Guzzetti *et al.*, 2012).

El mapa morfogenético de Huehuetla se elaboró a partir de estereoscopia, en donde se definieron los límites de unidades, la red de drenaje, cambios significativos en la inclinación, así como cambios texturales y de tono en la fotografía aérea. En el SIG se integró la información morfométrica y geológica con las unidades delineadas, esto con el fin de clasificar cada una de acuerdo con su génesis primaria, dinámica y edad relativa (Anexo I).

Se reconocieron 37 formas del relieve en un área foto-interpretable de 175.8 Km²; se dividieron de acuerdo a su génesis primaria en: relieve endógeno, endógeno modelado y exógeno (Simonov, 1985 en: Quesada y Barrantes, 2017), las cuales se subdividieron de acuerdo con sus dinámicas particulares; donde resaltó el componente tectónico-estructural, el de disolución y de influencia gravitacional. La descripción del mapa de la leyenda, esta subdividida por edades relativas de manera descendente, es decir, de la forma más reciente a la más antigua.

[Relieve endógeno](#)

Las morfologías endógenas se dividieron en: relieve tectónico y relieve estructural; la diferencia entre estas dos concepciones recae en que el primero se debe a una respuesta a la deformación activa, mientras que el componente estructural es la configuración morfológica del paisaje post-deformación, es decir, en respuesta a las geometrías resultantes después de los esfuerzos según la competencia de la roca (Bierman y Montgomery, 2014).

El relieve tectónico producto de deformación frágil está conformado por los escarpes de fallas normales e inversas, las fallas normales se encuentran asociadas a los flancos y frentes de los elementos estructurales, con rumbos coincidentes a estas. Las formas que indican un comportamiento dúctil son Crestas de rezago y Crestas de distensión. La primera se encuentra al centro del mapa entre la porción norte de la falla inversa Ixtepec y el miembro sur del sinclinal Filomeno Mata. Las Crestas de distensión se encuentran en dirección oblicua al eje principal de la falla inversa Ixtepec, por lo cual se asocia su formación a esfuerzos secundarios discordantes con el mecanismo principal inverso.

El relieve estructural (tectónico) es abordado a partir de la clasificación de Viers (1967; en Zinck *et al.*, 2016) que agrupa las formas según la pendiente media de los flancos de cada estructura como: Cuesta, Cresta, Hogback y Barra (Fig. 28).

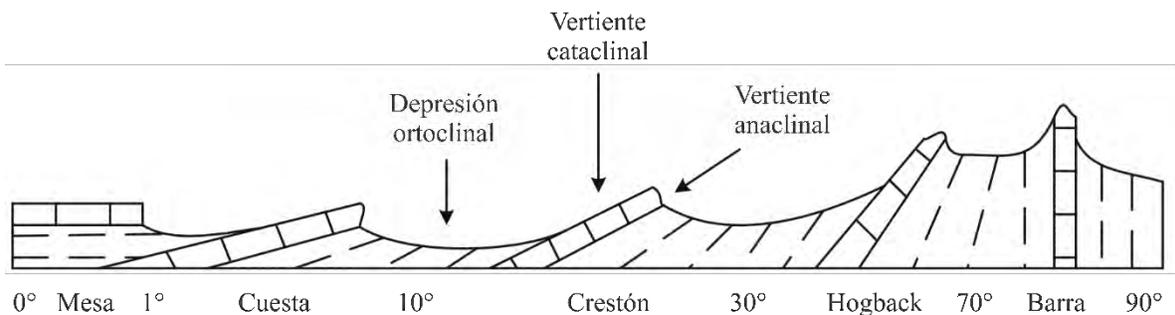


Fig. 27: Clases de relieve monoclinal definido por la pendiente de las capas en vertientes en Cuesta, vertientes en Crestón (Cresta), etc. (Modificado de Viers 1967; tomado de Zinck *et al.*, 2016).

El relieve tipo Hogback ocupa un área de 4.139 km², está relacionado a los flancos de anticlinales inferidos al sur y al pliegue de cabalgamiento de la falla inversa Ixtepec, tiene un rango de inclinación de 30° a 70°, con una media de 30.35° en las unidades del mapa. Se reconocieron Cumbres a manera de Barra como superficies sub-horizontales que coronan vertientes con pendientes mayores (Frente de barra), estas se ubican al norte con una dirección paralela a las estructuras reportadas; el Crestón corresponde a una elevación aislada con pendiente media de 22° ubicada al norte de la zona de Mogotes.

Relieve endógeno-modelado

El relieve endógeno modelado incluye morfologías que obtienen su fisonomía por efectos erosivos secundarios; es decir, no se reconoce totalmente la estructura primaria de índole endógena, debido a que fue moldeada a partir de su configuración original. El relieve estructural ha sido modelado, principalmente por la acción de agentes de meteorización como la: disolución y abrasión, que posteriormente ha sido erosionada por efecto fluvial y gravitacional. Se divide en Cuestas con evidencia de disolución a manera de campo de *Rinnenkarren* (con medias de 10° en pendiente y 0.06 km/km² de profundidad de disección), Crestas con evidencia de dolinización que responden a un estadio más profundo de disolución (con medias de 19° de declive y 0.08 de profundidad de disección medias); ambas morfologías se encuentran al noreste, en los flancos del anticlinal Tuipan. El modelado en las cumbres identificado como Superficies de *planación*, se utilizó para las cimas que por efecto de la corrosión y abrasión química tomaron un aspecto sub-horizontal. También fue utilizado este esquema de clasificación para las Cumbres en “U” o cúspides con una geometría convexa ligeramente suavizada en sus bordes.

La acción fluvial que ha segmentado de manera perpendicular el tren de pliegues del sistema anticlinal y forma un valle amplio lleva por nombre “*Cluse*” (Gutiérrez y Gutiérrez 2016); en cambio, los valles dispuestos de manera ortoclinal o centrales a las deformaciones, guiadas sobre el plano de charnela se denominan “*Combe*”, los cuales son típicos de anticlinales desventrados. En la región de Huehuetla se observa una concentración de *Cluses* al norte de los anticlinales Xuxún y Filomeno Mata, en el sur de los anticlinales Filomeno Mata y Tuipan, así como en la porción centro y sur del anticlinal inferido Nanacatlán; sus dimensiones promedio son 1.742 km de largo y 9 km de ancho. Un aspecto interesante es la configuración paralela de los *Cluse* al sur del anticlinal Tuipan, justo en la zona en donde presenta un cambio en su orientación, lo que pone en evidencia los esfuerzos conjugados, posiblemente con un componente distensivo. En cambio, el *Combe* se encuentra en el anticlinal inferido al oeste, su longitud es de 2.523 km y ancho

de 0.745 km. Los dorsos que presentan una disección mayor por su inclinación (de 10° a 30°, 22° en promedio) se clasificaron como Crestas disectadas, las cuales suelen estar coronadas por Cumbres con geometría en “V” (invertida). Esta unidad se encuentra en todas las estructuras del mapa, abarca la inclinación dominante en flancos estructurales, ocupan el 30.8% del total de unidades (54.33 km²).

El componente gravitacional se asocia a estructuras de sinclinal exhumado, ocurren principalmente en las Laderas en gradería que se localizan en el sinclinal Filomeno Mata, Mecatlán y el sinclinal inferido Atlequizayan, con dirección oeste-este. Las laderas en gradería conforman un relieve invertido producto del desarrollo erosivo en las zonas de debilidad cercanas a la charnela. Esta unidad se complementa con los Frentes de sinclinal y anticlinal, que son escarpes contrarios a la dirección de buzamiento de las capas. Estas unidades (frentes y laderas en gradería) se localizan en los sinclinales Filomeno Mata y Mecatlán, en las estructuras inferidas al sur y en el dorso de cabalgamiento de la falla inversa Ixtepec. Un aspecto importante, es el de que las laderas en gradería presentan los valores promedio de 0.34 y 0.08 km/km² de energía de relieve y profundidad de disección, respectivamente. Los frentes en barra son escarpes (mayores a 70° de inclinación) localizados principalmente al este, intercalados por superficies de *planación* (enunciadas más adelante), que asemejan en su conjunto laderas en gradería.

Relieve exógeno

El relieve exógeno se dividió en formas resultado de las dinámicas gravitacional, kárstica y fluvial. Las primeras incluyen formas resultado del movimiento de materiales en una vertiente. Los procesos de remoción en masa reconocidos dieron forma al inventario de deslizamientos de Huehuetla. Las formas kársticas presentes, son resultado de la combinación de rocas con alta porosidad o microporosidad y de composición dominante en CaCO₃. En Huehuetla sólo fueron identificadas formas exokársticas mayores (de acuerdo con la clasificación de

Summerfield, 1991 y Gutiérrez, 2008). Respecto a las formas fluviales, estas surgen del trabajo de las corrientes temporales y permanentes (Lugo, 1989).

El relieve gravitacional erosivo consta de Superficies de deslizamiento, las cuales por la escala se marcaron de manera indistinta, sean producto de un mecanismo planar o rotacional. Esta unidad hace referencia a la superficie de ruptura y, posteriormente, de resbalamiento de material. Es la unidad más importante del inventario de deslizamientos, ya que muestra (en su proximidad) las condiciones iniciales de remoción. Cabe mencionar que las superficies de deslizamientos encontradas fueron aquellas que todavía conservan sus características primarias (es decir, no han sido del todo modeladas por erosión secundaria). Se reconocieron 51 superficies de deslizamiento que ocupan el 3.5% (6.297 km²) de la superficie total cartografiada, 84% se localizan en la zona sur del área de estudio, anticlinal inferido Nanacatlán y en el frente de la falla inversa Ixtepec. Además, se reconocieron las coronas de deslizamiento, las cuales representan la zona superior y adyacente al escarpe principal, en donde, el material no ha sido removido (Alcántara, 2000). Otra forma asociada con la dinámica gravitación es el Corredor de escombros, de los cuales se localizaron 16. Esta unidad se concentra, principalmente, en los frentes del anticlinal desventrado Ozelonacaxtla, mismo que presenta un gran modelado, ocupan el 0.28% (0.492 km²) de la superficie total y el 1.48% de la superficie ocupada por las morfologías gravitacionales erosivas.

El relieve deposicional asociado a las formas anteriores fue, en algunos casos, segmentado en Depósitos de deslizamientos simples y Depósitos con pie de deslizamiento, este último ocurre en la zona distal de uno de los deslizamientos mayores (2.3 km² de área en superficie de ruptura y 2.7 km² de depósito). El depósito de deslizamiento simple es el área dentro de la cual el material sobreyace la superficie original del terreno (Alcántara, 2000), se reportan 51. El pie de deslizamiento es la porción inferior y terminal del material desplazado, típicamente presenta una geometría curva o en forma de lóbulo (Highland y Bobrowsky 2008). El depósito de deslizamiento contiene en sus márgenes Rampas coluviales producto de la coalescencia de conos de escombros,

removidos por efecto de la gravedad, este caso se da en 3 deslizamientos en específico, localizados al sureste y en las cercanías a la falla inversa Ixtepec. Por otro lado, no todos los corredores de escombros presentan depósitos, ya que en muchos casos el depósito llega al fondo de un río, mismo que posteriormente lo erosionó. Aun así, se reconocieron algunos lóbulos producto de Flujos de escombros. Estos Lóbulos de flujo se encuentran tanto en la parte media como terminal de algunos corredores de escombros, se delinearon 15 morfologías con esta característica.

En el relieve kárstico se pone en evidencia una sucesión de etapas de disolución que comienzan a manera de superficies suavizadas, que posteriormente toman una morfología sub-horizontal o de *planación*. La superficie de *planación* refiere un relieve de tipo residual, en algunos casos a manera de lomeríos aislados, pero comúnmente casi plano con drenaje incipiente o de incisión somera (Goudie, 2004). Aunque se han propuesto múltiples explicaciones acerca de su origen o supuesta nivelación; las superficies de *planación* encontradas en Huehuetla pueden estar asociadas a procesos de “*etching*” (Goudie, 2004). El concepto de “*etching*” hace referencia a la combinación de procesos de profunda meteorización y posterior remoción de la superficie, es decir el relieve se desarrolla a partir de una nivelación doble (Summerfield, 1991).

Debido a la naturaleza litológica que prevalece en el municipio, existen múltiples formas exokársticas, algunas de ellas continúan en desarrollo, como lo son las Pseudo-dolinas. Estas unidades son depresiones parciales del terreno a manera de dolina abierta; 3 de ellas se ubican en los flancos del anticlinal Xuxún, 3 cercanas al frente de la falla inversa Ixtepec y una sobre la ladera en cresta lateral a los frentes de barra al este. También se reconocieron 33 Dolinas mayores (con un diámetro mínimo de 90 m), de las que fue posible reconocer sus bordes. Las dolinas (*sinkhole*) son depresiones cerradas de forma semi-circular o elipsoidal en planta, con bordes suavizados o escarpados (Gutiérrez, 2008). Se encuentran alineadas al norte en las crestas en proceso de dolinización del anticlinal Xuxún y el sinclinal Filomeno Mata, al fondo del anticlinal Mecatlán, además de los flancos

de anticlinal Nanacatlán y sinclinal Atlequizayan inferidos. De acuerdo con su morfología, la mayoría de las dolinas tienen una geometría de artesa con bajos valores de R y S (R= relación de forma obtenida por: Ancho/Profundidad de la dolina y S= pendiente de laderas de la depresión, entre 10° y 12°). Se reconocieron 12 Uvalas, éstas se desarrollan cuando las dolinas se presentan de manera coalescente (eje mayor mínimo de 80 y máximo de 215 m, en Huehuetla). Por otro lado, también se reconocieron formas exokársticas positivas, denominadas como mogotes. Los mogotes, también conocidos como conos kársticos o “*cockpits*” se han asociado a una vigorosa disolución en la cual no se reconocen dolinas claras, debido a que interfieren una con otra, lo que modificó el relieve original (Huggett, 2007). Casi siempre se encuentran a manera de campos; es pertinente mencionar que los mogotes encontrados en Huehuetla, no presentan las típicas características de un cono kárstico (40 a 100 m de altura relativa y 30° a 15°; en Lyew-Ayee *et al.*, 2007); debido a la resolución de los mapas y fotos aéreas utilizadas, los mogotes encontrados tienen en su mayoría entre 20 y 80 m de altura, más de 15° de inclinación en sus laderas y se localizan principalmente en zonas con valores de energía de relieve bajos a medios (menores a 0.38 km/km²). Se pudieron reconocer a partir de sus cimas, estas sirvieron como parámetro para su subdivisión en: cupulares, cónicas o elongadas. La distribución de los mogotes dentro de sus campos, muestra que los cupulares (representan 49% del total), se encuentran en las partes bajas, mientras que los elongados ocupan las partes altas (representan el 47% del total), en cambio los mogotes con cimas cónicas (4% del total) son escasos y tienen una distribución azarosa. Estos últimos se ubican en el campo de mogotes del sur que tiene un área de 3.327 km², los campos de mogotes centrales y del norte no superan el 1.5 km² de superficie.

Las formas resultado de la dinámica fluvial fueron divididas de acuerdo con rasgos que denotaran su potencial erosivo o acumulativo. En este sentido se decidió nombrar a aquellos cauces con fondo plano, vertientes profundas y de pronunciada inclinación como valles fluviokársticos. Es evidente que la incisión del sistema fluvial no solo involucró a la disolución de las rocas carbonatadas, también tiene participación la remoción mecánica del río (Gutiérrez y Gutiérrez, 2016).

Aparentemente los valles fluviokársticos encontrados presentan una recarga autogénica, pero forman parte de un mayor drenaje alogénico; la profundidad de sus vertientes rebasa los 25° de inclinación y superan los 80 m de profundidad. Para finalizar con las unidades geomorfológicas, tenemos a los valles intermontanos que son poco profundos e inciden en las regiones altas y de fuerte inclinación, se encuentran de manera subsecuente al límite inferior del frente de la falla inversa Ixtepec, del mismo modo se emplazan de manera ortoclinal en sinclinales. El mapa también presenta elementos estructurales inferidos, tectónicos y los ríos (Anexo I).

III.2 Metztitlán, Hidalgo

III.2.a Regiones geomorfológicas

El mapa de regiones geomorfológicas de Metztitlán se elaboró bajo los mismos parámetros físicos utilizados en la regionalización de Huehuetla, con el uso de un *MDE* generado con las curvas de nivel de INEGI (2015), la información geológica de la carta *F14-D61* del Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2003), imágenes de satélite de Google Earth del 2012-2016 (2017) y un modelo sombreado del relieve (*Hillshade*) obtenido a partir del modelo digital de elevación. El relieve fue dividido en 5 categorías: montañas mayores, montañas menores, zona de transición (vertientes inferiores, lomeríos y rampas), valles y llanuras y abanicos (Fig. 28).

La región de montañas mayores se definió en zonas por encima de los 2000 msnm, en el contacto volcánico (basáltico), sedimentario (calizas) y con el pórfido riolítico aflorante al NE y en las zonas elevadas de calizas deformadas al SW. Las montañas menores se dividieron según su litología y componente morfográfico en: Montañas menores en bloque (corteza terrestre levantada, plegada y desplazada por efecto tectónico, disectada por profundos barrancos que la divide en bloques), para las elevaciones producto de deformación, se encuentran distribuidas principalmente en el margen Oeste del río Metztitlán; Montañas menores de origen

volcánico que corresponden a antiguos flujos y mesas de lava parcialmente erosionados; se reconocieron principalmente por su cima sub-horizontal y patrón de drenaje sub-paralelo, angulado y radial. Las rocas volcánicas que constituyen esta región sepultan parcialmente al basamento deformado (montañas menores en bloque).

La zona de transición, entre las montañas y las planicies de índole aluvial, se fragmentó en vertientes inferiores, lomeríos y rampas. La subregión de vertientes inferiores está asociada a los ríos principales y en contacto con las montañas menores. Están constituidas casi en su totalidad por una secuencia calcárea plegada y presenta algunas elevaciones aisladas.

Los lomeríos son superficies con valores de elevación que van de 1000 a 1900 msnm, presentan superficies sub-horizontales ligeramente onduladas; aunado a los lomeríos se definieron rampas en los espacios que presentan una pendiente promedio continua. Las rampas se disponen de forma periférica a las vertientes inferiores y montañas menores; es una unidad producto de remoción gravitacional (principalmente por efecto de caída de bloques y escombros). La región de dominio fluvial con pendientes bajas está constituida por llanuras aluviales de tipo vega y abanicos aluviales adosados a sus márgenes (dada la resolución de los insumos y el enfoque regional, los abanicos no se delimitaron de manera individual). Por último, se consideraron a los valles de tipo intermontano como unidad, llegan a profundizar hasta alrededor de 340 m, con un patrón de drenaje dominante reticular-subparalelo; con la excepción de las cumbres de montañas mayores, donde las incisiones se aprecian radiales específicamente en las montañas mayores al noreste.

III.2.b Morfometría

La metodología para la elaboración de la cartografía morfométrica coincide con la utilizada en el apartado III. 1 inciso b, la interpolación utilizada fue *Natural Neighbor* y la clasificación por rangos por medio de *Natural Breaks*. Los mapas resultados se muestran en la Fig. 29.

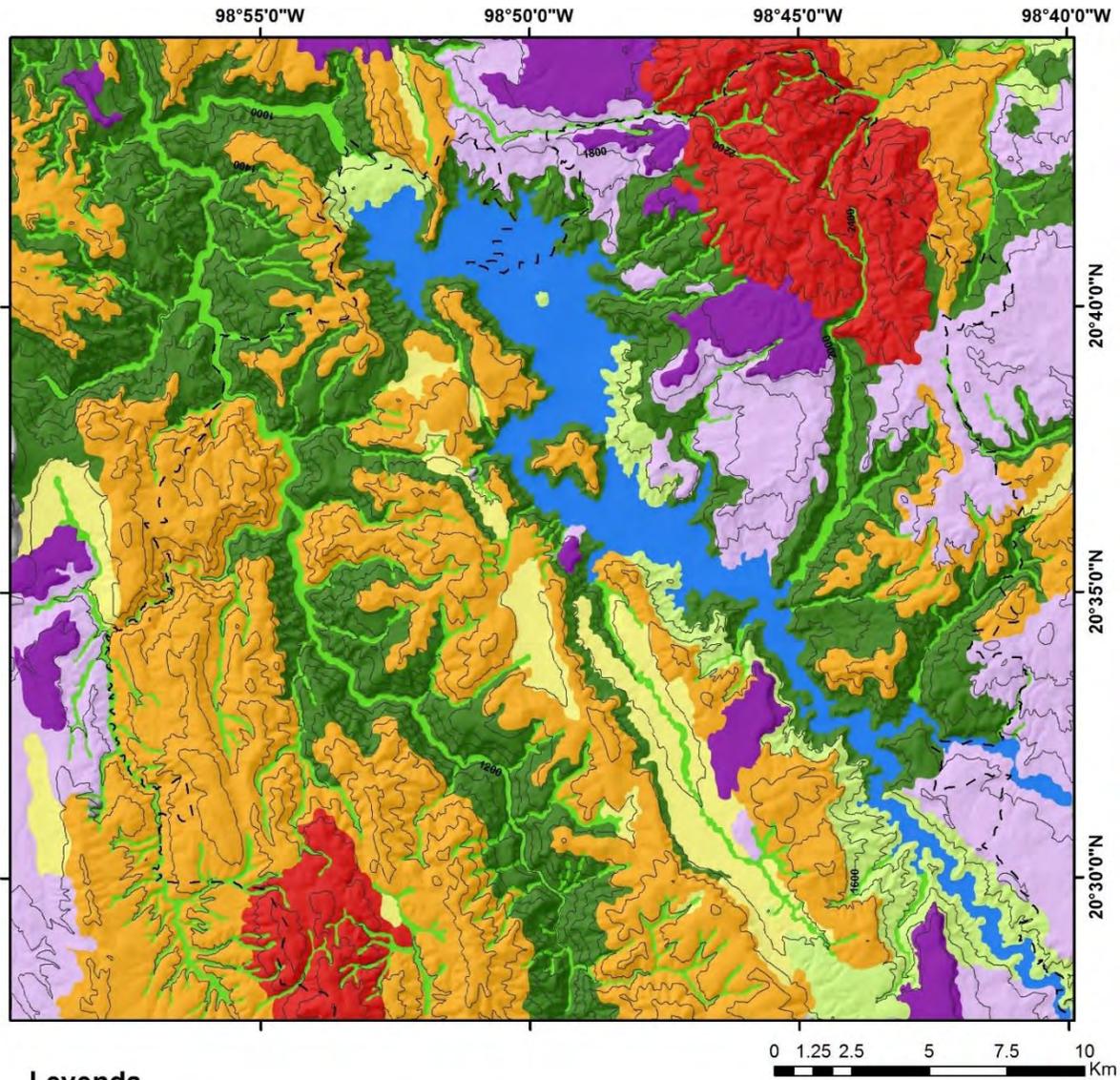


Fig. 28: Regiones geomorfológicas de Metztlán, Hidalgo.

Inclinación del terreno

Las inclinaciones de mayor valor (de 36° hasta 68°) se localizan al Oeste, en la región geomorfológica de vertientes inferiores, adyacentes a los valles mayores.

Muestran una orientación NW-SE, el sector en donde se concentran estos valores forma parte de la denominada plataforma Valles-San Luis Potosí (véase Fig. 15). En la región de montañas menores en bloque el declive va de 15° a 35°. En cambio en las zona volcánica las pendientes son ligeramente menores, esto se debe a que la cima de estas estructuras es sub-horizontal, similar al de las mesas de lava.

La llanura aluvial y las rampas de tipo coluvial constituyen las zonas con inclinaciones menores a 7°. Los valores medios por región son: 25° en montañas mayores, 18° en montañas menores, 23° en zonas de transición, 17° en valles intermontanos y 3.6° en llanura (Fig. 29A).

Energía del relieve

Los valores mayores de energía potencial del relieve (de 0.48 km/km² a 0.96 km/km²) coinciden con la zona de transición y las montañas mayores. Los valles con orientaciones NE-SW de la cuenca Sierra Madre Oriental, al igual que el relieve plegado cercano a la llanura de tipo Vega al centro-suroeste tienen rangos de valor de energía de 0.34 – 0.48 km/km². Los valores intermedios de 0.12 – 0.34 km/km² se aprecia en el antiguo deslizamiento que obturó al río Venados (Suter, 2004), en las montañas volcánicas menores al NE, así como en la mayoría de las montañas menores en bloque. Los valores bajos (<0.11 km/km²) se ubican en la llanura aluvial y rampas de transición (Fig. 29B). Los promedios por región son 0.32 km/km² en montañas mayores, 0.26 km/km² en montañas menores, 0.36 km/km² zonas de transición, 0.30 km/km² en valles intermontanos y 0.10 km/km² en la llanura aluvial.

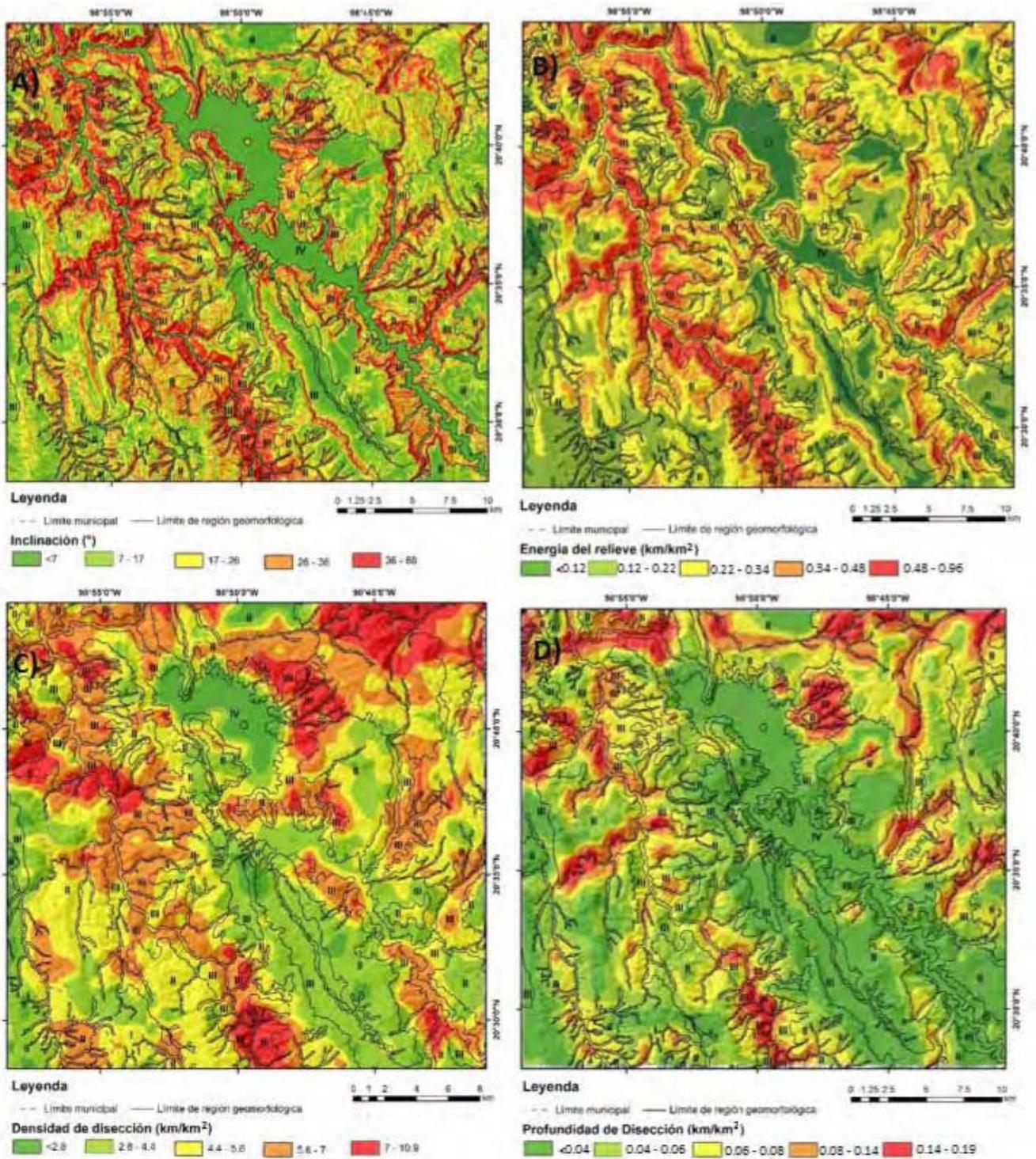


Fig. 29: Morfometría de Metztlán. A) Inclinación del terreno; B) Energía del relieve; C) Densidad de disección; D) Profundidad de disección. (I= Montañas mayores; II= Montañas menores; III= Transición; IV= Llanura).

Densidad de la disección

Los valores máximos de densidad de disección ($>7 \text{ km/km}^2$) coinciden con la región de montañas menores. Las montañas mayores al sur presentan un rango de valores de $4.4 - 5.6 \text{ km/km}^2$. Se puede identificar una franja, con dirección NE-SW, de rangos intermedios ($4.5 - 7 \text{ km/km}^2$) al este del río Venados (en la zona coincidente con la Plataforma Valles-San Luis Potosí), constituida por las montañas menores en bloque y las vertientes inferiores. Los valores bajos ($<3 - 4.5 \text{ km/km}^2$) se localizan en la zona central donde está la llanura aluvial de tipo vega (Fig. 29C). Aparentemente el valor dominante de densidad en la zona ronda los 5 km/km^2 . Se observa una mejor distribución de la densidad de disección en la Plataforma Valles-San Luis, en cambio en la zona de Cuenca de la SMO, hay zonas con un marcado incremento de densidad que colindan con valores bajos, es decir la variación de valores es pronunciada.

Profundidad de disección

En este mapa coincide las incisiones fluviales más profundas ($>0.12 - 0.08 \text{ km/km}^2$) con los valles en las montañas mayores, los barrancos principales de las montañas en bloque de la plataforma Valles-San Luis Potosí y la sub-región de vertientes inferiores a manera de franja al Norte, misma que rodea al antiguo deslizamiento de Metztlán (Suter, 2004). Los valores del rango intermedio ($0.04 - 0.08 \text{ km/km}^2$) bordean la Vega y cimas de geometría sub-horizontal encontradas en las montañas menores en bloques, así como en las mesas de lava, mismas que tienen valores menores de 0.04 de profundidad (Fig. 29D).

III.2.c Mapa morfogenético

Se tomó como base morfogenética la cartografía elaborada por Zavala (2016), que corresponde a una cartografía analítica bajo el marco del sistema ITC (Verstappen y Van Zuidam, 1991). Este mapa tuvo como límite las cuencas de los ríos Metztlán y Amajac. Zavala reconoce 29 unidades agrupadas en dos génesis primarias: relieve endógeno y exógeno; subdivididas en dinámicas específicas, que fueron: volcánicas (efusivas y explosivas), estructurales, gravitacionales y fluviales (Fig. 30).

Relieve endógeno

En el relieve endógeno, Zavala (2016) resalta dos controles principales: el volcánico que tiene mayor influencia en la región de la cuenca del río Metztlán, en donde predominan formas del relieve con geometrías sub-horizontales producto de la actividad efusiva, emplazada al final del Plioceno e inicio del Cuaternario, complementadas por un conjunto de formas explosivas generadas principalmente durante el Mioceno Tardío y Plioceno; y el relieve estructural asociado a la deformación de las plataformas carbonatadas.

Relieve exógeno

Las unidades de origen exógeno gravitacional están relacionadas con el sistema estructural de la región. Zavala (2016) propone que su posible desencadenamiento puede estar determinado por “sismos de fractura superficial”. Un ejemplo de esta dinámica es el caso del deslizamiento que obturó el Río Venados (Suter, 2004). El deslizamiento modificó la dinámica del sistema fluvial, lo que dio como resultado el aumento en las tasas de sedimentación y la disminución de las tasas erosivas, de las cuales Zavala (2016) presenta las siguientes evidencias: 1) el desnivel altitudinal cercano a los 200 metros entre los ríos Venados y Amajac, 2) inclinaciones mayores a 45° en la ladera oriental del valle

del Río Venados a la altura de la laguna, 3) la coincidencia de estas pendientes con estructuras de fallamiento normal, 4) La ausencia de Piedemontes en la zona norte de la cuenca donde se encuentran las Sierras plegadas.

La acción fluvial erosiva predomina en la región norte de las dos cuencas estudiadas por Zavala (2016) (área coincidente con la zona estudiada en la presente tesis). Esta erosión mantiene orientaciones preferenciales paralelas a los principales esfuerzos de la orogenia Laramide del Cretácico Superior, visible principalmente en la cuenca del río Amajac. El desarrollo de barrancos predominó sobre unidades piroclásticas y de conglomerados (Zavala, 2016). Las unidades acumulativas del mismo modo son mayores en la región norte, las cuales están asociadas a la amplia extensión de barrancos.

Para cumplir con los objetivos del trabajo, se copió la información relativa a los procesos de remoción en masa, particularmente los deslizamientos. Zavala (2016), muestra 6 deslizamientos reconocidos con Corona de desprendimiento, Cono de eyección y Depósito de remoción. Debido a su tipología, tales unidades descritas por Zavala (2016) pueden incluir mecánicas de remoción que van desde caída libre, hasta flujos. Por esta razón se decidió utilizar esta información como referencia y delimitar y fragmentar, por medio de otros insumos (véase apartado IV.1), los deslizamientos evidentes que pudieron pasar desapercibidos (por la escala) en el estudio de Zavala (2016).

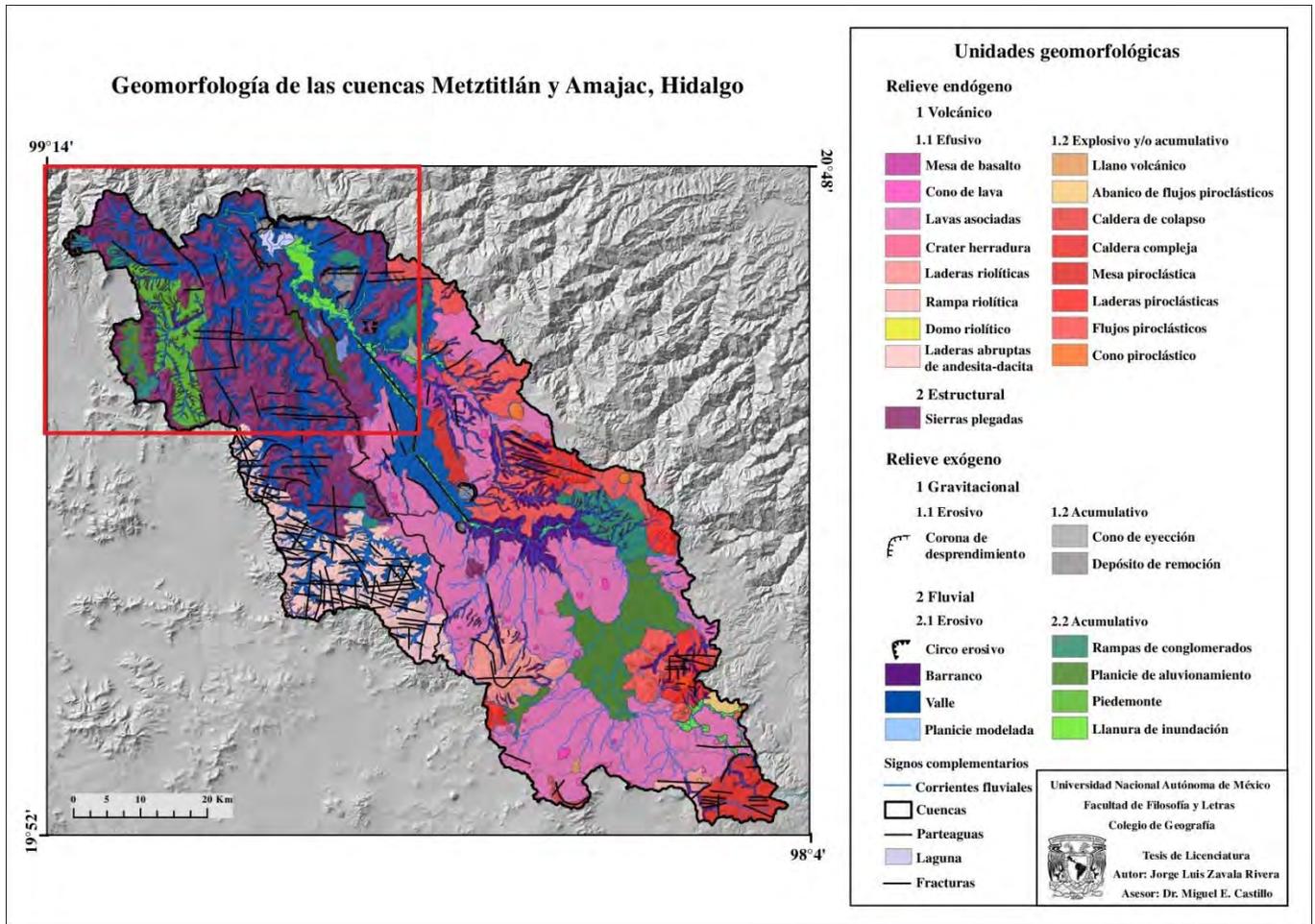


Fig. 30: Mapa geomorfológico de Metztitlán, Hidalgo (Tomado de: Zavala 2016). En recuadro rojo se resalta la zona de estudio de la presente tesis.

Capítulo IV: Susceptibilidad de deslizamiento en Huehuetla, Puebla y Metztlán, Hidalgo

Una vez obtenidas las variables físicas de ambos municipios, así como los mapas geomorfológicos y sus pares morfométricos, se aplicó el método multicriterio jerárquico. Para esto se realizaron 5 fases: 1) Elaboración de un inventario de deslizamientos y posterior descripción de sus estadística elementales; 2) Depuración de la base de datos y evaluación del “grado” de relación y jerarquía estadística entre las variables incidentes en los deslizamientos; 3) Aplicación del método multi-criterio sin jerarquías y elaboración del mapa de susceptibilidad; 4) Aplicación del método jerárquico multi-criterio y sus respectivos mapas de susceptibilidad; 5) Validación y comparación de los casos de estudio.

IV.1 Inventarios de deslizamiento

Los mapas de inventario de deslizamientos han sido ocupados para distintos objetivos, incluidos aquellos que sólo documentan la extensión del fenómeno en el espacio a escalas múltiples. Son utilizados como paso preliminar para la evaluación de susceptibilidad, peligro y riesgo por PRM; también para la investigación de distribución, tipos y patrones relacionados con sus características geomorfológicas y geológicas, así como para estudiar la evolución del relieve dominada por los elementos erosivos, entre otras (Guzzetti *et al.*, 2012).

Según Guzzetti *et al.* (2012), la elaboración de este tipo de mapeos recae en los siguientes postulados: a) Los rasgos de deslizamientos pueden ser reconocidos, clasificados y mapeados en campo y a partir de fotografías aéreas, imágenes de satélite o insumos topográficos. b) El aspecto morfológico de un deslizamiento depende del tipo y velocidad de la masa desplazada. Por lo cual, a partir de la apariencia visual se puede inferir muchas de sus características. c) Los PRM son resultado de la interacción de procesos físicos y las leyes mecánicas que controlan la estabilidad de laderas. d) Como consecuencia del pensamiento del

“Uniformismo”, se deduce que es más probable que ocurran deslizamientos bajo las condiciones que llevaron a la inestabilidad en el pasado.

A cuenta de lo anterior, los inventarios de deslizamiento de tipo geomorfológico (al resaltar los elementos del relieve sobre los casos reportados) deben mostrar tanto deslizamientos activos (eventos que en la fotointerpretación o en el análisis de las imágenes de satélite se reconocen sus características principales: corona, superficie y depósito de deslizamiento), inactivos (con características suavizadas o incluso sin continuidad en sus partes) y antiguos (desmembrados, parcial o totalmente erosionados y sólo se reconoce parte de la cicatriz de desprendimiento).

La identificación de los deslizamientos, potencialmente recientes e incluso activos, en Huehuetla y Metztlán, se realizó por medio de fotografías aéreas (escala 1:40,000 sólo Huehuetla); (INEGI, 2006), imagen de satélite, topografía escala 1:50,000 y MDE. Al interpretar estos insumos fue posible elaborar dos mapas con deslizamientos inequívocos o claros. Como se indica en los apartados III.1.c y III.2.c, en ambos municipios se localizaron y fragmentaron grandes deslizamientos (depósitos de 28 m² a 929 m² en Huehuetla y 33 m² hasta 2.4 km² en Metztlán). Como uno de los objetivos del presente trabajo es validar las zonas susceptibles a deslizamientos, se extrajeron las estadísticas descriptivas de todas las superficies de deslizamiento encontradas, esto bajo el conocimiento de que son el elemento de inestabilidad más activo. Se obtuvieron los valores medios de las variables cuantitativas a ocupar (inclinación, energía del relieve, densidad de disección, profundidad de disección, elevación, precipitación y temperatura) por cada uno de los deslizamientos, con los cuales se generaron medidas de tendencia central y de dispersión de todo el conjunto de datos (Anexo II). A continuación, se describe el número y porcentaje de área que ocupan los eventos; mismos que en sus valores medios coinciden con los rangos ocupados en el análisis multicriterio simple de susceptibilidad; en inclinación se ocupan los rangos postulados por SEDATU (2014), para las demás variables su clasificación fue a partir del método de *Natural*

breaks, la descripción se apoya de estas clases además del intervalo de valores coincidente con los eventos (Anexo II).

IV.1.a Inventario de deslizamientos de Huehuetla, Puebla

Para este caso, se utilizaron las superficies de deslizamiento del mapa morfogenético (Anexo I). Se reconocieron 51 deslizamientos (Fig. 31 y 32) que ocupan el 3.5% de la superficie total cartografiada, el área que ocupan las superficies de deslizamientos fue 6.297 km², mientras que los depósitos ocupan el 9.125 km², cabe destacar que el 84% de los movimientos reconocidos se localizan en la zona sur del área de estudio (Fig. 31). A continuación, se describe la relación cuantitativa de las superficies de deslizamientos con los parámetros morfométricos utilizados.

La inclinación promedio encontrada en las superficies de deslizamiento fue de 31°, pero el rango de datos que lo conforman va de los 14° (superficie 44 y 46) hasta los 51°. La desviación estándar de los datos es de 7.93 (Anexo II.b). El 35% de los deslizamientos tienen pendientes mayores a 35° (aprox. 4% en inclinaciones mayores a 45°), 43% ocupan rangos de 25° a 35°, 18% de 15° a 25° y el restante 4% en inclinaciones menores (Fig. 32).

La energía de relieve promedio de las superficies de deslizamientos dio 0.38 km/km²; 0.17 como mínimo y un máximo de 0.67 (superficie 21), la desviación estándar de los datos es de 0.11 (Anexo II.b). Predominan las superficies en el rango que va de 0.37 hasta 0.67 en la región sur (51%). Los eventos en zonas con energía de relieve intermedia (de 0.28 a 0.37) representan el 29%, el 20% se ubican en zonas con energía del relieve menor a 0.28 km/km².

La densidad de disección promedio fue de 4.5 km/km², con un rango de valores que va de 3.10 (superficie 5) a 6.12 km/km² (superficie 33). La desviación estándar de los datos es de 0.85 (Anexo II.b). 33% de los eventos coinciden con el rango de densidad de disección mayor (5.2 a 6.8), 22% en zonas de 4.4 a 5.2, 27% en la clase intermedia (3.7 a 4.4) y 18% en valores menores a 3.7 km/km².

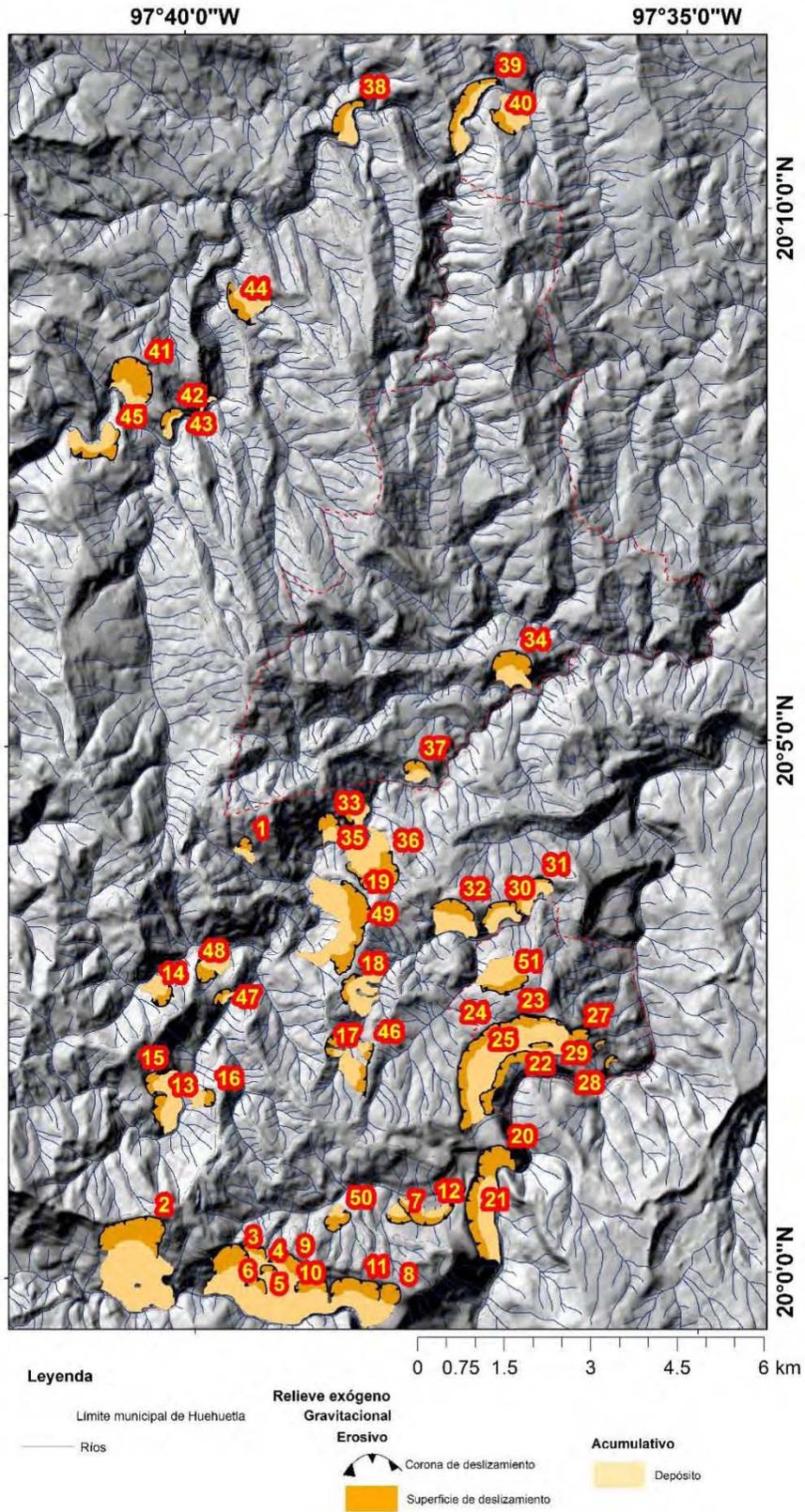


Fig. 31: Mapa inventario de deslizamientos de Huehuetla, Puebla. Cada superficie de deslizamiento tiene un identificador numérico, asignado de forma aleatoria.

El promedio encontrado para los valores de profundidad de disección es de 0.07 km/km², en un intervalo que va de 0.03 (superficies 23 y 51) a 0.14 km/km² (superficie 45). El valor de desviación estándar fue de 0.02 (Anexo II.b). En 20% de los casos predominan valores entre 0.12 a 0.18, 14% recae en el rango de 0.08 a 0.12; la mayoría de las superficies se ubica en zonas de valores bajos 0.04 a 0.08 (49%), el restante 17% se encuentra con valores de profundidad de la disección todavía menores a 0.04.

En 20% de los casos predominan valores entre 0.12 a 0.18, 14% recae en el rango de 0.08 a 0.12; la mayoría de las superficies se ubica en zonas de valores bajos 0.04 a 0.08 (49%), el restante 17% se encuentra con valores de profundidad de la disección todavía menores a 0.04.

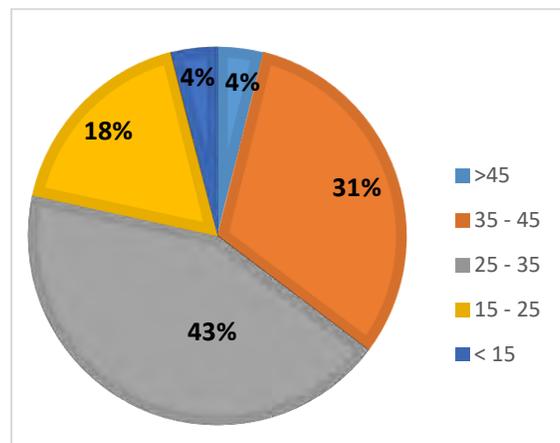


Fig. 32: Proporción de deslizamientos para cada rango de pendientes en Huehuetla, Puebla.

De los valores de elevación obtenidos, el promedio que coincide con las superficies de deslizamiento es de 725 msnm, el evento con la posición más baja se ubica a 218 msnm (superficie 40), mientras que el más alto a 1066 msnm (superficie 2), los datos presentan un valor de desviación estándar de 239 (Anexo II.b). 1.9% de las superficies se encuentran en elevaciones de 1,000 a 1,460 msnm, 49% se localizan entre 780 y 1,000 msnm, 23% en el rango de 560 hasta 780, 15% de 340 a 560, y 9% se integra en el rango menor a 340 msnm.

El promedio de precipitación media anual en las superficies de deslizamiento es de 2,768 mm/año, en un rango que va de 2,449 a 2,996 mm/año. La desviación

estándar del conjunto de datos es de 155.68 (Anexo II.b). 18% de los eventos se encuentran en el intervalo de 2,900 a 3,100, 41% de 2,700 hasta 2,900, 35% de 2,500 a 2,700 y 6% en zonas de 2,100 a 2500.

La temperatura promedio coincidente con las superficies de deslizamiento es de 19.65°C, en un intervalo que va de los 18.2°C hasta 23.1°C, los datos presentan una desviación estándar de 1.27 (Anexo II.b). 2% de los eventos se ubicaron en el rango de temperatura de 22 a 23°C, la mayoría (49%) se localizó entre 21 y 22°C, el 23% en el de 20 a 21°C, 15% de 19 hasta 20°C y 9% de 17 a 19°C.

IV.1.b Inventario de deslizamientos de Metztlán, Hidalgo

Se delimitaron deslizamientos claros con una resolución cartográfica visible a una escala grande (1: 40,000), esto a partir de imágenes satelitales Landsat 8, procesadas por la interfaz de Google Earth 7.1 (Google, 2017). Se delinearon 35 deslizamientos de los cuales se pudieron reconocer 3 elementos principales: corona de deslizamiento, superficie de deslizamiento y depósito (Fig. 33). La mayoría de ellos se localizan en la porción norte del terreno, particularmente en la región morfológica de vertientes inferiores, montañas menores en bloque y lomeríos (véase, Fig. 28). Además de concordar con zonas en donde los índices morfométricos dieron valores altos, son casi ausentes en las regiones dominadas por rocas volcánicas. El de mayor magnitud se localiza en la obturación del Río Venados, con un área ocupada por el depósito de deslizamiento de 2.5 km². Constituyen el 2.6% de la región total interpretada, las superficies de deslizamiento tienen un área de 14.4 km², mientras que los depósitos ocupan el 12.7 km².

El valor de inclinación promedio encontrado en las superficies de deslizamiento es de 32°, dentro de un rango de valores que van de los 18° (superficie 5) a los 50° (superficie 9), la desviación estándar de los datos es de 7.8 (Anexo II.d). Los deslizamientos reportados en inclinaciones mayores a 45° corresponden al 3%,

34% caen dentro de 35° a 45°, 43% entre 25° y 35° y el 20% entre 15° y 25° (Fig. 34).

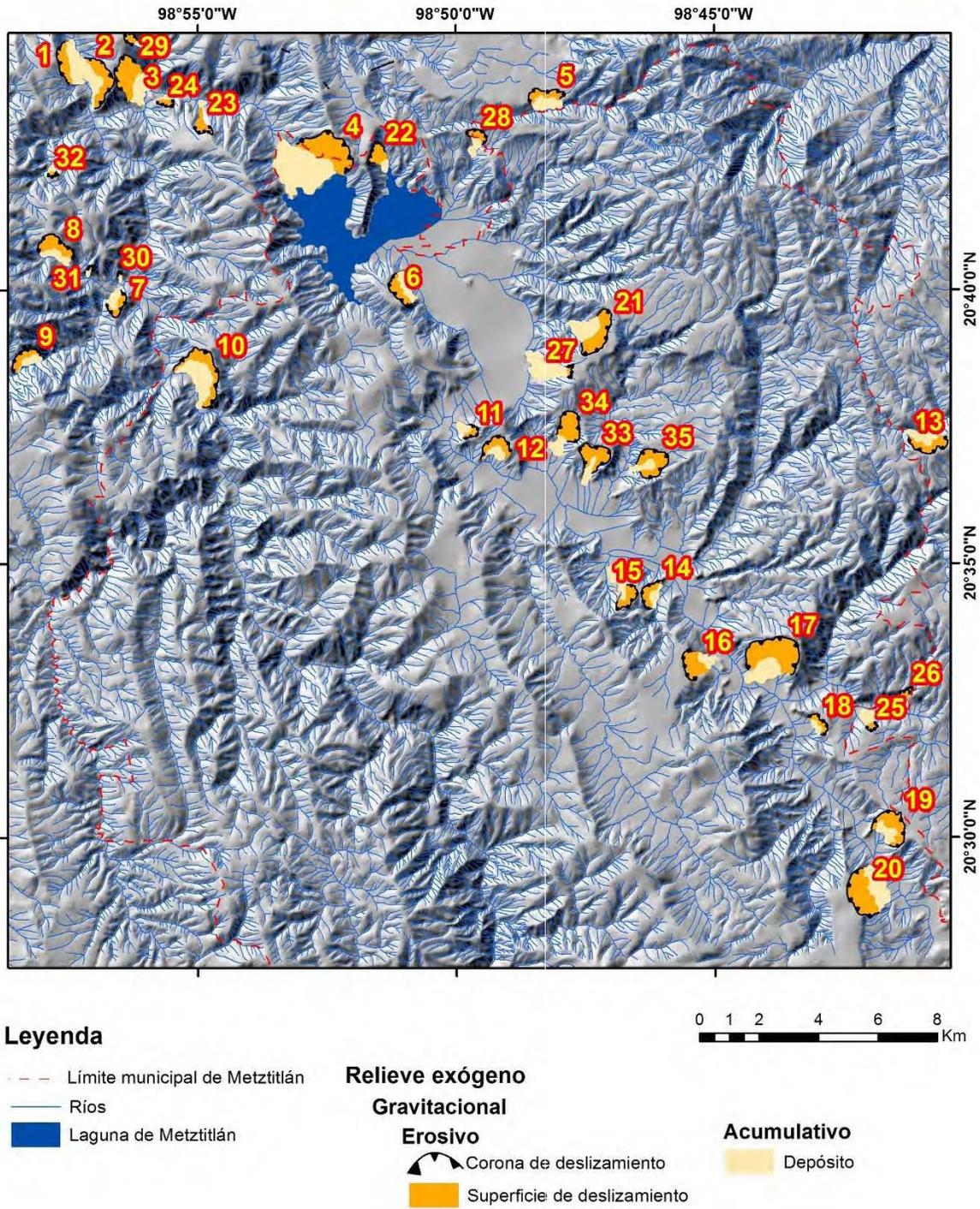


Fig. 33: Mapa inventario de deslizamientos de Metztlán, Hidalgo. Cada superficie de deslizamiento tiene un identificador numérico, asignado de forma aleatoria.

La energía de relieve promedio de las superficies de deslizamientos fue de 0.39 km/km²; 0.19 como mínimo (superficie 5) y un máximo de 0.70 (superficie 9), la desviación estándar de los datos es de 0.12 (Anexo II.d). Las superficies en rangos de 0.48, hasta 0.96 km/km² ocupan el 29% de los eventos, en zonas con energía de relieve de 0.34 a 0.48 refieren al 31%; la mayoría de las superficies (37%) coinciden con zonas intermedias de 0.22 hasta 0.34 km/km², el menor porcentaje (3%) corresponde al rango de 0.12 a 0.22 km/km².

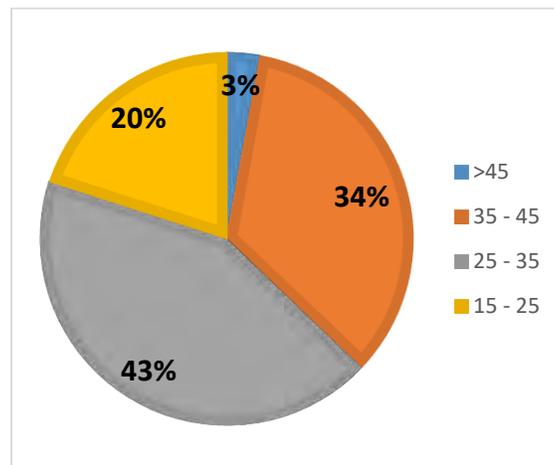


Fig. 34: Proporción de deslizamientos para cada rango de pendientes en Metztlán, Hidalgo.

La densidad de disección promedio es de 5.7 km/km², en un intervalo de 4.0 (superficie 20) a 7.1 km/km² (Superficie 11). La desviación estándar de los datos es de 0.99 (Anexo II.d). 14% de los eventos coinciden con el rango de densidad de disección mayor (7 a 10.9), 40% en zonas de 5.6 a 7, 32% en la clase intermedia entre 4.4 a 5.6 y 14% en valores menores a 4.4 km/km².

El promedio de profundidad de disección es de 0.05 km/km², en un rango de 0.01 (superficies 16) a 0.14 km/km² (superficie 9). 0.03 es la desviación estándar de los datos (Anexo II.d). En 3% de los casos predominan valores entre 0.14 y 0.19, 17% recae en el rango de 0.08 a 0.14; en zonas de 0.06 a 0.08 se localizó el 14%, de 0.04 a 0.06 el 17%, el restante 49% coincide con valores menores a 0.04 km/km² de profundidad de disección.

De los valores de elevación obtenidos, el promedio que coincide con las superficies de deslizamiento es de 1,476 msnm; la superficie de deslizamiento

localizada en la parte más baja está a 1,064 msnm (superficie 24), la más alta a 2,120 msnm (superficie 2), los datos presentan un valor de desviación estándar de 215 (Anexo II.d). 2% de las superficies se encuentran en elevaciones de 1,880 a 2,160 msnm, 11% se localizan entre 1,620 y 1,880 msnm, 62% en el rango de 1,360 hasta 1,620 y 22% se integra en el rango menor de 860 a 1360 msnm.

El promedio de precipitación (la media anual) en las superficies de deslizamiento es de 639 mm/año, entre un rango de valores de 401 a 1,090 mm/año. La desviación estándar del conjunto de datos es de 219 (Anexo II.d). El 8% de los eventos se encuentran en el intervalo de 1,000 a 1,300, 22% de 800 hasta 1,000, 22% de 570 a 800 y 45% en zonas de 390 a 570 mm/año.

La temperatura promedio coincidente con las superficies de deslizamiento es de 18.9°C, en un intervalo de 16.3° hasta 20.6°C, los datos presentan una desviación estándar de 1.31 (Anexo II.d). 46% de los eventos se ubicaron en el rango de temperatura mayor que va de 19.5 a 21.3°C, 17% lo tiene cada uno de los siguientes rangos de valores, con intervalo de un grado C cada uno, que van de 19.5 a 18.5°C, de ahí a 17.5°C y por último a 16.5°C; el 3% restante se presenta entre los 14.5 y 16.5°C.

IV.2. Depuración de la base de datos y estadísticas descriptivas

Como se muestra en la descripción de los datos anteriores, el número de deslizamientos no tuvo, en todo momento, una relación proporcional con los máximos valores de las variables, ya que hay casos donde, en valores intermedios o bajos se tienen cantidades significativas de deslizamientos y en rangos mayores la ocurrencia de PRM fue menor. Aun así, en lo que respecta a la pendiente en ambos municipios el rango de 25 a 45° contiene la mayoría de los casos (77 % Metztlán, 74 % Huehuetla).

Las variables seleccionadas para la elaboración de los mapas de susceptibilidad con las técnicas multicriterio y jerárquico fueron: inclinación, energía del relieve,

densidad y profundidad de la disección, altura o elevación media, precipitación y temperatura (Anexo II). Las variables que quedaron fuera del análisis de datos fueron: unidad litoestratigráfica, componente geológica o litológica, clima, edafología y uso de suelo. Las razones de descarte fueron la incapacidad de reclasificar (así como ausencia de datos numéricos, como: competencia, dureza o compactación) los datos cualitativos de litoestratigrafía, geología, edafología y uso de suelo, en datos cuantitativos continuos o discretos. Además, aunque en ambas regiones se tiene una alta variación de unidades litoestratigráficas, sus componentes litológicos tienden a ser relativamente homogéneos (la caliza domina en ambas regiones). Por lo tanto, se buscó otra manera de integrar la información litoestratigráfica (véase apartado V.3 más adelante). La edafología al ser evaluada como categoría tipológica, se restringe a su competencia superficial, infortunadamente no fue posible conseguir datos cuantitativos de sus propiedades físicas (como: punto de saturación, porosidad, conductividad hidráulica, etc.), mismas que en su dinámica pedogenética puedan tener influencia en la susceptibilidad de laderas. En uso de suelo, se han elaborado ponderaciones respecto a su influencia en un PRM (CENAPRED, 2015; Paz-Tenorio *et al*, 2017) las cuales presentan el problema de ser ambiguas en su clasificación (ya que parten de la experiencia del ponderador), al no haber una convención tipológica general que funcione en todo tipo de ambientes y contextos, se decidió no utilizarla. Respecto al clima, se observó que la precipitación varía más en Huehuetla; en cambio, en Metztitlán la temperatura es el elemento climático con mayor intervalo, esto puso en evidencia la necesidad de evaluar las variables climáticas (de acuerdo con su posible incidencia en los PRM) de forma separada y no de manera conglomerada (por tipo de clima). Otro aspecto importante que destacar es el de que las comparaciones hechas entre los ambientes de los dos municipios toman en cuenta la superficie de cada uno de ellos (Metztitlán 799.163 km² y Huehuetla 47.831 km²); esto implica que las condiciones tienden a estar más fraccionadas mientras mayor área se tenga, es decir, la tipología de climas es más cambiante (aún así no hay que olvidar que el estudio de la tipología es estático). Pero al tomar la variable como continua, fue posible establecer rangos a

partir de valores máximos y mínimos. Aunado a lo anterior, las variaciones en la escala de insumos (litoestratigrafía y litología 1:50,000; edafología y uso de suelo 1:250,000; clima 1:1,000,000) tendería a generar un sesgo en la resolución del producto final.

Por el enfoque geomorfológico del trabajo, se decidió utilizar la elevación como un símil a regiones morfográficas, esto como un elemento indicativo a pesar de que la delimitación de las áreas constituye complejidad de factores (véase Cap. III.1.a).

Con el objetivo de tener un panorama más detallado de los datos, se generó una matriz de diagramas de correlación bivariada (Figs. 35 y 36) y su respectiva matriz de correlación (Anexo III), de esta manera se evaluó la relación que tienen estas variables entre sí; posteriormente se realizó un análisis de componentes principales (Fig. 37 y 38). Ambos productos permitieron inferir la influencia que tuvo cada variable, según su región morfoclimática. Además, se buscó representar el comportamiento de los valores promedios obtenidos de manera espacial, por lo que se realizaron mapas de sobreposición de variables, denominados como “mapas de valores adecuados coincidentes” (VACi) (Figs. 39 y 40).

IV.2.a Diagramas de correlación bivariada

Se elaboraron matrices de correlación (Anexo III) las cuales fueron representadas con diagramas de correlación bivariada para evaluar numérica y gráficamente la correlación “r” de las variables (Fig. 35 y 36).

Los diagramas de correlación bivariada para Huehuetla muestran correlación positiva entre las variables inclinación y energía, lo cual indica que los valores se comportan de manera proporcional (valor numérico de correlación 0.62; Anexo III.a), la profundidad de disección es la segunda, en cuanto a relación con la inclinación (0.39), que presenta una correlación positiva débil (Fig.35). La energía del relieve tiene su relación mayor con inclinación (0.62), la segunda más fuerte es

con la temperatura (-0.40), la cual muestra una correlación inversa, que indica valores de energía indistintos en rangos bajos de temperatura.

La densidad de disección tiene un comportamiento ligeramente proporcional con la temperatura (0.55), se observa una concentración de casos con valores bajos para ambas variables; los valores altos de temperatura coinciden *grosso modo* con aumentos de densidad de disección; le sigue en relevancia la elevación (-0.36) pero en orden contrario. La profundidad de disección tiene una correlación inversa con elevación (-0.61), lo cual indica que a altos valores de profundidad se tienen bajos valores de altura, también se relaciona con la temperatura (0.43), pero de una manera muy similar a la que se relaciona con la inclinación (0.39).

La elevación se relaciona fuertemente con la temperatura (-0.83) y precipitación (-0.59), donde a mayor elevación se tiene menor temperatura y lluvia (aspecto que posiblemente se pueda explicar por la orientación fisiográfica en la que se encuentra el municipio); seguida por la enunciada con profundidad de disección (-0.61). La precipitación se relaciona con temperatura (0.50), donde las precipitaciones se concentran principalmente en temperaturas bajas con un ligero incremento conforme aumenta. Llama la atención la alta correlación de temperatura con todas las variables ($>|0.4|$) con la excepción de la inclinación, de enlace débil (-0.05). (Anexo III.a) (Fig. 35).

La matriz de correlación “r” (Anexo III.b) de Metztlán y sus diagramas de dispersión muestran variables de correlación similares a las presentes en Huehuetla (Fig. 36). Aunque la temperatura tiende a dejar de tener valores tan altos, en cuanto a su correlación con las demás variables.

Las inclinaciones en Metztlán se correlacionan de manera positiva con los valores de energía del relieve (a mayor pendiente mayor energía potencial, Anexo III.b), también se relaciona de manera importante con profundidad de disección (0.63) (Fig. 36). Curiosamente los valores de inclinación disminuyen conforme aumenta la elevación (-0.50) y temperatura (-0.49), al ser estas dos correlaciones inversas.

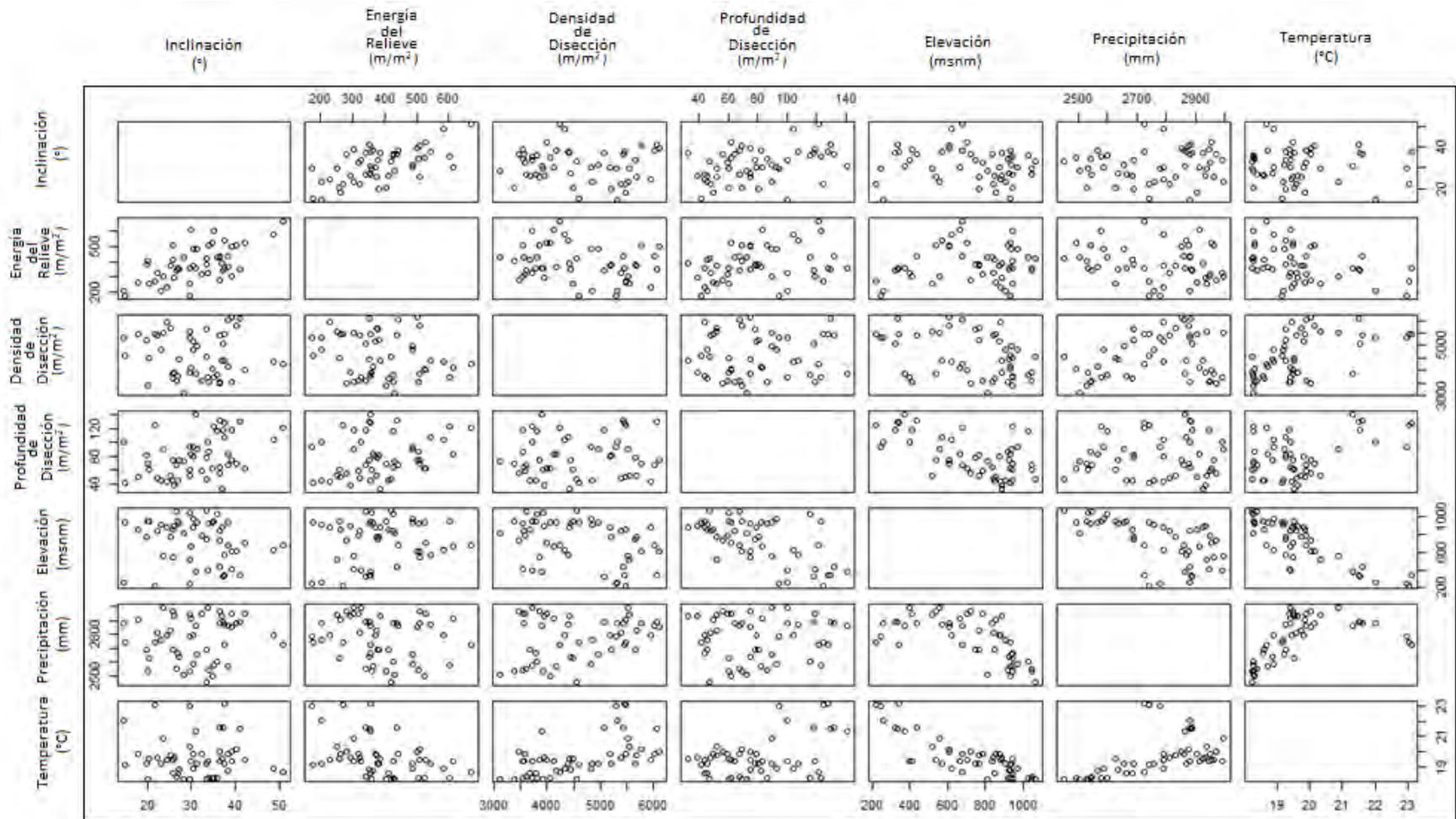


Fig. 35. Matriz de diagramas de dispersión para las variables utilizadas en el análisis de susceptibilidad de deslizamientos en Huehuetla, Puebla.

Además de la alta correspondencia que, energía del relieve tiene con inclinación, está se asocia de manera positiva también a profundidad de disección (0.46); la gráfica muestra una concentración de casos entre energías y profundidades bajas y un aumento de manera dispersa, pero ascendente. La densidad de disección tiene poca relación con las demás variables, al ser la más alta con profundidad de disección (0.35).

La profundidad de la disección se asocia de forma inversa con temperatura (-0.68), donde hay una concentración de casos con temperaturas altas y profundidades bajas; aunado con la relación ya enunciada con inclinación (0.63). La elevación y la inclinación presentan una concentración de casos en valores medios, aproximadamente entre los 1,400 msnm (Fig. 36). La precipitación tiene una importante correlación negativa con la temperatura (-0.75); a mayores temperaturas menor precipitación. La temperatura tiene una segunda asociación de relevancia, (además de precipitación) con profundidad de disección (-0.68) (descritas anteriormente).

IV.2.b Análisis de componentes principales (ACP)

A razón de las relaciones anteriores y con el objetivo de definir, a partir de su grado de correlación, la influencia de cada variable en los PRM, se elaboró un análisis de componentes principales (ACP). El ACP fue elaborado bajo el entorno de desarrollo integrado *R Studio* (RStudio, Inc., 2017) y consiste en una herramienta estadística, que pertenece al grupo de los análisis multivariados; parte de los valores que presentan las observaciones (en este caso los deslizamientos seleccionados) de las variables elegidas. Este análisis efectúa relaciones lineales que definen componentes que explican un determinado porcentaje de la varianza de las observaciones, las cuales, dentro de cada componente asigna cargas a cada una (Pino y Muslow, 1983). Para obtener un acercamiento gráfico más acertado, a partir de gráficas *biplots*, se toman en cuenta los dos primeros

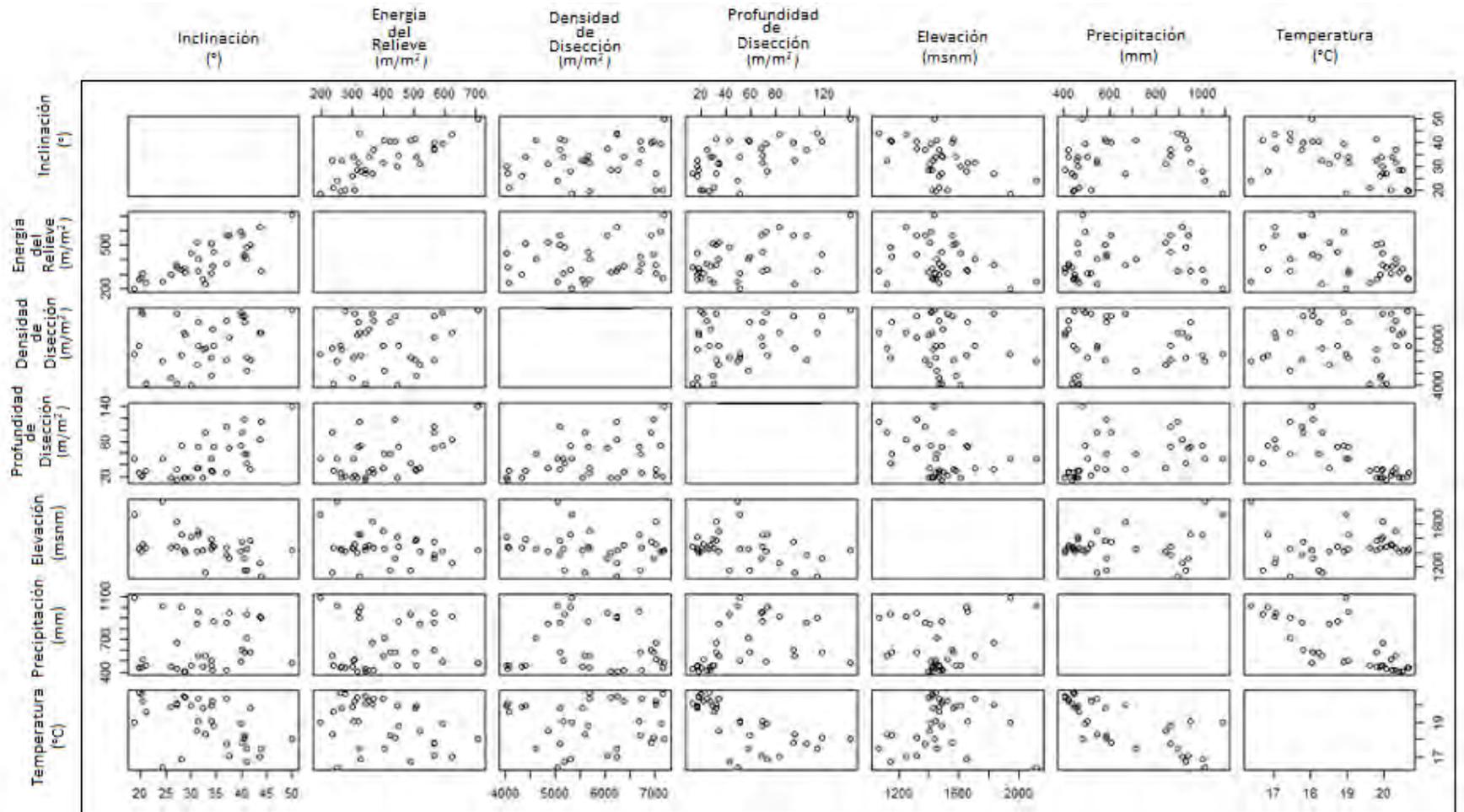


Fig. 36: Matriz de diagramas de dispersión para las variables utilizadas en el análisis de susceptibilidad de deslizamientos en Metztlán, Hidalgo.

componentes principales del análisis. En el caso de Huehuetla, el resultado parte sobre un 69% de la varianza de todos los datos (Tabla 4.1). La gráfica de *eigenvectors* (Fig. 37), muestra una relación en tres elementos morfométricos además de la inclinación (energía del relieve y profundidad de disección; densidad de disección), por otra parte, mantiene la relación con el componente climático (temperatura y precipitación), mientras que la elevación, a pesar de la longitud de su vector, tiene menos correlación con toda la matriz de datos.

Tabla 4.1 Resumen de los componentes principales para Huehuetla, Puebla.

	Comp. 1	Comp. 2	Comp. 3	Comp. 4	Comp. 5	Comp. 6	Comp. 7
Desviación estándar	1.7073	1.3982	0.9085	0.8589	0.5603	0.3995	0.3049
Proporción de varianza	0.4164	0.2792	0.1179	0.1053	0.0448	0.0228	0.0132
Proporción acumulada	0.4164	0.6957	0.8136	0.9190	0.9639	0.9867	1

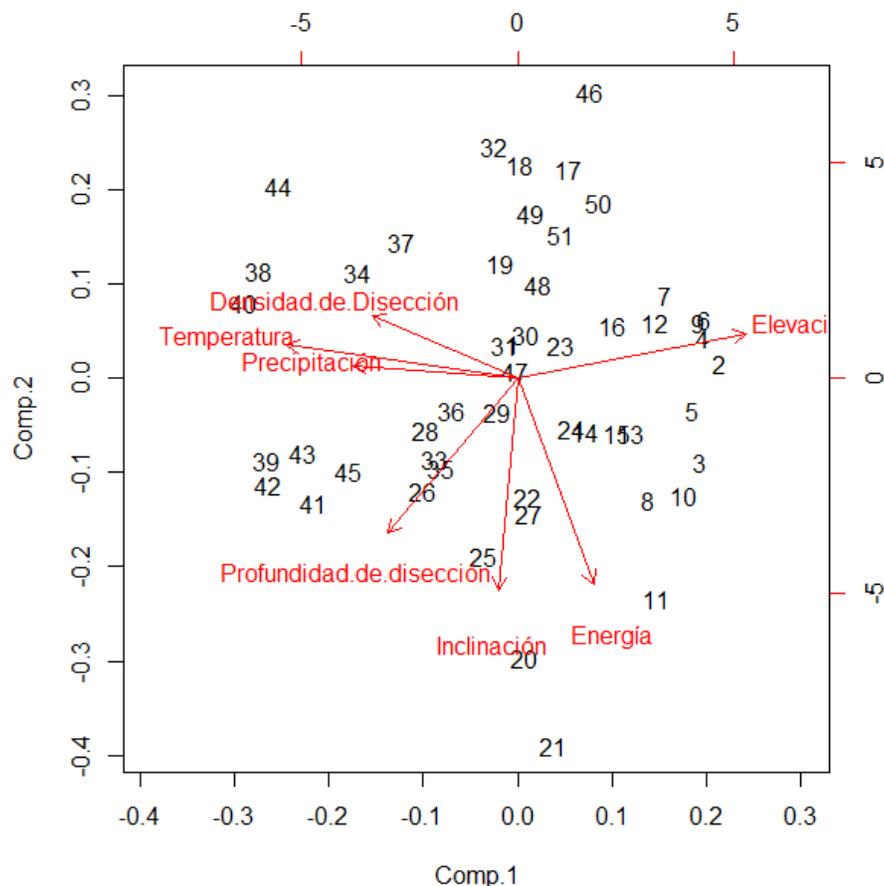


Fig.37: Gráfica de cargas de los primeros dos componentes principales para Huehuetla, Puebla. Los números al interior refieren a cada uno de los datos.

Tabla 4.2 Resumen de los componentes principales para Metztlán, Hidalgo.

	Comp. 1	Comp. 2	Comp. 3	Comp. 4	Comp. 5	Comp. 6	Comp. 7
Desviación estándar	1.7764	1.2676	0.9641	0.8386	0.5555	0.4204	0.3450
Proporción de varianza	0.4508	0.2295	0.1328	0.1004	0.0440	0.0252	0.0170
Proporción acumulada	0.4508	0.6803	0.8131	0.9136	0.9577	0.9829	1

El caso Metztlán, los dos primeros componentes principales explican el 68% de la varianza (Tabla 4.2). La gráfica de los *eigen*vectores (Fig. 38) muestra que las variables morfométricas más relacionadas son inclinación, energía y densidad de la disección; profundidad de disección guarda una relación proporcional con precipitación y con la triada morfométrica ya mencionada. La variable de elevación no es coincidente al igual que temperatura, la cual resalta por su longitud de vector.

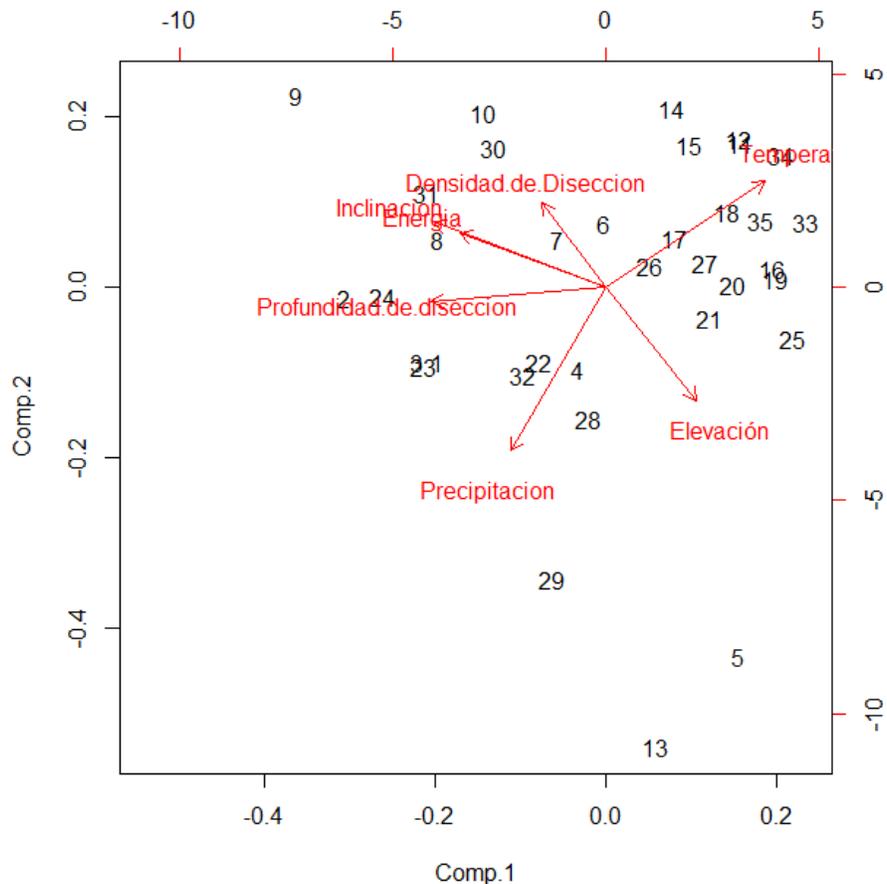


Fig.38: Gráfica de cargas de los primeros dos componentes para Metztlán, Hidalgo. Los números al interior refieren a cada uno de los datos.

Al obtener el ACP a partir de las matrices de correlación “r”, los datos de desglose por variable en cada componente se expresan bajo una matriz de “cargas” o de saturaciones factoriales, las cuales indican el peso de cada variable en cada factor. De forma que, los factores con pesos factoriales más elevados en términos absolutos indican una relación estrecha con la dinámica o el sentido de los datos en forma global (De la Fuente, 2011).

Para ponderar de acuerdo con la importancia que tiene cada variable, se calculó la “Comunalidad” (proporción de la varianza explicada por los factores comunes). El cálculo se realiza a partir de las cargas de cada una de las variables ($X_1, X_2, X_3...X_n$) y se obtiene de la siguiente forma:

$$\text{Comunalidad } (X_1) = (f_1)^2 + (f_2)^2$$

Donde “ f_n ” representa el factor de carga en un componente determinado por variable, es decir, el valor de la variable en el componente determinado. El resultado final de ponderación de las variables se indica en la Tabla 4.3.

Tabla 4.3 Valores de Comunalidad de cada variable para ambos escenarios.

Importancia	Comunalidad	Huehuetla	Metztlán	Comunalidad
Mayor	0.39	Energía	Precipitación	0.47
	0.38	Inclinación	Temperatura	0.36
	0.31	Elevación	Inclinación	0.29
	0.31	Temperatura	Elevación	0.25
	0.29	Profundidad de disección	Profundidad de disección	0.24
	0.15	Precipitación	Energía del relieve	0.21
Menor	0.15	Densidad de disección	Densidad de disección	0.14

Los resultados de relevancia de variables por escenarios (recordemos: Huehuetla-Húmedo; Metztlán-Seco) muestran aspectos interesantes. En Huehuetla las variables climáticas tienen una importancia media, en cambio la variación altitudinal de un área determinada y la inclinación tienden a condicionar, de alguna manera, la ocurrencia de PRM. Para Metztlán las variables que intervienen son la precipitación y temperatura, como las variables de mayor importancia (Tabla 4.3).

Otros aspectos importante son los extremos inferiores, para el escenario húmedo, la precipitación y densidad de la disección no muestran relevancia, en cambio para el escenario seco, sólo la densidad de disección tiene valores inferiores.

IV.2.c Mapas de valores adecuados coincidentes (VACi)

Los mapas VACi se obtuvieron como un resultado que muestra, de manera espacial, la asociación que tienen las variables a partir de su ocurrencia o ausencia. Para reducir la varianza del conjunto de datos, se sustrajeron, en cada mapa de variables, los valores centrales, el rango de la desviación estándar de cada conjunto de datos fue removido, para obtener así, intervalos de valores promedio que discriminen casos extremos. Los archivos *raster* fueron procesados bajo esta lógica para obtener mallas de *pixeles* con “valores adecuados”, que representan los sitios donde se encuentran las condiciones promedio de presencia de los deslizamientos reportados. En muchos casos los mapas de susceptibilidad de PRM elaborados con morfometría general, se realizan a partir de la sobreposición de valores extremos (Camacho *et al.*, 2012; Sánchez-Núñez *et al.*, 2012; SEDESOL 2012; Quijada *et al.*, 2014; Paz Tenorio *et al.*, 2017; Quesada y Barrantes, 2017). Los *raster* fueron algebraicamente sobrepuestos para obtener “mapas de valores adecuados coincidentes” (VACi), que denotan zonas donde concurren las variables entre sí (Figs. 39 y 40). Los mapas resultados adoptan la resolución de los insumos utilizados (20 metros x pixel).

El mapa VACi de Huehuetla muestra que la zona con condiciones promedio, adecuadas para la ocurrencia de PRM, se localizan en la porción oeste; se aprecia que la mayoría de los deslizamientos identificados ocurren en sitios donde se interceptan de 3 a 5 variables (Fig. 39). Se aprecia una transición de los valores altos a los bajos, es decir, no hay áreas con valores coincidentes mayores contiguas a zonas sin coincidencia o bajas. Llama la atención regiones en donde ningún promedio de variable coincide en el mapa (zonas sin color), como resultado

se observan zonas sin clasificar en el mapa, ejemplo claro es la región de lomeríos kársticos al noreste.

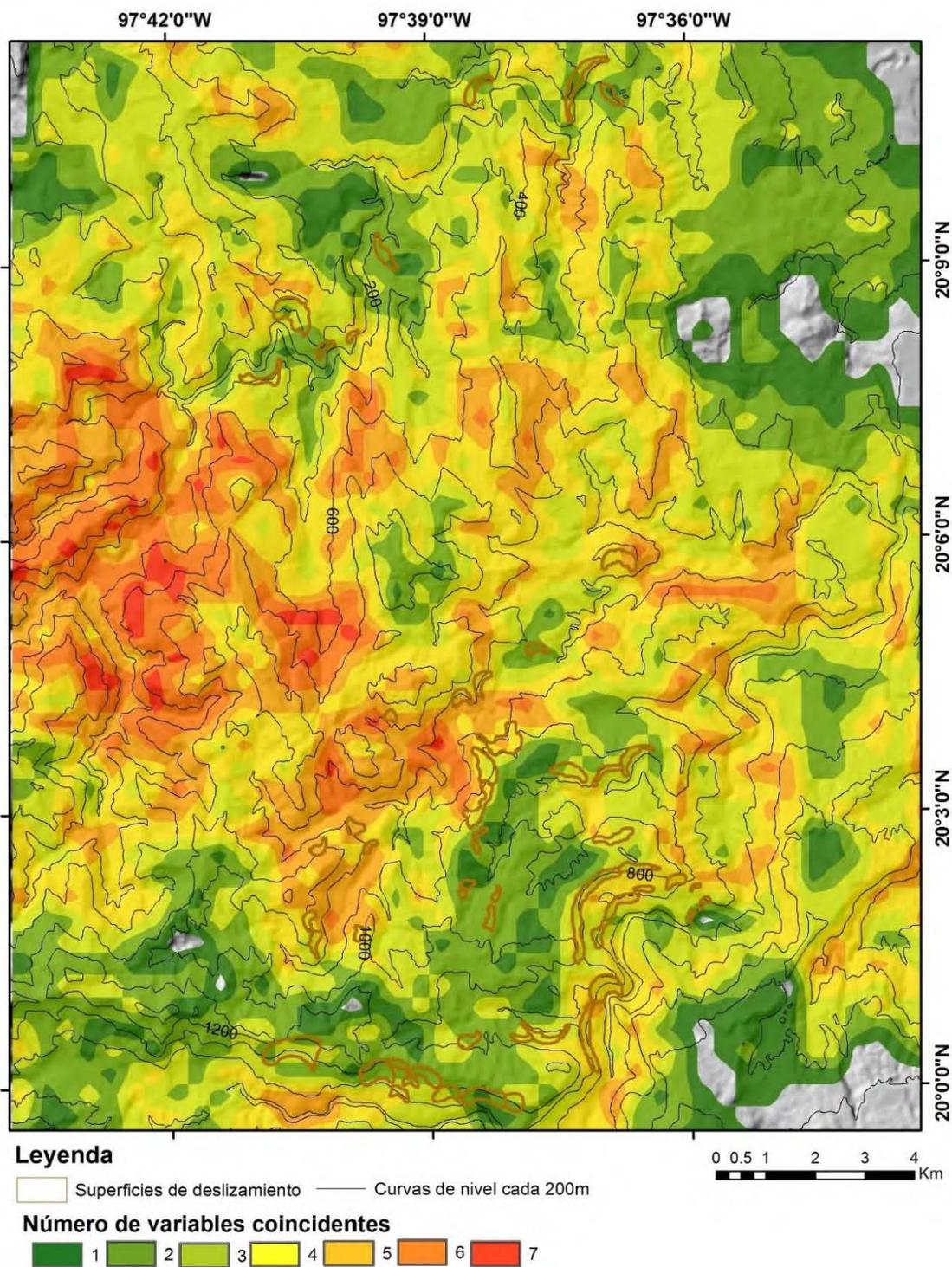


Fig. 39: Mapa VACi sobrepuesto con las superficies de deslizamiento encontradas en el municipio de Huehuetla, Puebla.

En Metztlán, las variables, en sus valores promedio, coinciden en su mayoría con la región noroeste y la porción centro-oeste, se puede observar al norte los deslizamientos se encuentran con condiciones de 4 a 6 variables coincidentes, mientras que al sur hay eventos en zonas donde se interceptan 2 a 5 (Fig. 40). La vega de Metztlán enmarca valores nulos en su parte central, mientras que en sus laderas adyacentes los valores van de 1 a 2 variables coincidentes, con excepción de las zonas con superficies de deslizamiento. Los valles intermontanos de las montañas en bloque del oeste, muestran una transición conforme a su elevación, con mayores coincidencias en cuenca alta que a cuenca baja.

Los mapas VACi ponen en evidencia la desigual importancia de las variables para la ocurrencia de PRM y prácticamente invalidan la generación de mapas de susceptibilidad elaborados sólo al sobreponer capas de distintas variables físicas. Una posible coincidencia se observa en las zonas con sobreposición de 4 variables, aunque este valor ocupa una gran área dentro de ambos mapas, concentra y simula una gran cantidad de simetrías de superficies de deslizamientos.

IV.3. Mapas de susceptibilidad de deslizamientos: Método Multicriterio

Se aplicó el método multicriterio simple, a partir de álgebra de mapas en las dos zonas de estudio. A cada variable se le asignó un valor en escala logarítmica en 5 rangos, donde “1” coincide con las zonas con valores menores y “10,000” el valor de la clase más alta, las categorías por variable se asignaron según el método *Natural breaks*, con excepción de la inclinación, la cual fue asignada con los valores de SEDATU (2014). En estos mapas no hay jerarquía de variables.

Los productos finales fueron agrupados en grados de susceptibilidad con el método de estratificación por cuantiles, el cual genera clases de modo que el número de observaciones en cada intervalo sea el mismo. Para este caso, cada

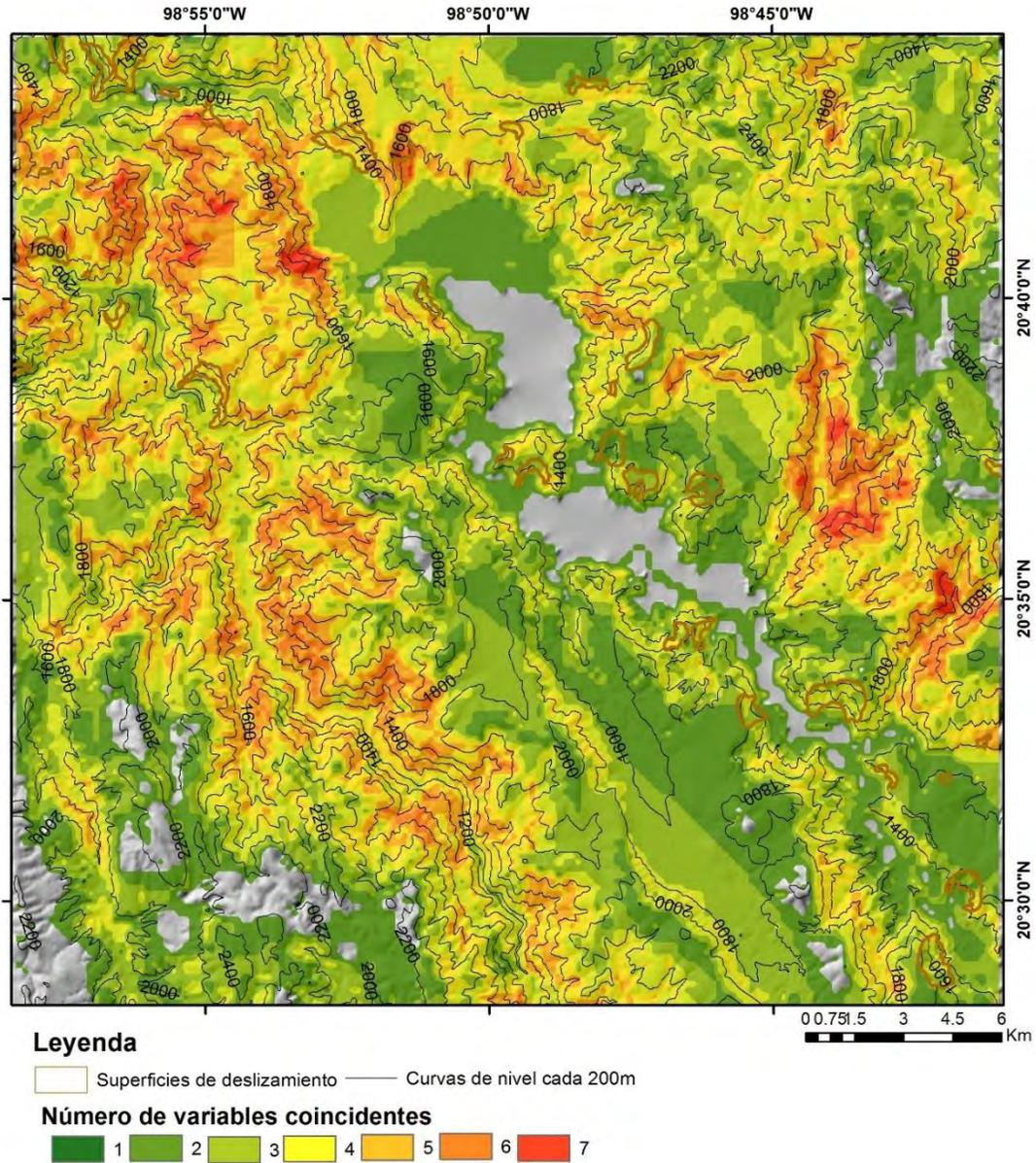


Fig. 40: Mapa VACi sobrepuesto con las superficies de deslizamiento encontradas en el municipio de Metztlán, Hidalgo.

intervalo contiene el 20% de las observaciones (se realizó automáticamente al dividir el resultado en 5 clases).

Los mapas resultados discriminan una gran extensión del relieve, para ambos escenarios, como zonas con una aparente estabilidad (Figs. 41 y 42). Para la región de Huehuetla, los valores de susceptibilidad alta coinciden principalmente

con las laderas adyacentes a valles profundos en dirección SW-NE, sobresale la región noreste donde se localizan los lomeríos kársticos por valores que no representan susceptibilidad aparente (Fig. 41).

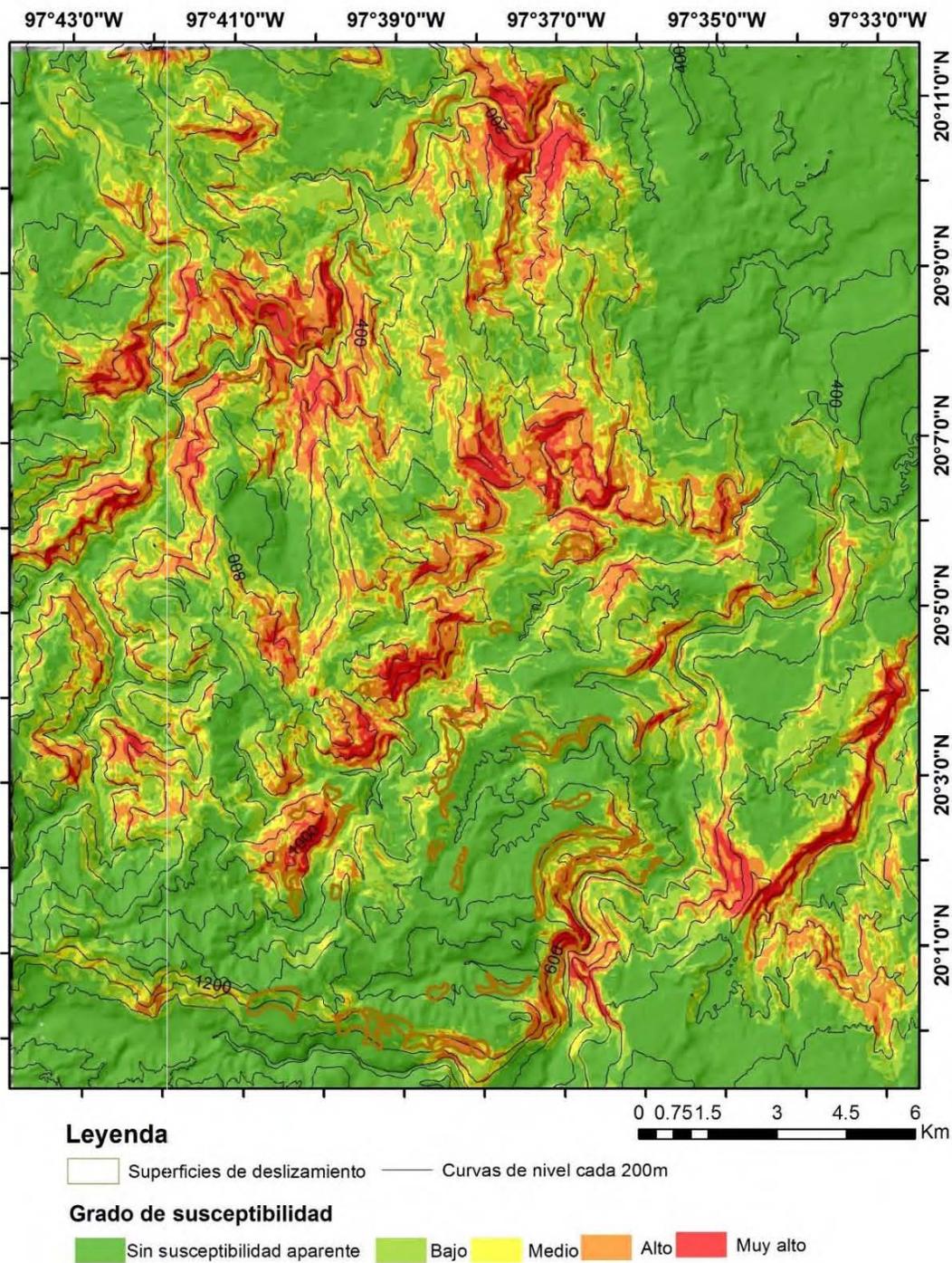


Fig. 41: Mapa multicriterio de susceptibilidad de deslizamientos en Huehuetla, Puebla.

Para el caso de Metztitlán, las zonas con mayor susceptibilidad corresponden a aquellas localizadas al noreste, en la zona de montañas mayores de origen volcánico (Fig. 42). Se observan zonas dispersas de valores medios a bajos en la región de montañas menores en bloque, mientras que, las zonas sin susceptibilidad aparente son las predominantes. De manera visual, es claro que las zonas sin susceptibilidad aparente en Metztitlán son mayores, en comparación con Huehuetla. En este último municipio se observa una mejor distribución de los rangos de susceptibilidad, mismos que tienen una alternancia homogénea. En cambio, en Metztitlán, las distintas zonas con variados grados de susceptibilidad se encuentran ligeramente dispersas, al grado de que se forman zonas de susceptibilidad media aisladas de las franjas con una gradación homogénea. Cabe agregar, que en las dos zonas las laderas adyacentes a los valles más profundos resaltan por su inestabilidad. Aunque es más evidente la ocurrencia de superficies de deslizamiento dentro de las zonas sin susceptibilidad aparente.

IV.4. Mapas de susceptibilidad de deslizamientos: Método Jerárquico multi-criterio

Con el fin de contrastar los resultados del método multicriterio simple, se elaboró el álgebra de mapas ponderada con el método de proceso analítico jerárquico (AHP) de matriz de Saaty (1980 en Castellanos Abella y Van Westen, 2007; Yoshimatsu y Abe, 2006 y Ma *et al.*, 2013), la asignación de importancia en cada uno de los casos responde al peso que se calculó en el ACP. Posee tres principios rectores que guían el proceso de evaluación a manera de procedimiento (Pacheco y Contreras, 2008):

Construcción de las jerarquías: Consiste en la descomposición de los sistemas complejos en elementos constituyentes; la estructuración jerárquica de dichos elementos se da conforme a la importancia relativa de los elementos en cada nivel de la jerarquía (Pacheco y Contreras, 2008). En este caso, las jerarquías fueron

asignadas a partir de los resultados obtenidos en el cálculo de *Comunalidad* de cargas del ACP (Tabla 4.3).

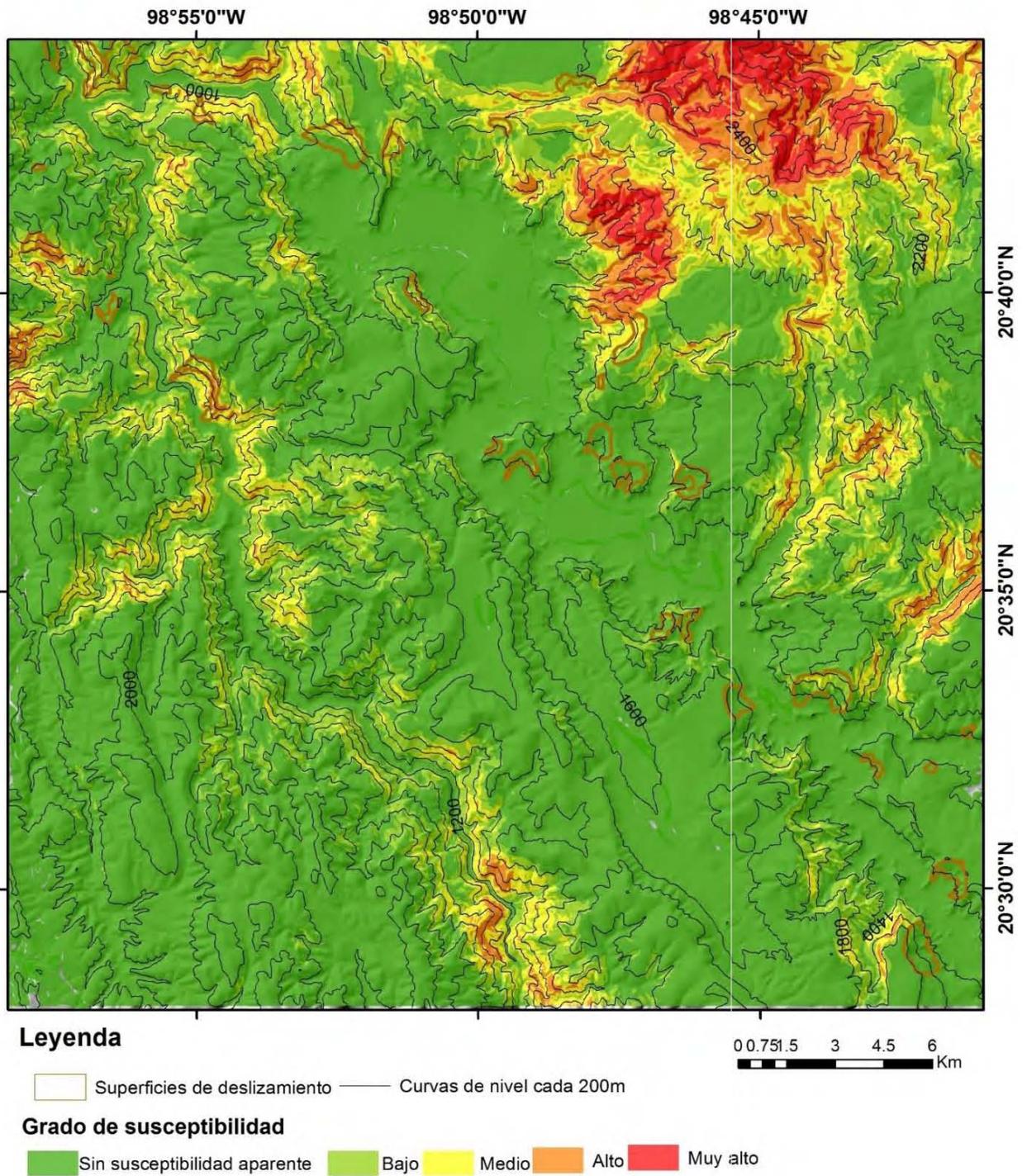


Fig. 42: Mapa multicriterio de susceptibilidad de deslizamientos en Metztlán, Hidalgo.

Las zonas con susceptibilidad variable muestran una alternancia gradual y periférica entre sí, es decir, las zonas con susceptibilidad muy alta son rodeados por polígonos de susceptibilidad alta y así sucesivamente de forma gradual. La zona sur, en donde se localizan la mayoría de los contactos estratigráficos, se encuentra en valores medios a bajos. Comparado con el mapa VACi, las zonas tienen una mejor definición, están más constreñidas y muestran una mejor coherencia. Aún así se observan algunas superficies de deslizamiento que caen dentro de la categoría de sin susceptibilidad aparente.

Establecimiento de prioridades: Se elabora una matriz de comparaciones por pares, que consiste en la comparación de criterios del mismo nivel, de manera que se pueden comparar unos con respecto a los otros y determinar así la importancia cuantitativa en cada uno. Estos juicios numéricos se elaboran conforme a la escala propuesta por Saaty (1980 en Castellanos Abella y Van Westen, 2007), que asigna una escala de 1 a 9, donde 9 es el más importante y la relevancia descende conforme el valor numérico (Pacheco y Contreras, 2008) (Anexo IV). La matriz de comparación por pares es, posteriormente, normalizada y se elabora el procedimiento para obtener los *eigenvectores* de prioridad para cada una de las variables (Márquez, 1999), la matriz completa se presenta en el Anexo IV, el peso de cada variable para las dos zonas se presenta en la siguiente Tabla (4.4).

Tabla 4.4 Peso de variables para los dos escenarios.

Importancia	Huehuetla	Metztitlán	<i>Eigenvector</i>
Mayor	Energía	Precipitación	0.4221824
	Inclinación	Temperatura	0.215999
	Elevación	Inclinación	0.12510063
	Temperatura	Elevación	0.07666391
	Profundidad de disección	Profundidad de disección	0.06024131
	Precipitación	Energía del relieve	0.05339645
Menor	Densidad de disección	Densidad de disección	0.04641628

Consistencia lógica: Existe un ordenamiento jerárquico para los elementos. Regularmente las jerarquías asignadas suelen ser cualitativas (al contrario de este trabajo en el cual se asignan a partir del ACP), lo cual hace necesario el cálculo de

un índice de consistencia lógica que asegure transitividad (es decir, que las jerarquías tengan un orden coherente y no contradictorio) y proporcionalidad (que implica que exista un orden cuantificable entre los elementos de un conjunto y que tal orden se mantenga entre las distintas posibles comparaciones) (Pacheco y Contreras, 2008). El índice que se obtiene es el resultado de la relación entre el índice de consistencia y el índice aleatorio. El valor de esta proporción de consistencia no debe superar el 10%, para que sea evidencia de un juicio correcto (Pacheco y Contreras, 2008). El índice de consistencia se obtiene con la siguiente fórmula:

$$C.I. = \frac{\lambda_{\max} - n}{n - 1} \quad (1)$$

Donde C.I. es el índice de consistencia; λ_{\max} es el máximo valor propio de la matriz de comparaciones a pares (se obtiene de la multiplicación del *eigenvector* de la matriz con la sumatoria de los valores de cada fila); y “n” es el número de columnas o filas (Márquez, 1999; Pacheco y Contreras 2008).

El índice aleatorio (R.I.) se escoge a partir del tamaño de la matriz (en este caso al ser una matriz cuadrada el valor es 7), se puede obtener manualmente, pero Saaty (1980 en Castellanos Abella y Van Westen, 2007) elaboró anteriormente una relación de estos datos (Tabla 4.5) (Márquez, 1999; Pacheco y Contreras 2008).

Tabla 4.5: Índice aleatorio postulado por Saaty (1980 en Pacheco y Contreras 2008).

N	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
RI	0	0	0.58	0.90	1.12	1.24	1.32	1.41	1.45	1.49	1.51	1.48	1.56	1.57	1.59

Por tanto, la relación de consistencia, de las matrices por comparación por pares, de susceptibilidad en ambos ambientes (al ser numéricamente iguales, lo que cambia es el orden de jerarquía de las variables), se define de la siguiente manera:

$$RC = \frac{CI}{RI} \therefore -\frac{0.8691}{1.32} = -0.65$$

Es evidencia de un juicio correcto una relación de consistencia menor a 0.1, por lo que es innecesario reevaluar los juicios expresados en la matriz de comparaciones (Márquez, 1999; Pacheco y Contreras 2008).

Posteriormente se procedió a asignar valores numéricos a cada una de las categorías de las variables, es decir, completar el modelo con la asignación de un valor numérico a cada uno de los rangos de las variables (categorías de muy bajas a muy altas). Esto se logró al relacionar los *eigenvectores* obtenidos para cada caso en particular, con *eigenvectores* calculados al aplicar el método Saaty en una matriz de comparación (por pares en cinco rangos) correspondientes a las clases de muy bajo a muy alto de cada variable.

El resultado es una matriz donde las columnas representan a cada una de las variables y las filas a su valor de categoría; los resultados son índices que se asignan a cada polígono para su posterior cruce algebraico espacial, esto en cada uno de los dos escenarios (Tablas 4.6 y 4.7) (Fig. 43 y 44).

Tabla 4.6: Matriz de categorías para las variables utilizadas en Huehuetla, Puebla.

	Energía	Inclinación	Elevación	Temperatura	Profundidad de disección	Precipitación	Densidad de disección
Muy alto	0.22037	0.11275	0.06530	0.04001	0.03144	0.02787	0.02422
Alto	0.08197	0.04193	0.02428	0.01488	0.01169	0.01036	0.00901
Medio	0.04588	0.02347	0.01359	0.00833	0.00654	0.00580	0.00504
Bajo	0.03924	0.02007	0.01162	0.00712	0.00559	0.00496	0.00431
Muy bajo	0.03470	0.01775	0.01028	0.00630	0.00495	0.00438	0.00381

Los mapas de susceptibilidad a partir del método jerárquico multicriterio, en ambos casos, muestran una mayor fragmentación al interior, en ambas zonas de estudio. En el caso de Huehuetla, los valores mayores coinciden con las zonas de mayor susceptibilidad obtenidas con el método simple (norte y centro del mapa) solo que se aprecian más extensas, además de resaltar los valores de medios a altos en la zona sur, donde se encuentran la mayor cantidad de deslizamientos (Fig. 43).

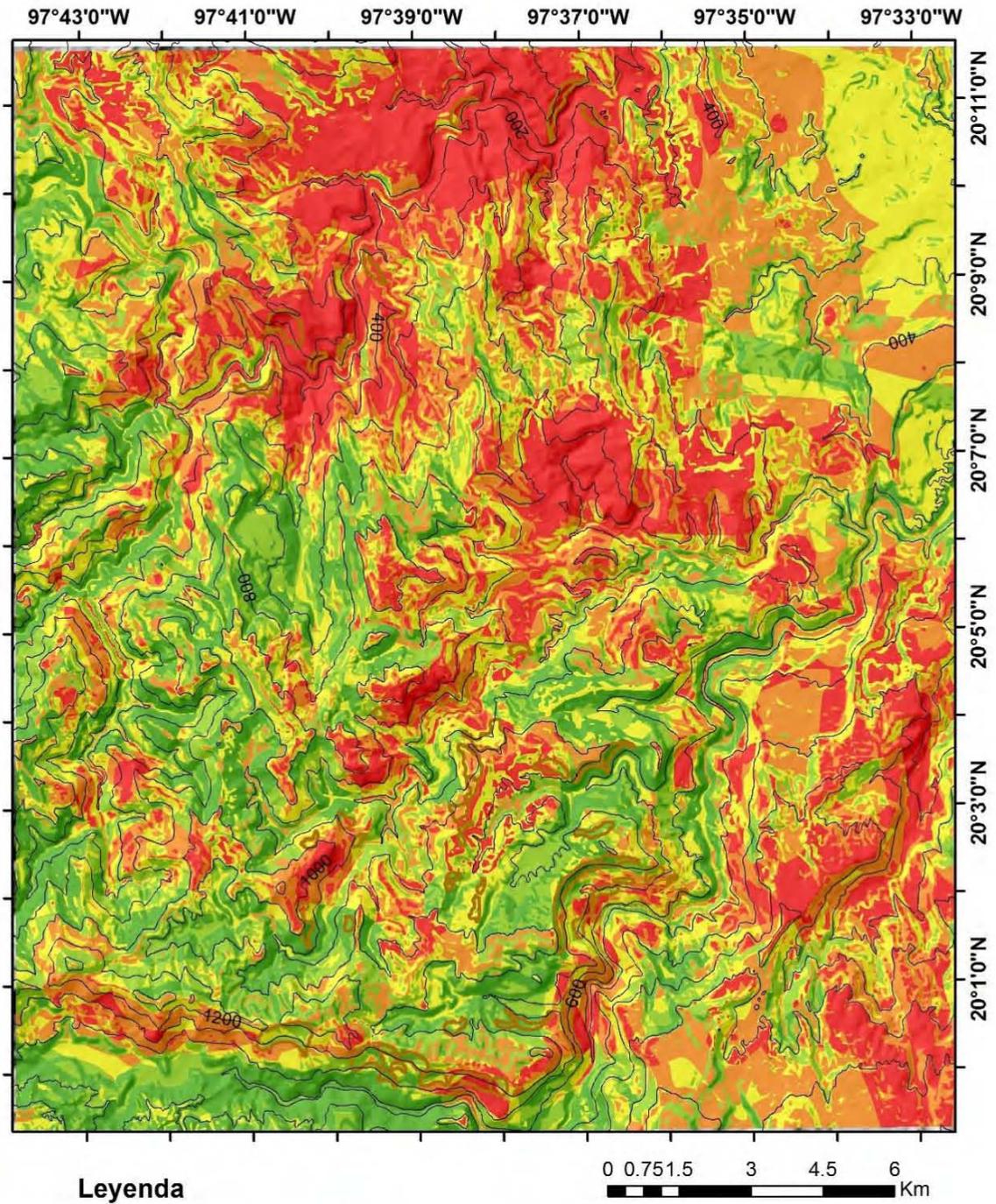


Fig.43: Mapa de susceptibilidad de deslizamientos por el método jerárquico multicriterio para Huehuetla, Puebla.

La región de lomerío Kárstico contiene valores de susceptibilidad medios y altos, lo cual resalta con la diferencia numérica de las variables al ser jerarquizadas, además de sobresalir en valores muy altos, algunas de las zonas proximales a la superficie de deslizamiento, principalmente superiores a las coronas.

En Metztitlán, del mismo modo, se delimita de manera más amplia zonas con muy alta susceptibilidad, además de fraccionar en mayor medida la zona norte, centro y sureste, donde se tienen los valores más altos de precipitación y temperatura (Fig. 44).

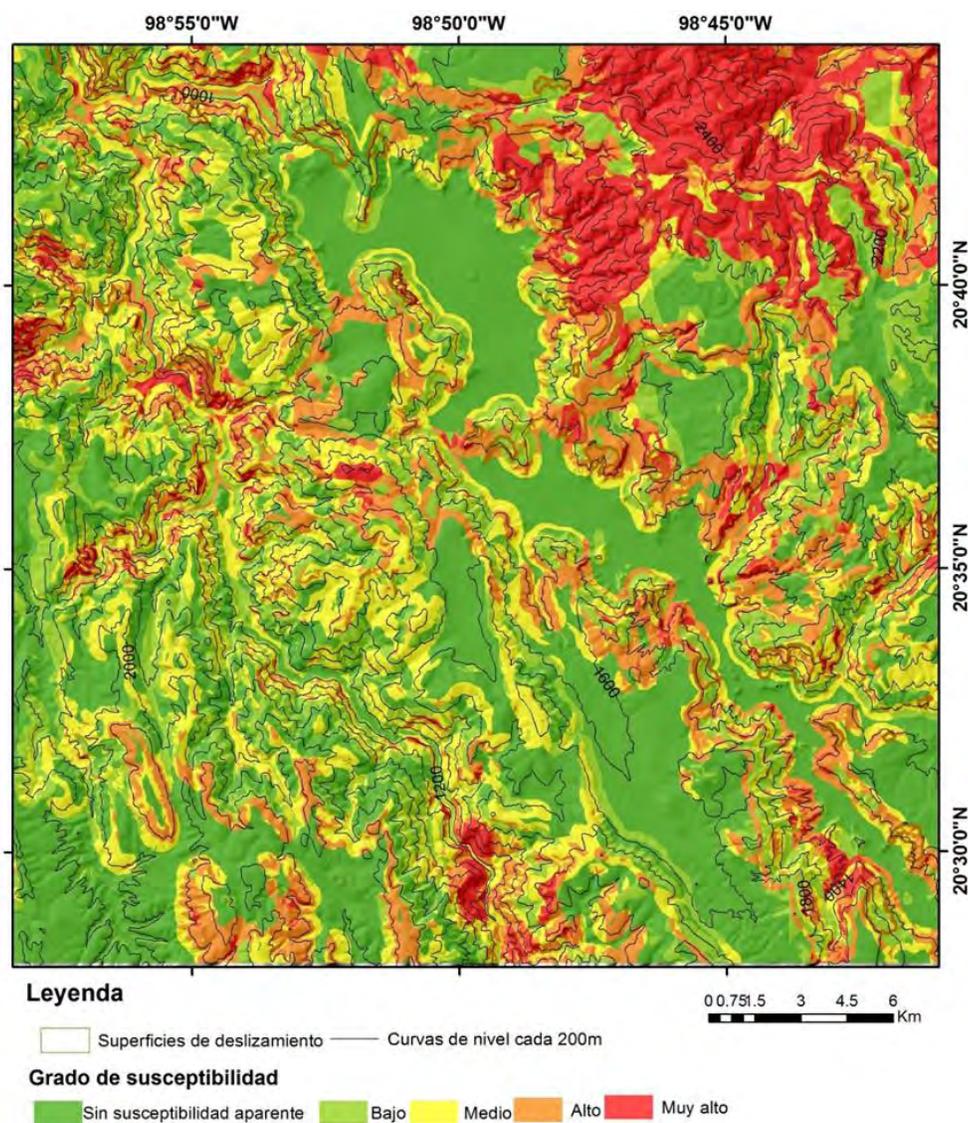


Fig.44: Mapa de susceptibilidad de deslizamientos por el método jerárquico multicriterio para Metztitlán, Hidalgo.

Los valores sin susceptibilidad aparente mantienen una lógica con la regionalización morfológica (véase Fig. 28), al coincidir este rango con las zonas de llanura o rampa casi en su totalidad y en su mayoría con los valores bajos de los lomeríos.

Tabla 4.7: Matriz de categorías para las variables utilizadas en Metztlán, Hidalgo.

	Precipitación	Temperatura	Inclinación	Elevación	Profundidad de disección	Energía del relieve	Densidad de disección
Muy alto	0.22037	0.11275	0.06530	0.04001	0.03144	0.02787	0.02422
Alto	0.08197	0.04193	0.02428	0.01488	0.01169	0.01036	0.00901
Medio	0.04588	0.02347	0.01359	0.00833	0.00654	0.00580	0.00504
Bajo	0.03924	0.02007	0.01162	0.00712	0.00559	0.00496	0.00431
Muy bajo	0.03470	0.01775	0.01028	0.00630	0.00495	0.00438	0.00381

IV.5. Validación y comparación de los resultados

Como último paso, se procedió a evaluar los resultados de los mapas VACi, multicriterio con y sin jerarquía; para esto se elaboró una relación lineal entre los resultados y su correspondiente inventario de deslizamientos. Los resultados se obtuvieron del cruce de los rangos de susceptibilidad contra el área que ocupan las superficies de deslizamientos. Para el caso de la cartografía VACi, se agruparon las coincidencias en 5 clases para que, de esta forma, la evaluación fuera concordante (Tablas 4.8 y 4.9).

Tabla 4.8: Área ocupada por la superficie de deslizamiento y área total para Huehuetla, Puebla (datos en km²)

Huehuetla	Área coincidente	Área total	Área coincidente	Área total	Área coincidente	Área total
Rango	VACi	VACi	Multicriterio sin Jerarquizar	Multicriterio sin Jerarquizar	Multicriterio jerarquizado	Multicriterio jerarquizado
Muy alto	0.79	92.18	1.18	17.72	1.33	88.61
Alto	1.44	88.40	1.35	57.22	1.36	106.60
Medio	1.83	105.44	0.74	50.33	1.38	105.97
Bajo	1.87	93.01	1.64	118.10	1.06	80.20
Sin susceptibilidad aparente	0.37	68.54	1.39	202.19	1.18	64.99
Total	6.30	446.37	6.30	446.37	6.30	446.37

En Huehuetla, los mapas VACi tienen una alta relación entre las superficies de deslizamientos y sus valores adecuados en los rangos medios (rangos alto, medio

y bajo), mientras que en las clases de susceptibilidad extremas la relación es menor (es mayor en el valor muy alto que en la susceptibilidad no es aparente), esto concuerda con que los valores adecuados se obtuvieron justo de las cantidades promedio de cada variable. Otro aspecto por destacar es la baja coincidencia de superficies de deslizamientos dentro del rango de susceptibilidad de PRM muy alto (Fig. 45). La validación por medio de área ocupada vs zonas muestra un incremento sustancial de las zonas con susceptibilidad muy alta a alta, media y baja, y decrece en sin susceptibilidad aparente (Fig. 45).

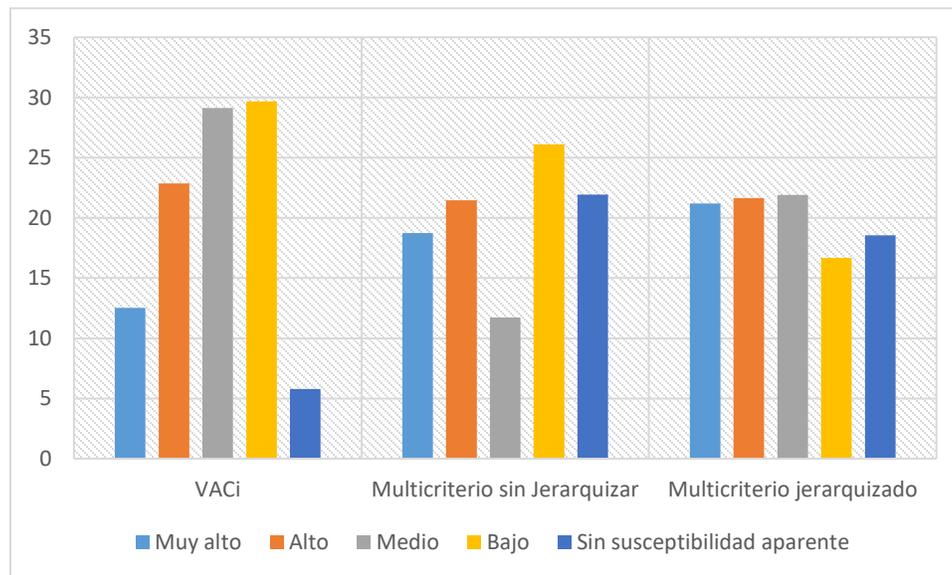


Fig.45: Gráficos en porcentaje de los tres mapas calculados para Huehueta, Puebla.

El método multicriterio simple muestra la mayor coincidencia en superficie con el rango de susceptibilidad bajo, seguido por valores sin susceptibilidad aparente, alto y muy alto. Los valores con menor coincidencia son los medios (Fig. 45). Esto indica que, si bien existe una alta coincidencia entre el rango muy alto y alto, las zonas con susceptibilidad media no cumplen con los requisitos.

En cambio el método jerárquico, muestra un incremento en validez, conteniendo una mayor cantidad de superficies de deslizamiento que coinciden con los rangos de susceptibilidad muy alta, alta y media, pero desciende para el rango de susceptibilidad bajo y vuelve a incrementar el rango sin susceptibilidad aparente (Fig. 45).

Esto señala, que el método simple asocia, en mayor proporción, los eventos pasados a las zonas bajas o sin susceptibilidad latente; mientras que el jerárquico encuentra mayor concordancia entre los deslizamientos pasados en rangos altos y muy altos. Además el jerárquico asigna un peso importante a las zonas de susceptibilidad media, caso completamente contrario al método multicriterio (Fig. 45).

Los datos de Metztlán muestran un comportamiento particularmente distinto a los de Huehuetla (Tabla 4.9). Los valores de VACi muestran una máxima relación de superficie vs susceptibilidad en el rango medio (Fig. 46). Con el método multicriterio sin jerarquizar no se observa coincidencia entre las superficies de deslizamiento y el rango de mayor probabilidad. De hecho las zonas con mayor sobreposición fueron las áreas sin susceptibilidad aparente, seguidas por valores bajos y medios, la coincidencia en el valor alto es muy baja (Fig. 46). En cambio, el método jerárquico encuentra mayor coincidencia de superficie en el rango de valores altos, medios y bajos. El rango de sin susceptibilidad aparente tiene la menor coincidencia. Comparado con los mapas VACi y el multicriterio simple, el mapa jerarquizado tiene el mayor valor de concordancia para el rango de susceptibilidad muy alta (Tabla 4.9). Infortunadamente, con ninguno de los tres métodos se logra representar la mayor susceptibilidad en el rango muy alto, en ambos escenarios.

Tabla 4.9: Área ocupada por la superficie de deslizamiento y área total para Metztlán, Hidalgo (datos en Km²).

Metztlán	Área coincidente	Área total	Área coincidente	Área total	Área coincidente	Área total
Rango	VACi	VACi	Multicriterio sin Jerarquizar	Multicriterio sin Jerarquizar	Multicriterio jerarquizado	Multicriterio jerarquizado
Muy alto	1.48	124.79	0	15.71	1.83	96.41
Alto	2.38	157.10	0.04	20.71	4.24	149.08
Medio	4.54	184.49	0.90	43.55	3.88	185.57
Bajo	3.32	205.80	5.06	190.87	3.08	171.11
Sin susceptibilidad aparente	2.05	232.79	7.77	630.33	0.74	299.00
Total	13.77	905.17	13.77	901.17	13.77	901.17

Para evaluar el alcance que tienen los modelos, con el fin de generar propuestas para calibrarlos, se elaboró una curva de tasa de éxito (CTE) a partir del porcentaje acumulado que ocupa cada categoría con respecto al área total y el área de superficies de deslizamientos (Chung y Fabbri, 2003; Braun et al., 2015; Quesada y Barrantes, 2017) (Fig. 47 y 48). Aunado a esto, se obtuvo un índice de acierto por medio de la división del área coincidente de superficie de deslizamiento y el área de cada categoría de susceptibilidad (Tabla 4.10).

Para el caso de Huehuetla, el método VACi resulta ser el menos representativo, ya que agrupa el 65% del área deslizada en los rangos de medio a muy alta susceptibilidad; en cambio el multi-criterio simple (MC) presenta el 52% de área deslizada sólo en el 28% de su área total.

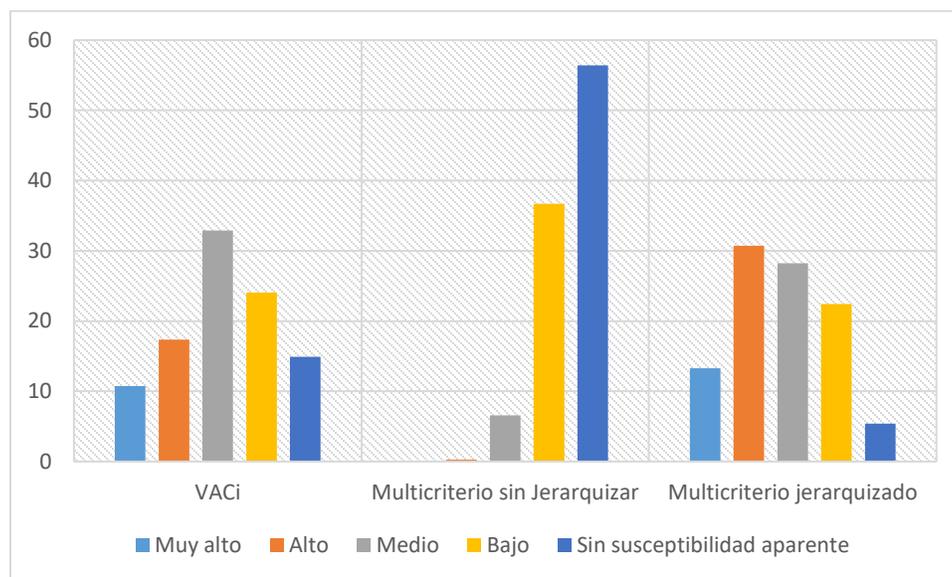


Fig.46: Gráficos en porcentaje de los tres mapas calculados para Metztlán, Hidalgo.

Tabla 4.10: Valores de índice de éxito para los mapas de susceptibilidad de PRM en ambos escenarios.

Huehuetla	Índice de éxito			Metztlán	Índice de éxito		
	VACi	MC	AHP		VACi	MC	AHP
Muy alto	0.00855	0.06666	0.01506	Muy alto	0.01191	0.00000	0.01897
Alto	0.01627	0.02362	0.01279	Alto	0.01524	0.00199	0.02837
Medio	0.01735	0.01468	0.01302	Medio	0.02465	0.02082	0.02095
Bajo	0.02010	0.01383	0.01310	Bajo	0.01617	0.02648	0.01804
Sin susceptibilidad aparente	0.00533	0.00684	0.01798	Sin susceptibilidad aparente	0.00884	0.01233	0.00248

Por parte del método jerárquico, agrupa el 65% de los movimientos en el 67% de su área total (Fig. 49). Esto sugeriría que el método que mejor representa la susceptibilidad es el multi criterio simple, al agrupar la mayoría de área deslizada en menor área total, aun así, esto deja un alto porcentaje de movimientos coincidentes en valores medios, en cambio el método jerárquico agrupa más superficie deslizada en los 3 rangos mayores. Para solventar esta confusión, la relación de área coincidente entre el área total (Fig. 47) indica, que el método multi criterio jerárquico es el que guarda una mayor relación con las clases de susceptibilidad al representar en su rango más alto los valores mayores del índice y tener una tendencia descendente a los valores sin susceptibilidad aparente.

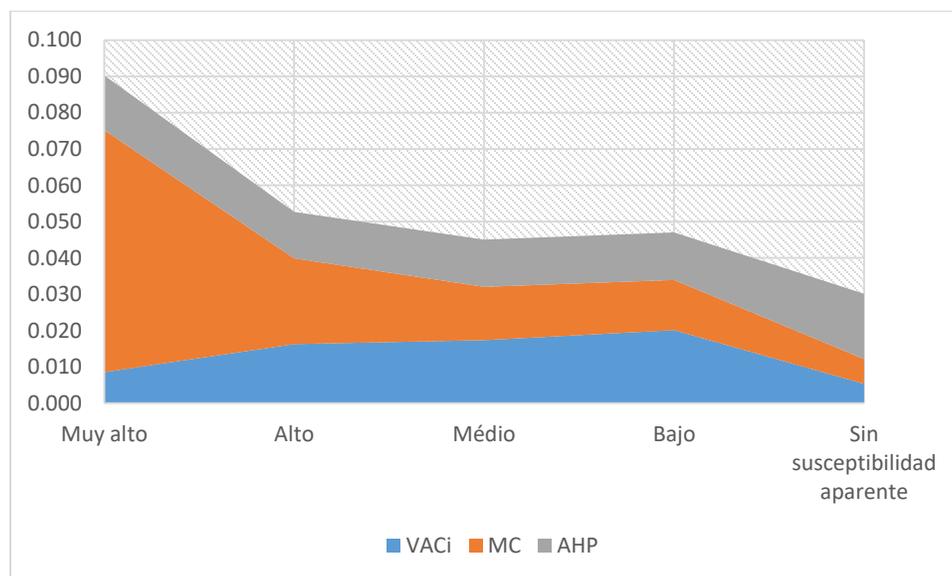


Fig. 47: Gráfica apilada de relación de área coincidente con el área total para Huehuetla, Puebla.

Esto sugiere que el método MC, por lo menos en este caso, es el menos indicado al ser el que menor área con deslizamientos agrupa en rangos mayores. El método jerárquico muestra que el 72% del área deslizada se encuentra en los rangos de medios a altos (en un 48% del área total) (Fig. 50).

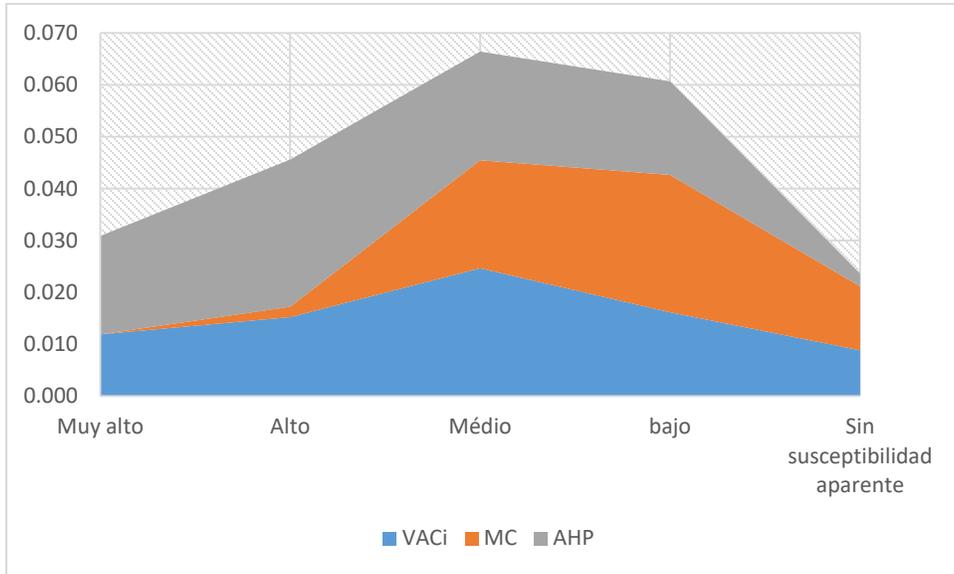


Fig. 48: Gráfica apilada de relación de área coincidente con el área total para Metztlán, Hidalgo.

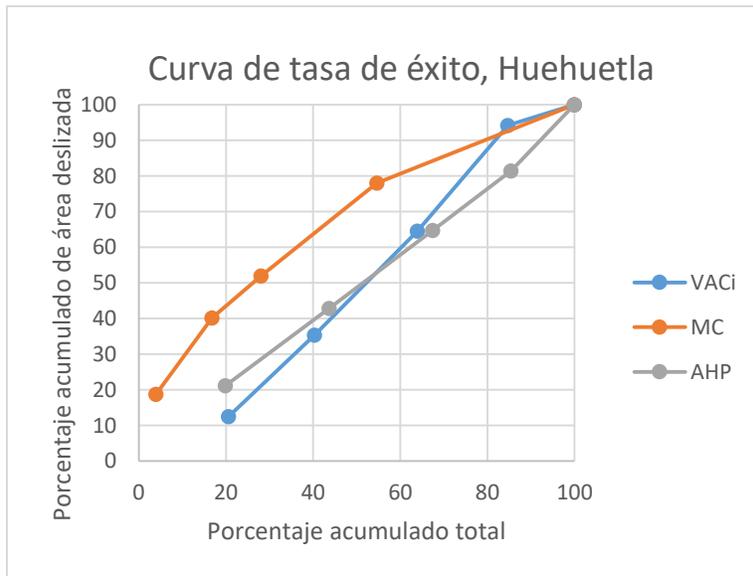


Fig. 49: Curva de tasa de éxito, Huehuetla. Cada punto representa una categoría en cada curva, de izquierda a derecha: Muy alto, alto, medio, bajo, sin susceptibilidad aparente.

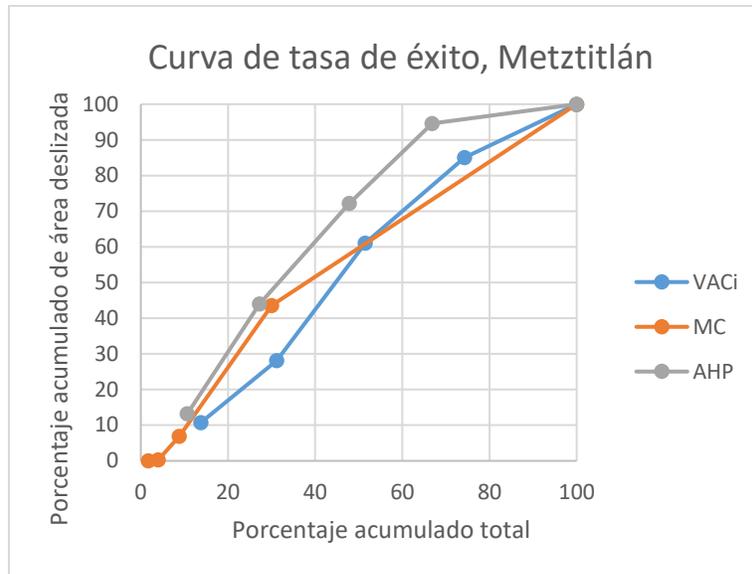


Fig. 50: Curva de tasa de éxito, Metztlán. Cada punto representa una categoría en cada curva, de izquierda a derecha: Muy alto, alto, medio, bajo, sin susceptibilidad aparente.

La relación de área deslizada entre área total por clase (Fig. 48) denota al método jerárquico multi criterio como el más adecuado para la zonificación de susceptibilidad en este caso de estudio, al ser el único que desde el rango alto tiene una tendencia descendente en su relación con el área deslizada. Aun así, la clase muy alta queda disminuida en su clase inferior. El método VACi continua en una afinidad por los valores en la clase media, mientras que el método multicriterio simple, es el menos representativo al tener bajos valores en categorías altas mientras que en categorías bajas el índice aumenta.

Lo anterior significa que en el caso de la región morfoclimática húmeda, el método multi criterio jerarquizado representa, en mayor medida, la susceptibilidad; mientras que, en la región seca, el método con y sin jerarquía se comporta de maneras parecidas. Cabe resaltar que, en ambos casos, la cartografía VACi tiene una evaluación similar, al ubicar en mayor medida los eventos ocurridos en sus rangos intermedios.

Capítulo V: Discusión

V.1 Métodos estadísticos

La utilización de estadísticas descriptivas y análisis multivariados tuvo como referencia las superficies de deslizamientos, reconocidas en ambos escenarios (Huehuetla y Metztlán). Por lo que uno de los elementos a considerar, al momento de explicar las diferencias en el análisis de mapas VACi, MC y AHP, fueron los inventarios de deslizamientos. Los inventarios, como elemento de regresión lineal, dependen de la calidad de insumos de mapeo, independientemente si su manejo fue análogo o automatizado. En el primer caso, el carácter cualitativo de las variables implica la experiencia del cartógrafo; en el segundo, se evalúa en función del grado de error del proceso de percepción remota o cálculo utilizado. Aun así, la obtención, con métodos indirectos, de registros morfológicos es obligatoria y su procesamiento debe de ser refinado. Esto conforme al entendimiento de la dinámica gravitacional y su interacción con procesamientos estadísticos y probabilísticos. Una propuesta para su mejor identificación, podría ser integrar los métodos de teledetección a partir de modelos de interferometría que permitan relacionar la información espectral con diferencias morfológicas evaluadas a partir de datos altitudinales. Ejemplo de esto es el trabajo realizado por Ochoa y Parrot (2007) concerniente a los deslizamientos ocurridos en la Sierra Norte de Puebla, en Octubre de 1999.

Los métodos estadísticos implementados para organizar, depurar, analizar y representar espacialmente bases de datos enfocados en PRM, permitieron tener un acercamiento a la dinámica de remoción en masa. Algunas de sus limitantes y fortalezas se encuentran en la elección del método utilizado, su interacción y posterior análisis en conjunto.

La matriz de correlación “r”, integrada en su descripción a diagramas de correlación bivariada, aportó a la interpretación de los datos: resaltar los nexos entre variables y definir su posible relación con la dinámica externa. El análisis de

componentes principales complementa estas descripciones al ponderar la relación de las variables, de acuerdo con su influencia general, en la dinámica de remoción en masa, esto es más evidente con el cálculo de la “comunalidad”. Aun así, hay que tener en cuenta que en ambos casos los cálculos parten de dos componentes que representan cerca del 70% de la variedad de los datos.

La disminución del intervalo de cada variable en los mapas de VACi por medio de remover el rango determinado por la desviación estándar, permitió definir zonas con condiciones donde los promedios coinciden espacialmente. Esta medida podría ser sustituida por la moda, valor que más veces se repite, lo cual podría resultar más cercano a un “valor adecuado”, aun así, el promedio al tomar datos extremos engloba de manera amplia el intervalo de coincidencia, es decir, extiende las áreas de susceptibilidad de cada variable.

Para la aplicación de los métodos multicriterio, cabe resaltar el modo de clasificación por rangos y su posterior presentación en los mapas de susceptibilidad. En el caso de las variables, estas se estratificaron a partir de *Natural Breaks* con el objetivo de tener áreas homogéneas entre altos y muy bajos, a partir del manejo de la varianza de los datos, mientras que en los productos finales se ocupó la clasificación por cuantiles dada la desviación alta de los mismos. Este puede ser el causante que explica la sobreestimación de las zonas sin susceptibilidad aparente a PRM.

En el caso de la aplicación del AHP, se debe de considerar que la ponderación se elaboró a partir de la “comunalidad” del ACP, lo cual implica, en si, un aporte a los métodos multivariados al ser una alternativa cuantitativa para la evaluación jerarquizada de zonas susceptibles. Aun así, el método propuesto hace énfasis en la utilización de variables morfométricas y su relación en dos entornos climáticos. Como se describe en el capítulo anterior, los datos no son del todo homogéneos en ambos escenarios, por lo que: más variables podrían agregarse al modelo y ser evaluadas bajo estos procedimientos; se puede conjugar con otros métodos (técnicas de correlación estadística y métodos de jerarquización multivariante) con los que se pueda llegar a resultados más adecuados.

V.2 Relevancia morfológica

Los inventarios de deslizamiento y sus depósitos muestran que en Metztlán el componente gravitacional cubre un área extensa (27.1 km²) en pocos deslizamientos (35); comparado con Huehuetla (15.3 km²) en donde la ocurrencia es mayor con 51 deslizamientos, nos sugiere que en la región húmeda los eventos son más frecuentes pero su magnitud es menor (en definitiva, es posible esbozar que su posición fisiográfica es factor), mientras que en un lugar seco la magnitud es mayor y la frecuencia menor. Aunado a lo anterior, en Huehuetla las superficies ocupan menor espacio que los depósitos (6.2 km² contra 9.1 km² en depósitos), en Metztlán las superficies son más amplias que los depósitos (12.7 km² contra 14.4 km² de superficies de deslizamiento). Esto también sugiere dos vías de interpretación: los deslizamientos en Metztlán son más viejos y el potencial erosivo fluvial es mayor o los deslizamientos son intermitentes y los depósitos son multitemporales.

En ambas regiones, la mayoría de los deslizamientos coinciden con inclinaciones mayores a 25° (78% en Huehuetla y 80% en Metztlán) con valores máximos similares (de 50° y 51° respectivamente). Esos valores pueden fungir como parámetro morfométrico para posteriores clasificaciones indirectas de deslizamientos, al representar intervalos parecidos en ambas regiones morfoclimáticas.

La energía del relieve a pesar de presentar un promedio similar en ambos casos (0.38 y 0.39 km/km²), muestra divergencias. En Huehuetla predominan los deslizamientos con una rango grande de energía de 0.37 a 0.86 km/km² (51%); por su parte en Metztlán los deslizamientos se cuantifican de manera semejante desde el rango intermedio de 0.22 a 0.34 (37%), 0.34 a 0.48 (31%) y 0.48 a 0.96 (29%), lo anterior puede interpretarse a una componente estructural activa en Huehuetla.

La densidad de disección promedio de las superficies de deslizamiento resultó mayor en Metztitlán que en Huehuetla (5.7 por 4.5 km/km²), 64% de los datos de la región seca coincidieron con zonas mayores a 5.6 mientras que en Huehuetla 33% se encuentran en densidades mayores a 5.2. Contrario es el caso de profundidad de disección donde el promedio en la región morfoclimática húmeda es de 0.07 en contra del 0.05 en Metztitlán. En la región seca el 49% de los casos coinciden con valores menores a 0.04, en cambio en Huehuetla el 83% coinciden con profundidades mayores a 0.04. Lo anterior puede interpretarse como un indicador de la dinámica exógena activa. Al reconocer que los procesos de ladera ocurren en zonas con una incidencia en la vertical mayor, pero con valores bajos de densidad de disección, puede indicar que la dinámica actual que provoca la inestabilidad es la disolución; mientras que en el caso de Metztitlán, se puede señalar que influye más la cantidad de modelado en la horizontal (con fenómenos de zapa) sin importar si las corrientes mantienen un componente mayormente acumulativa, que erosiva. Otra hipótesis para explicar estas diferencias, puede ser la influencia que tiene el nivel de base local de la laguna de Metztitlán, que reduciría la energía de los ríos para profundizar.

Al comparar las elevaciones en donde ocurren los deslizamientos en las dos zonas, se observa un mayor intervalo en Metztitlán, con cerca de 200 m más (1064-2120 msnm y 218-1066 para Huehuetla). En Huehuetla la mayoría de las superficies (49%) se encuentran en los niveles más altos, mientras que en Metztitlán en el nivel medio (62%). En este sentido, si cotejamos a los valores de elevación con las regiones geomorfológicas, es claro que las zonas más inestables son las zonas de montaña, principalmente en sus secciones disecadas.

El uso de índices morfométricos, como energía potencial del relieve y profundidad de disección, tiene como objetivo la evaluación de deslizamientos independientemente de su magnitud unitaria. Esto es contrario a las evaluaciones multicriterio de susceptibilidad, comúnmente utilizadas, que evalúan eventos superficiales (Flores y Alcántara, 2012).

La precipitación en Metztitlán puede sugerir una menor importancia de influencia en un PRM, máxime al encontrarse con valores de precipitación media y/o menores a 1090 mm/año; sin embargo, el hecho de que con un rango bajo de precipitación (390 a 570 mm/año) coincidan la mayoría de las superficies de deslizamiento (45%) muestra que no son necesarias potentes lluvias extraordinarias para el desencadenamiento de un PRM. Pero, este análisis idealiza de forma más peligrosa cualquier lluvia, al no ser una región con perturbaciones habituales de este tipo (aunque caben las respectivas reservas de la generalización). En Huehuetla, la precipitación media superior a 2500 mm/año se sobrepone con el 94% de los eventos, menor a este rango los deslizamientos son escasos (6%), este valor de precipitación podría ser ocupado como umbral de ocurrencia, ante posibles evaluaciones de peligro. Un índice interesante a evaluar para reducir el sesgo de la interpretación puede ser el de intensidad de precipitación (cantidad / duración) durante una tormenta individual, o un período de tiempo corto, al ser de vital interés el momento de ruptura del umbral de metaestabilidad en una ladera (Barry y Chorley, 2009).

En el caso de la temperatura hay que considerar que la diferencia entre los valores máximos y mínimos de las dos zonas es similar. En Huehuetla es de 4.9°C y en Metztitlán de 4.3°C. Al separar los valores por rangos se aprecia que la mayoría de los deslizamientos en Metztitlán (46%) ocurren en su componente más cálida (19.5 a 20.6°C). En Huehuetla, el 49% de los casos, se localiza entre 21 y 22°C. Lo anterior puede indicar que la temperatura resulta ser una variable importante. Tal vez el estudio de la influencia de la temperatura en su componente oscilatorio, para determinar como el aumento puede influir en la activación de un PRM en una zona seca puede dar más información de su inherencia. En contraparte, también es importante conocer hasta qué punto la temperatura juega un papel en la remoción de laderas en zonas húmedas.

La interpretación de las variables conjugadas en matrices de correlación y diagramas de dispersión indican que en Huehuetla existe una relación de inclinación con energía y profundidad de la disección, lo cual se puede deber a

una mayor energía potencial que desencadena un mayor desarrollo de vertientes verticales a manera de cañones, mismo que se pone de manifiesto con los valles fluvio-kársticos. De esta manera la disolución prevalece, caso contrario a la erosión fluvial. Estas vertientes y su relación con la energía favorecen la inestabilidad, y al parecer, se conjuga con la estructura del relieve y la variedad litoestratigráfica para ocasionar deslizamientos. Además, el hecho de que la profundidad de la disección se concentre en determinados pisos altitudinales confirma la naturaleza calcárea del sustrato y favorece a la disolución, como principal agente del modelado. De acuerdo con el análisis estadístico, la cantidad de ríos queda en segundo término al momento de modelar el relieve en Huehuetla. La relación inversamente proporcional de la densidad de la disección con la elevación fortalece esta interpretación.

De acuerdo con las estadísticas descriptivas de las variables utilizadas en Metztlán, se cumple, hasta cierto punto, un aspecto esperado en relieve sedimentarios con predominancia de materiales clásticos; a mayor energía potencial (o energía del relieve) mayor capacidad erosiva, *ergo*, si el sustrato es poco consolidado la erosión fluvial tenderá a ser el principal agente modelador. La correlación inversa de mayor inclinación a menor altura puede tener relación con los cabalgamientos y estructuras paralelas a la dirección de contacto entre las unidades paleogeográficas Cuenca Sierra Madre Oriental y Plataforma Valles. La alta correlación entre precipitación y temperatura sugiere que la temperatura puede funcionar como catalizador del potencial erosivo fluvial, al haber posibles índices de evapotranspiración altos (datos que no fueron considerados).

Para apoyar las interpretaciones anteriores se elaboraron mapas con área de influencia (*buffer*) a partir de los límites litoestratigráficos y componentes estructurales en las dos zonas de estudio (Figs. 51 y 52). En Huehuetla se puede observar que los contactos en zonas elevadas del relieve (mayor a 700 msnm) tienen relación con los deslizamientos (al menos se encuentran próximos en 150 m). Sin embargo, la ocurrencia de deslizamientos, en los principales componentes estructurales con dirección NW-SE es menor, esto puede indicar que las

discontinuidades cercanas a las regiones montañosas son más propensas a fenómenos gravitacionales, en cambio los dorsos de anticlinales y sinclinales en montañas menores se asocian en mayor parte con la dinámica de disolución (Fig. 51). En Metztlán, a pesar de no tener disponible información litoestratigráfica a detalle, los eventos reportados coinciden en su mayoría con los bordes de la vega, asociados a las cabalgaduras y límites geológicos. Los límites geológicos se localizan, principalmente, entre la altitud de 840 a 1800 msnm, aquí ocurre la sucesión entre calizas y lutitas, así como entre las zonas volcánicas y sus adyacentes sedimentarios (Fig. 52).

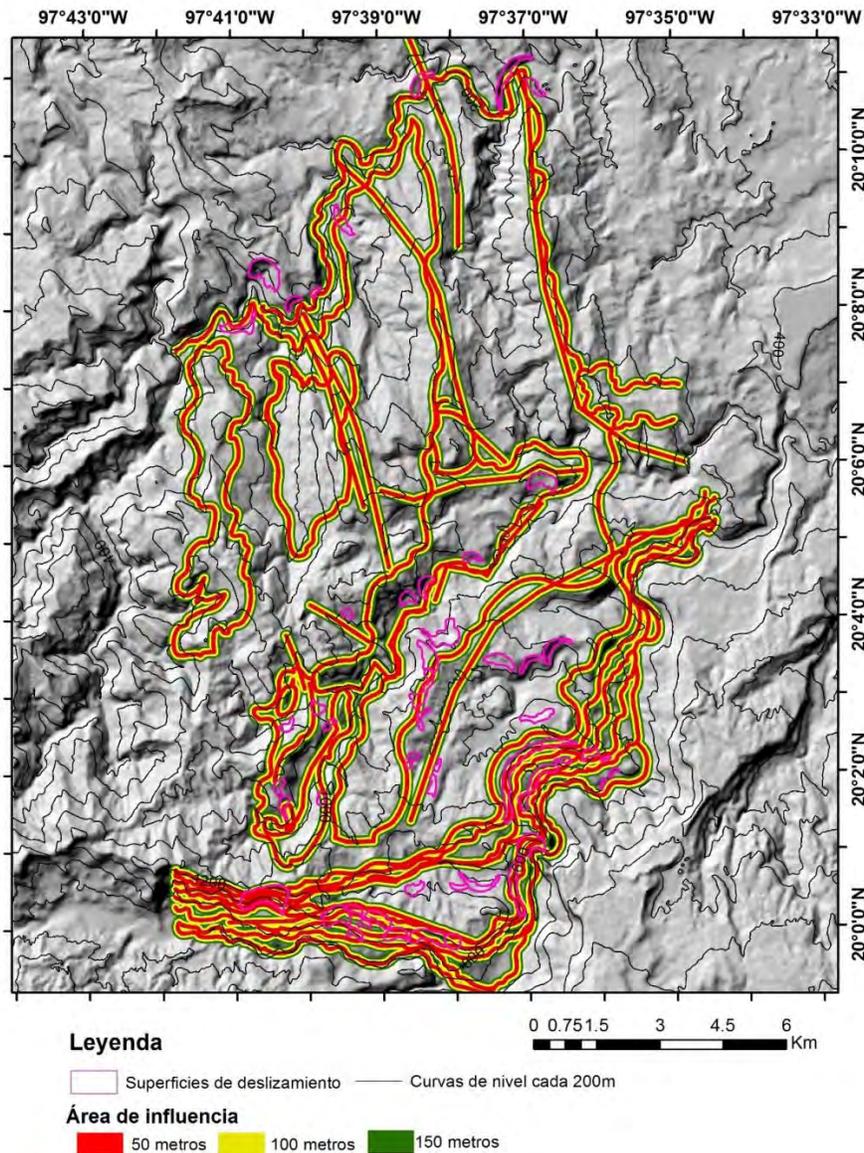


Fig. 51: Mapas de áreas de proximidad para los contactos litológicos y elementos estructurales de Huehuetla, Puebla.

Los resultados de la “comunalidad” ponen en evidencia que, la energía potencial del relieve en Huehuetla tiene una relevancia mayor al momento de considerar la evaluación de los PRM, esto con respecto a la temperatura y profundidad de disección, siendo los desencadenadores de estos. En cambio, para Metztlán la configuración de los aspectos climáticos son los que pueden, de una u otra forma, desencadenar los PRM y al parecer existe un rango de altitud (condicionado por el componente geológico), que favorecen su ocurrencia.

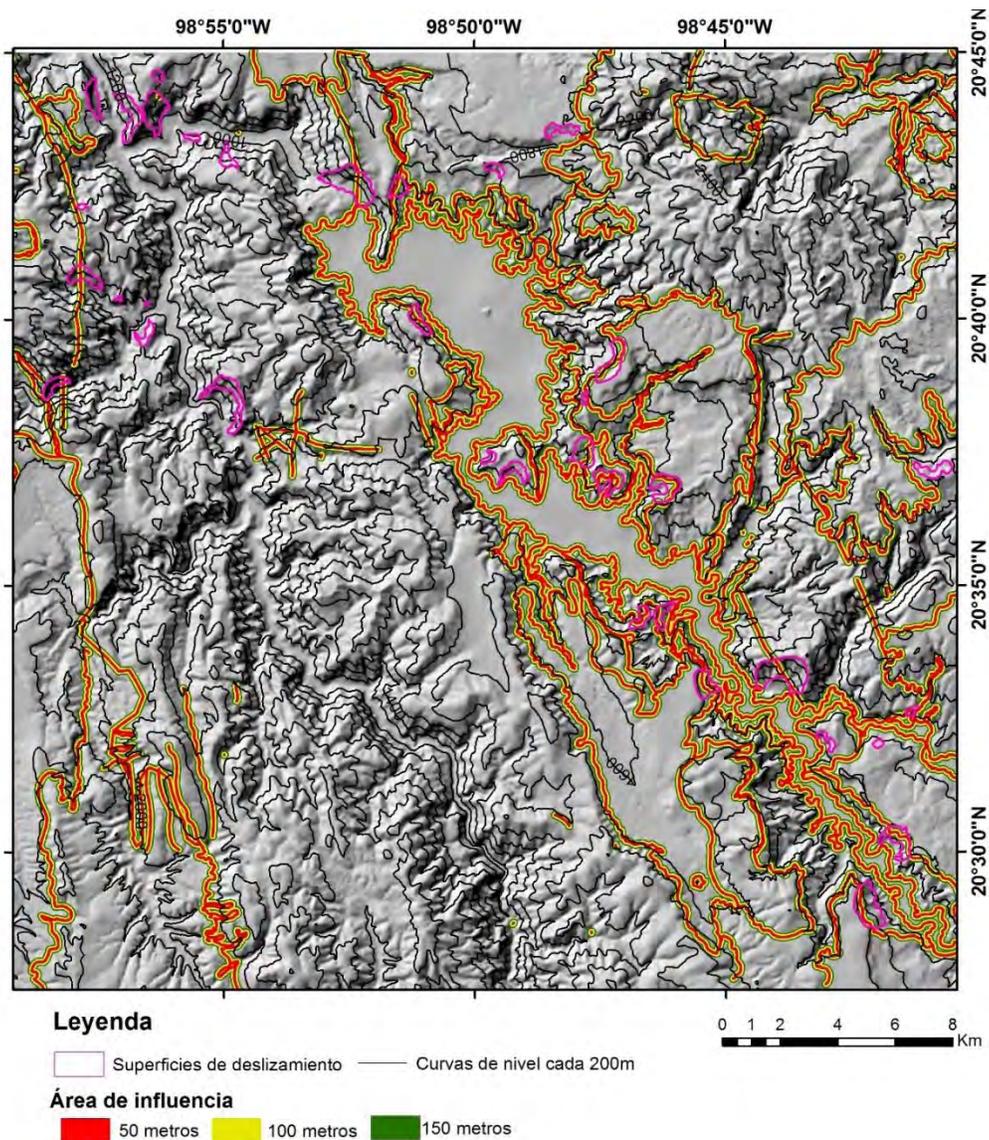


Fig. 52: Mapas de áreas de proximidad de contactos litológicos y elementos estructurales para Metztlán, Hidalgo.

Es posible que la Comunalidad de las variables, ponga de manifiesto que la precipitación en un ambiente relativamente muy húmedo (escenario Huehuetla) no es relevante al momento de evaluar los PRM. Esto puede explicarse porque el relieve tiende a estabilizarse a partir de las variables más comunes, es decir, se equilibra con la cotidianidad y se desequilibra con los pulsos súbitos y no cotidianos. Además, en zonas relativamente secas (Metztitlán) la cantidad de ríos en un espacio determinado puede no ser efectiva al momento de modelar el relieve, también debido a la relativamente baja eficiencia de actividad (es decir, tiempo en uso del cauce). En ambos casos, el parámetro de densidad de disección parece ser el menos incidente. Resultaría enriquecedor, para el entendimiento de la dinámica de laderas, la integración de modelos paleoclimáticos con la evolución del relieve que puedan proponer un acercamiento a, cómo este índice morfométrico puede estar más relacionado a dinámicas longevas, que influyen en menor medida a la inestabilidad actual (principalmente en el entorno seco). Y así, proponer umbrales temporales de inestabilidad en lapsos cortos (o predeterminados) de tiempo.

Los mapas VACi indican que existen variables que inciden más en la ocurrencia de un PRM, ya que ponen en evidencia la innecesaria coincidencia de todos los valores promedio. Tanto en Huehuetla como en Metztitlán, los deslizamientos no responden espacialmente a los 7 intervalos promedio, ya que se ubican en condiciones de intersección diferenciales, lo cual implica una influencia desigual de cada una de las variables con respecto a los PRM definidos. Quizá la deficiencia más notable de este modelo son los espacios vacíos donde no hay coincidencia de valores adecuados, que asemejarían zonas con susceptibilidad nula, lo cual en teoría es erróneo al remitirnos a lo enunciado en el segundo capítulo que plantea un equilibrio dinámico (Philips, 2006).

Los mapas de susceptibilidad a partir del método multicriterio simple sobreestiman las zonas de estabilidad, es decir, agrupan amplias franjas en valores de sin susceptibilidad aparente, esto se puede deber a que al estar todas las variables al mismo nivel, es menos probable que coincidan zonas con todos los valores altos,

mismos que permitan agrupar áreas con valores requeridos; la excepción de esta observación ocurre en las laderas adyacentes a los valles, donde la dinámica fluvial impulsa las coronas de despeque.

En ambos casos, se encuentran superficies de deslizamientos en zonas de ausencia de susceptibilidad aparente, esto refuerza lo anterior, que indica que este método identifica polígonos con alta inestabilidad en áreas sobresalientemente pequeñas. Se podría decir, que en zonas reducidas el resultado es visiblemente mejor (Huehuetla), en cambio en amplias áreas, como Metztlán, sólo se enmarcan valores extremos (zona volcánica con altos valores de energía de relieve e inclinación) como zonas con alta susceptibilidad.

Contrarios son los resultados con el AHP. Se puede apreciar una mayor fragmentación de la superficie. Con este método es evidente la influencia de las variables con mayor importancia, de lo cual resalta aquellas con un intervalo de valores más corto y áreas homogéneas (temperatura y precipitación); sin embargo, existen sitios donde las particularidades de altos valores de inclinaciones, energía y profundidad son las dominantes, al momento de determinar altas susceptibilidades. Entre las desventajas del método está que el resultado no tiene una gradación, no existe una transición entre zonas muy altas-altas-medias-bajas-sin susceptibilidad, en cambio, podemos encontrar valores extremos cercanos unos con otros. Estos casos pueden ser causados por las variables climáticas y sus abruptos límites entre clases.

De manera general, la interpretación de las variables y su relación con los procesos de remoción en masa tienen un alcance mayor, que la incidencia de estas en la dinámica gravitacional. En el caso de Huehuetla, resalta que la dinámica erosiva predominante tenga un control estructural-litológico, en donde las principales incisiones fluviales son ortoclinales, además muestra una relación importante de la profundidad con la inestabilidad de laderas, misma que, si la dinámica estructural es activa, como se sugiere en la tesis, puede funcionar como agente de socavación. El componente exokárstico en los dorsos de pliegues además de su expresión positiva en campos de mogotes son un indicador del

control litológico en la Sierra Norte de Puebla, que si bien es clara la deformación a partir de la tectónica activa en el pasado, la evidencia exógena puede ser el indicador de un nuevo inicio en su etapa de modelado. En Metztlán, a partir de los datos obtenidos se puede señalar a los elementos climáticos como catalizadores de la dinámica exógena, en donde la heterogeneidad litológica condiciona los elementos del modelado. A pesar de ser una zona con una aparente dinámica exógena acumulativa, los valores altos de profundidad y densidad de la disección podrían insinuar que, en algún momento de su desarrollo histórico, el componente fluvial tuvo una mayor importancia; esto también puede ser reflejo de los depósitos a manera de rampa y conos proluviales que se encuentran adosados a la vega. La energía e inclinación pueden estar relacionadas con la tectónica, el componente estructural o las sucesiones estratigráficas. Se pone en evidencia la necesidad de una mejor manipulación de los datos geológicos, así como el requerimiento de la información cronoestratigráfica y sísmica en particular, y de una cartografía morfogenética a escala grande que puedan aportar más información al entendimiento de la zona, sin olvidar el necesario trabajo de campo.

V.3 Validación de los modelos

La validación de los modelos ocupados puede tener varias lecturas una de ellas es que, al representar de manera proporcional las zonas intermedias con un realce en la clase alta, de acuerdo con su relación de área real (según el tamaño de la categoría se tenga cierta relación con los deslizamientos), permitió obtener un índice en donde los valores coinciden con su categoría nominal (categorías muy altas con valores muy altos, altos con altos y así sucesivamente).

Se puede decir que el método multicriterio jerárquico en un ambiente húmedo resulta eficaz, debido a la manera en la que estratifica los datos y en la proporcionalidad de área que tiene para denotar los diferentes valores de susceptibilidad. Sin embargo, su representatividad en valores altos es menor

comparada con el método multicriterio simple. La última disyuntiva se puede asociar con que usualmente se pone atención en determinar la mayor susceptibilidad, mientras que los valores bajos no tienen un tratamiento tan profundo. Los mapas y sus zonas de susceptibilidad, serían potencialmente más adecuados, si la evaluación de índices también se enfoca a los estadios de metaestabilidad más allá del factor de seguridad. De esta forma se calcula el mapa con los dos extremos del espectro de remoción.

Metztitlán al determinar cómo componentes principales a los intervalos cortos de temperatura y precipitación, puede generar interpretaciones ambiguas. El multicriterio jerarquizado muestra una mejor clasificación según los porcentajes (en ambos casos el método multicriterio simple parece sobreestimar las zonas sin susceptibilidad aparente). Bajo el índice de éxito o la proporcionalidad entre las clases y el área de superficies de deslizamientos, de nuevo el AHP indica una tendencia más adecuada, aun así, en todos los métodos se aprecia que la mayoría de los deslizamientos tienen relación con valores intermedios. En cuanto a la curva de tasa de éxito calculada, señala *grosso modo*, al método jerárquico como el más indicado. Resultaría interesante en trabajos posteriores determinar los umbrales de temperatura y precipitación asociados a procesos gravitacionales en intervalos de tiempo variables, además de contrastar la dinámica morfoclimática con deslizamientos cosísmicos no tomados en cuenta en esta tesis debido a la falta de registros y los objetivos particulares de la misma.

Conclusiones

Los objetivos de la tesis se cumplen al denotar los aciertos y carencias de los métodos de evaluación multi-criterio y jerárquico en los dos ambientes. Se aplicaron las metodologías de validación elementales para los tres tipos de mapas obtenidos. Además se trató de que la componente geomorfológica y geológica fueran inherentes a los procesos de remoción en masa.

A pesar de que se ha enunciado la necesidad de tomar variables jerarquizadas en modelos de algebra de mapas incluso con el apoyo de elementos geomorfológicos (CENAPRED, 2015), resulta importante la generación de insumos fáciles de elaborar y que, en lapsos de tiempo cortos (incluso ante una emergencia), permitan tener un acercamiento a la susceptibilidad. Es en este punto donde los métodos morfométricos utilizados en la presente tesis toman relevancia al poder ser elaborados en cualquier sistema de información geográfica y con información topográfica de diferentes resoluciones. Un punto en el cual se podría avanzar es en la identificación de rangos que representen en mejor manera su incidencia en un PRM; ejemplo claro es que los rangos de inclinación dictados por instancias gubernamentales (SEDATU, 2014) no fueron predominantes (en ni uno de los dos ambientes).

Al respecto, el trabajo puso de manifiesto que los valores de energía del relieve, profundidad y densidad de disección no pueden ser tratados bajo la misma jerarquía. Sin llegar a ser regla, la densidad de la disección tendió a ser una variable redundante y descartable al momento de realizar los mapas de susceptibilidad. Se debe estudiar a distinto detalle la relación que existe de la temperatura y precipitación media anual con la ocurrencia de los PRM. La cuantificación requiere de ajustes ligados a cada tipo de evento, ya que entre las variables pueden influir de diversa manera (según la mecánica del PRM: deslizamiento, caída, vuelcos, etc.).

La validación puso en evidencia resultados dispares, siendo el método jerárquico el que mejor resultados obtuvo, pero no siendo homogéneos. Debido a que en

Huehuetla el método multicriterio simple con la curva acumulada de tasa de éxito termina con un mejor porcentaje. Los mapas VACi de sobreposición pueden ser utilizados bajo un marco expedito y coordinado, independientemente de la cantidad de variables que se tengan; pero no pueden ser utilizados para evaluar el escenario a largo plazo, por ende, no deben considerarse para estudios de planeación o de ordenamiento territorial.

Aun cuando se han mencionado limitantes y virtudes de los métodos utilizados, se coloca de manifiesto la necesidad de integrar variables cualitativas de campo y gabinete a los modelos de susceptibilidad. No se debe de perder el enfoque en que la generación de este tipo de conocimientos va ligada al entendimiento y representación de la realidad con el fin de aportar a la resolución de problemáticas.

Referencias

-Agliardi, F., Crosta, G., Zanchi, A., 2001. *Structural constraints on Deep-seated slope deformation kinematics*. Engineering Geology, 59(1), 83-102.

-Aguilar, A., 1998. Análisis estratigráfico y estructural de la hoja Cuetzalan (F14-D85), entre los estados de Puebla y Veracruz. Tesis en Ingeniería geológica, Facultad de Ingeniería, UNAM. 72 pp.

-Alcántara-Ayala, I., 2000. *Landslides: ¿deslizamientos o movimientos del terreno? Definición, clasificaciones y terminología*. Investigaciones geográficas, 41, 7-25.

-Alcántara-Ayala, I., 2004. *Hazard assessment of rainfall-induced landsliding in Mexico*. Geomorphology, 61(1), 19-40.

-Aleotti, P., Chowdhury, R., 1999. *Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives*. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 58(1), 21-44.

-Althuwaynee, O.F., Pradhan, D., Lee, S., 2012. *Application of an evidential belief function model in landslide susceptibility mapping*. Computers & Geosciences, 44, 120-135.

-Antinao, J. L., Farfán, L. M., 2013. *Occurrence of landslides during the approach of tropical cyclone Juliette (2001) to Baja California Sur, Mexico*. Atmósfera, 26(2), 183-208.

-Armas, I., 2011. *An analytic multicriteria hierarchical approach to assess landslide vulnerability. Case study: Cornu village, Subcarpathian Prahova Valley/Romania*. Zeitschrift für Geomorphologie, 55(2), 209-229.

-Arriaga, V., 1997. Análisis del sistema petrolero Sierra Madre Oriental, en el sector sureste de la Hoja Filomeno Mata (F14-D84), estado de Puebla. Tesis en Ingeniería geológica, Facultad de Ingeniería, UNAM. 59 pp.

-Ayalew, L., Yamagishi, H., 2005. *The application of GIS-based logistic regression for landslide susceptibility mapping in the Kakuda-Yohiko Mountains, Central Japan*. Geomorphology 65(1),15-31.

-Baeza Adell, C., 1994. *Evaluación de las condiciones de rotura y la movilidad de los deslizamientos superficiales mediante el uso de técnicas de análisis multivariante*. Tesis doctoral., Universitat Politècnica de Catalunya. Departament d'Enginyeria del Terreny, Cartogràfica i Geofísica. sin núm. pp.

-Bai, S.B., Wang, J., Lü, G.N., Zhou, P.G., Hou, S.S., Xu, S.N., 2010. *GIS-based logistic regression for landslide susceptibility mapping of the Zhongxian segment in the Three Gorges area, China*. Geomorphology, 115(1), 23-31.

-Barry, R. G., & Chorley, R. J. 2009. *Atmosphere, weather and climate*. Routledge. 432 pp.

-Bierman, P.R., Montgomery, D.R., 2014. *Key concepts in Geomorphology*. New York: Freeman and Company Publishers, 494 pp.

-Bocco, G., Mendoza, M., Velázquez, A., Torres, A., 1999. *La regionalización geomorfológica como una alternativa de regionalización ecológica en México: El caso de Michoacán de Ocampo*. Investigaciones geográficas (40), 7-22.

-Borja, R.C., Alcántara-Ayala, I., 2010. *Susceptibilidad a procesos de remoción en masa en el municipio de Tlatlauquitepec, Sierra Norte de Puebla*. Investigaciones geográficas, (73), 7-21.

-Burbank, D., Anderson, R., Anderson, R., 2012. *Tectonic Geomorphology*, Chichester: Wiley-Blackwell, 454 pp.

-Caballero, L., Macías, J.L., García-Palomo, A., Saucedo, G.R., Borselli, L., Sarocchi, D., Sánchez, J.M., 2006. *The September 8–9, 1998 rain-triggered flood events at Motozintla, Chiapas, Mexico*. Natural Hazards, 39(1), 103-126.

-Camacho Gutiérrez, A., Quesada Román, A., Zamorano Orozco, J.J., 2012. *Análisis morfométrico: zonificación de áreas susceptibles a inundaciones y procesos de ladera en la cuenca del río Motozintla-Mazapa, Chiapas*. Memorias VIII Reunión Nacional de Geomorfología. Guadalajara, Jalisco, 26-28 de septiembre de 2012.

-Capra, L., Lugo Hubp, J., Borselli, L., 2003. *Mass movements in tropical volcanic terrains: the case of Teziutlán (México)*. Engineering Geology, 69(3), 359-379.

-Capra, L., Lugo Hubp, J., Zamorano, J.J., 2006. *La importancia de la geología en el estudio de los procesos de remoción en masa: el caso de Totomoxtla, Sierra Norte de Puebla, México*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Número especial de Geología urbana, LVII(2), 205-214.

-Carmona, F., 2014. *Un ejemplo de ACP paso a paso*. Apuntes, Departamento de estadística. Universidad de Barcelona. Recurso en línea: [<http://www.ub.edu/stat/docencia/Mates/ejemploACP.PDF>] Consulta: 5/06/2017.

-Carrara, A., Cardinali, M., Guzzetti, F., Reichenbach, P., 1995. *GIS technology in mapping landslide hazard*. In Carrara, A., Guzzetti, F. (Eds.): *Geographical information systems in assessing natural hazards*. Springer Netherlands. 354 pp.

-Carrasco-Velázquez, B. E., Martínez-Hernández, E., Ramírez-Arriaga, E., Solé Viñas, J., 2008. *Estratigrafía de la formación Metztlán del Plioceno (estado de Hidalgo, Centro-Este de México)*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 60(1), 83-99.

-Carrillo-Bravo, J., 1961. *Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria. Tamaulipas*: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 13(1-2), 1-98.

-Castellanos Abella, E.C., Van Westen, C.J., 2007. *Generation of a landslide risk index map for Cuba using spatial multi-criteria evaluation*. *Landslides*, 4, 311-325.

-Ceballos-Silva, A., López-Blanco, J., 2003. *Delineation of suitable areas for crops using a Multi-Criteria Evaluation approach and land use/cover mapping: a case study in Central Mexico*. *Agricultural Systems*, 77(2), 117-136.

-Chapman, R.E., 1995. *Physics for Geologists*. London: University College London Press, 143 pp.

-Chorley, R.J., 1962. *Geomorphology and General System Theory*. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 500-B, 10 pp.

-Constantin, M., Bednarik, M., Jurchescu, M.C., Vlaicu, M., 2011. *Landslide susceptibility assessment using the bivariate statistical analysis and the index of entropy in the Sibiciu Basin (Romania)*. *Environmental Earth Sciences*, 63(2), 397-406.

-Corsini, A., Farina, P., Antonello, G., Barbieri, M., Casagli, N., Coren, F., Tarchi, D., 2006. *Space-borne and ground-based SAR interferometry as tools for landslide hazard management in civil protection*. *International Journal of Remote Sensing*, 27(12), 2351-2369.

-Cotler, H., 2007. *El manejo integral de cuencas en México: Estudios y reflexiones Para orientar la política ambiental*. México, D.F. Secretaría de Medio Ambiente, Recursos Naturales y Pesca: Instituto Nacional de Ecología. 348 pp.

-Crosta, G. B., Frattini, P., Agliardi, F., 2013. *Deep seated gravitational slope deformations in the European Alps*. *Tectonophysics*, 605, 13-33.

-Cuéllar, M., Nieto-Samaniego, Á., Levresse, G., Alaniz-Álvarez, S., Solari, L., Ortega-Obregón, C., López-Martínez, M., 2012. *Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México*. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(1), 179-203.

-Daneshvar, M.R.M., 2014. *Landslide susceptibility zonation using analytical hierarchy process and GIS for the Bojnurd region, northeast of Iran*. *Landslides*, 11(6), 1079-1091.

-Dávila Hernández, N., 2003. *Zonificación de peligro por procesos de remoción en masa con base en la aplicación de un análisis estadístico multivariado condicional: La Barranca El Calvario, Teziutlan-Puebla*. Tesis de Licenciatura en Geografía, FFyL, UNAM. México. 116 pp.

-Delgado, J., Peláez, J.A., Tomás, R., Estévez, A., López Casado, C., Doménech, C., 2006. *Evaluación de la susceptibilidad de las laderas a sufrir inestabilidades inducidas por terremotos. Aplicación a la cuenca de drenaje del río Serpis (provincia de Alicante)*. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19(3-4), 197-218.

-Desinventar, 2013. *Inventario histórico de desastres*. Recurso en línea: [https://online.desinventar.org/desinventar/#MEX-1250695136-mexico_inventario_historico_de_desastres] Consulta: 04/03/2017.

-Devkota, K.C., Regmi, A.D., Pourghasemi, H.R., Yoshida, K., Pradhan, B., Ryu, I.C., 2013. *Landslide susceptibility mapping using certainty factor, index of entropy and logistic regression models in GIS and their comparison at Mugling–Narayanghat road section in Nepal Himalaya*. *Natural Hazards* 65(1) 135–165.

-Dikau, R., 1996. *Landslide recognition: identification, movement, and causes*. New York. Wiley: International Association of Geomorphologists (No. 1), 274 pp.

-Egenhofer, M. J., Bruns, H. T., 1995. *Visual Map Algebra: a direct-manipulation user interface for GIS*. En Spaccapietra y Jain (Eds.): *Visual Database Systems 3* (pp. 235-253). Springer US. 428 pp.

-Eguiluz, S., Aranda-García, M., Marrett, R., 2000. Tectónica de la Sierra Madre Oriental. México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53(1), 1-26.

-EPOCH (European Community Programme), 1993. *Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community*. Flageollet, J.C. (ed.), 3 volumes, Contract no 90 0025.

-Ercanoglu, M., Temiz, F.A., 2011. *Application of logistic regression and fuzzy operators to landslide susceptibility assessment in Azdavay (Kastamonu, Turkey)*. *Environmental Earth Sciences*, 64(4), 949-964.

-Evans, I.S., 1972. *General geomorphometry, derivatives of altitude, and descriptive statistics*. En: Richard J. Chorley (Ed.). *Spatial analysis in Geomorphology*. New York: Harper & Row Publishers, 17-90.

-Evans, I.S., 2012. *Geomorphometry and landform mapping: What is a landform?* *Geomorphology*, 137(1), 94-106.

-Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M., 2012. *The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone*. *Tectonophysics*, 522, 122-149.

-Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Hudleston, P., Bolaños-Rodríguez, D., Ortega-Flores, B., Serrano, A., 2012. *The role of folding in the development of the Mexican fold-and-thrust belt*. *Geosphere*, 8(4), 931-949.

-Flores Lorenzo, P., Alcántara Ayala, I., 2002. *Cartografía morfogénica e identificación de procesos de ladera en Teziutlán, Puebla*. *Investigaciones geográficas*, 49, 7-26.

-Flores, P., Alcántara Ayala, I., 2012. *Susceptibilidad a deslizamientos superficiales de suelo en el Municipio de Temoaya, México: aplicación del análisis multicriterio*. *Investigaciones geográficas*, 77, 31-47.

-Fossen, H., 2010. *Structural Geology*. Cambridge: Cambridge University Press. 463 pp.

-Fraustro, O., 1999. *Derrumbes, deslizamientos y expansión lateral del suelo provocados por la sismicidad en el graben de Cuauhtepac: región sur de la Sierra de Guadalupe, en la Ciudad de México*. Investigaciones geográficas, 38, 15-29.

-García, E., 1998. *Climas (clasificación de Köppen, modificado por García)*. México, Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO). *Escala* 1: 1, 000,000. 90 pp.

-García F., 2012. *Análisis comparativo de la estructura espacial de algunas cuencas de La Sierra Madre Oriental, Occidental y del Sur*. Tesis de Licenciatura en Geografía, FFyL, UNAM. México. 105 pp.

-García-Palomo, A., Carlos-Valerio, V., Miguel, C.L., García, A.G., Dimas, A.C., 2006. *Landslide inventory map of Sierra de Guadalupe, north of the México Basin*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 58(2), 195-204.

-Geissert Kientz, D., 1999. *Regionalización geomorfológica del estado de Veracruz*. Investigaciones geográficas 40, 23-47.

-Gómez Piña, V.M., 2017. *Evaluación de susceptibilidad de deslizamientos en el Río El Estado, Puebla-Veracruz, México*. Tesis de Maestría en Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, Instituto de Geografía, UNAM, México. 115 pp.

-Google Inc. 2017. *Google Earth version 7.1*

-Gorgas, J., Cardiel, N., Zamorano, J., 2011. *Estadística básica para estudiantes de Ciencias*. Facultad de Ciencias Físicas. Universidad Complutense de Madrid. 206 pp.

-Goudie, A., 2004. *Encyclopedia of Geomorphology*. 2 Vol., Routledge Ltd. U.S.A. 1200 pp.

-Goudie, A., Anderson, M., Burt, T., Lewin, J., Richards, K., Whalley, B., Worsley, P., 2003. *Geomorphological Techniques*. Routledge: UK. 570 pp.

-Griffiths, D.V., Huang, J., Fenton, G.A., 2011. *Probabilistic infinite slope analysis*. Computers and Geotechnics, 38(4), 577-584.

-Gutiérrez Elorza, M., 2008. *Geomorfología*. Pearson Educación, S.A., Madrid. 898 pp.

-Gutiérrez F., Gutiérrez M., 2016. *Landforms of the Earth. An illustrated guide*. Springer International Publishing AG, Switzerland. 270 pp.

-Guzzetti, F., Mondini, A.C., Cardinali, M., Fiorucci, F., Santangelo, M., Chang, K.-T., 2012. *Landslide inventory maps: New tools for an old problem*. Earth-Science Reviews 112, 42-66.

-Hermoso De La Torre, C., Martínez-Pérez, J., 1972. *Medición detallada de formaciones del Jurásico Superior en el frente de la Sierra Madre Oriental*: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 24(1-3), 45-63.

-Hernández Mena, Z., 2008. *Mapa de susceptibilidad a procesos de remoción en masa con base en análisis multivariado: la región de Zapotitlán de Méndez, Puebla*. Tesis de Licenciatura en Geografía, FFyL, UNAM. México. 106 pp.

-Hernández Moreno, M.G., 2011. *Procesos de remoción en masa en Motozintla de Mendoza, Chiapas*. Tesis de Licenciatura en Geografía, FFyL, UNAM. México. 137 pp.

-Hernández Treviño, J.T., Hernández Bernal., M. del S., 1991. *Evolución geológica de la región de Metztlán/Zacualtipán, Estados de Hidalgo y Veracruz*. Tesis de Ingeniería Geológica, FI, UNAM. México. 89 pp.

-Hernández Santana, J. R., y Ortiz Pérez, M. A., 2005. *Análisis morfoestructural de las cuencas hidrográficas de los ríos Sabana y Papagayo (tercio medio-inferior), estado de Guerrero, México*. Investigaciones geográficas, (56), 7-25.

-Hernández Santana, J. R., Manent, M. B., & Linares, A. M., 2012. *Análisis morfoestructural del relieve noroccidental del estado de Chiapas, México*. Revista Geográfica Venezolana, 53(1), 57-75.

-Highland, L., Bobrowsky, P.T., 2008. *The landslide handbook: a guide to understanding landslides*. Reston, Virginia, U.S: US Geological Survey Circular 1325, 129 pp.

-Hinojosa-Corona, A., Rodríguez-Moreno, V.M., Munguía-Orozco, L., Meillón-Menchaca, O., 2011. *El deslizamiento de ladera de noviembre 2007 y generación de una presa natural en el río Grijalva, Chiapas, México*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63(1), 15-38.

-Hong, H., Chen, W., Xu, C., Youssef, A.M., Pradhan, B., Tien-Bui, D., 2017. *Rainfall-induced landslide susceptibility assessment at the Chongren area (China) using frequency ratio, certainty factor, and index of entropy*. Geocarto International, 32(2), 139-154.

-Hossain, M.S., Chowdhury, S.R., Das, N.G., 2009. *Integration of GIS and multicriteria decision analysis for urban aquaculture development in Bangladesh*. Landscape and Urban Planning, 90: 119–133.

-Huabin, W., Gangjun, L., Weiya, X., Gonghui, W., 2005. *GIS-based landslide hazard assessment: an overview*. Progress in Physical Geography, 29(4), 548-567.

-Huggett, R., 2007. *Fundamentals of geomorphology*. New York, USA: Routledge, 458 pp.

-Hung, O., Leroueil, S., Picarelli, L., 2013. *The Varne classification of landslide types, an update*. Landslide 11, 167-194.

-Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2001. *Continuo de Elevaciones Mexicano*. Recurso en línea: [<http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/datosrelieve/continuoelevaciones.aspx>] Consultado: 01/01-06/2017.

-Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2006. *Fotografías aéreas vuelo SINFA escala 1:40,000 línea de vuelo 355, 6 fotos*.

-Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2012. *Datos vectoriales escala 1:250 000 serie V (Capa Unión)*. Recurso en línea: [<http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/reclnat/usuarios/Default.aspx>] Consultado: 01/01-06/2017.

-Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2013a. *Marco Geoestadístico 2013 versión 6.0*. Recurso en línea: [<http://www3.inegi.org.mx/sistemas/biblioteca/ficha.aspx?upc=702825292829>]. Consultado: 01/01-06/2017.

-Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2013b. *Conjunto de datos vectorial edafológico. Escala 1: 250, 000 Serie I*. Recurso en línea: [http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/reclnat/edafologia/vectorial_seriei.aspx] Consultado: 01/01-06/2017.

-Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2015. *Cartas topográficas. Filomeno Mata F14D84; Cuetzalan F14D85 y Metztlán F14D61, escala 1:50,000: México. D.F.*

-IUSS Working Group (WRB), 2006. *World reference base for soil resources*. World Soil Resources Report, 103.

-Jaimes, M.A., Niño, M., Reinoso, E., 2013. *Una aproximación para la obtención de mapas de desplazamiento traslacional de laderas a nivel regional inducido por sismos*. Ingeniería sísmica, (89), 01-24.

-Jomard, H., Lebourg, T., Guglielmi, Y., 2014. *Morphological analysis of deep-seated gravitational slope deformation (DSGSD) in the western part of the Argentera massif. A morpho-tectonic control?* Landslides, 11(1), 107-117.

-Joshi, V., Susware, N., Sinha, D., 2016. *Estimating soil loss from a watershed in western Deccan, India, using revised universal soil loss equation*. Acta Geographica Debrecina. Landscape & Environment Series, 10(1), 13.

-Kanagasabai, S., Smethurst, J.A., Powrie, W., 2011. *Three-dimensional numerical modelling of discrete piles used to stabilize landslides*. Canadian Geotechnical Journal, 48(9), 1393-1411.

-Knight, J., Mitchell, W.A., Rose, J., 2011. *Geomorphological field mapping*. En: M.J. Smith, P. Paron, J.S., Griffiths (Eds.). *Geomorphological mapping. Developments in Earth Surface Processes*, 15. Amsterdam: Elsevier, 612 pp.

-Larrea, P., Salinas, S., Widom, E., Siebe, C., Abbitt, R.J.F., 2017. *Compositional and volumetric development of a monogenetic lava flow field: The historical case of Paricutin (Michoacán, México)*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 348, 36-48.

-Lee, S., Pradhan, B., 2006. *Probabilistic landslide hazards and risk mapping on Penang Island, Malaysia*. Journal of Earth System Sciences, 115, 661-672.

-Lee, S., Pradhan, B., 2007. *Landslide hazard mapping at Selangor, Malaysia using frequency ratio and logistic regression models*. Landslide 4, 33-41.

-Legorreta, G., Bursik, M., Solene, P., Lugo-Hubp, J., Paredes, L.M., Aceves, J.F., 2014. *Inventario multitemporal, análisis de susceptibilidad y estimación de volumen de deslizamiento en el flanco SW del volcán Pico de Orizaba, Puebla-Veracruz*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Vol. 66, 343-354.

-Lin, J.W., Chen, C.W., Peng, C.Y., 2012. *Potential hazard analysis and risk assessment of debris flow by fuzzy modeling*. Natural Hazards, 64(1), 273-282.

-López-Doncel, R., 2002. *Estudios estratigráficos y deposicionales de la Formación Soyatal (Turoniano), en la Sierra de Álvarez y Sierra del Coro, porción centro-occidental del Estado de San Luis Potosí*. Boletín Informativo de la Unión Geofísica Mexicana, 26(1), 335-336.

-Lu, N., Godt, J., 2008. *Infinite slope stability under steady unsaturated seepage conditions*. Water Resources Research, 44, W11404, doi:10.10292008WR006976.

-Lu, N., Godt, J., 2013. *Hillslope hydrology and stability*, Cambridge: Cambridge University Press. 437 pp.

-Lugo Hubp, J., 1988. *Elementos de Geomorfología Aplicada (Métodos cartográficos)*. Ciudad de México, México. Instituto de Geografía, UNAM. 128 pp.

-Lugo Hubp, J., 1989. *Diccionario Geomorfológico*. Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F. 337 pp.

-Lugo Hubp, J., Córdova, C., 1992. *Regionalización geomorfológica de la República Mexicana*. Investigaciones geográficas 25, 25-63.

-Lugo Hubp, J., García-Arizaga, T., Zamorano-Orozco, J.J., Salas, O., 1996. *Landslide in Metztitlan (State of Hidalgo), Mexico-causes and effects*. Zeitschrift für geomorphologie supplementband, 323-343.

-Lugo Hubp, J., Vázquez-Conde, M.T., Melgarejo-Palafox, G., García-Jiménez, F., Matías, G.L., 2001. *Procesos gravitacionales en las montañas de Puebla*. Ciencia y desarrollo, 27(157), 24-33.

-Lugo Hubp, J., Zamorano-Orozco, J.J., Capra, L., Inbar, M., Alcántara-Ayala, I.A., 2005. *Los procesos de remoción en masa en la Sierra Norte de Puebla, octubre de 1999: causa y efectos*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22(2), 212-228.

-Lugo Hubp, J., Zamorano, J.J., Gallegos, G., 1993. *Deslizamiento de tierra activo en Metztlán, Hgo.* Geofísica Internacional 32, 153-166.

-Lyew-Ayee, P., Viles, H.A., Tucker, G.E., 2007. *The use of GIS-based digital morphometric techniques in the study of cockpit karst.* Earth Surface Processes and Landforms 32(2), 165-179.

-Ma, F., Wang, J., Yuan, R., Zhao, H., Guo, J., 2013. *Application of analytical hierarchy process and least-squares method for landslide susceptibility assessment along the Zhong-Wu natural gas pipeline, China.* Landslides 10(4) 481–492.

-Malamud, B.D., Turcotte, D.L., Guzzetti, F., Reichenbach, P., 2004. *Landslide inventories and their statistical properties.* Earth Surface Processes and Landforms 29, 687-711.

-Malczewski, J., 1996. *A GIS-based approach to multiple criteria group decision-making.* International Journal of Geographical Information Systems, 10(8), 955-971.

-Minar, J., Evans, I. S., 2008. *Elementary forms for land surface segmentation: The theoretical basis of terrain analysis and geomorphological mapping.* Geomorphology, 95(3), 236-259.

-Montgomery, D.R., Dietrich, W.E., 1994. *A physically based model for the topographic control on shallow landsliding.* Water resources research, 30(4), 1153-1171.

-Moon, V., Blackstock, H., 2004. *A methodology for assessing landslide hazard using deterministic stability models.* Natural Hazards, 32, 111-134.

-Mora-Ortiz, R. S., Rojas-González, E., 2012. *Efecto de la saturación en el deslizamiento de talud en la comunidad San Juan de Grijalva, Chiapas.* Ingeniería, investigación y tecnología, 13(1), 55-68.

-Murillo-García, F., Alcántara-Ayala, I., Ardizzone, F., Cardinali, M., Fiourucci, F., Guzzetti, F., 2015. *Satellite stereoscopic pair images of very high resolution: a step forward for the development of landslide inventories.* Landslides, 12(2), 277-291.

-Obregón, C., Lara, J., 2014. *El mapa de susceptibilidad a movimientos en masa: una herramienta para la gestión sostenible del territorio.* Espacio y Desarrollo, (25), 49-64.

-Ochoa Tejeda, V., 2004. *Propuesta metodológica para el estudio de inestabilidad de laderas a partir de los MDT y la percepción remota.* Tesis de Maestría en Geografía, FFyL, UNAM. 213 pp.

-Ochoa, V., Parrot, J.F., 2007. *Extracción automática de trazas de deslizamientos utilizando un modelo digital de terreno e imágenes de satélite de alta resolución IKONOS: Ejemplo en la Sierra Norte de Puebla, México.* Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 24(3), 354-367.

-Pacheco, J.F., Contreras, E., 2008. *Manual metodológico de evaluación multicriterio para programas y proyectos*. CEPAL – Serie Manuales N° 58. UNESCO. 111 pp.

-Pack, R.T., Tarboton, D.G., Goodwin, C.N., 2001. *Assessing Terrain Stability in a GIS using SINMAP*. In 15th Annual GIS conference, GIS 2001. Vancouver, British Columbia, February 19-22. Recurso en línea: [http://hydrology.usu.edu/sinmap/gis2001.pdf] Consultado: 10/10/2017.

-Padilla y Sánchez, R. 1985. *Las estructuras de la Curvatura de Monterrey. Estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí*. Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 6, 1-20.

-Pavlopoulos, K., Evelpidou, N., Vassilopoulos, A., 2009. *Mapping geomorphological environments*. Berlin. Springer Science & Business Media. 235 pp.

-Paz Tenorio, J.A., González Herrera, R., Gómez Ramírez, M., Velasco Herrera, J.A., 2017. *Metodología para elaborar mapas de susceptibilidad a procesos de remoción en masa, análisis del caso ladera sur de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas*. Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, 2017(92), 128-143.

-Pedraza Gilsanz, J., 1996. *Geomorfología: principios, métodos y aplicaciones*. Madrid: Ed. Rueda, 414 pp.

-Pike, R.J., Evans, I.S., Hengl, T., 2009. *Geomorphometry: A brief Guide*. En: Hengl, T., Reuter, H.I. (Eds.), *Geomorphometry concepts, software, applications*. Chap. 1. Developments in Soil Sciences Vol. 33. Elsevier Sciences, 3-30.

-Popescu, M.E., 2002. *Landslide causal factors and landslide remedial options*. In Proc. 3rd International Conference on Landslides, Slope Stability & The Safety of Infrastructures, Singapore, 61-81.

-Prabu, S., Ramakrishnan, S.S., 2009. *Combined use of socio economic analysis, remote sensing and GIS data for landslide hazard mapping using ANN*. Journal of the Indian Society of Remote Sensing, 37(3), 409-421.

-Quesada Román, A., Barrantes Castillo, G., 2017. *Modelo morfométrico para determinar áreas susceptibles a procesos de ladera*. Investigaciones Geográficas (94), 1-12. doi:<http://dx.doi.org/10.14350/riq.57318>.

-Quijada Mendoza, I., Zamorano Orozco, J.J., Salinas, S., 2014. *Análisis morfométrico y peligros asociados a inundaciones y procesos gravitacionales en la zona metropolitana de Monterrey, Nuevo León*. Memorias IX Reunión Nacional de Geomorfología. UAEM, 8-10 oct.

-Quiñones, H., 1987. *El sistema fisiográfico de la Dirección General de Geografía*. Revista de Geografía de INEGI, 2, 13-20.

-Ramírez-Herrera, M. T., Inbar, M., Paulín, G. L., 2012. *One hundred years of the rock fall triggered by the 1912 Acambay earthquake, Mexico*. Zeitschrift für Geomorphologie, 56(4), 495-505.

-Rawat, M. S., Uniyal, D. P., Dobhal, R., Joshi, V., Rawat, B. S., Bartwal, A., Aswal, A., 2015. *Study of landslide hazard zonation in Mandakini Valley, Rudraprayag district, Uttarakhand using remote sensing and GIS*. Current Science, 109(1), 158-170.

-Regmi, A.D., Devkota, K.C., Yoshida, K., Pradhan, B., Pourghasemi, H.R., Kumamoto, T., Akgun, A., 2014. *Application of frequency ratio, statistical index, and weights-of-evidence models and their comparison in landslide susceptibility mapping in Central Nepal Himalaya*. Arabian Journal of Geosciences, 7(2), 725-742.

-Rincón, L., 2013. *Curso elemental de probabilidad y estadística*. México, D.F. UNAM, Facultad de Ciencias. 223 pp.

-Robbins, J.C., Petterson, M.G., 2015. *Landslide inventory development in a data sparse region: spatial and temporal characteristics of landslides in Papua New Guinea*. Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions, 3, 4871-4917.

-Sala, M., Batalla, R.J., 1999. *Teoría y métodos en geografía física*. Ed. Síntesis, Madrid. 303 pp.

-Sánchez-Núñez, J.M., Macías, J.L., Zamorano-Orozco, J.J., Saucedo, R., Torres, J.R., Novelo, D., 2012. *Mass movement processes at the Motozintla Basin, Chiapas, Southern Mexico*. Geofísica internacional, 51(2), 169-186.

-Schlögel, R., Malet, J.P., Remaitre, A., Reichenbach, P., Doubre, C., 2015. *Analysis of a landslide multi-date inventory in a complex mountain landscape: the Ubaye valley case study*. Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions, 3, 2051-2098.

-SEDATU, 2014. *Bases para la estandarización en la elaboración del atlas de riesgos*. Dirección General de Ordenamiento Territorial y Atención a Zonas de Riesgo. 106 pp.

-SEDESOL, 2012. *Atlas de Riesgo del municipio de Huehuetla 2012*. 174 pp.

-Selby, M., Hodder, A., 1992. *Hillslope materials and processes*. Oxford, England: University of Oxford, 451 pp.

-Sendra, J.B., García, R.C., 2000. *El uso de los sistemas de Información Geográfica en la planificación territorial*. Anales de Geografía de la Universidad Complutense, 20, 49-67.

-Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2003. *Carta geológico-minera Metztlán F14-D61 escala 1:50, 000*.

-Servicio Meteorológico Nacional. 2010. *Normales climatológicas 1980-2010*. Recurso en línea: [<http://smn.cna.gob.mx/es/>]. Consultado: 02/08/2017.

- She, J., Li, X., 2016. *Map algebra based analysis for directed flow networks*. Transactions in GIS, 20(3), 356-367.
- Sidle, R.C., 1992. *A theoretical model of the effects of timber harvesting on slope stability*. Water Resources Research, 28(7), 1897-1910.
- Slaymaker, O., 1996. *Geomorphic hazards* (Vol. 4). Wiley. 204 pp.
- Smith, M.J., 2011. *Digital Mapping: visualisation, interpretation and quantification of landforms*. En: M.J. Smith, P. Paron, J.S., Griffiths (Eds.). Geomorphological mapping. Developments in Earth Surface Processes, 15. Amsterdam: Elsevier, 612 pp.
- Smith, M., Goodchild, M., Longley, P., 2007. *Geospatial analysis: A comprehensive guide to principles, techniques and software tools*. 5th edition. The Winchelsea Press, Winchelsea, UK. 748 pp.
- Summerfield, M.A., 1991. *Global Geomorphology*. Longman Group, Burnt Mill. 537 pp.
- Summerfield, M.A., 2000. *Geomorphology and Global Tectonics*. New York: Wiley. 367 pp.
- Summerfield, M.A., 2005. A tale of two scales, or the two geomorphologies. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 30 (4), 402-415.
- Suter, M., 2004. *A neotectonic-geomorphologic investigation of the prehistoric rock avalanche damming Laguna de Metztlán (Hidalgo State, East-central Mexico)*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 21(3), 397-411.
- Terrádez Gurrea, M., 2000. *Análisis de componentes principales*. Proyecto e-Math Financiado por la Secretaría de Estado de Educación y Universidades (MECD). Recurso en línea: [https://www.uoc.edu/in3/emath/docs/Componentes_principales.pdf] Consultado: 10/06/2017.
- Tsangaratos, P., Benardos, A., 2014. *Estimating landslide susceptibility through an artificial neural network classifier*. Natural hazards, 74(3), 1489-1516.
- Turner, A. K., Schuster, R. L., 1996. *Landslides: Investigation and Mitigation*. Transportation Research Board, Special Report 247. Washington, DC: National Research Council, 673 pp.
- Van Westen, C.J., Van Asch, T.W., Soeters, R., 2006. *Landslide hazard and risk zonation—why is it still so difficult?* Bulletin of Engineering geology and the Environment, 65(2), 167-184.
- Varnes, D., 1984. *Landslide hazard zonation: a review of principles and practice*. Unesco. 9-11.

-Verstappen, H. T., Van Zuidam, R., 1991. *El sistema ITC para levantamientos geomorfológicos*. *Publicación ITC*, (10).

-Waitz, P., 1947. Dos grandes derrumbes que causaron la formación de lagos, uno moderno en el Perú y otro antiguo en el Estado de Hidalgo: *Ingeniería Hidráulica en México*, 1, 145–160.

-Wang, Q., Li, W., Chen, W., Bai, H., 2015. *GIS-based assessment of landslide susceptibility using certainty factor and index of entropy models for the Qianyang County of Baoji city, China*. *Journal of Earth System Science*, 124(7), 1399-1415.

-Wang, Q., Li, W., Wu, Y., Pei, Y., Xing, M., Yang, D., 2016. *A comparative study on the landslide susceptibility mapping using evidential belief function and weights of evidence models*. *Journal of Earth System Science*, 125(3), 645-662.

-Yoshimatsu, H., Abe, S., 2006. *A review of landslide hazards in Japan and assessment of their susceptibility using an analytical hierarchic process (AHP) method*. *Landslides*, 3(2), 149-158.

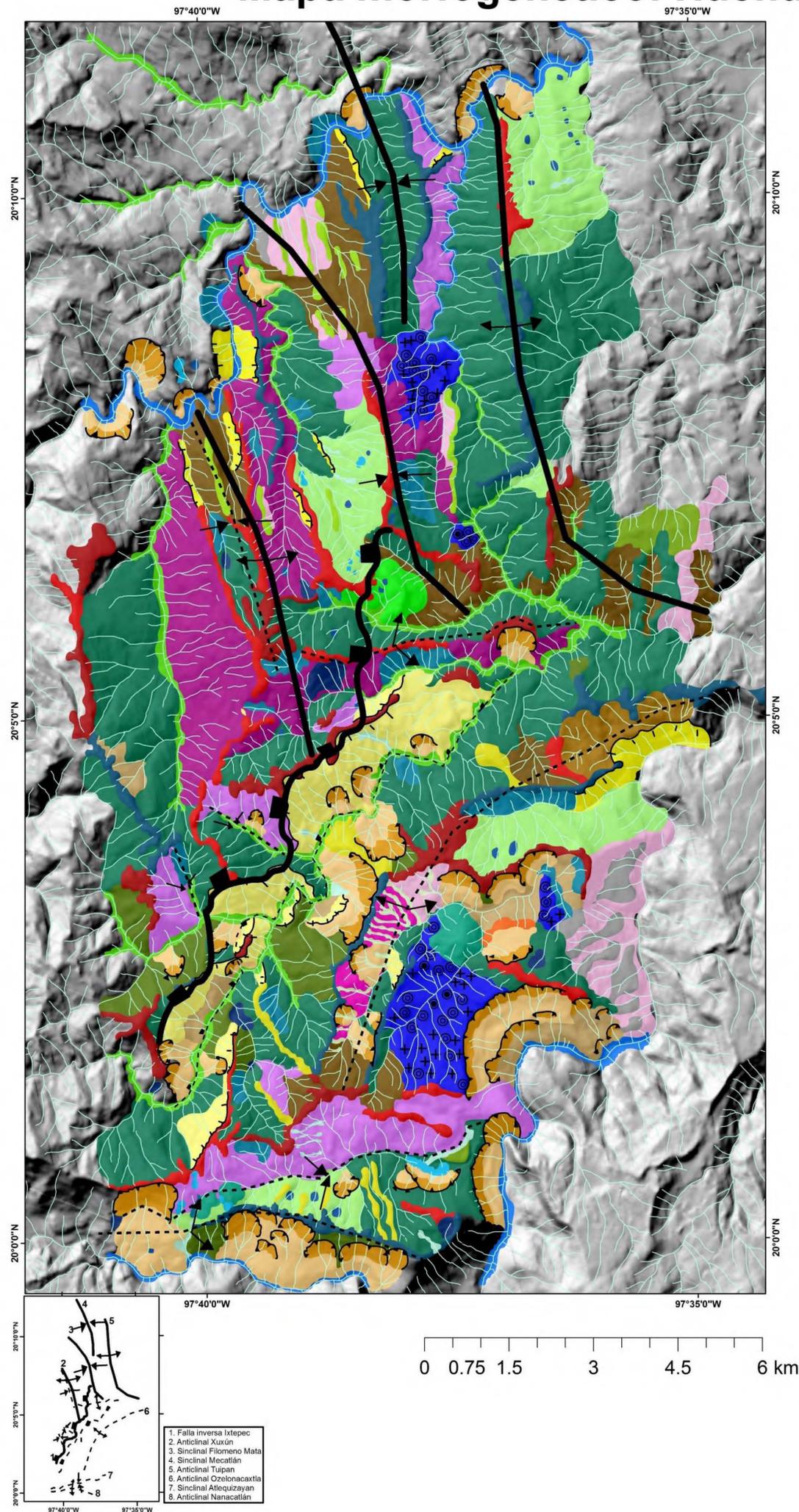
-Zavala Rivera, J., 2016. *Análisis geomorfológico del Río Venados, Vega De Metztlán, Estado De Hidalgo*. Tesis de Licenciatura en Geografía, FFyL, UNAM. México. 106 pp.

-Zischinsky, U., 1966. *On the deformation of high slopes*. En: 1st International Society for Rock Mechanics congress, Lisbon, Portugal. LNEC, 1-7.

Zinck J.A., 2016. *The Geomorphic Landscape: Criteria for classifying geoforms*. In: Zinck J.A., Metternicht G., Bocco G., Del Valle H.F. (eds) *Geopedology*. Springer International Publishing, 77-99.

-Zinck, J, Metternicht, G, Bocco, G, Del Valle, H., 2016. *Geopedology: An integration of Geomorphology and Pedology for soil and landscape studies*. Springer, eBook

Mapa morfogénico: Huehuetla, Puebla



Leyenda

Origen

Relieve Endógeno

Relieve tectónico

- Escarpe de falla normal
- Escarpe de falla inversa
- Cresta de distensión
- Cresta de Rezago

Relieve estructural (tectónico)

- Hogback
- Cumbre en Barra
- Crestón

Relieve Endógeno Modelado

Relieve estructural modelado

- Cuesta con evidencia de disolución (campo de rinnenkarren)
- Cresta con evidencia de dolinización
- Superficie de planación (cumbre subhorizontal)
- Cumbre en "U"

Relieve estructural erosivo fluvial

- Cluse
- Combe (anticlinal desventrado)
- Crestas disectadas
- Cumbre en "V"

Relieve estructural erosivo gravitacional

- Laderas en gradería de sinclinal exhumado
- Frente de sinclinal
- Frente de anticlinal
- Frente de Barra

Relieve Exógeno

Relieve gravitacional erosivo

- Superficie de deslizamiento
- Corredor de escombros
- Corona de deslizamiento

Relieve gravitacional acumulativo

- Depósito de deslizamiento
- Pie de deslizamiento
- Lobulo de flujo
- Rampa coluvial

Relieve Kárstico

- Superficie suavizada por disolución
- Superficie de planación
- Pseudo-dolina
- Dolina
- Uvala

Relieve Exógeno

- Mogotes:
 - Cupula
 - Cónico
 - Elongado
- Valles Fluviokársticos de fondo plano

Relieve fluvial erosivo

- Valles Intermontanos

Simbolos complementarios

- Ríos
- Anticlinal
- Sinclinal
- Falla inversa reportada
- Falla inversa inferida
- Linea de escarpe
- Anticlinal inferido
- Sinclinal inferido

Autor: Daniel Morales Méndez
 Asesor: M. en C. Sergio Salinas Sánchez

ANEXO II: Estadísticas descriptivas de las variables en Huehuetla y Metztlán

a) Medias de variables cuantitativas para cada superficie de deslizamiento en Huehuetla, Puebla.

<i>Id</i>	<i>Inclinación (°)</i>	<i>Energía (m/km²)</i>	<i>Densidad de Disección (m/km²)</i>	<i>Profundidad de disección (m/km²)</i>	<i>Elevación (msnm)</i>	<i>Precipitación (mm)</i>	<i>Temperatura (°)</i>
1	30.4	371.5	5183.4	79.3	875.2	2793.3	19.8
2	33.4	420.0	4554.8	46.9	1066.7	2449.7	18.2
3	34.8	523.3	4057.4	61.7	930.2	2493.3	18.3
4	29.6	359.9	3929.3	60.0	1044.0	2532.1	18.2
5	28.4	431.8	3105.1	72.1	812.0	2505.4	18.2
6	20.2	404.6	3387.6	68.8	944.5	2527.7	18.2
7	27.0	354.5	3783.9	44.2	941.8	2664.5	18.6
8	35.8	426.3	3808.1	115.7	1027.0	2597.9	18.3
9	26.6	339.3	3603.4	67.6	1048.1	2545.5	18.4
10	34.1	506.1	3529.3	86.3	920.7	2541.1	18.3
11	35.2	603.0	3729.2	122.5	946.7	2578.5	18.3
12	25.9	412.6	3679.0	45.1	849.3	2684.8	18.6
13	38.3	362.7	4166.1	82.5	932.2	2567.6	18.7
14	31.4	487.4	4970.8	89.5	937.3	2656.1	19.2
15	30.4	485.6	4830.2	92.9	971.6	2586.6	18.9
16	27.1	350.5	4439.9	74.4	924.7	2634.8	18.9
17	23.2	203.2	4840.6	45.5	904.8	2757.6	19.2
18	24.4	228.0	5949.3	43.9	881.8	2789.5	19.4
19	25.4	375.6	5687.4	51.9	766.9	2832.3	19.7
20	48.7	582.1	4334.3	104.1	619.9	2791.4	18.9
21	51.0	670.7	4233.1	121.5	677.1	2727.0	18.7
22	30.0	613.8	4117.5	82.7	666.2	2912.4	19.4
23	37.0	386.2	4410.5	32.2	885.7	2928.4	19.5
24	36.3	425.7	3552.7	64.3	834.8	2880.9	19.4
25	37.7	541.6	4401.1	107.1	571.8	2867.8	19.2
26	39.1	304.1	3537.9	118.7	409.3	2947.5	19.4
27	42.2	526.8	3995.1	62.1	703.8	2953.6	19.5
28	33.7	326.7	3720.3	100.0	395.8	2991.5	19.4
29	25.7	506.8	3859.9	74.5	537.5	2964.1	19.5
30	32.3	318.2	3585.6	59.0	786.7	2949.3	19.9
31	36.4	279.9	3464.0	55.9	725.1	2971.4	20.0
32	18.0	260.3	5473.2	49.9	854.7	2907.6	19.8
33	39.2	502.6	6122.2	75.2	606.6	2852.3	20.0
34	23.5	303.9	5519.3	89.7	555.3	2997.0	20.9
35	40.4	506.9	5767.3	69.4	608.3	2879.3	20.1
36	38.3	440.0	6023.0	67.5	679.2	2862.8	19.9
37	29.5	251.0	5555.8	52.1	519.4	2938.7	20.3

38	29.7	171.7	5298.2	94.4	247.5	2780.8	23.0
39	37.6	353.7	5461.9	128.0	340.5	2727.6	23.1
40	21.9	269.8	5477.1	124.6	219.0	2741.6	23.0
41	36.6	438.6	5427.8	132.0	438.7	2882.3	21.6
42	41.1	353.0	6065.0	129.4	335.6	2886.2	21.5
43	37.2	340.5	5066.4	118.3	322.3	2891.3	21.6
44	14.6	202.8	5319.4	100.5	258.5	2882.8	22.0
45	30.9	355.6	3891.5	141.1	375.5	2864.1	21.3
46	14.9	176.4	4601.0	41.3	929.5	2742.2	19.1
47	33.4	378.3	5665.0	78.3	747.3	2687.7	19.3
48	20.0	382.1	5221.4	80.6	766.7	2688.5	19.3
49	22.4	322.0	5382.5	47.9	841.4	2811.6	19.6
50	20.5	257.2	4490.5	60.0	947.4	2625.6	19.5
51	26.1	291.3	3940.3	38.6	889.8	2933.8	19.6
<i>Desviación estándar</i>	7.9	116.2	859.2	29.0	239.9	155.7	1.3
<i>Máximo</i>	51.0	670.7	6122.2	141.1	1066.7	2997.0	23.1
<i>Mínimo</i>	14.6	171.7	3105.1	32.2	219.0	2449.7	18.2
<i>Promedio</i>	31.1	370.5	4592.5	79.4	725.9	2768.8	19.7

id= Identificador numérico único (seleccionado de manera aleatoria)

b) Ocurrencia y porcentaje de superficies de deslizamiento por variable en Huehuetla, Puebla.

<i>Inclinación (°)</i>	<i>Porcentaje</i>	<i>Cantidad</i>
>45	3.92	2
35 - 45	31.37	16
25 - 35	43.14	22
15 - 25	17.65	9
< 15	3.92	2
<i>Elevación</i>	<i>Porcentaje</i>	<i>Cantidad</i>
1000 - 1480	1.96	1
780 - 1000	49.02	25
560 - 780	23.53	12
340 - 560	15.69	8
80 - 340	9.80	5
<i>Energía</i>	<i>Porcentaje</i>	<i>Cantidad</i>
0.49 - 0.86	21.56	11
0.37 - 0.49	29.41	15
0.28 - 0.37	29.41	15
0.18 - 0.28	15.68	8
<0.18	3.92	2

<i>Densidad de Disección</i>	<i>Porcentaje</i>	<i>Cantidad</i>
5.2 - 6.8	33.33	17
4.4 - 5.2	21.56	11
3.7 - 4.4	27.45	14
2.8 - 3.7	17.64	9
<2.8	0.00	0
<i>Temperatura</i>	<i>Porcentaje</i>	<i>Cantidad</i>
22 - 23	5.88	3
21 - 22	9.80	5
20 - 21	9.80	5
19 - 20	41.18	21
17 - 19	31.37	16
<i>Profundidad de disección</i>	<i>Porcentaje</i>	<i>Cantidad</i>
0.12 - 0.18	19.61	10
0.08 - 0.12	13.73	7
0.06 - 0.08	27.45	14
0.04 - 0.06	21.57	11
<0.04	17.65	9

Precipitación	Porcentaje	Cantidad
3100 - 3400	0.00	0
2900 - 3100	17.65	9
2700 - 2900	41.18	21
2500 - 2700	35.29	18
2100 - 2500	5.88	3

c) Medias de variables cuantitativas para cada superficie de deslizamiento en Metztlán, Hidalgo.

id	Inclinación (°)	Energía (m/km ²)	Densidad de Disección (m/km ²)	Profundidad de disección (m/km ²)	Elevación (msnm)	Precipitación (mm)	Temperatura (°)
1	41.1	488.7	5173.3	42.7	1149.3	932.1	16.7
2	43.7	621.9	6242.0	83.6	1245.0	912.4	17.0
3	37.5	563.9	6045.7	68.4	1319.8	938.7	17.0
4	31.1	520.2	4843.8	33.9	1409.3	843.5	18.5
5	18.7	197.3	5323.6	51.0	1943.2	1090.6	19.0
6	41.8	503.7	5078.0	32.4	1561.5	579.5	19.8
7	32.8	236.0	5595.1	96.2	1118.8	545.7	18.3
8	40.1	564.4	6924.9	94.6	1556.2	604.9	17.8
9	50.0	708.8	7199.6	141.5	1436.6	481.3	18.0
10	39.8	591.4	7116.9	72.6	1414.5	492.2	18.9
11	28.8	315.8	6126.1	18.0	1397.0	402.1	20.4
12	28.5	342.8	6252.9	17.4	1426.3	401.9	20.5
13	24.3	251.7	5029.3	49.4	2120.8	1014.2	16.4
14	37.0	368.9	6736.9	24.8	1472.1	418.8	20.3
15	34.3	354.9	6368.4	27.0	1493.2	420.5	20.2
16	27.3	344.6	4047.5	12.6	1487.4	433.1	20.1
17	34.0	506.7	4386.9	29.2	1579.4	461.7	19.9
18	32.4	266.3	5534.0	16.6	1432.5	455.0	19.8
19	25.9	300.4	4325.5	17.0	1471.3	446.7	19.9
20	30.1	448.1	4007.8	16.9	1616.0	462.7	20.0
21	27.1	364.8	7026.5	32.1	1837.4	664.7	20.0
22	34.4	450.9	5665.7	70.2	1487.9	863.1	18.8
23	37.1	563.9	5088.2	105.0	1371.7	860.3	17.8
24	43.9	324.7	6234.9	114.5	1064.0	895.0	17.5
25	21.1	241.1	4066.0	30.7	1471.5	465.7	19.6
26	33.9	304.8	5162.2	51.2	1445.2	500.7	19.0
27	31.4	401.6	5683.2	34.6	1706.9	544.4	20.3
28	31.4	319.3	6700.2	70.1	1656.9	952.5	19.0
29	28.3	328.9	5293.4	73.6	1652.7	1002.6	16.8
30	40.6	422.9	6712.8	58.7	1152.0	583.1	18.2
31	40.6	437.5	6965.7	118.5	1321.6	584.4	18.1

32	41.0	405.9	4610.3	58.2	1457.6	713.1	17.4
33	19.6	262.9	5688.1	26.5	1447.9	440.8	20.7
34	20.1	277.3	7175.4	19.9	1420.7	442.8	20.7
35	20.4	307.6	7027.0	22.0	1523.1	518.8	20.2
<i>Desviación estandar</i>	7.9	126.3	994.2	34.2	215.3	219.6	1.3
<i>Máximo</i>	50.0	708.8	7199.6	141.5	2120.8	1090.6	20.7
<i>Mínimo</i>	18.7	197.3	4007.8	12.6	1064.0	401.9	16.4
<i>Promedio</i>	32.9	397.4	5755.9	52.3	1476.2	639.1	18.9

id= Identificador numérico único (seleccionado de manera aleatoria)

d) Ocurrencia y porcentaje de superficies de deslizamiento por variable en Metztlán, Hidalgo.

<i>Inclinación (°)</i>	<i>Porcentaje</i>	<i>Cantidad</i>
>45	2.86	1
35 - 45	34.29	12
25 - 35	42.86	15
15 - 25	20.00	7
< 15	0.00	0
<i>Energía</i>	<i>Porcentaje</i>	<i>Cantidad</i>
0.48 - 0.96	28.57	10
0.34 - 0.48	31.43	11
0.22 - 0.34	37.14	13
0.12 - 0.22	2.86	1
<0.12	0.00	0
<i>Elevación</i>	<i>Porcentaje</i>	<i>Cantidad</i>
2140 - 2680	0.00	0
1880- 2160	2.86	1
1620 - 1880	11.43	4
1360 - 1620	62.86	22
860 -1360	22.86	8
<i>Precipitación</i>	<i>Porcentaje</i>	<i>Cantidad</i>
1300 - 1690	0.00	0
1000 – 1300	8.57	3
800 – 1000	22.86	8
570 – 800	22.86	8
390 – 570	45.71	16

<i>Densidad de Disección</i>	<i>Porcentaje</i>	<i>Cantidad</i>
7 - 10.9	14.29	5
5.6 - 7	40.00	14
4.4 - 5.6	31.43	11
2.8 - 4.4	14.29	5
<2.8	0.00	0
<i>Profundidad de disección</i>	<i>Porcentaje</i>	<i>Cantidad</i>
0.14 - 0.19	2.86	1
0.08 - 0.14	17.14	6
0.06 - 0.08	14.29	5
0.04 - 0.06	17.14	6
<0.04	48.57	17
<i>Temperatura</i>	<i>Porcentaje</i>	<i>Cantidad</i>
19.5 – 21.3	45.71	16
18.5 – 19.5	17.14	6
17.5 – 18.5	17.14	6
16.5 – 17.5	17.14	6
14.5 – 16.5	2.86	1

ANEXO III: Matrices de correlación

a) Matriz de correlación “r” para las variables utilizadas en Huehuetla, Puebla.

	Inclinación	Energía	Densidad.de. disección	Profundidad.de. disección	Elevación	Precipitación	Temperatura
Inclinación	1	0.6213143	-0.08357192	0.39865247	-0.1723772	0.11070241	-0.05271145
Energía	0.62131434	1	-0.23156122	0.26791921	0.1528295	-0.17915497	-0.40957562
Densidad.de. Disección	-0.08357192	-0.2315612	1	0.07102208	-0.3612045	0.26366197	0.55319298
Profundidad.de. disección	0.39865247	0.2679192	0.07102208	1	-0.612644	0.05408622	0.43861374
Elevación	-0.17237723	0.1528295	-0.36120446	-0.612644	1	-0.59905219	-0.83428427
Precipitación	0.11070241	-0.179155	0.26366197	0.05408622	-0.5990522	1	0.50698947
Temperatura	-0.05271145	-0.4095756	0.55319298	0.43861374	-0.8342843	0.50698947	1

b) Matriz de correlación “r” para las variables utilizadas en Metztlán, Hidalgo.

	Inclinación	Energía	Densidad.de. disección	Profundidad.de. disección	Elevación	Precipitación	Temperatura
Inclinación	1	0.7493967	0.24694742	0.6368961	-0.5045159	0.10463201	-0.4991654
Energía	0.7493967	1	0.19393722	0.4670134	-0.2634833	0.10001232	-0.36600469
Densidad.de. Disección	0.2469474	0.1939372	1	0.3577621	-0.154571	-0.06457868	0.01872101
Profundidad.de. disección	0.6368961	0.4670134	0.35776207	1	-0.2996404	0.41139375	-0.68579407
Elevación	-0.5045159	-0.2634833	-0.15457095	-0.2996404	1	0.17977799	0.15753111
Precipitación	0.104632	0.1000123	-0.06457868	0.4113938	0.179778	1	-0.75200043
Temperatura	-0.4991654	-0.3660047	0.01872101	-0.6857941	0.1575311	-0.75200043	1

ANEXO IV: Reclasificación de las variables a partir de la escala de Saaty y matrices de comparación

a) Escala de Saaty (1980 en Castellanos Abella y Van Westen, 2007) para las variables utilizadas en Huehuetla, Puebla.

	<i>Energía</i>	<i>Inclinación</i>	<i>Elevación</i>	<i>Temperatura</i>	<i>Profundidad de disección</i>	<i>Precipitación</i>	<i>Densidad de disección</i>
<i>Energía</i>	1.00	9.00	8.00	7.00	6.00	5.00	4.00
<i>Inclinación</i>	0.11	1.00	7.00	6.00	5.00	4.00	3.00
<i>Elevación</i>	0.13	0.14	1.00	5.00	4.00	3.00	2.00
<i>Temperatura</i>	0.14	0.17	0.20	1.00	3.00	2.00	2.00
<i>Profundidad de disección</i>	0.17	0.20	0.25	0.33	1.00	2.00	2.00
<i>Precipitación</i>	0.20	0.25	0.33	0.50	0.50	1.00	2.00
<i>Densidad de disección</i>	0.25	0.33	0.50	0.50	0.50	0.50	1.00
<i>Sumatoria</i>	2.00	11.09	17.28	20.33	20.00	17.50	16.00

b) Escala de Saaty (1980 en Castellanos Abella y Van Westen, 2007) para las variables utilizadas en Metztlán, Hidalgo.

	<i>Precipitación</i>	<i>Temperatura</i>	<i>Inclinación</i>	<i>Elevación</i>	<i>Profundidad de disección</i>	<i>Energía del relieve</i>	<i>Densidad de disección</i>
<i>Precipitación</i>	1.00	9.00	8.00	7.00	6.00	5.00	4.00
<i>Temperatura</i>	0.11	1.00	7.00	6.00	5.00	4.00	3.00
<i>Inclinación</i>	0.13	0.14	1.00	5.00	4.00	3.00	2.00
<i>Elevación</i>	0.14	0.17	0.20	1.00	3.00	2.00	2.00
<i>Profundidad de disección</i>	0.17	0.20	0.25	0.33	1.00	2.00	2.00
<i>Energía del relieve</i>	0.20	0.25	0.33	0.50	0.50	1.00	2.00
<i>Densidad de disección</i>	0.25	0.33	0.50	0.50	0.50	0.50	1.00
<i>Sumatoria</i>	2.00	11.09	17.28	20.33	20.00	17.50	16.00

1 c) Matriz de comparación por pares normalizada para Huehuetla, Puebla.

	Energía	Inclinación	Elevación	Temperatura	Profundidad de disección	Precipitación	Densidad de disección	Sumatoria	Vector de prioridad	λ_{max}	CI	Índice aleatorio	Proporción de consistencia	
Energía	0.50109366	0.8113329	0.46287367	0.3442623	0.3	0.28571429	0.25	2.95527682	0.4221824	1.24766587	-	0.86910163	1.32	-0.65841033
Inclinación	0.05567707	0.0901481	0.40501446	0.29508197	0.25	0.22857143	0.1875	1.51199303	0.215999	0.32658899				
Elevación	0.06263671	0.0128783	0.05785921	0.24590164	0.2	0.17142857	0.125	0.87570443	0.12510063	0.10955118				
Temperatura	0.07158481	0.01502468	0.01157184	0.04918033	0.15	0.11428571	0.125	0.53664738	0.07666391	0.04114149				
Profundidad de disección	0.08351561	0.01802962	0.0144648	0.01639344	0.05	0.11428571	0.125	0.42168919	0.06024131	0.02540311				
Precipitación	0.10021873	0.02253703	0.0192864	0.02459016	0.025	0.05714286	0.125	0.37377518	0.05339645	0.01995827				
Densidad de disección	0.12527341	0.03004937	0.0289296	0.02459016	0.025	0.02857143	0.0625	0.32491398	0.04641628	0.0150813				
										1.7853902				

2

3 d) Matriz de comparación por pares normalizada para Metztlán, Hidalgo.

	Precipitación	Temperatura	Inclinación	Elevación	Profundidad de disección	Energía del relieve	Densidad de disección	Sumatoria	Vector de prioridad	λ_{max}	CI	Índice aleatorio	Proporción de consistencia	
Precipitación	0.50109366	0.8113329	0.46287367	0.3442623	0.3	0.28571429	0.25	2.95527682	0.4221824	1.24766587	-	0.86910163	1.32	-0.65841033
Temperatura	0.05567707	0.0901481	0.40501446	0.29508197	0.25	0.22857143	0.1875	1.51199303	0.215999	0.32658899				
Inclinación	0.06263671	0.0128783	0.05785921	0.24590164	0.2	0.17142857	0.125	0.87570443	0.12510063	0.10955118				
Elevación	0.07158481	0.01502468	0.01157184	0.04918033	0.15	0.11428571	0.125	0.53664738	0.07666391	0.04114149				
Profundidad de disección	0.08351561	0.01802962	0.0144648	0.01639344	0.05	0.11428571	0.125	0.42168919	0.06024131	0.02540311				
Energía del relieve	0.10021873	0.02253703	0.0192864	0.02459016	0.025	0.05714286	0.125	0.37377518	0.05339645	0.01995827				
Densidad de disección	0.12527341	0.03004937	0.0289296	0.02459016	0.025	0.02857143	0.0625	0.32491398	0.04641628	0.0150813				
										1.7853902				

4

5