



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS

**SUSCEPTIBILIDAD GEOMORFOLÓGICA A
DESLIZAMIENTOS EN ARROYOS SECUNDARIOS
DEL SUR DE LA CUENCA LA CIÉNEGA, VOLCÁN
NEVADO DE TOLUCA.**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

LICENCIADA EN GEOGRAFÍA.

P R E S E N T A:

SANDRA GARCÍA REYES

**DIRECTOR DE TESIS:
DR. GABRIEL LEGORRETA PAULÍN**

CIUDAD DE MÉXICO 2017





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.

Esta investigación está dedicada:

A las mujeres de mi familia, que han podido ser de tal forma, en la cual, me han permitido romper un sistema de creencias generacional. Les agradezco el haber podido sobrevivir en el sistema patriarcal. Sus lágrimas, esfuerzos y sacrificios no serán en vano, esta obra remunera el valor de su existencia.

A mi madre, que ha sido la mujer más valiente, fuerte y sabia. Gracias por tu amor, tu esfuerzo y por ayudarme a cumplir mi propósito de vida.

A los hombres de mi familia, que a pesar de haberles sido rebatado la humanidad de sus corazones, lucharon para que yo, pudiera eliminar parte de mi ignorancia.

A mis hermanos, por ser mis maestros en el conocimiento de la ciencia y de la vida.

A mi padre, por el apoyo económico durante mi carrera universitaria.

Agradecimientos a:

-La Universidad Nacional Autónoma de México, mi alma máter por darme la oportunidad de desarrollarme como persona y estudiante.

-El Instituto de Geografía por la estadía durante la realización de mi tesis y el apoyo económico mediante la beca “María Teresa Gutiérrez de MacGregor”.

-El Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica PAPIIT # IN102115.

-SEP-CONACYT CB-2016-01 # 281119.

A mis gigantes de la ciencia:

¡Al Doc.! Gabriel Legorreta Paulín ganador del premio “Asesor del año” por sus cuatro cualidades (Pérez, 2000):

1.-Ser un investigador científico activo.

2.- Su interés en la enseñanza de los tesisistas.

3.- Su increíble estímulo al tesisista, para que desarrolle sus propias habilidades.

4.- Su “tolerancia, paciencia y comprensión”.

Por su apoyo durante la realización de este trabajo y por las oportunidades que me brinda, gracias.

A Tobyanne Beremberg por sus sabios consejos, por darme el oro más preciado de mi vida “mi biblioteca”. Gracias por su comprensión, tolerancia, confianza y amor, pero sobre todo, gracias por dejarme entrar en su corazón.

¡Al Doc! Fernando Aceves por sus tutorías, consejos, tiempo y apoyo en campo.

A mi maestro Rutilio por sus atinados consejos de vida, por su paciencia, sus enseñanzas y por el apoyo durante el trabajo de campo.

¡Al Doc! José Lugo Hubp por su sabiduría y conocimientos de Geomorfología.

A los profesores del Colegio de Geografía:

Al Maestro Sergio Yussim por enseñarme que “A buen fin, no hay mal principio”, a la Doctora Rosalía Vidal por sus enseñanzas fascinantes sobre el clima y por ayudarme a cambiar mi estilo de vida, al Maestro Jaime Morales por sus enseñanzas, consejos y correcciones, a la Doctora Van Gort por el apoyo que me brindo y por sus correcciones, a la Doctora Irasema Alcántara por apoyarme durante los primeros acercamientos a mi tema de tesis, le agradezco por ser un ejemplo a seguir como persona y como científica.

Al Centro Nacional de Prevención de Desastres y en especial al Ing. Leo, al Ing. Alberto, al Geóg. Aldo y al Ing. Cristóbal.

A los maestros que me formaron y ayudaron a obtener un lugar en la UNAM, Cristina, Cleotilde, el Pollo, Xochipata y Rigo.

A mis amigos y colegas:

Gracias a ti “Chiquis” por brindarme tu amor incondicional, tu apoyo durante la carrera y durante mi tesis, te amo.

A mis amigos de cada una de las etapas de mi vida, Chacho, Juan Carlos2, Jesica, Sandra, Elizabeth, Ricardo, Claudia, Cecilia, Susana, Juan.

En especial a Márquez, gracias por compartir tu comida con mi hambre y a Leyva por ser mi amiga ejemplar, agradezco a las dos por el apoyo incondicional durante mi tesis.

A Keren y a Shantal, por recordarme que una mujer, si puede subir un cono volcánico.

A los maestros espirituales que me ayudaron a encontrar la sabiduría interior y el amor propio.

Al Big Bang por esa explosión de amor y conocimiento infinito.

A mí, a todos.

I. RESUMEN.....	1
II. INTRODUCCIÓN.	2
III. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	3
IV. OBJETIVOS.....	3
V. HIPÓTESIS.....	4

CAPITULO 1. MARCO CONCEPTUAL, TEÓRICO Y METODOLÓGICO....5

1.1. UNIDADES CARTOGRÁFICAS.....	5
1.1.1 Cuenca hidrográfica.....	5
1.1.2. Unidades Geomorfológicas.....	6
1.2. SUSCEPTIBILIDAD A DESLIZAMIENTOS, DEFINICIÓN Y ENFOQUES.	6
1.2.1. Enfoque heurístico.....	7
1.2.2. Enfoque estadístico.....	8
1.2.3 Enfoque determinístico.....	9
1.3. INVENTARIO DE DESLIZAMIENTOS.	9
1.4. CLASIFICACIÓN Y TIPOLOGÍA DE LOS DESLIZAMIENTOS SUPERFICIALES Y DESLIZAMIENTOS DE ASENTAMIENTO PROFUNDO.....	10
1.4.1. Definición y clasificación.....	10
1.4.3. Tipos de movimiento.....	11
1.5. GEOMORFOLÓGIA.....	17
1.5.1. El relieve y la importancia de su estudio.....	17
1.5.2. Cartografía geomorfológica.....	18
1.5.3. Tipos de mapas y sus escalas.....	18
1.5.4. Proceso de elaboración de mapas geomorfológicos.....	21
1.5.5. Cartografía geomorfológica para la susceptibilidad a deslizamientos.....	22
1.6. VERIFICACIÓN DE DATOS, MÉTODOS DE MUESTREO Y TAMAÑO DE LA MUESTRA.....	22
1.7. MÉTODO DE DENSIDAD Y FRECUENCIA ESTADÍSTICA.....	24
1.8. METODOLOGÍA.....	24

CAPITULO 2. MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO.....35

2.1. UBICACIÓN GEOGRÁFICA.....	35
2.2. FISIOGRAFÍA.	36
2.3. CLIMA.	37
2.4. SUELO.	40
2.5. HIDROGRAFÍA.....	41

2.6. GEOLOGÍA.....	43
2.6.1. Marco geológico regional: Eje Volcánico Transmexicano (EVT).....	43
2.6.2. Marco geológico del Volcán Nevado de Toluca (VNT)	45
2.6.3. Marco geológico de la cuenca La Ciénega (VNT)	48
2.7. PROCESOS Y GEOFORMAS DE LA CUENCA LA CIÉNEGA.....	51
2.8. ACTIVIDADES ECONÓMICAS.....	53

CAPITULO 3. CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA Y ANÁLISIS ESTADÍSTICO: FRECUENCIA Y ÁREA DE DESLIZAMIENTOS POR GEOFORMAS.....55

3.1. ANÁLISIS MORFOMÉTRICO.	55
3.1.1. Mapa hipsométrico.	55
3.1.2. Mapa de pendientes.....	59
3.1.3. Mapa de densidad de disección.	63
3.1.4. Mapa de profundidad de disección.	65
3.1.5. Mapa energía del relieve.....	67
3.1.6. Análisis y clasificación de las formas del relieve.....	69
3.2. ANÁLISIS ESTADÍSTICO: FRECUENCIA Y ÁREA DE DESLIZAMIENTOS POR GEOFORMAS.....	88
3.2.1. Frecuencia por área.....	88
3.2.2. Distribución de los deslizamientos en las geoformas de los arroyos ASC1 y ASC2.....	88

CAPITULO 4. SUSCEPTIBILIDAD GEOMORFOLÓGICA A DESLIZAMIENTOS EN LOS ARROYOS SECUNDARIOS ASC1 Y ASC2.....99

4.1. ANÁLISIS DE LA SUSCEPTIBILIDAD GENERAL DE LA CUENCA LA CIÉNEGA.....	101
4.2. MAPA DE SUSCEPTIBILIDAD A DESLIZAMIENTO EN LOS ARROYOS SECUNDARIOS ASC1 Y ASC2.....	111
4.3. ÁREA RURAL DE LA CUENCA LA CIÉNEGA PROPENSA A LOS DESLIZAMIENTOS.....	124

CONCLUSIÓN.....	130
BIBLIOGRAFÍA.....	133
ANEXOS.....	143

I. RESUMEN.

En el año de 1940 en el pueblo de Santa Cruz perteneciente al municipio de Tenango del Valle, Estado de México, se desencadenó una lluvia inusual en la parte alta de la cuenca La Ciénega que provocó la formación de flujos de escombros, los cuales impactaron sobre la población. A consecuencia de este evento los habitantes reconstruyeron el poblado, sin embargo esta reubicación se hizo erróneamente en la parte baja de la cuenca sobre un abanico aluvial, el cual es propenso a futuros flujos de escombros. Actualmente esta localidad es llamada Santa Cruz Pueblo Nuevo y está expuesta a frecuentes inundaciones debido al lugar donde se ubica (Peña, 2006; Toscana y Valdez, 2013; Aceves et. al., 2014).

Teniendo en cuenta lo expuesto, los objetivos de este trabajo fueron: determinar las formas del relieve y su susceptibilidad a deslizamientos a partir de la elaboración de un inventario actualizado de deslizamientos de acuerdo al protocolo de zonificación de peligro por deslizamiento (LHZ), del Departamento de Recursos Naturales (DNR) del Estado de Washington, EUA, 2006 y realizar una cartografía a detalle de las geoformas en los arroyos secundarios ASC1 y ASC2 que se localizan en la cuenca La Ciénega.

Lo anterior se realizó mediante la recopilación de información geográfica, mapas temáticos, cartas topográficas, trabajo de campo, la actualización del mapa geológico de la cuenca, fotografías aéreas e imágenes de satélite apoyado con Sistemas de Información Geográfica (SIG), el cual permitió unir la información y generar una cartografía geomorfológica a detalle y un mapa de susceptibilidad a deslizamientos.

Los resultados muestran que los deslizamientos de escombros son los procesos más frecuentes en los arroyos ASC1 Y ASC2, los cuales afectan el 0.04% del área de la cuenca, siendo los de mayor peligro para la población de acuerdo a su cercanía con las áreas rurales y la localidad de Santa Cruz Pueblo Nuevo.

Por otro lado, las geoformas más susceptibles a los deslizamientos son Ladera inferior, Domo 5 Parcialmente sepultado y Lomeríos de avalanchas de escombros cubierto por piroclastos. Con el análisis estadístico por frecuencia y área fue posible identificar los factores que inciden en el desarrollo de deslizamientos, los cuales fueron, la pendiente, la altitud, las características litológicas, las fallas geológicas y la morfología de las laderas.

A pesar de que ya se han realizado estudios de deslizamientos en la cuenca La Ciénega aún no se contaba con una cartografía geomorfológica a detalle respaldada con un método estadístico que permitiera conocer las formas del relieve más susceptibles a procesos como los deslizamientos. Este trabajo es una fuente de información básica para estudios futuros de planificación rural, de ordenamiento territorial y de riesgos.

II. INTRODUCCIÓN.

Actualmente los seres humanos continúan modificando su medio natural, esto ha sido devastador para su evolución y el desarrollo de la demás especies, pues las acciones de la sociedad han desencadenado una serie de desastres, por ejemplo los relacionados con los deslizamientos. Se sabe que para mitigar estos problemas es necesario recurrir siempre a las causas que nos permitan conocer los factores que originan estos eventos (La Red, 1993; Sassa et al., 2012).

Esta investigación consistió en conocer la susceptibilidad a deslizamientos en las geoformas que constituyen los arroyos ASC1 y ASC2 de manera cualitativa y cuantitativa con base en una cartografía geomorfológica a detalle respaldada con un método estadístico por frecuencia de deslizamientos y área de las geoformas.

El volcán Nevado de Toluca se encuentra en el Estado de México y se ubica en las coordenadas $99^{\circ}45'W$ y $19^{\circ}09'N$. Pertenece al Eje Volcánico Transmexicano (EVT) en donde se caracteriza por ser un estratovolcán (andesítico-dacítico), con una altitud aproximada de 4680 m s. n. m. (Macías, 2005). En la ladera oriental del volcán se ubica la cuenca endorreica formada por el arroyo principal La Ciénega y por los arroyos secundarios La Cieneguilla 1 (ASC1) y La Cieneguilla 2 (ASC2) que se estudiarán en este trabajo.

Los arroyos secundarios ASC1 Y ASC2 se han desarrollado sobre una ladera compuesta por materiales piroclásticos como flujos de pómez, avalanchas de escombros, materiales de oleadas piroclásticas, depósitos de flujos de bloques y ceniza, lahares y depósitos de caída, los cuales son materiales susceptibles a la erosión ya que, suelen ser poco cohesivos (Capra et. al., 2008; Aceves et. al., 2014). De acuerdo a las características anteriores estos arroyos están sujetos a un gran número de deslizamientos.

Este trabajo consta de cuatro capítulos:

El primer capítulo se refiere a la información conceptual, teórica y metodológica que permite estructurar y fundamentar este trabajo a partir del conocimiento ya generado.

El segundo capítulo trata sobre las características geográficas de la zona de estudio como son, la localización, las características físicas y las características económicas.

El tercer capítulo corresponde a la elaboración de la cartografía geomorfológica y el análisis estadístico por frecuencia y área de deslizamientos en cada geoforma que constituyen a los arroyos ASC1 y ASC2.

El cuarto capítulo se refiere al conocimiento de la susceptibilidad geomorfológica a deslizamientos en los arroyos secundarios ASC1 y ASC2.

III. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.

En México se han presentado gran cantidad de deslizamientos en los años recientes, muchos de ellos en el Eje Volcánico Transmexicano (EVT), tales como los ocurridos en el volcán Pico de Orizaba (Legorreta, et. al., 2014), en el volcán Nevado de Toluca (Aceves et. al., 2014), en las montañas de Puebla (Lugo et. al., 2005), en las cordilleras costeras como las de Guerrero (CENAPRED, 2014), en la ciudad de Tijuana, B.C. (CENAPRED, 2002) y en las cordillera costeras de Chiapas y Oaxaca (CENAPRED, 2014).

En la cuenca La Ciénega perteneciente al volcán Nevado de Toluca y ubicada en el EVT las características geomorfológicas como son, lomeríos cubiertos por materiales deleznable y las características geológicas como fallas y fracturas, todas ellas formadas a partir de eventos volcánicos y tectónicos crearon condiciones que hacen al área de estudio una zona susceptible a deslizamientos. Este tipo de procesos ponen en peligro a la población de Santa Cruz Pueblo Nuevo asentada en la parte baja de la cuenca que se caracteriza por tener una población de 1634 habitantes (INEGI, 2010), pues al presentarse lluvias extraordinarias los arroyos secundarios como La Cieneguilla 1 (ASC1) y La Cieneguilla 2 (ASC2) llevan grandes cantidades de sedimentos obtenidos por los materiales removidos por los deslizamientos, los cuales pueden impactar directamente sobre las viviendas.

A pesar del esfuerzo realizado en esta zona para obtener una mapa geomorfológico, un inventario de deslizamientos y establecer su relación con el cambio de uso de suelo (Álvarez, 2014; Aceves et. al., 2014) no hay trabajos enfocados a una cartografía geomorfológica a detalle respaldada con métodos estadísticos que permitan establecer áreas de susceptibilidad a deslizamientos.

En este estudio se analizó la susceptibilidad a deslizamientos en dos arroyos secundarios, ASC1 y ASC2 que se encuentran en la porción sur de la cuenca La Ciénega, en el volcán Nevado de Toluca. Para ello se establecieron las formas del relieve a partir de una cartografía geomorfológica a detalle realizando un análisis de frecuencia de los deslizamientos por geoforma y por área, para conocer su susceptibilidad a este tipo de procesos. Este trabajo ayudara a los habitantes de la localidad a conocer cuál de los dos arroyos (ASC1 Y ASC2) es el más susceptible a los deslizamientos con el fin de prevenir futuros desastres como el ocurrido en el pueblo de Santa Cruz en el año de 1940.

IV. OBJETIVOS.

a) Objetivo general.

Determinar las formas del relieve y su susceptibilidad a deslizamientos así como las diferencias cualitativas y cuantitativas por geoformas en dos arroyos secundarios que se

encuentran en la porción sur de la cuenca La Ciénega, en el volcán Nevado de Toluca, a partir de una cartografía geomorfológica respaldada con un método estadístico por frecuencia y área de los deslizamientos.

b) Objetivos particulares.

Realizar un inventario actualizado de deslizamientos del área de estudio.

Elaborar un mapa geomorfológico de dos arroyos secundarios en la porción sur de la Cuenca La Ciénega.

Analizar de forma cualitativa y cuantitativa la susceptibilidad a deslizamientos de los arroyos secundarios en la cuenca La Ciénega.

Describir y analizar la distribución espacial de los deslizamientos por geoformas empleando métodos estadísticos y utilizando Sistemas de Información Geográfica.

V. HIPÓTESIS.

En este estudio se plantea que la susceptibilidad a deslizamientos tiene variabilidad en las unidades geomorfológicas del terreno de dos arroyos secundarios debido a la relación entre factores como la morfometría, específicamente pendientes mayores a 6° y laderas del tipo cóncavas y la diversidad de materiales volcánicos sujetos a un control estructural.

CAPITULO I. MARCO CONCEPTUAL, TEÓRICO Y METODOLÓGICO.

1.1. UNIDADES CARTOGRÁFICAS.

Se define como el área delimitada en un mapa o plano que contiene un espacio geográfico. Se caracteriza por tener límites específicos y condiciones que la distinguen de otras unidades (Guzzetti, 2005).

1.1.1 Cuenca hidrográfica.

La cuenca hidrográfica se define como una depresión de la superficie terrestre que drena el río o el arroyo principal y sus afluentes, cuyos límites son definidos por la topografía del terreno a partir de las divisorias de aguas (Figura 1) y sirve como marco de referencia para aportar información de las propiedades morfométricas (Lugo, 2011; Pesce, 2005; Washington State, DNR, 2006).

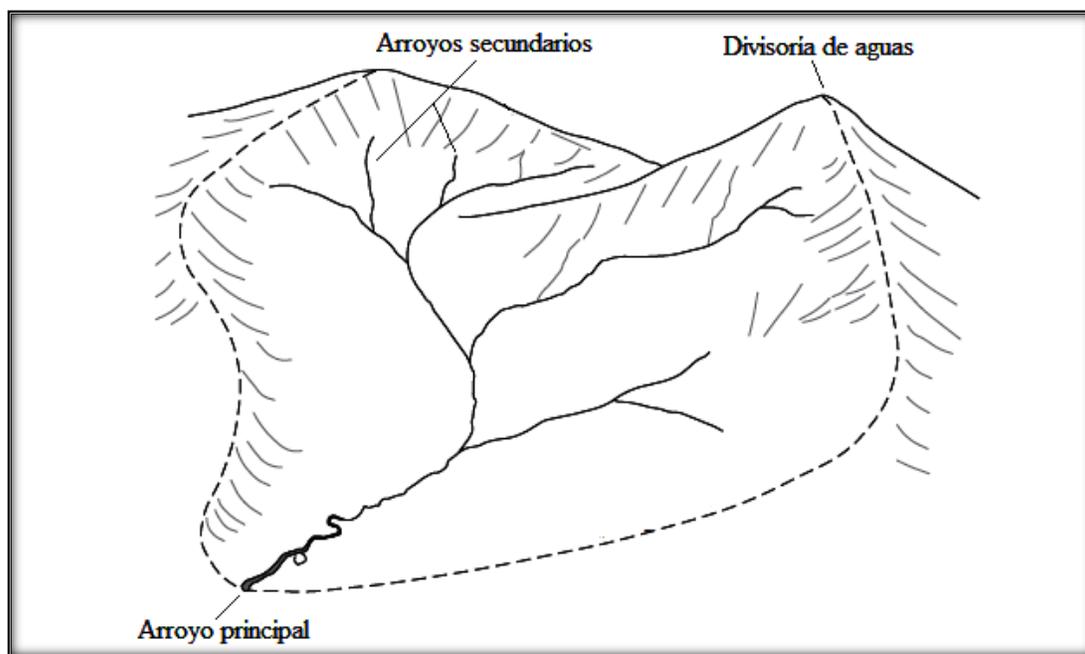


Figura 1. La cuenca hidrográfica la limita la divisoria de aguas y la drena el arroyo principal y sus afluentes.
Fuente: Charlton, 2007.

Las cuencas hidrográficas son formadas por accidentes geográficos y por las acciones del flujo del agua. Estas pueden ser un conjunto de características geomorfológicas: el primero conformado por las laderas y el segundo por una red de drenaje (Goudie et al., 2003; Goudie, 2004). Dentro de cada cuenca existe una red compuesta por ciertas ramificaciones por lo que, el río principal es alimentado por numerosos afluentes que se unen para formar canales cada vez más grandes. La evolución y el desarrollo de los patrones de drenaje están influenciados por diversos factores como el clima y la diferencia de altitud (Lugo, 1988; Charlton, 2007).

Las cuencas hidrográficas además de aportar agua y sedimentos a los arroyos son consideradas como la unidad primaria del territorio y del paisaje, además se utilizan con frecuencia para investigaciones como marcar el límite del relieve, evaluar el riesgo basado en la densidad de deslizamientos, para la planeación, el aprovechamiento y el manejo de recursos naturales, etc. (Goudie, 2004; Washington State, DNR, 2006; SEMARNAT, 2010).

1.1.2. Unidades Geomorfológicas.

Las unidades geomorfológicas se definen como un espacio de la superficie terrestre que se caracterizan por la relación que existe entre las formas del relieve, sus procesos, materiales, límites que lo constituyen y sus diferencias con otras geoformas (Van Zuidam, 1986; Guzzetti, 2005, Washington State, DNR, 2006).

Esta investigación toma en cuenta el límite de la cuenca hidrográfica La Ciénega con el fin de tener información amplia y general del área que rodea a los arroyos secundarios La Cieneguilla 1 (ASC1) y La Cieneguilla 2 (ASC2) y como unidad cartográfica geomorfológica se utilizaron las formas del relieve o geoformas de acuerdo a la adaptación que se hizo del protocolo de zonificación de peligro por deslizamiento (LHZ) realizado por El Departamento de Recursos Naturales (DNR) del Estado de Washington, EUA, 2006.

1.2. SUSCEPTIBILIDAD A DESLIZAMIENTOS, DEFINICIÓN Y ENFOQUES.

La susceptibilidad a deslizamientos es la posibilidad de que una zona quede afectada por éste fenómeno y se puede expresar en diversos grados cualitativos y relativos. Estos grados se basan en las características del área de estudio como, acontecimientos pasados, la densidad de deslizamientos por frecuencia y área, las características geológicas y geomorfológicas, etc. (González et al., 2002, Washington State, DNR, 2006; Krishnan et al., 2015). Esta información se puede reflejar en un mapa de susceptibilidad mostrando las zonas potenciales a los deslizamientos (Guzzetti, 2005).

El proceso de evaluación de la susceptibilidad se puede llevar a cabo de forma cualitativa, semicuantitativa o cuantitativa (Figura 2). Los métodos cualitativos se basan en la experiencia de expertos, comúnmente son utilizadas para regiones, en otros casos, algunos

autores utilizan algún tipo de método estadístico para eliminar la subjetividad, este se refiere a métodos semicuantitativos. Mientras que los métodos cuantitativos se enfocan principalmente a modelos numéricos (Washington State, DNR, 2006; Krishnan et al., 2015).

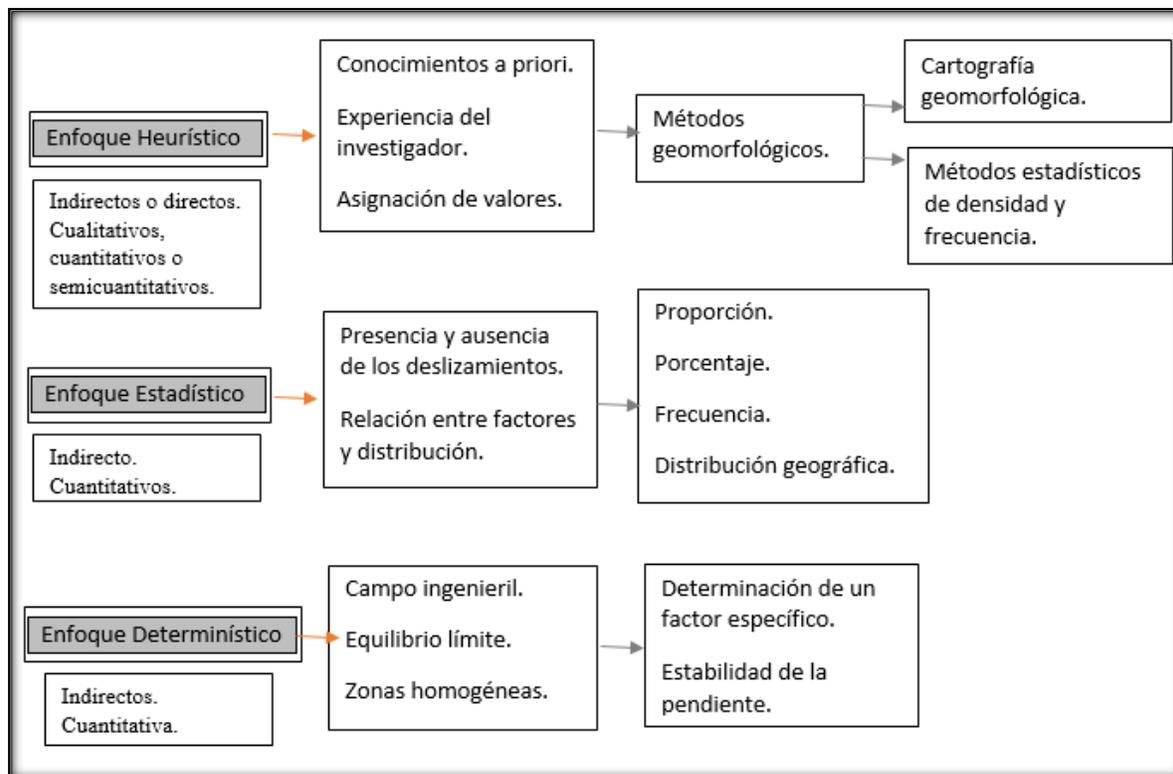


Figura 2. Algunas características de los enfoques de susceptibilidad a deslizamientos propuestos por diversos autores (Barredo et al., 2000; Cardinali et al, 2002; Guzzetti, 2005; Delgado y Rivera, 2007).

1.2.1. Enfoque heurístico.

El enfoque heurístico se basa en los conocimientos *a priori* de los factores que producen la inestabilidad. Se ponderan según su importancia, asumiendo que se conoce la causa de los deslizamientos. Se basa en la experiencia del investigador y se establecen reglas de decisión, subjetivas, para la delimitación de áreas susceptibles a estos fenómenos. Sus métodos suelen ser indirectos o directos, cualitativos, cuantitativos o semicuantitativos (Barredo et al., 2000; Carlos, 2010; Guzzetti, 2005). El enfoque heurístico indirecto utiliza técnicas que integra información de los factores de inestabilidad, en donde el investigador les asigna valores de ponderación o peso. Estos factores suelen ser topográficos, geomorfológicos, geológicos, geotécnicos o ambientales para cada clase dentro de cada parámetro (Hervás et al., 2002; CENAPRED, 2014). Las capas se combinan en un SIG para producir valores de susceptibilidad (Barredo et al., 2000; Hervàs et. al., 2002).

Por otro lado, el enfoque heurístico directo también suele apoyarse de métodos geomorfológicos que se basan en la determinación de condiciones de inestabilidad mediante cartografía geomorfológica, la cual, es la base para entender el relieve y su susceptibilidad a deslizamientos. La realiza un experto en el tema que decide el tipo y grado de susceptibilidad para cada área, ya sea, utilizando una cartografía directa en donde se asigna directamente en el campo la susceptibilidad, por un método estadístico utilizando la densidad y frecuencia de los deslizamientos por área ó por un método indirecto de asociación a partir de la interpretación de imágenes de satélite, mapas topográficos y fotografías aéreas (Guzzetti, 2005; Washington State, DNR, 2006).

Es, sin embargo, un método que depende de la experiencia del investigador y suele ser subjetivo ya que no existen parámetros definidos para delimitar las unidades que eviten cometer errores. Además la dificultad aumenta cuando se infiere el grado de susceptibilidad (Guzzetti et al., 1999). Para ello es necesario tener conocimiento de los procesos físicos locales y regionales, identificar los factores condicionantes y tomar en cuenta las dimensiones del área de estudio, pues cuanto se tienen numerosas clasificaciones geomorfológicas el análisis de la susceptibilidad puede llegar a complicarse debido a la extensa información (Guzzetti, 2005; Galván 2012). Además este enfoque requiere de más tiempo y recursos económicos debido a la gran cantidad de información acerca del área de estudio (Guzzetti et al., 1999).

Una de las ventajas de este método es la evaluación por separado de las geoformas, debido a que toma en cuenta las condiciones del lugar (Barredo et al., 2000; Cardinali et al., 2002).

En este enfoque se pueden realizar diversos análisis, de los cuales, lo más importante para este estudio son: el análisis de susceptibilidad geomorfológica que expresa la mayor o menor tendencia de las unidades del terreno a la generación de deslizamientos por frecuencia y área (Jiménez, 2005).

1.2.2. Enfoque estadístico.

Este enfoque se basan en la presencia o ausencia de los deslizamientos en un área determinada (Hernández, 2008).

EL enfoque estadístico permite determinar la inestabilidad espacial, para describir las relaciones entre los factores y la distribución. El enfoque es indirecto y proporciona resultados cuantitativos para la evaluación de la susceptibilidad por deslizamientos (Guzzetti, 2005).

Los métodos estadísticos más simples se basan en la determinación de la abundancia relativa de los deslizamientos; proporción, porcentaje, frecuencia, (ej.: Jamaludin y Nadzri, 2006). También se basan en la incidencia de este tipo de procesos por clases y los resultados se

reflejan en capas temáticas, en donde se muestran la distribución geográfica de la inestabilidad (Guzzetti, 2005).

Muchos investigadores han adoptado este enfoque con base en a la frecuencia para establecer la probabilidad espacial de la ocurrencia de deslizamientos, y han aplicado una variedad de técnicas de clasificación estadística (Van Westen, 2000).

1.2.3 Enfoque determinístico.

Este enfoque se basa en leyes físicas, métodos como el equilibrio límite o en modelos numéricos (Carlos, 2010). Sus modelos son directos y proporcionan información cuantitativa. Generalmente se utilizan para estudiar algún tipo de proceso de remoción en masa o para determinar algún factor en específico que desencadene la falla de la ladera, por ejemplo, las lluvias o algún sismo (Guzzetti, 2005).

De acuerdo a varios autores este método se desarrolla en el campo ingenieril y se utiliza en zonas específicas, ya que tiene el inconveniente de que su aplicación a grandes áreas es muy costoso (Bonachea, 2006).

Uno de los métodos más usados en este enfoque es el de estabilidad de taludes o pendiente infinita que estudia las condiciones en las cuales se puede presentar una falla paralela a la superficie de una ladera. Proporciona información de la estabilidad de una pendiente con un número infinito de posibilidades de fallas (Delgado y Rivera, 2007).

1.3. INVENTARIO DE DESLIZAMIENTOS.

Los deslizamientos son comunes en las áreas montañosas, su escala es muy variada y suelen estar vinculados a desastres debido a su impacto repentino (Alcántara y Murillo, 2007; Moreiras, et al., 2008, Guzzetti et al. 2012). El impacto de estos fenómenos puede ser disminuido a través de medidas preventivas. Una de las más efectivas es informando a la comunidad de la amenaza a la que son susceptibles, para lo cual, conocer las características de los deslizamientos es esencial. Así pues, son importantes los inventarios de este tipo de procesos (Moreiras, et al., 2008).

Un inventario de deslizamientos se puede definir como una relación ordenada de estos procesos. Este registro puede contener diversa información, por ejemplo, datos de ubicación, tipos de deslizamientos, características físicas (coordenadas, altura, profundidad etc.) que ayudan en la comprensión del tamaño relativo de los deslizamientos y su distribución en el tiempo y el espacio. Este tipo de información se puede obtener en campo de forma directa, indirecta o de ambas formas a través del análisis de fotografías aéreas, imágenes de satélite y del trabajo en campo. La recopilación de este tipo de procesos sirve de guía para la creación

de un mapa de susceptibilidad (Washington State, DNR, 2006; Guzzetti et al. 2012; Aceves et al., 2014).

Los inventarios de deslizamientos se pueden realizar mediante diferentes técnicas, en función del objetivo de la investigación, la extensión de la zona de estudio, las escalas de los mapas y los recursos disponibles para llevar a cabo el trabajo (Guzzetti, 2005).

1.4. CLASIFICACIÓN Y TIPOLOGÍA DE LOS DESLIZAMIENTOS SUPERFICIALES Y DESLIZAMIENTOS DE ASENTAMIENTO PROFUNDO.

1.4.1. Definición y clasificación.

Los procesos del tipo deslizamientos se definen como movimientos de masas compuestas de suelo, detritos, escombros o roca que son transportados ladera abajo por influencia de la gravedad y que ocurren sobre una superficie de ruptura o falla. Estos fenómenos suelen ser rápidos o lentos y se consideran parte importante en la creación y transformación de las formas del relieve (Alcántara, 2000; Washington State, DNR, 2006; Van Westen, 2014).

El Departamento de Recursos Naturales (DNR) del Estado de Washington, EUA, 2006, en el protocolo de zonificación de peligro por deslizamiento (LHZ), realiza una clasificación de procesos de deslizamientos basada en Hutchinson, 1988, el cual, muestra una definición práctica para los deslizamientos a partir de datos disponibles y en una estructura jerárquica. Divide a este tipo de procesos en deslizamientos superficiales con su respectiva subdivisión y en deslizamientos de asentamiento profundo (Washington State, DNR, 2006).

1.4.3. Tipos de movimiento.

a) Deslizamiento superficial: se caracteriza por una superficie de falla y generalmente son de menos de tres metros de profundidad y se encuentran por encima de la roca madre o de sedimentos (Figura 3). Los materiales de la pendiente pueden incluir suelos, regolito, coluvial, aluvial u otros sedimentos como lechos de manto rocosos o densos depósitos superficiales de baja permeabilidad (Washington State, DNR, 2006).

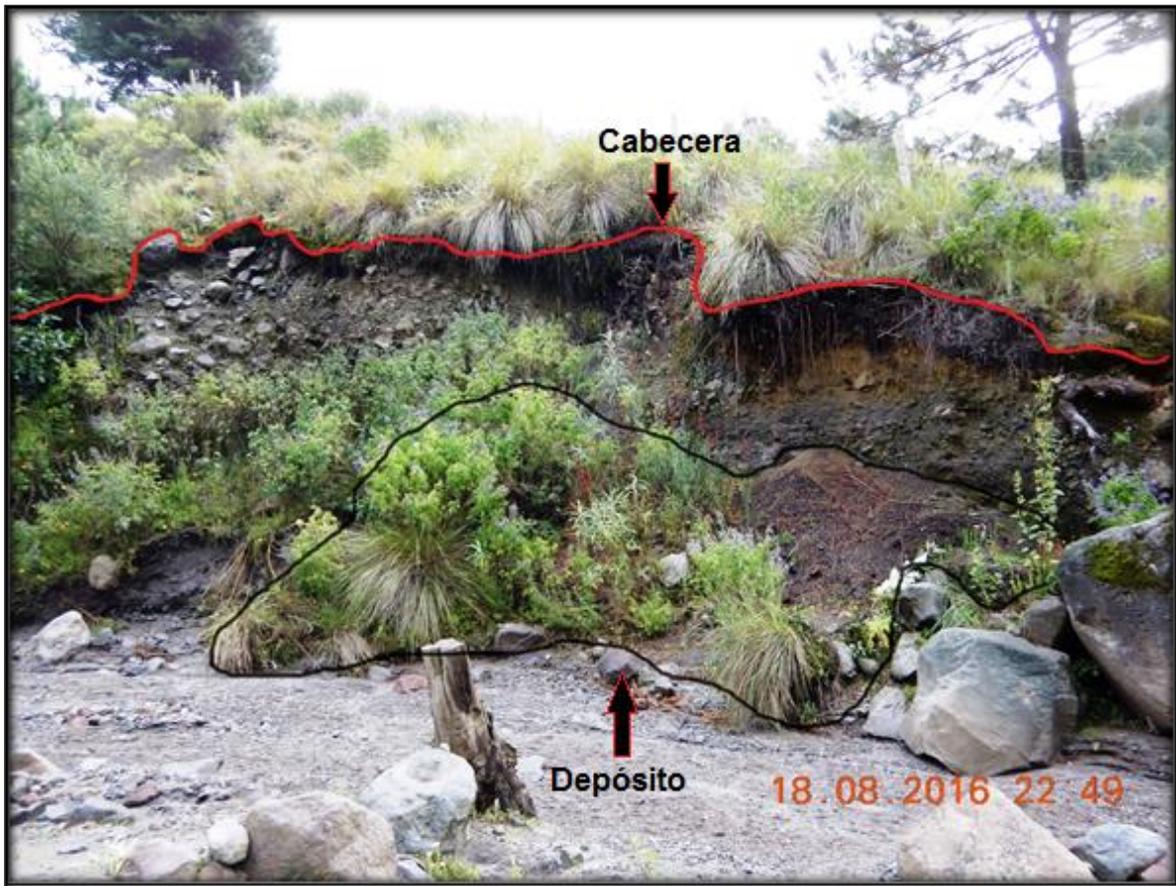


Figura 3. Deslizamiento superficial con 0.5m de profundidad localizado en el arroyo ASC2.

b) Deslizamiento de escombros: se presentan en suelos pocos profundos resultados de la desagregación de los materiales en una pendiente fuerte, involucra el rápido movimiento del suelo y del regolito sobre lecho rocoso (Figura 4). El área de evacuación de un flujo de escombros diferencia a los deslizamientos de escombros por ser más significativa (Washington State, DNR, 2006).



Figura 4. Deslizamiento de escombros con 6m de profundidad localizado en el arroyo ASC2.

c) Flujo de escombros: los materiales que contiene fluyen dentro de un canal formado, ya sea, por las paredes de un valle con un afluente de orden inferior o por diques de su propia creación. Consta de suelo, agua en diferentes cantidades, restos de madera y se caracteriza por ser un flujo canalizado, y tiene a menudo un camino largo de salida (Figura 5). Esta categoría puede incluir aquellos eventos referidos a los flujos de lodo, torrentes de escombros, lodos hiperconcentrados y deslizamientos por rotura de presas (Washington State, DNR, 2006).



Figura 5. Flujo de escombros localizado en el arroyo ASC1.

d) Caídas y desprendimientos: son por lo general un movimiento rápido. Las caídas son movimientos bruscos de masas de suelo, rocas, que se desprenden de pendientes pronunciadas o acantiladas (Figura 6). El suelo suele desintegrarse cuando cae y el movimiento de rocas se produce por caída libre, rebotando y rodando. Los desprendimientos se distinguen por la rotación hacia adelante de bloques de suelo o roca de un cierto punto, bajo la acción de la gravedad. Las caídas y desprendimientos son comunes en zonas montañosas (Washington State, DNR, 2006).



Figura 6. Caída y desprendimientos localizados en el arroyo ASC2.

e) Deslizamiento por incidencia de meandro: suelen darse en las márgenes cóncavas de los meandros que han sufrido excavaciones rápidas y erosión en la base (Figura 7) (Washington State, DNR, 2006).



Figura 7. Deslizamiento por incidencia de meandro localizado en el arroyo ASC2.

f) Deslizamiento de asentamiento profundo: son los que una gran parte de la zona del plano de deslizamiento o zona de falla se encuentra situado por debajo de la máxima profundidad de enraizamiento de los árboles (Figura 8). Los deslizamientos de asentamiento profundo contienen regolito o roca madre, suelo (Washington State, DNR, 2006). Los deslizamientos abarcan grandes áreas y están comúnmente asociados con la debilidad geológica, la pendiente, el control estructural o materiales poco consolidados y pueden desencadenarse por un sismo o una incisión en su base (Washington State, DNR, 2006).

Una vez formado el deslizamiento de asentamiento profundo puede persistir durante algunos años o siglos. Los restos de deslizamientos suelen activarse y las corrientes fluviales o canales pueden ser la causa de movimiento, ya que, suelen excavar periódicamente la base de la masa deslizante (Washington State, DNR, 2006).

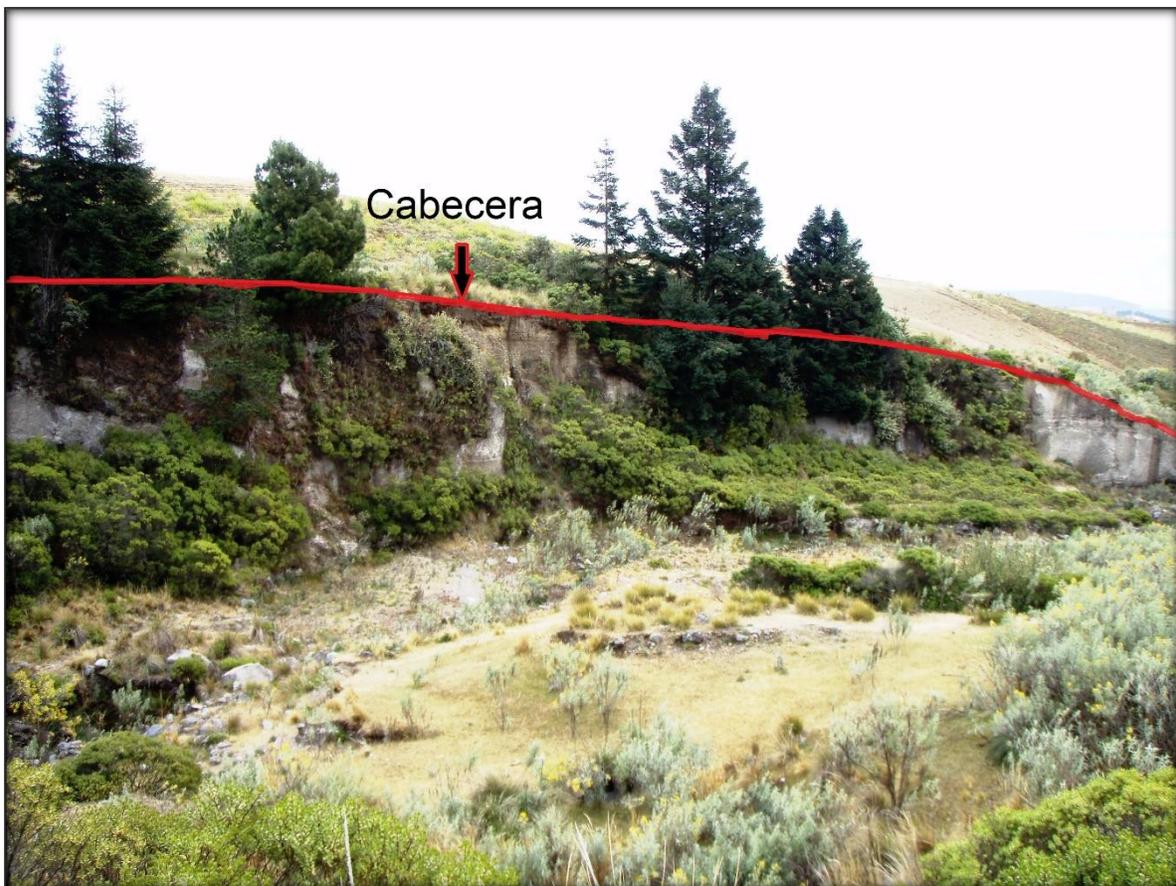


Figura 8. Deslizamiento de asentamiento profundo localizado en el arroyo ASC2.

1.5. GEOMORFOLÓGIA.

La geomorfología es la ciencia que estudia, describe y analiza la morfología, el origen (génesis), la edad, la dinámica actual, la evolución de las geoformas en función del espacio-tiempo y su relación con los efectos de las actividades humanas (Gutiérrez, 2008; Lugo, 2011).

Después de la Segunda Guerra Mundial muchos de los estudiosos de la geomorfología concordaron que esta ciencia debía evolucionar, es decir, pasar de la simple descripción a la cuantificación y que su estudio se debía basar en los procesos endógenos, exógenos y la morfogénesis antrópica (Gutiérrez, 2008).

La importancia del conocimiento de los procesos endógenos y exógenos se debe a que son responsables del desarrollo del relieve (Huggett, 2007).

Los procesos endógenos se refieren a aquellos fenómenos que se desarrollan en el interior de la Tierra, que presentan magnitudes importantes y que originan deformaciones en la superficie de la tierra, ejemplo de ello es, el vulcanismo, la sismicidad y la tectónica. Estos se presentan en el relieve formando trincheras oceánicas, estructuras volcánicas, montañas, valles, planicies, pliegues, intrusiones, fallas y fracturas (Lugo, 1986).

Por otro lado, los procesos exógenos se relacionan con fuerzas y elementos que se presentan sobre la superficie terrestre, por ejemplo, el intemperismo, la erosión, los movimientos en masa y la acumulación, (Lugo, 1986).

Cabe destacar que el predominio de algún proceso geomorfológico influirá en el relieve actual (Lugo, 1986).

1.5.1. El relieve y la importancia de su estudio.

El relieve terrestre es el resultado de la interacción de los procesos exógenos (intemperismo, erosión, acumulación, entre otros) y los procesos endógenos (volcanismo, tectonismo, sismicidad, etc.) (Lugo, 1986, Gutiérrez, 2008). Las formas del relieve muestran los procesos que han interferido en su formación a través del tiempo y pueden ser parecidas o diferentes a las geoformas actuales (Lugo, 1986).

Actualmente la importancia de los estudios del relieve se ve reflejada en los sectores público y privado en el desarrollo de obras como el trazado de vías de comunicación, ubicación de aglomeraciones urbanas y rurales, la resolución de problemas de erosión del suelo, la prospección, gestión, planificación, explotación y uso de recursos naturales etc. (Tricart, 1969; Lugo, 1986; Szabó et al., 2010; Tooth S., y Viles, 2014).

1.5.2. Cartografía geomorfológica.

La implementación de la cartografía geomorfológica juega un papel importante en la representación de las formas del relieve terrestre (Bishop et al., 2012).

El mapa geomorfológico es un documento gráfico a escala que comprende la división del terreno en unidades con características del tipo de forma, procesos, composición y estructura. Suele ser una representación subjetiva del paisaje, sin embargo se puede georeferenciar en el terreno (Palacios y De Marcos, 1996; Bishop et al., 2012). Para su creación se hace uso de métodos o reglas generales (Peña, 1997)

Es importante destacar que la correcta interpretación de los mapas lleva al investigador a inferir áreas que pueden ser adecuadas para distintos tipos de actividades o para detectar y resolver problemas más específicos, como los riesgos geomorfológicos (Lugo, 1986; Pair y Kappel, 2002, Theler et al., 2007, en México, Flores y Alcántara, 2012; Legorreta et. al., 2014).

1.5.3. Tipos de mapas y sus escalas.

Existen numerosas perspectivas con respecto a los tipos de mapas geomorfológicos así como sus escalas espacio-temporal, su representación, sus enfoques, la recopilación de datos e información para su realización y su análisis, además de los fenómenos, procesos y sistemas que están asociados a ellos. Estas características también dependen de la clasificación de las formas del relieve y la homogeneidad espacial de la zona de estudio. En concreto, la cartografía geomorfológica va a depender de las necesidades de los usuarios y de los objetivos planteados (Bishop et al., 2012; Smith et al., 2011).

De manera general se pueden diferenciar seis clasificaciones de mapas geomorfológicos y estos a su vez se subdividen en otros:

1) La primera clasificación se divide en dos tipos, los mapas geomorfológicos generales y los parciales, los primeros incluyen todos los elementos geomorfológicos posibles y los mapas parciales se enfocan solo a una parte de las formas del relieve (Peña, 1997).

2) La segunda clasificación se divide en cuatro tipos: a) Los mapas geomorfológicos básicos que suelen ser para la investigación, b) Los mapas geomorfológicos aplicados que se enfocan a resolver problemas de cierto tipo de peligro geomorfológico, c) Los mapas especializados que contienen información seleccionada y sirve para otros especialistas y finalmente d) Los mapas geomorfológicos derivados que resultan de mapas básicos, sus fines suelen ser didácticos (Peña, 1997; Smith et al., 2011).

3) La tercera clasificación se caracteriza por la escala del mapa (Figura 9), (Van Zuidam, 1986; Peña, 1997; Smith et al., 2011).

Para determinar la escala en los mapas generalmente se toma en cuenta cuatro factores:

- a) **Objetivos:** se toma en cuenta la finalidad y el detalle requerido para el mapa geomorfológico (Van Zuidam, 1986; Peña, 1997; Bishop et al., 2012; Smith et al., 2011).
- b) **Textura:** ayuda a determinar una posible escala con un análisis preliminar a través de las fotografías aéreas o imágenes de satélite. Otra manera de definir la escala sería, si la zona de estudio presenta un relieve homogéneo y con textura escasa se puede optar por una escala pequeña por ejemplo, 1: 500,000. Si en cambio se requiere de un detalle mayor para un mejor análisis se puede elegir una escala grande, por ejemplo, 1:100, 000 a 150,000 (Van Zuidam, 1986; Peña, 1997).
- c) **Escala a la que se encuentra la información cartográfica:** fotografías aéreas, imágenes de satélite, mapas topográficos, cartas geológicas etc., que ayuden en la realización de la cartografía (Van Zuidam, 1986; Peña, 1997; Smith et al., 2011).
- d) La disponibilidad de recursos económicos y de tiempo para la realización del trabajo.

ESCALA GRANDE	
Planos geomorfológicos.	1:10,000 y mayores
Mapas geomorfológicos básicos.	1:10,000/1:25,000
Mapas geomorfológicos detallados.	1:25,000/1:100,000
ESCALA MEDIA	
Mapas geomorfológicos sinópticos de escala media.	1:100,000/1:500,000
Mapas geomorfológicos sinópticos de pequeña escala.	1:500,000/ 1:1,000,000
ESCALA PEQUEÑA	
Mapas geomorfológicos de países.	1:1,000,000/1:5,000,000
Mapas geomorfológicos de continentes.	1:5,000,000/1:30,000,000
Mapas geomorfológicos del mundo.	1:30,000,000 y menores

Figura 9. Mapas geomorfológicos a diferentes escalas. Fuente: Peña, 1997.

4) La cuarta clasificación se caracteriza por su carácter temático, ya que, suelen tomar elementos geomorfológicos específicos (Peña, 1997; Smith et al., 2011). A continuación se muestran los siguientes ejemplos:

- a) Los mapas morfoestructurales, se caracterizan por tomar en cuenta el arreglo y la disposición de materiales, es decir, la estructura, la tectónica en general y la geomorfología y generalmente se realizan a escalas pequeñas (Lugo, 1988).

b) Los mapas morfométricos, representan datos cuantitativos de la forma de la superficie terrestre y son un componente importante dentro del análisis del modelado (Huggett, 2007). Este tipo de mapas se apoyan de métodos como; la densidad de disección del relieve, su objetivo es el proceso erosivo que causan las corrientes fluviales en un área y se realiza cuantificando las longitudes totales de los talwegs por unidad de superficie con base en una carta topográfica (Lugo, 1986).

El siguiente método es llamado profundidad de la disección. En este mapa la erosión se toma en consideración a partir de una altura vertical que se comprende desde el talweg a la divisoria (Lugo, 1988).

Este valor se obtiene con la diferencia de cotas en una carta topográfica (Lugo, 1988). Pendientes del terreno es otro método enfocado a determinar valores de inclinación del terreno ya sea en grados o porcentaje a través de la distancia que existe entre las curvas de nivel (Lugo, 1988).

El método de energía del relieve consiste en determinar la capacidad erosiva a la que se encuentra susceptible el relieve y estos valores se obtienen a partir de la diferencia de alturas (Lugo, 1988).

La altimetría también es un método importante en el análisis morfométrico pues se obtiene una primera impresión de la topografía del terreno (Lugo, 1988).

c) Los mapas morfográficos, permiten la identificación de elementos geométricos del relieve que se pueden representar a partir de puntos, líneas o polígonos (Van Zuidam, 1986; Lugo, 1988).

d) Los mapas morfogenéticos, representan las formas del relieve a partir de su origen y está basado en información geológica y topográfica (Van Zuidam, 1986; Lugo, 1988; Smith et al., 2011).

e) Los mapas morfocronológicos, tienen como objetivo representar el orden de las formas del relieve en función a las edades de superficies erosivas (Van Zuidam, 1986; Peña, 1997).

f) Los mapas morfodinámicos, tienen la función de representar procesos actuales y dinámicos, como los mapas de peligros geomorfológicos (Peña, 1997; Smith et al., 2011).

5) La quinta clasificación se refiere a los mapas de regiones geomorfológicas que son resultado de la combinación de elementos que componen unidades regionales del relieve (Peña, 1997).

6) La sexta clasificación se divide en mapas geomorfológicos preliminares que se realizan con imágenes de satélite y fotografías aéreas, y los mapas definitivos que se derivan de una cartografía preliminar y han sido verificados a través del trabajo de campo (Van Zuidam, 1986; Peña, 1997; Jan y Smith, 2013).

Para desarrollar la cartografía geomorfológica de los arroyos secundarios ASC1 y ASC2 se tomó en cuenta la cuarta y sexta clasificación anteriormente descrita. Los elementos

geomorfológicos específicos que se tomaron en cuenta para llevar a cabo este mapa son: información geomorfológica preliminar que fue verificada con trabajo de campo, las características morfogenéticas basada en información geológica, las características morfométricas como densidad de disección, profundidad de disección, altitud, pendiente y morfología de laderas, finalmente se consideraron procesos actuales y dinámicos como los deslizamientos.

1.5.4. Proceso de elaboración de mapas geomorfológicos.

En años recientes la elaboración de la cartografía geomorfológica se ha basado en información multidisciplinar del terreno, en la delimitación de las formas, en su descripción y en enfoques que permiten la cuantificación de las formas del relieve (Pavlopoulos et al., 2009; Bishop et al., 2012; Jan y Smith, 2013).

Actualmente gracias al avance de las tecnologías geoespaciales es posible cuantificar la morfología del paisaje en un menor tiempo. La cartografía geomorfológica se ha convertido en una herramienta para comprender la dinámica y el origen del relieve terrestre (Smith et al., 2011; Bishop et al., 2012; Jan y Smith, 2013).

Cuando se realiza el proceso de elaboración de mapas geomorfológicos es importante tomar en cuenta elementos básicos como:

- a) Las cartas topográficas que sirven como base para la cartografía y el trabajo de campo, ya que es considerado una representación de las dimensiones, formas y clases de los accidentes geográficos a través de las variaciones de la topografía (Peña, 1997; Pavlopoulos et al., 2009).
- b) Los mapas geológicos que se basan en un mapa topográfico y sobre ellos se representa la distribución, la edad, la sucesión estratigráfica y características estructurales de los distintos tipos de materiales (Peña, 1997; Smith et al., 2011).
- c) Los mapas temáticos que contienen información temática existente sobre el área de estudio que sirva para la interpretación de la dinámica e intensidad de los procesos geomorfológicos, como ejemplos se tiene los mapas de vegetación y uso del suelo, clima, hidrografía, etc., (Peña, 1997; Smith et al., 2011).
- d) Los mapas morfométricos que contienen parámetros cuantitativos sobre las formas del relieve (Pavlopoulos et al., 2009; Jan y Smith, 2013).
- e) Las fotografías aéreas e imágenes de satélite, las cuales ambas son imágenes directas y objetivas de la superficie terrestre y a través de elementos como la textura, la forma, el tamaño, el color, la dirección, etc. se pueden distinguir límites entre las geoformas (Peña, 1997; Washington State, DNR, 2006; Jan y Smith, 2013).
- f) Trabajo de campo, este se enfoca en obtener, verificar y corregir información obtenida en gabinete a través de toma de muestras, descripción y análisis de columnas estratigráficas,

perfiles transversales y longitudinales y ubicación de las geoformas, entre otros (Peña, 1997; Washington State, DNR, 2006; Pavlopoulos et al., 2009).

g) Los (SIG) permiten realizar un análisis, almacenar y editar datos del terreno mostrándolos de manera particular o de forma general a partir de mapas (Bishop et al., 2012; Jan y Smith, 2013).

1.5.5. Cartografía geomorfológica para la susceptibilidad a deslizamientos.

Éste es un método cualitativo, cuantitativo, directo o semidirecto, que se basa en la capacidad del investigador para reconocer las causas, la evolución y las posibles consecuencias de los fenómenos (Cardinali et al., 2002; Guzzetti, 2005; Reichenbach et al., 2005).

Se basa en estudios de campo y puede ser apoyada mediante técnicas de fotointerpretación o el análisis de imágenes de satélite, además de ser un instrumento fundamental que nos muestra la distribución espacial de geoformas (Fernández, et al., 2008). Este tipo de cartografía tiene por finalidad dividir el territorio en zonas o unidades con diferente grado de susceptibilidad a deslizamientos (Carlos, 2010).

La elaboración de un mapa geomorfológico para la susceptibilidad permite delimitar áreas donde los deslizamientos son activos, además proporciona información acerca de los factores condicionantes que inciden en el lugar como el control estructural, la litología, la tectónica, las características morfométricas, etc. Con las particularidades de esos procesos se puede deducir la susceptibilidad geomorfológica (Palacios y Marcos, 1996; Aceves et al., 2014).

Con ayuda de la técnica geomorfológica es posible conocer los procesos que desarrollan un determinado tipo de deslizamientos, ya sea superficial, de asentamiento profundo, rotacional o traslacional que se presentan en determinado lugar (Guzzetti, 2005; Pair y Kappel, 2002; Marco, et al., 2001; Fernández, et al., 2008; Ortigosa et al., 2000; Aceves et al., 2014; Theler, et al., 2015).

1.6. VERIFICACIÓN DE DATOS, MÉTODOS DE MUESTREO Y TAMAÑO DE LA MUESTRA.

En la estadística una población o universo se define como un conjunto de individuos u objetos que se caracterizan por tener un rasgo en común. Por otro lado, una muestra es un pequeño número de individuos u objetos perteneciente a la población total (Levin, 1997).

La verificación de la información de cada uno de los integrantes de la población requiere mucho tiempo y recursos económicos. Para llevar a cabo el proceso de verificación es necesario diseñar un muestreo que permita la selección de una pequeña parte del universo de estudio que sea suficientemente representativa y que permita reducir los costos para que el investigador pueda realizar una conclusión o la generalización de los datos (Levin, 1997; Chuvieco, 1996). Para el diseño de la muestra se debe considerar tres factores; a) método de

selección de la muestra, b) tamaño de la muestra, c) nivel de confianza otorgado a la estimación (Chuvienco, 1996).

a) Muestreo aleatorio simple: se caracteriza por dar a cada uno de los miembros de la población la misma oportunidad de ser elegido para la muestra (Levin, 1997). Este muestreo es la base para otros tipos de muestreo más complejos. Para realizarlo los investigadores mezclan la población total antes de obtener cierto número de objetos, posteriormente, requieren el uso de números aleatorios a través de programas estadísticos o de una lista impresa para obtener los individuos (Lohr, 2000; Salinas, 2004).

El tipo de muestreo aleatorio simple resulta ser el más eficaz para el proceso de verificación (Chuvienco, 1995). Mientras que el muestreo no aleatorio se considera arbitrario, poco representativo y se basa en un criterio general sobre los individuos u objetos (Levin, 1997; Salinas, 2004).

b) Tamaño de la muestra: a veces resulta difícil establecer el tamaño de la muestra, ya que, una muestra muy grande puede llegar a tener costos muy elevados y una muestra demasiado pequeña disminuye la confiabilidad de los resultados (Pimienta, 2000).

El tamaño de una muestra no depende del tamaño de la población o universo. Por otro lado, la muestra si depende de factores como la variabilidad de la población, la precisión deseada y un intervalo de confianza que cumpla con la precisión, por lo tanto una muestra tiende a crecer cuando la población es heterogénea y cuando se desea una gran precisión (Manyoma y Klinger, 2006)

Para determinar el tamaño de la muestra se deben seguir los siguientes pasos y contestar las siguientes preguntas; 1) determinar el tipo de muestreo 2) el parámetro de la población que se ocupara (la media, el total o una proporción), 3) error tolerable (¿cuál es la cantidad de error admisible?), 4) nivel de confianza (¿cuánta exactitud necesito?), 3) determinar la ecuación adecuada para obtener una buena relación entre el tamaño de la muestra n y lo que se espera de ella, 3) calcular los datos desconocidos de la formula y despejar n (Lohr, 2000; Mc Grew y Monroe, 2000; Pimienta, 2000).

c) Error de muestreo y nivel de confianza: cuando el investigador obtiene una muestra representativa de la población, ésta puede llegar a perder ciertas características y no es posible saber con certeza si una muestra es representativa. Esta incertidumbre estará asociada con estimaciones que generaran un error de muestreo (Mc Grew y Monroe, 2000). El error es el producto inevitable de una muestra (Levin, 1997). Mientras que el nivel de confianza señala la exactitud de una muestra o estimación (Lohr, 2000).

Es importante destacar que en esta investigación se realizó la verificación de datos geológicos con trabajo de campo que se obtuvieron a partir de investigaciones preliminares del área de estudio. Mientras que el método de muestreo y el tamaño de la muestra se obtuvo para verificar datos de deslizamientos interpretados con ayuda de imágenes de satélite Google Earth 2015. Finalmente para concluir la verificación de los deslizamientos se procedió a

realizar trabajo de campo. Estos procesos se hacen con el fin de disminuir el error dentro del análisis (Chuvienco, 1996; Washington State, DNR, 2006).

1.7. MÉTODO DE DENSIDAD Y FRECUENCIA ESTADÍSTICA.

La Estadística refuerza la metodología del investigador gracias a las técnicas que permiten el análisis de los datos obtenidos en el trabajo de campo (Levin, 1997).

Cuando se tiene una base de datos del fenómeno a estudiar, en éste caso deslizamientos, es importante la descripción, la interpretación y el análisis de los datos para identificar si existe algún patrón de distribución o simplemente para validar la hipótesis presentada (Soeters y Van Westen, 1996).

Algunos de los métodos estadísticos más usados para los deslizamientos se refieren de manera general al cálculo de la densidad y la frecuencia de estos fenómenos, para cada unidad geomorfológicamente homogénea (Suárez, 2009). La densidad y la frecuencia de los deslizamientos en este estudio se hacen con base en el área y al número de deslizamientos.

Los mapas que presentan la densidad de deslizamientos utilizando una base estadística se apoyan en la suposición de que la ocurrencia a deslizamientos es una variable continua que puede ser espacialmente sobrepuesta con una capa temática de las formas del relieve (Ortigosa et al., 2000; Guzzetti, 2005).

Estos estudios se desempeñan mejor en terrenos homogéneos, donde litología y la morfología no cambian abruptamente. Este supuesto se desarrolla en el ámbito geomorfológico y es válido, sólo como una aproximación general, a pequeña escala y en ambientes fisiográficos homogéneos, como es este caso de estudio (Guzzetti, 2005).

1.8 METODOLOGÍA.

La elaboración de este trabajo consta de cinco etapas generales, la recopilación de información, el inventario de deslizamientos, la cartografía geomorfológica, el análisis estadístico por frecuencia y área de los deslizamientos, y la susceptibilidad geomorfológica. Cada una de ellas engloba métodos particulares, estos se conceptualizan en la (Figura 10) y se describen a continuación:

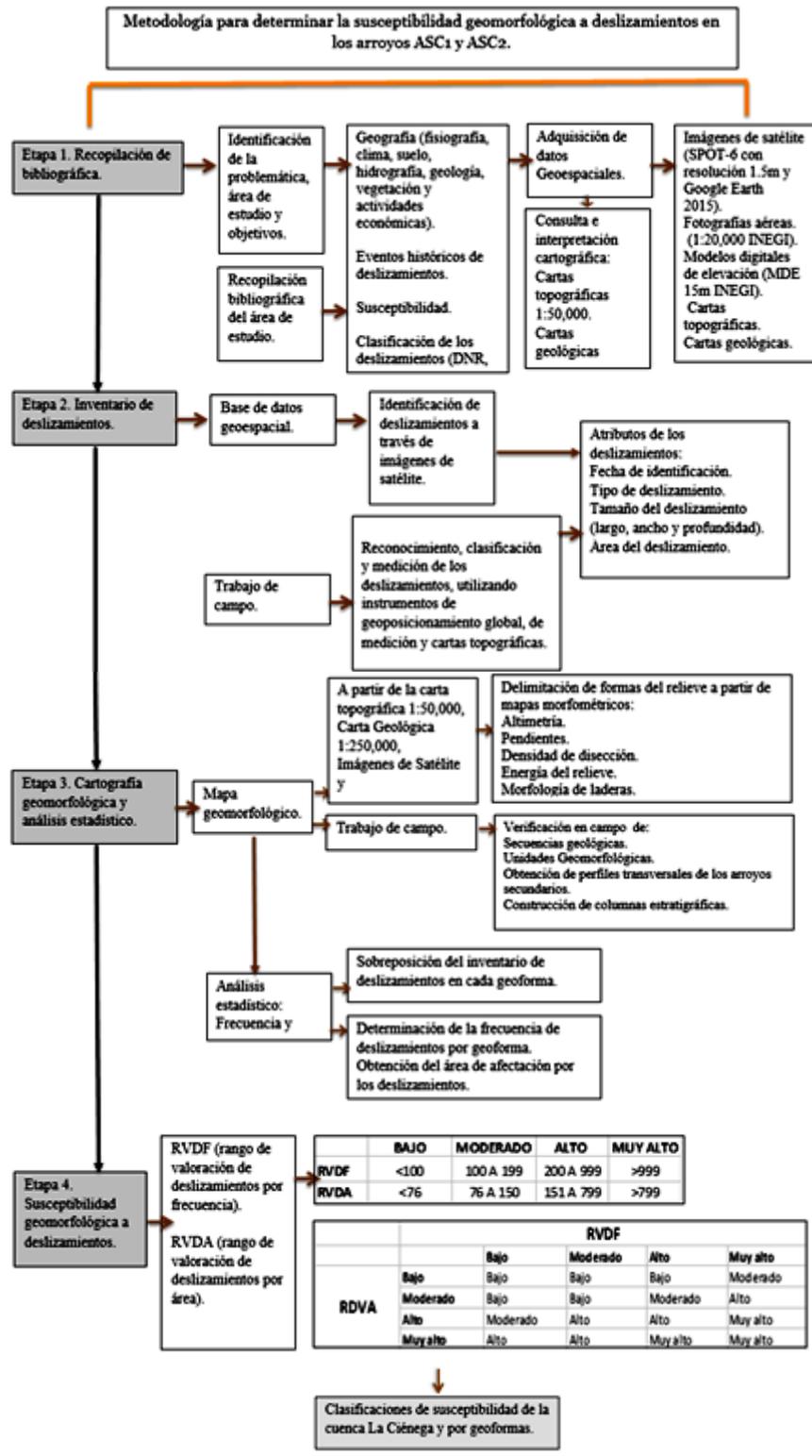


Figura 10: Diagrama metodológico que muestra el procedimiento para la obtención de la cartografía geomorfológica de susceptibilidad a deslizamientos en los arroyos secundarios de la cuenca La Ciénega.

PRIMERA ETAPA: RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA.

Esta etapa se caracteriza por la recopilación de información bibliográfica del área de estudio como, trabajos previos de geografía, geología, geomorfología, así como información particular, clima, hidrografía, tipos de suelos, economía, eventos históricos de deslizamientos, etc. Por otro lado, se compiló cartografía temática como, la carta topográfica a escala 1:50,000 (INEGI, 2015), la carta geológica 1:50,000 (Torres, 2011). Se obtuvieron imágenes de satélite SPOT-6 con resolución 1.5m, imágenes de Google Earth 2015 y modelos digitales de elevación de 15m (INEGI, 2013). También se buscó y usó una clasificación que permitiera identificar y definir los tipos de procesos que se encontraban en el lugar de estudio (Washington DRN, 2006).

Con base en la carta topográfica 1:50,000 se delimitó el área de estudio a partir de parámetros topográficos del terreno, como, los parteaguas y ríos, obteniendo así el límite de la cuenca, el arroyo principal y los arroyos secundarios.

SEGUNDA ETAPA: INVENTARIO DE DESLIZAMIENTOS.

Para la construcción del inventario se obtuvieron algunos antecedentes de deslizamientos ya verificados de la base de datos de (Álvarez, 2014). También se realizó trabajo de campo en los arroyos secundarios ASC1 y ASC2. Este trabajo permitió la verificación de la información obtenida a partir de la interpretación de las imágenes de satélite, para la medición y clasificación de los deslizamientos (Washington DRN, 2006), (Ver anexo A).

Se realizaron 2 sesiones de trabajo de campo. La primera salida se llevó a cabo en enero del año 2016 y la segunda salida se realizó en el mes de agosto del año 2016.

Durante el trabajo de campo se llevó a cabo la medición y clasificación de los deslizamientos. Se realizó un recorrido en los arroyos secundarios ASC1 y ASC2 a partir de la cabecera superior donde se originan hasta la parte baja, en la planicie, donde desembocan ambos arroyos. Se hizo el reconocimiento empleando la clasificación del protocolo de zonificación de peligro por deslizamiento (LHZ) realizado por El Departamento de Recursos Naturales (DNR) del Estado de Washington, EUA, 2006. Se identificaron 6 tipos: deslizamiento superficial, deslizamiento de escombros, flujos de escombros, caídas y desprendimientos, deslizamiento por incidencia de meandro y deslizamiento de asentamiento profundo. También se realizó la medición de los deslizamientos, obteniéndose el largo, ancho y profundidad. Para ello se utilizó el distanciometro, cinta métrica y el sistema de posicionamiento global (GPS).

Posteriormente, en gabinete se efectuó la interpretación de los procesos en los arroyos secundarios ASC1 y ASC1. Esta interpretación consistió en identificar y digitalizar los deslizamientos con base en dos imágenes de satélite SPOT-6 y Google Earth del año 2015.

Para ello se utilizaron criterios de tono, color, textura, forma y patrón (Chuvieco, 1996; Verstapen, 1977). Este trabajo se hizo con el programa Arc Gis 10.2.

Durante la segunda sesión del trabajo de campo se llevó a cabo la verificación de los datos obtenidos de las imágenes de satélite, para ello se procedió a obtener el tamaño de la muestra considerando una población de 181 deslizamientos interpretados.

De los 181 deslizamientos interpretados y cartografiados se obtuvo una muestra para verificación en campo de 91 deslizamientos. Para obtener el tamaño de la muestra se aplicó la siguiente fórmula. Se consideró el 95% de intervalo de confianza (Z) y un error permitido de muestreo del 5% (Scheaffer et al., 2011, Morales, 2017).

$$n' = Z^2 * \frac{nPQ}{E^2}$$

En donde, n se refiere al tamaño de la muestra, Z es el intervalo de confianza, P es el éxito de interpretación de los deslizamientos, Q es el fracaso de la interpretación de los deslizamientos, E es el error permitido del muestreo.

Al obtener el tamaño de muestra se procedió a verificar 91 puntos.

Como resultado se obtuvo que con un 95% de confianza se puede afirmar que de los 91 puntos verificados (deslizamientos) únicamente 2 procesos fueron mal interpretados. Es la evidencia que arroja el tamaño de muestra. Como resultado final se tiene un total de 179 deslizamientos (Ver anexo A).

En gabinete, se procedió a crear una base de datos geoespacial con los atributos de los procesos como, fecha de identificación, coordenadas geográficas de los deslizamientos, tipo de proceso, dimensiones del proceso (largo, ancho y profundidad y margen del río donde se localizó).

TERCERA ETAPA: CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA Y ANÁLISIS ESTADÍSTICO.

El mapa geológico compilado de distintas fuentes permitió conocer la distribución y la sucesión estratigráfica de los distintos tipos de materiales que constituyen los arroyos secundarios ASC1 y ASC2, por ello se elaboró un mapa de unidades geológicas a detalle. La compilación consistió de los siguientes pasos:

- a) A partir de la información cartográfica y bibliográfica recopilada se obtuvieron los mapas geológicos del área de estudio.
- b) Los mapas geológicos que fueron compilados (Capra et al., 2008; Torres, 2011; Aceves et al., 2014) se georreferenciaron con ayuda de los programas Global Mapper 17 y Arc Gis 10.2 y se integraron en un solo mapa (Figura 24).
- c) El mapa compilado se complementó con columnas estratigráficas en ambos arroyos para la verificación de unidades geológicas que ya se habían identificado en trabajos previos.

- d) Se realizaron perfiles transversales de los arroyos con el fin de reconocer el comportamiento de los cauces secundarios.

Finalmente se obtuvieron 9 unidades geológicas expuestas en el capítulo 2 de este trabajo.

Mapas morfométricos.

Con la finalidad de obtener un mapa geomorfológico se realizaron mapas base como el altimétrico, de pendiente, densidad de disección y profundidad de disección. Los valores obtenidos de estos mapas muestran la intensidad de los procesos a los cuales están expuestas las formas del relieve (Huggett, 2007). A continuación se describe cada uno:

Mapa altimétrico, permite obtener una perspectiva general del relieve (Lugo, 1988) (Figura 29).

- a) Se descargó un modelo digital de elevación con resolución de 15m a partir de la de información raster en la página de internet del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI, 2013). Así mismo, se obtuvieron las curvas de nivel con una equidistancia de 20m en formato vectorial de las cartas topográficas Volcán Nevado de Toluca (E14A47) y Tenango del Valle (E14A48).
- b) A través del programa Arc Gis 10.2 se establecieron valores de altitud máxima de 4423 m s n. m. y mínima 2768 m s. n. m., e intervalos. Estos intervalos se crearon a partir del método de cortes naturales, el cual realiza rangos homogéneos de altitud. Esto permitió definir 6 intervalos con diferencias de altitud entre 250m y 450m (Tabla 4).

Mapa de pendientes, muestra la inclinación del relieve, permite obtener una visión general de las posibles geoformas y los datos obtenidos sirven para interpretar si este factor incide en los deslizamientos (Lugo, 1988; Washington State, DNR, 2006) (Figura 31). Para ello se realizaron los siguientes pasos:

- a) Con base en el MDE a 15m y con ayuda de la herramienta Slope de Arc Gis 10.2 se obtuvieron los valores de pendientes del área de estudio. Esta herramienta determina el valor central de una celda a partir del cálculo de la pendiente media de las 8 celdas vecinas (Figura 11). Este cálculo toma en cuenta la diferencia de altitudes y la distancia horizontal entre dos celdas.

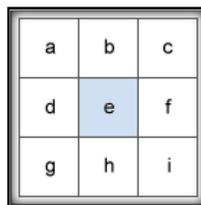


Figura 11. Ventana del cálculo de la pendiente en donde el valor de la celda central se obtiene a partir de la pendiente de las 8 celdas vecinas. Esta ventana se desplaza haciendo el cálculo de toda el área. Fuente: ArcGIS, 2016.

- b) La clasificación de pendientes fue basada en Van Zuidam, 1986, sin embargo, posteriormente fue modificada con el fin de que representara la realidad observada durante el trabajo de campo. Ya que, durante este proceso se encontró que los valles tenían pendientes más pronunciadas

La reclasificación permitió diferenciar la inclinación entre las planicies, los lomeríos y las laderas de los valles fluviales. Esta reclasificación tomó en cuenta el valor mínimo y máximo de la pendiente que se presenta dentro de la cuenca La Ciénega. Además, las observaciones de campo, el uso del mapa altimétrico y de un histograma de frecuencias permitieron acreditar esta clasificación.

La reclasificación de las pendientes consiste en seis clases: 0° a 1.5°, 1.5° a 3°, 3° a 6°, 6° a 15°, 15° a 30° y 30° a 46° (Tabla 1). Este mapa posibilita resaltar la actividad erosiva en las laderas de los arroyos ASC1 y ASC2 en relación con la presencia de los deslizamientos.

Tabla 1. Criterios para el uso de pendientes. Modificado de (Zuidam, 1986)

	TIPO DE PENDIENTE	PROCESOS CARACTERÍSTICOS.
CLASIFICACIÓN DE ZONAS PLANAS.	0° a 1.5°	Plano o casi plano. Denudación no agresiva.
	1.5° a 3°	Pendiente ligera. Inicio de la escorrentía y de la erosión lineal. Solifluxión en condiciones periglaciares.
CLASIFICACIÓN DE ZONAS DE EROSIÓN POTENCIAL Y PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS.	3° a 6°	Inclinado. Mayor erosión del suelo y movimientos en masa como los deslizamientos.
	6° a 15°	Escalón moderado. Movimientos en masa de todo tipo.
	15° a 30°	Escalonado. Proceso intenso de denudación de diferentes tipos (erosión bajo la cubierta forestal, reptación y deslizamientos).
	30° a 46°	Muy Escalonado. Fuerte proceso de denudación. Desprendimiento de rocas.

Mapa de densidad de la disección, con la finalidad de conocer las áreas dentro de la zona de estudio con mayor densidad de corrientes fluviales se realizaron los siguientes pasos (Lugo, 1988) (Figura 33).

- a) A partir de las curvas de nivel se infirió la red fluvial que no estaba presente en el archivo digital (shapefile) de ríos tomados de la carta topográfica Volcán Nevado de Toluca y Tenango del Valle de (INEGI, 2015).
- b) Con base en el archivo digital shapefile de ríos de la cuenca La Ciénega y con la ayuda del programa ILWIS 3.4 se realizó una malla que dividió el área de estudio en partes iguales de 1km^2 (Lugo, 1988).
- c) Posteriormente para realizar la medición de la longitud de cauces contenida en cada km^2 se transfirieron los datos de la red fluvial y la malla al programa Arc Gis 10.2. En este programa se utilizó la herramienta *Medida* obteniendo así una serie de valores por cada área dividida.
- d) Con ayuda del programa ILWIS 3.4 se realizó un mapa de puntos en cual cada uno de ellos contenía el valor de la longitud de cauces en km^2 .
- e) Para la obtención de áreas homogéneas se utilizó la herramienta *Kriging* del programa ILWIS 3.4., el cual consiste en generar una superficie continua de valores a partir de valores registrados de ubicaciones más cercanas (Bakker, 2000). Finalmente se establecieron rangos agrupados en valores mínimos, medios y máximos.

Mapa de profundidad de la disección, para conocer las zonas más vulnerables a la erosión vertical de los ríos se siguieron los siguientes pasos (Lugo, 1988) (Figura 35):

- a) A partir del archivo digital shapefile de las curvas de nivel de la carta topográfica Volcán Nevado de Toluca y Tenango del Valle con escala 1:50 000 (INEGI, 2015) se dividió la zona de estudio en partes iguales de 1km^2 a partir de una malla realizada en el programa ILWIS 3.4.
- b) Se buscó la máxima diferencia de alturas entre el talweg y el parteaguas para cada división (Lugo, 1988).
- c) Con estos valores fue posible crear un mapa de puntos en ILWIS 3.4 y para la obtención de puntos que permitieran regionalizar áreas con valores comunes se utilizó la herramienta *Kriging* del mismo programa. Estos valores se agruparon en valores mínimos, medios y máximos.

Mapa de energía del relieve, para conocer la intensidad relativa de la erosión a la que está expuesto el relieve se realizaron los siguientes pasos (Figura 37):

- a) Con base en el MDE 15m (INEGI, 2013) y con ayuda del programa ILWIS 3.4 se genera un MDE que contiene valores de altitudes máximas y otro MDE con valores de altitudes mínimas. Con estos dos modelos se procedió a restar los valores de ambos MDE.
- b) Después se procedió a establecer intervalos mínimos, medios y máximos.

Mapa geomorfológico.

Hoy en día existen diversas formas de elaborar mapas geomorfológicos, esto depende de los principios teóricos de cada una de las escuelas, de los objetivos del mapa y sus características, entre otros. Sin embargo, es importante adoptar los métodos adecuados para obtener resultados apropiados (Peña, 1997; Lugo, 1988; Bishop et al., 2012).

En este trabajo se utilizó la clasificación que propone Lugo, 1988, basada en Chemekov, 1972 y Bashenina et al. 1975. Esta clasificación sirve para la elaboración de cartografía geomorfológica en escala grande. También se empleó parte de la información de Aceves et al. 2014, el cual está basado en Lugo, 1988 y Bashenina et al. 1975, con el fin de obtener una cartografía a mayor detalle apropiada a las necesidades de éste trabajo. Para la delimitación de las geoformas se utilizó el programa Arc Gis 10.2, el MDE a 15m, la carta topográfica con escala 1:50,000 y la cartografía geológica expuesta anteriormente.

De acuerdo con lo anterior las geoformas se clasificaron en:

1. RELIEVE ENDÓGENO

- a) Domo 1
- b) Domo 2
- c) Domo 3
- d) Domo 4
- e) Cono del Nevado de Toluca
- f) Ladera superior
- g) Ladera inferior
- h) Mesas de lava

1.1 RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

- a) Domo 5 Parcialmente sepultado
- b) Lomeríos de lava cubierto de pómez y ceniza.
- c) Lomeríos de avalanchas de escombros cubiertos por piroclastos.
- d) Lomeríos de pómez y depósitos de caída
- e) Lomeríos de pómez, bloques y cenizas.
- f) Lomeríos de lava cubiertos por piroclastos
- g) Lomeríos de pómez de caída y flujos piroclásticos
- h) Lomeríos de piroclastos
- i) Colada de lava parcialmente cubierta por piroclastos
- j) Coladas de lava cubierto por flujos de pómez y ceniza

2. RELIEVE EXÓGENO

2.1 RELIEVE FLUVIAL EROSIVO

- a) Valles fluviales
- Arroyos menores a 25m.
Arroyos mayores a 25m.

2.2 RELIEVE FLUVIAL ACUMULATIVO

- a) Abanico aluvial
- b) Planicie aluvial

2.3 RELIEVE GLACIAR.

- a) Circo glaciar

Finalmente se cartografiaron 23 geoformas descritas en el capítulo 3 (Ver anexo C).

Análisis estadístico: Frecuencia y área.

Actualmente existen diversos enfoques para determinar la susceptibilidad, estos varían de acuerdo a los objetivos, recursos, herramientas, conocimientos, tiempo, etc. Uno de los enfoques que es utilizado por los investigadores es el análisis estadístico que se basa en contabilizar la frecuencia de los deslizamientos y la zona de afectación (Chang y Slaymaker, 2002; Guthrie, 2002; Washington State, DNR, 2006; Borgomeo et al., 2014; Guns y Vanacker 2014; Legorreta et al., 2015) como es el caso de esta investigación.

- a) Cuantificación del número de deslizamientos (frecuencia) y el área de afectación por geoforma.

Para la obtención de estos datos se utilizó el archivo digital (shapefile) de polígonos de la geoformas y el archivo digital (shapefile) de polígonos de las cabeceras de los deslizamientos. Al seleccionar aquellos deslizamientos que pertenecían a una geoforma se observó que algunas cabeceras se encontraban en 2 o más geoformas. Después, se procedió a utilizar la herramienta *Split* en Arc Gis 10.2. Esta realizó un corte de las cabeceras con base en los polígonos de geoformas y se evitó el error de duplicar el área de las mismas. A partir de los nuevos polígonos generados se calculó el área de la cabecera que le correspondía a cada geoforma. Posteriormente con la herramienta *Select by location* del programa Arc Gis 10.2 se seleccionó solamente el área de las cabeceras de los deslizamientos que tenían su centroide dentro de la geoforma de la que se quería obtener los datos de frecuencia y área en km² de las cabeceras.

Con esta información fue posible conocer la frecuencia de deslizamientos y su área de afectación en cada una de las geoformas.

CUARTA ETAPA: SUSCEPTIBILIDAD GEOMORFOLÓGICA.

Desde la década de los noventas el Departamento de Recursos Naturales (DNR) del Estado de Washington, EUA, ha realizado investigaciones para la identificación de laderas inestables con el fin de ayudar a mitigar los riesgos por deslizamientos. En el año 2006 el DNR desarrollo el protocolo de zonificación de peligro por deslizamiento (LHZ) a partir de la comparación de cuencas hidrográficas en el estado de Washington. Además, este método

semicuantitativo usa un modelo de susceptibilidad que esta calibrado a partir de los datos que ellos obtuvieron de los deslizamientos.

Este método se ha adaptado tomando en cuenta los objetivos de esta investigación, el período de tiempo de los datos del inventario, la imagen de satélite utilizada, el área de cada una de las geoformas que presentan deslizamientos, el número de deslizamientos y su área de afectación. A continuación se explica la asignación de la susceptibilidad de cada geoforma.

- a) Determinación del rango de valoración de deslizamientos por área (RVDA) y del rango de valoración de deslizamientos por frecuencia (RVDF) (Tabla 2).

Tabla 2. Clasificación de susceptibilidad basada en los datos de RVDF y RVDA. Fuente: Washington State, DNR, 2006.

	BAJO	MODERADO	ALTO	MUY ALTO
RVDF	<100	100 A 199	200 A 999	>999
RVDA	<76	76 A 150	151 A 799	>799

El RVDF es un valor que se obtiene con el número de deslizamientos y el área de la geoforma (ha), los cuales son normalizados para un periodo de tiempo de 34 años de acuerdo a los datos del inventario. El resultado que suele ser un valor pequeño se multiplica por un millón con el fin de obtener números enteros.

El RVDA es un valor que se obtiene con el área de la cabecera de los deslizamientos (ha) y el área de las geoformas (ha), éste resultado es normalizado para un periodo de 34 años y los valores obtenidos se multiplican por un millón.

Con el fin de obtener valores que permitan obtener equivalencias cualitativas se utilizó la siguiente (Tabla 3).

Tabla 3. Equivalencia cualitativa de los datos obtenidos por el RVDF y el RVDA. Fuente: Washington State, DNR, 2006.

		RVDF			
		Bajo	Moderado	Alto	Muy alto
RDVA	Bajo	Bajo	Bajo	Bajo	Moderado
	Moderado	Bajo	Bajo	Moderado	Alto
	Alto	Moderado	Alto	Alto	Muy alto
	Muy alto	Alto	Alto	Muy alto	Muy alto

- b) Clasificación de la susceptibilidad general de la cuenca La Ciénega y por geoformas.

Los datos obtenidos de acuerdo a la asignación cualitativa del RVTDA que es el rango de valoración total de los deslizamientos por área y el RVTDF que se refiere al rango de

valoración total de los deslizamientos por frecuencia se introducen en una matriz (Tabla 3) para determinar la clasificación de la susceptibilidad de cada geoforma (Tabla 10). Estas formas del relieve fueron asignadas por una susceptibilidad baja, moderada, alta o muy alta.

Para obtener la susceptibilidad de la cuenca se obtuvo un promedio de susceptibilidad de todas las geoformas.

Cabe destacar que la susceptibilidad es solo una estimación que puede modificarse en un futuro de acuerdo al incremento de datos en el inventario de deslizamientos.

CAPITULO 2. MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO.

2.1. UBICACIÓN GEOGRÁFICA.

Los arroyos secundarios La Cieneguilla 1 (ASC1) y La Cieneguilla 2 (ASC2) que se estudiarán en este trabajo se localizan en la parte central y sur de la cuenca endorreica La Ciénega. Esta se localiza en la ladera oriental del volcán Nevado de Toluca (VNT) y se encuentra entre las coordenadas 19°07'; 19°04' N y 99°44'; 99°37' W (Figura 12).

El VNT pertenece al Eje Volcánico Trans-Mexicano (EVT) en donde se caracteriza por ser un estratovolcán formado por material andesítico-dacítico y ser la cuarta elevación más importante de México, con una altitud aproximada de 4680 m s. n. m. (Macías, 2005, Aceves, 2007).

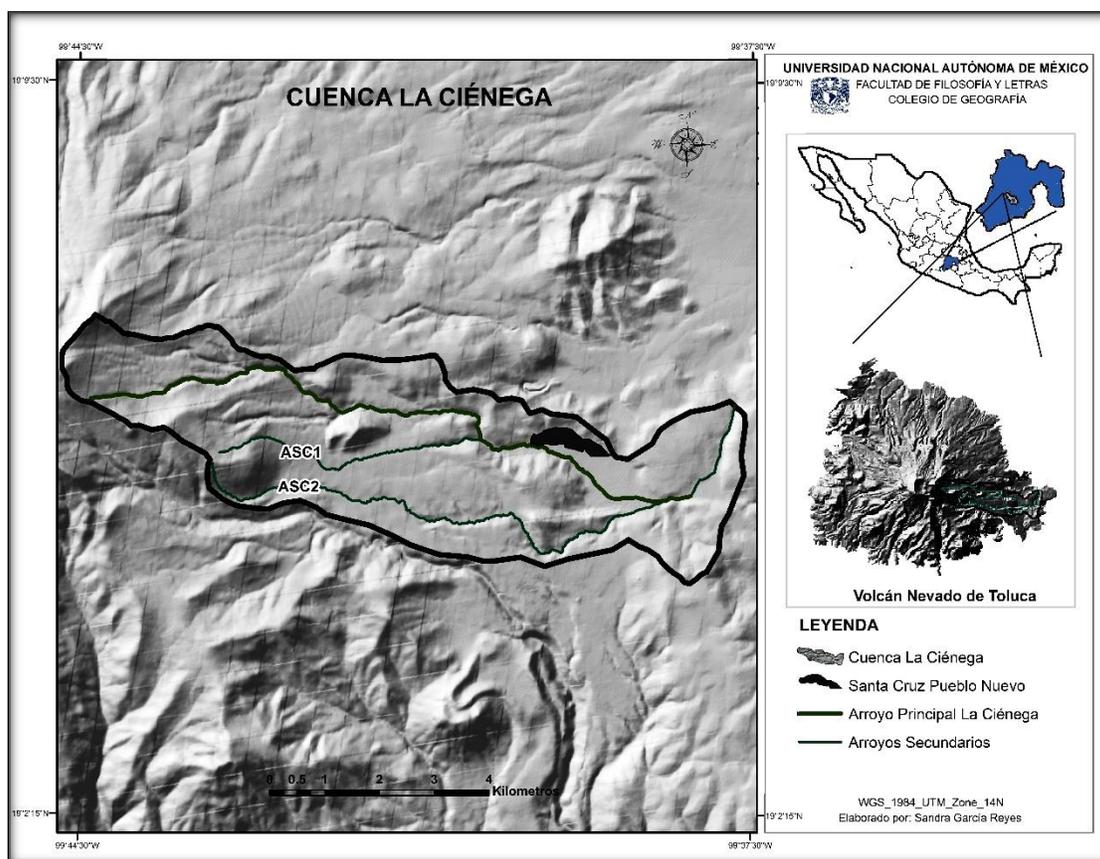


Figura 12. Mapa de localización de los arroyos secundarios La Cieneguilla 1 (ASC1) y La Cieneguilla 2 (ASC2) que pertenecen a la cuenca La Ciénega ubicada en la ladera oriental de volcán Nevado de Toluca.

La cuenca la Ciénega se delimita geomorfológicamente al oeste por el borde oriental del cráter del VNT, al NW y SW por valles y circos glaciares, al NE y SE por laderas bajas acumulativas (Espinosa et al., 2014). Es aquí, en la partes bajas acumulativas, donde la desembocadura del arroyo principal La Ciénega que se encuentra obstaculizado por el derrame andesítico Tenango. Esta cuenca comprende un área de 28 km², tiene una forma alargada con una orientación E-W. Su longitud es de 13 km y su ancho es de 2.5 km aproximadamente (Aceves et al., 2014).

Los arroyos secundarios ASC1 Y ARC2 se han desarrollado sobre una ladera compuesta por materiales piroclásticos como flujos de pómez, avalanchas de escombros, materiales de oleadas piroclásticas, depósitos de flujos de bloques y ceniza, lahares y depósitos de caída, los cuales son materiales susceptibles a la erosión ya que, suelen ser poco cohesivos (Capra et. al., 2008; Aceves et al., 2014).

Al NE de la cuenca se encuentra la población de Santa Cruz Pueblo Nuevo (Figura 12), que está asentada sobre un abanico activo compuesto por depósitos aluviales y flujos de escombros (Aceves et. al., 2006).

2.2. FISIOGRAFÍA.

El área del volcán Nevado de Toluca pertenece a la provincia fisiográfica del Eje Volcánico Transmexicano (EVT) que va de oeste a este desde la costa del Océano Pacífico hasta la costa del Golfo de México y atraviesa al país más o menos sobre el paralelo 19° (Garduño et al., 1998; INEGI, 2001). Se caracteriza por tener innumerables y sucesivos episodios volcánicos que se iniciaron hace 35 millones de años y que continúan hasta nuestros días (INEGI, 2001). La integran grandes estratovolcanes como el volcán de Colima, Tancítaro, Nevado de Toluca, Popocatepetl, Iztacihuatl, la Malinche y el Pico de Orizaba, así como coladas de lava, conos, monogenéticos, domos, depósitos de material piroclástico etc., (INEGI, 2001).

El VNT es parte de la subprovincia Lagos y Volcanes de Anáhuac (Figura 13) que cubre los municipios de Toluca y Tenango del Valle (INEGI, 2001). Los sistemas de topoformas que constituyen esta subprovincia en el área de estudio son: estratovolcanes, mesetas de lava, coladas de lava, lomeríos de material piroclástico y llanuras aluviales (INEGI, 2001).

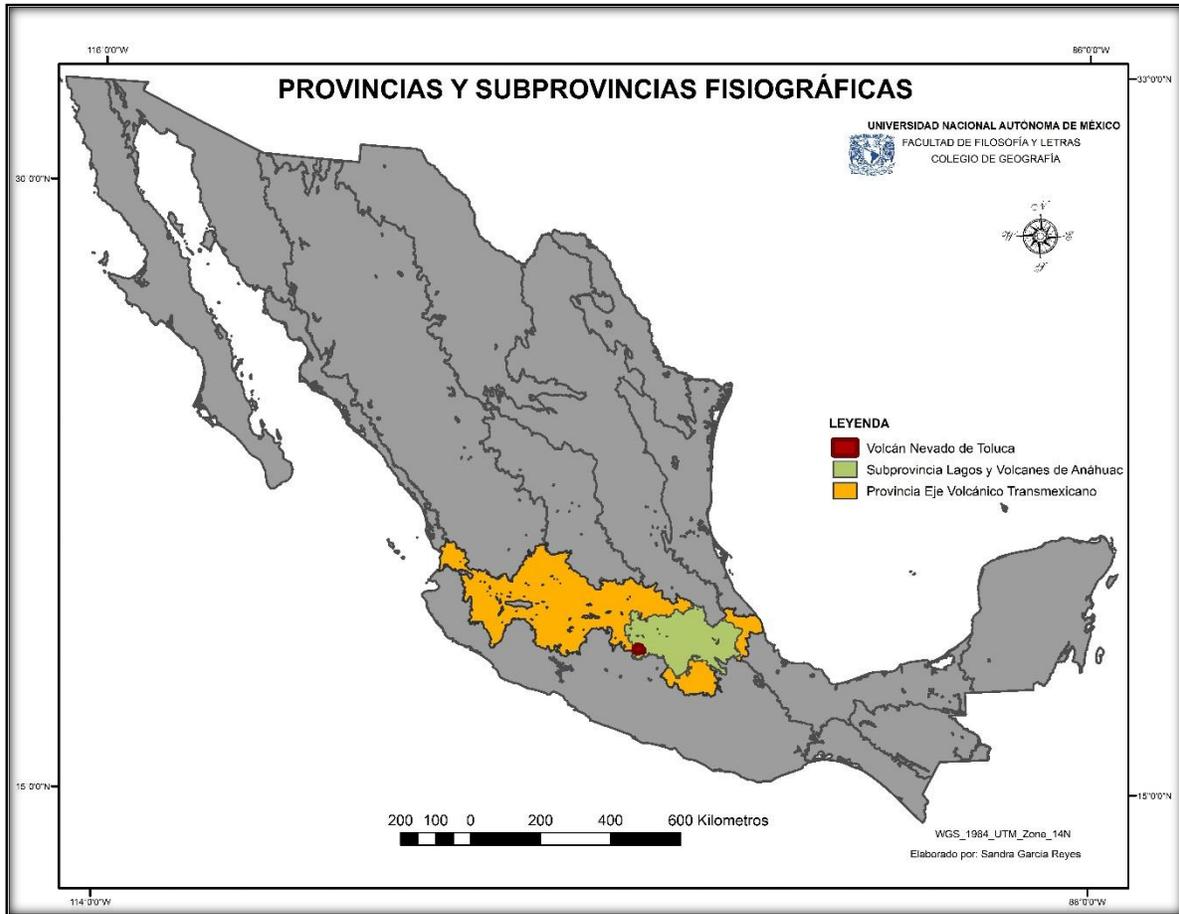


Figura 13. Provincia fisiográfica y subprovincia a la que pertenece el volcán Nevado de Toluca. Fuente: INEGI, 2001.

2.3. CLIMA.

En México, se sabe que los climas fríos de altura E(T) se localizan en pequeñas áreas montañosas del EVT. Por ejemplo, el aumento del factor altitud en las partes altas del VNT propicia que la temperatura esté sobre los 0°C (García, 2004). El límite altitudinal superior de este clima corresponde a los 5100 m aproximadamente y el límite altitudinal inferior es hacia los 4000 m, en donde las temperaturas mínimas promedio y las mínimas extremas regularmente están sobre 0°C durante los meses más cálidos del año (García, 2004; Peña, 2006).

El clima dominante en el volcán Nevado de Toluca es templado C que corresponde a áreas montañosas situadas en la zona subtropical de México. Tienen un límite superior altitudinal de 4000 m en donde la temperatura media anual esta entre 5°C y 18°C (García, 2004).

Para la identificación de los tipos de climas en la cuenca La Ciénega se utilizaron rasgos topográficos, altimétricos y datos meteorológicos de las estaciones Tenango del Valle y Nevado de Toluca, la primera se encuentra a una altitud de 2660 m s. n. m., y la segunda está a 4140 m s. n. m. (García, 2004), (Figura 14).

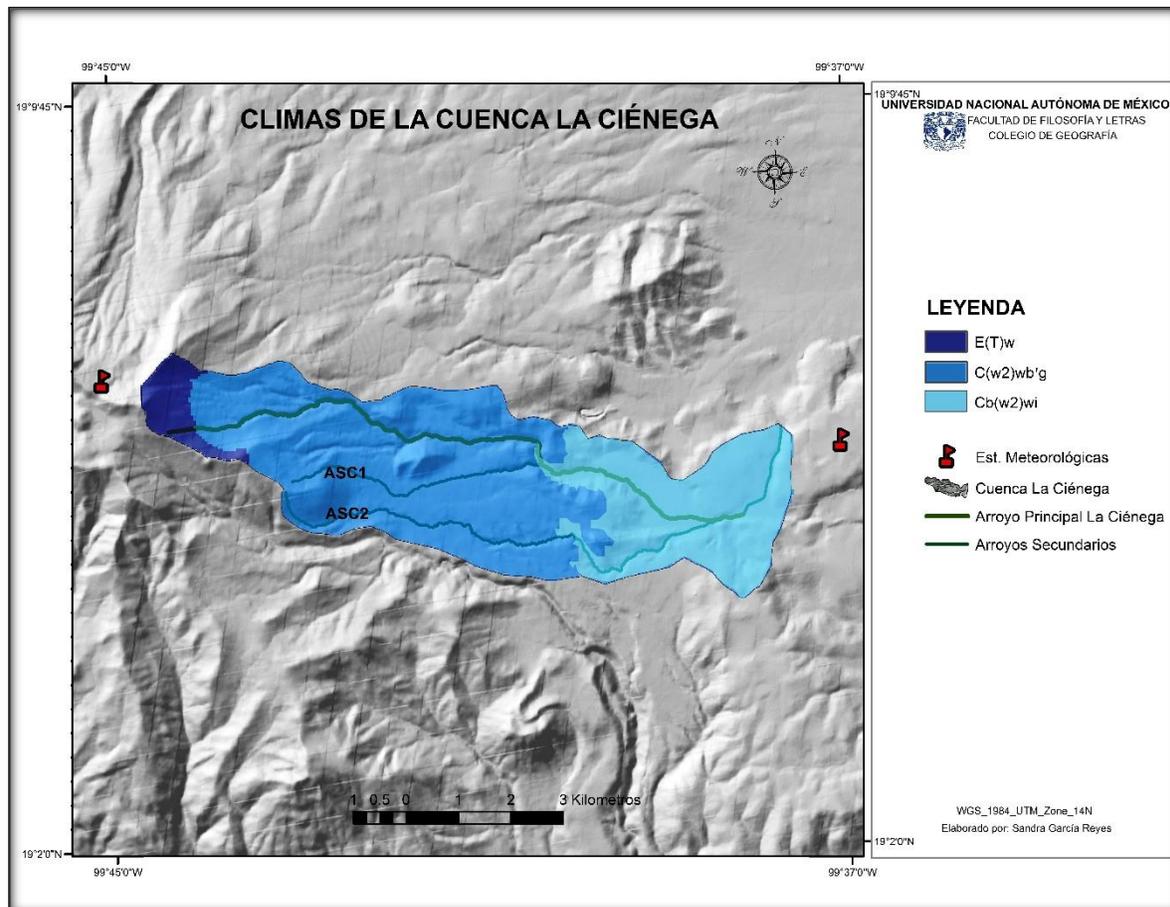


Figura 14. Mapa de climas de la cuenca La Ciénega.

De 2893 m a 3000 m se presentan el clima Cb(w2)wi que se caracteriza por ser templado subhúmedo con temperatura media anual de 13° y precipitación máxima de 1000 mm aprox. Se presenta en la parte baja de la cuenca (García, 2004; Peña, 2006), (Figura 15).

De 300 m a 4000 m se presentan el clima C(w2)wb 'g que se caracteriza por ser semifrío subhúmedo con lluvias en verano y se encuentra en la mayor parte de la cuenca La Ciénega. La temperatura media anual oscila entre 4° y 12° (García, 2004; Peña, 2006), (Figura 15).

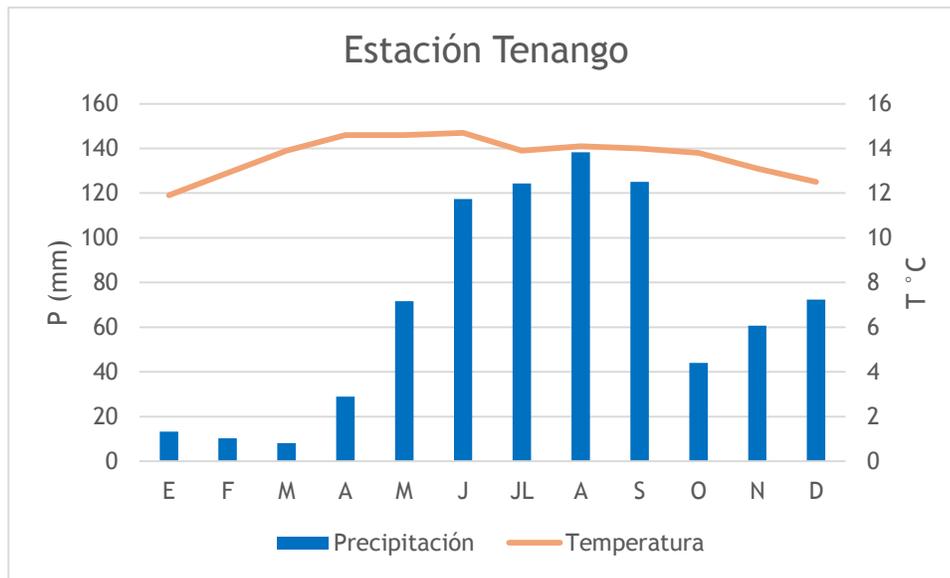


Figura 15. Datos de precipitación y temperatura media de la estación meteorológica Tenango durante el periodo 1981-2010 (SMN, 2010).

A partir de los 4000 m se presenta el clima E(T)w, que se distingue por ser frío, y tener un alto grado de humedad. El mes más caliente del año se presenta en abril. La temperatura media del mes de febrero es de 2.8°C y la temperatura media del mes más caliente es de 5.8°C (García, 2004), (Figura 16).

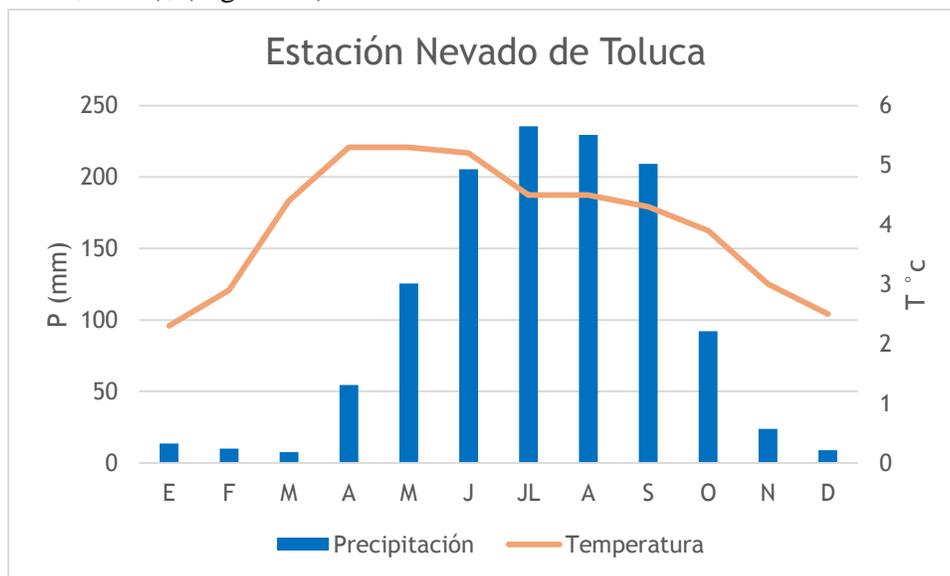


Figura 16. Datos de precipitación y temperatura media de la estación meteorológica Nevado de Toluca durante el periodo 1981-2010 (SMN, 2010).

Debido a estos dos tipos de climas se ha observado una variación entre periodos de estiaje y precipitaciones intensas lo que favorece grandes torrentes que han llegado a impactar en la población (Espinoza, 2001; Toscana y Valdez, 2013).

2.4. SUELO.

En la cuenca La Ciénega podemos encontrar 5 tipos diferentes de suelos, 1) andosol, 2) feozem, 3) fluvisol, 4) regosol y 5) litosol (Figura 17).

El tipo de suelo andosol es el que predomina en la cuenca La Ciénega con 75.02% y se caracteriza por derivarse de cenizas volcánicas, tiene una fuerte propensión a la acidez y a la erosión, pues tiene una textura media con contenido de arcilla y arena menor de 35% y 65% respectivamente. Estas propiedades facilitan la retención de agua y nutrientes para el desarrollo de la vegetación (INEGI, 2001; Álvarez, 2014).

El tipo de suelo Feozem se distribuye en menor proporción con 0.44%, dentro de la parte media y baja de la cuenca, cercanas al río principal. Contiene un horizonte A mólico, rico en materias orgánicas y nutrientes; su textura es arenosa. Su formación es generada por el intemperismo. Su susceptibilidad a la erosión es leve en las zonas planas y moderadas en laderas con pendientes más fuertes (INEGI, 2001; Álvarez, 2014).

Los fluvisoles, son suelos poco desarrollados que se encuentran con 7.49% en la parte noreste de la cuenca principalmente sobre la planicie aluvial. Su formación se debe al transporte de materiales de arrastre por los escurrimientos y las corrientes fluviales desde las partes altas los cuales son depositados en las laderas o planicies. Este tipo de suelos están caracterizados por materiales disgregados, que generalmente no muestran una estructura definida. Casi siempre presentan capas alternadas de arena, arcilla o grava, son de textura gruesa y su drenaje interno varía de muy drenado a excesivamente drenado. La susceptibilidad a la erosión de estos suelos es moderada, debido a su textura gruesa (INEGI, 2001; Álvarez, 2014).

El tipo de suelo regosol, son suelos poco desarrollados y se encuentra en menor proporción con 7.44% sobre un derrame basáltico. Tienen un horizonte A ócrico claro y pobre en materia orgánica. En general tienen una textura media, por lo que su drenaje es moderado (INEGI, 2001; Álvarez, 2014).

Los suelos litosoles se encuentran con 9.62% sobre una estructura volcánica del tipo domo (volcán Putla) y algunos arroyos de la porción noroeste de la cuenca La Ciénega (Aceves et. al., 2014; Álvarez, 2014). Son suelos muy someros limitados por un estrato duro o por tepetate. Presenta una textura media y su formación es de origen residual a partir de rocas ígneas. El desarrollo de éste suelo depende de la pendiente (INEGI, 2001).

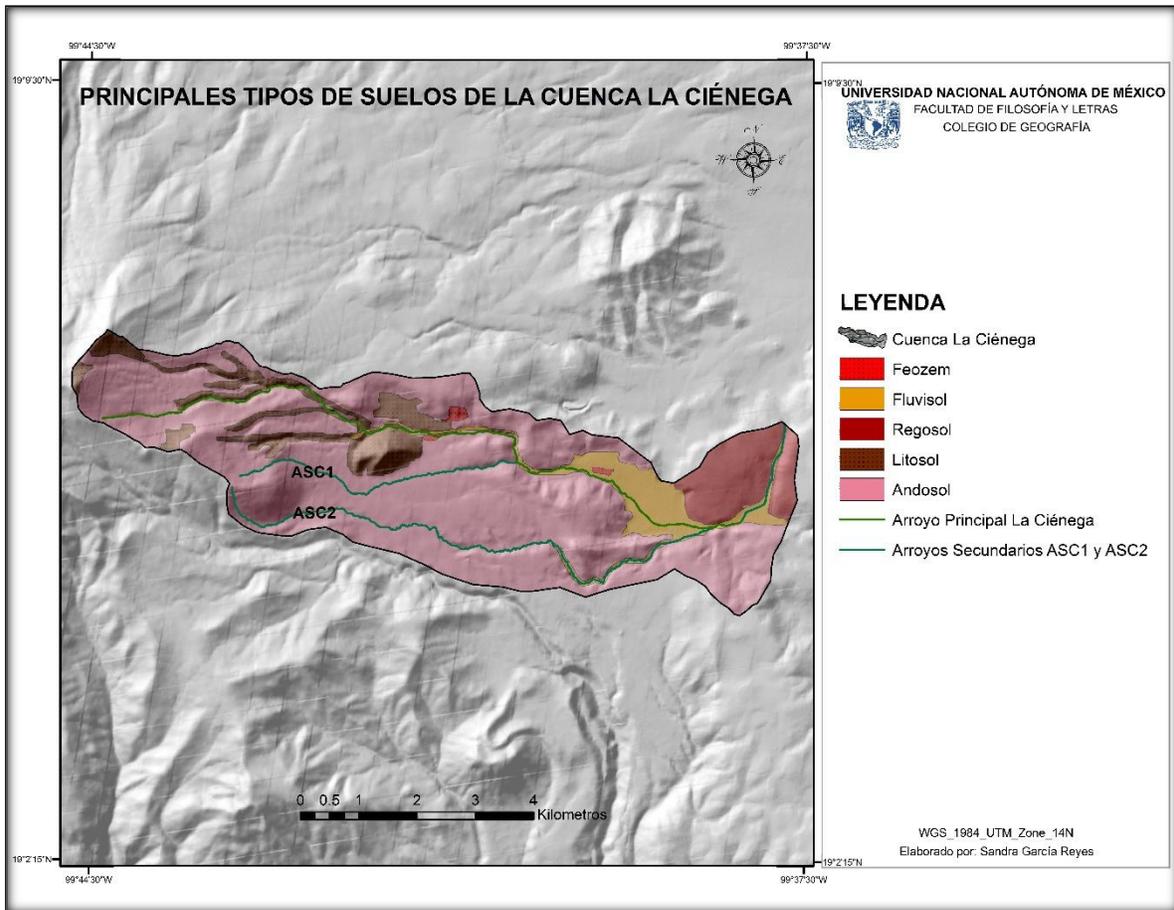


Figura 17. Tipos de suelo de la cuenca La Ciénega. Modificado de (Álvarez, 2014).

2.5. HIDROGRAFÍA.

El Estado de México se conforma de tres regiones hidrológicas de las cuales, la Cuenca Lerma-Toluca (12A) se compone de 12 subcuencas. De estas, la más importante para esta investigación es la subcuenca Almoloya-Otzolotepec pues en ella se localiza la cuenca La Ciénega, conformada por el arroyo principal del mismo nombre y los arroyos secundarios ASC1 y ASC2 los cuales se caracterizan por ser intermitentes (INEGI, 2001; Álvarez, 2014) (Figura 18).

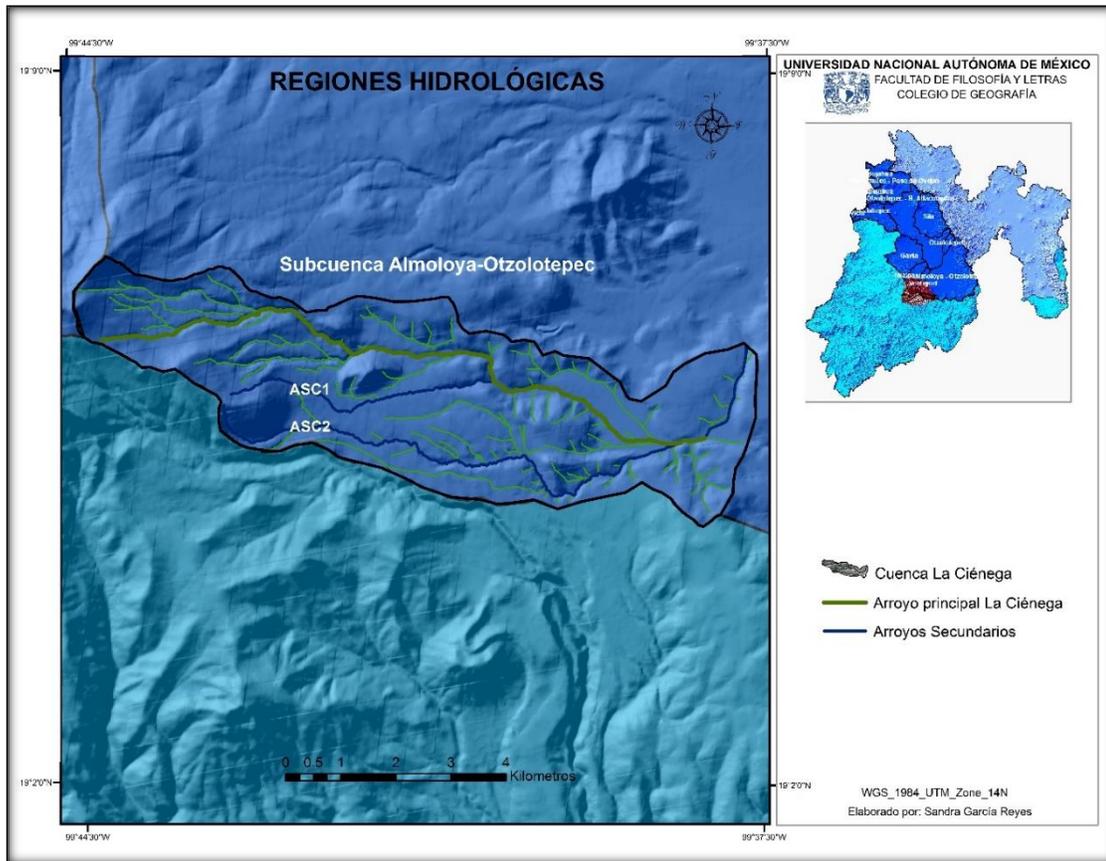


Figura 18. Mapa hidrológico de la cuenca La Ciénega. Dentro de la cuenca Lerma-Toluca se localiza la subcuenca Almoloya-Otzolotepec que contiene la cuenca La Ciénega. Fuente: INEGI, 2001.

La cuenca La Ciénega se caracteriza por tener valles estrechos hacia la parte alta, conforme descienden el arroyo principal La Ciénega y los arroyos ASC1 y ASC2 sus cauces van ensanchándose hasta la parte más baja de la cuenca en donde se ha desarrollado una planicie aluvial (Figura 19).



Figura 19. Ensanchamiento de los cauces de los arroyos ASC1 y ASC2.

En respuesta a la litología los arroyos secundarios ASC1 y ASC2 presenta un modelo de drenaje del tipo dendrítico con rasgos subparalelos. De acuerdo al método de ordenación de los segmentos y cursos fluviales de Strahler el arroyo La Ciénega es de cuarto orden mientras que los arroyos ASC1 y ASC2 son de tercer orden (Figura 20).

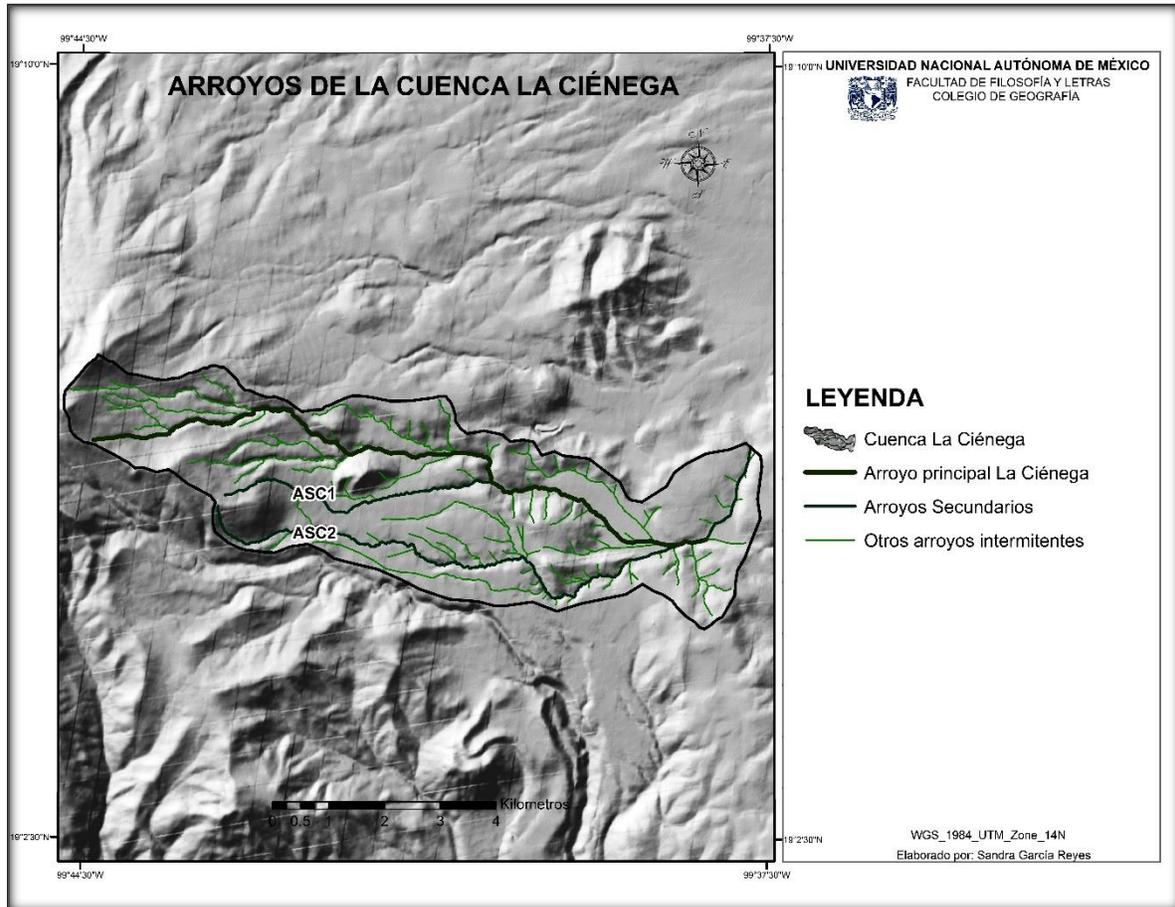


Figura 20. Mapa de los arroyos secundarios ASC1 y ASC2.

2.6. GEOLOGÍA.

2.6.1. Marco Geológico Regional: Eje Volcánico Transmexicano (EVT).

El EVT es un arco magmático compuesto de estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos resultado de la subducción de las placas de Cocos y Rivera debajo de la placa Norteamericana. Es tectónicamente activo (García, 1998). Tiene una dirección general E-O (Norini et al., 2006; Torres, 2011). Neotectónicamente se caracteriza por la presencia de fallas E-W (Norini et al., 2006).

El EVT consta de tres regiones con diferentes características geológicas (Figura 21), tectónicas, estructurales, vulcanológicas (Garduño et al., 1998; Gómez et al., 2005; Norini et

al., 2006; Torres, 2011). La parte occidental está vinculada con la apertura del Golfo de California y la triple unión de los rifts Colima-Chapala-Tepic (Garduño et al., 1998; Norini et al., 2006; Torres, 2011). El sector central está dominado por el sistema de fallas Chapala-Tula ENE-WSW. Además se identifica como una provincia estructural autónoma y está separado del sector este por el sistema de fallas Taxco-Querétaro NNW-SSE. Los autores sugieren que esta región es tectónicamente activa (Norini et al., 2006). El sector oriental del EVT va desde el sistema de fallas Taxco-Querétaro cerca de la Ciudad de México hasta los lineamientos Cofre de Perote-Pico de Orizaba. Se caracteriza principalmente por la tendencia de cadenas volcánicas compuesta de estratovolcanes (Norini et al., 2006).

Para ubicar de manera general nuestra zona de estudio dentro del proceso de desarrollo del EVT se realiza una división que consta de cuatro etapas: La primera se origina en el Mioceno temprano en donde se forma un arco volcánico con dirección E-O. Luego durante el Mioceno Tardío, se desarrollan conos monogenéticos que presentan una composición basáltica y alcalina (Garduño et al. 1998, Torres, 2011). A partir del Mioceno al Plioceno temprano se forman complejos de domos dacíticos, riolíticos y depósitos de ignimbritas (Torres, 2011). Durante el Plioceno temprano y tardío el EVT se caracteriza por campos de volcanes monogenéticos como el Complejo Volcánico de San Antonio y finalmente durante el cuaternario surgieron volcanes poligenéticos como el volcán Nevado de Toluca (Torres, 2011).

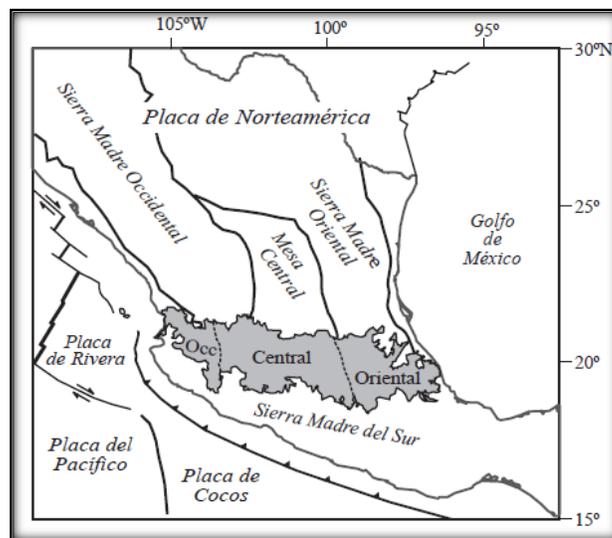


Figura 21. Localización de la provincia fisiográfica EVT y los tres sectores en los que se ha dividido (Gómez et al., 2005).

2.6.2. Marco geológico del volcán Nevado de Toluca (VNT).

El VNT es una estructura volcánica que está sobre una secuencia metamórfica, la cual es una alternancia de rocas metavolcánicas y metasedimentarias con una edad asignada del finales del Paleozoico y a principios del Mesozoico (Triásico tardío), (De Cserna y Fries 1981; García et al., 2002). Posteriormente, sobre esta secuencia se encuentra el terreno Guerrero-Morelos compuesta de depósitos de plataforma (Norini et al., 2004; Aceves, 2007; D' Antonio, 2008). En el área del VNT se intersectan tres sistemas de fallas activas (Figura 22), Taxco-Queretaro (SFTQ) con dirección NNW-SSE, San Antonio (SFSA) NE-SW y Tenango (SFT) E-W (García, 1998; Norini et al., 2004; Aceves, 2007; Espinosa et al., 2014).

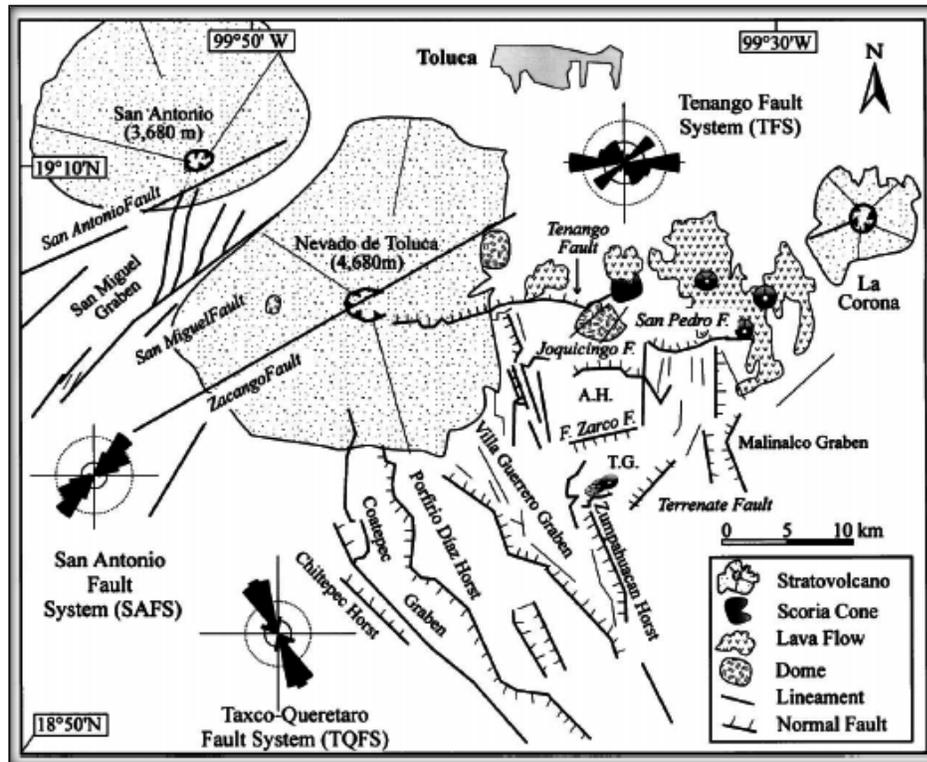


Figura 22. Sistemas de fallas activas sobre las que se emplaza el VNT y sus rasgos estructurales. Fuente: García et al., 2000.

A continuación se describen brevemente las etapas evolutivas de la actividad del volcán Nevado de Toluca:

a) Volcán primitivo “Paleonevado”.

Hace 2.6 Ma se crea el primer edificio volcánico (Paleonevado) con 5000m de altitud que se caracteriza por tener una amplia chimenea, un cráter abierto y por el emplazamiento de lavas andesíticas voluminosas (Macías, 2005; Espinoza et al., 2014) (Figura 23a).

De 1.6 ± 1.5 Ma se producen extrusiones de material andesítico y un colapso lateral en donde los depósitos se distribuyen al sur (Norini et al., 2004).

Periodo de reposo y actividad erosiva: De 1.2 Ma termina la construcción del Paleonevado y se da paso a la formación de secuencias epiclásticas que dan como resultado lahares y sedimentos fluviales localizados en la ladera sur del volcán. Posteriormente estos depósitos son sujetos a una actividad erosiva (Norini et al., 2004; Macías, 2005) (Figura 23b).

b) Volcán Nevado de Toluca.

Reanudación de la actividad: A partir de 0.1 Ma comienza el crecimiento del cono Nevado de Toluca. En esta etapa se presentan emanaciones de carácter peleano, la extrusión de un domo y se rompe la estructura superior del cráter al sur. Este colapso permitió la construcción de la caldera que es favorecida por una intensa alteración hidrotermal del edificio por lo que generó avalanchas de escombros, flujos piroclásticos, depósitos de caída y flujos de escombros (Norini et al., 2004; Macías, 2005; Aceves, 2007; Capra et al., 2008; Espinoza et al., 2014)

Hace 100, 000 años se presentan dos colapsos laterales del edificio volcánico al sur que produjeron dos avalanchas de escombros “DAD1 y DAD2” (Macías, 2005; Aceves, 2007; Capra et al., 2008) (Figura 23c). El primero de estos dos eventos representan una unidad masiva de 10m de espesor color café claro con bloques dacíticos “estructura en rompecabezas” inmerso en una matriz de arena gruesa identificada en la ladera sur del volcán (Macías, 2005). Debido a la alteración hidrotermal del edificio volcánico se presenta el segundo colapso que origino la avalancha de escombros y que posteriormente se transformó en un flujo de escombros nombrado “*Pilacaya Debris Flow*”. Con los depósitos de este último evento se forma el lahar denominado el “Mogote” de 40,000 años AP (Macías, 2005; Aceves, 2007; Espinoza et al., 2014).

A partir de $43,000 \pm 20,000$ años se produce una erupción de tipo pliniana que origina un “Flujo de Pómez Rosado” (Macías, 2005; Aceves, 2007) (Figura 23d). Desde entonces se presentan cinco eventos de destrucción de domos dacíticos, fechados en 37,000, 32,000, 28,000, 26,500 y 14,000 años. Estos depósitos se distribuyen de manera amplia en las áreas circundantes del volcán Nevado de Toluca sin embargo, los que abarcan áreas mayores son aquellos de 37, 28 y 14 mil años y que fueron caracterizados por su color gris (Aceves, 2007; D´Antonio, 2008). Como consecuencia de estos eventos se originan dos flujos de bloques y cenizas denominados “Zacango” $37,000 \pm 1,125$ años y “El Capulín” $28,925 \pm 580$ años (Macías, 2005; Aceves, 2007).

También se han identificado tres avalanchas de escombros fechadas entre $40,985 \pm 28,000$ años. La primera es denominada “Unidad Arroyo Grande” localizada en la vertiente sureste del volcán. Generada por un colapso del sector este-sureste del cráter, probablemente del domo “El Fraile” (Norini et al., 2008). La segunda nombrada “El Zaguán” ubicada en la ladera este del volcán a lo largo de varios barrancos, entre ellos El Zaguán y La Ciénega esta

última cercana a los arroyos ASC1 y ASC2. Este depósito se ha generado por el colapso del domo “La Ciénega” (Norini et al., 2008). Los depósitos de la tercera avalancha de escombros es denominada “Unidad El Nopal” que se localiza en forma discontinua en la porción oeste del volcán. Este evento se ha correlacionado por el colapso del domo “Nieve” (Norini et al., 2008).

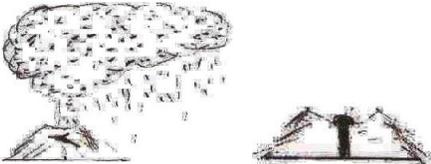
ESQUEMA	EVENTOS DEL VOLCÁN NEVADO DE TOLUCA
<p>1) Volcán primitivo “Paleonevado”.</p> <p>a) </p> <p>b) </p>	<p>2.6 a 1.2 Ma de años AP.</p> <p>Emplazamiento lavas andesíticas extrusiones de material andesítico.</p> <p>Periodo de reposo y actividad erosiva.</p>
<p>2) Volcán Nevado de Toluca.</p> <p>c) </p> <p>d) </p>	<p>100, 000 años AP.</p> <p>Avalanchas de escombros “DAD1 y DAD2”.</p> <p>43,000±20, 000 años AP.</p> <p>Erupción del tipo pliniana que origina “Flujo de Pómez Rosado”.</p>
<p>e) </p>	<p>21,7000 años AP.</p> <p>Erupción Pliniana “Pómez Toluca Inferior” (PTI).</p>
<p>f) </p>	<p>12,040±92 años AP.</p> <p>Erupción pliniana “Pómez Toluca Intermedia” (PTI).</p>
<p>g) </p>	<p>10,445±95 años AP.</p> <p>Erupción pliniana “Pómez Toluca Superior” (PTS).</p> <p>Emplazamiento del domo El Ombligo.</p>
<p>h) </p>	<p>3,140±195 años AP.</p> <p>Oleada freomagmática de color gris y un flujo de ceniza color café.</p>

Figura 23. Resumen de la reconstrucción de la actividad eruptiva del VNT. Fuente: Modificado de Aceves, 2007.

Posteriormente se presenta la erupción Pliniana “Pómez Toluca Inferior” (PTI) fechada hace 21,700 años y que propicio un flujo de pómez rosado, columnas eruptivas, depósitos de caída y flujos intercalados (D’ Antonio, 2008; Capra et al., 2008; Aceves, 2007) (Figura 23e).

A continuación de éste último evento se dio un flujo de pómez nombrada “La Ciervita” 24,000±500 años a.p. y un depósito de cenizas nombrado “Las Huertas” 15,340±150 años AP, subsecuentemente se da una erupción vulcaniana que origina un flujo pumicítico (MF2) 13,400±350 (Aceves, 2007).

A partir de 12,040±92 años se identifica una erupción pliniana “Pómez Toluca Intermedia” (PTI), caracterizada por una columna pliniana de 20 km de altura y que fue interrumpida por explosiones hidromagmáticas (Figura 23f). Después se originaron oleadas piroclásticas y la formación de flujos piroclásticos. Este evento formo extensos depósitos de pómez de caída (Macías, 2005; Aceves, 2007; Capra et al., 2008).

Hace 10,445±95 años se presenta la erupción más violenta y voluminosa del volcán Nevado de Toluca, la erupción pliniana “Pómez Toluca Superior” (PTS) (Figura 23g). Este evento se caracteriza por cuatro columnas plinianas con una altura de 25 km, 37 km, 42 km y 28 km, también se identificaron cuatro horizontes de pómez de caída PC0, PC1, PC2 y PC3, cuatro flujos piroclásticos F0, F1, F2, F3 y dos oleadas, S1 y S2 compuesto de pómez y dacita (Macías, 2005; Aceves, 2007; Capra et al., 2008; Espinoza et al., 2014). Posteriormente años se da el emplazamiento del domo El Ombligo.

Finalmente, hace 3,140±195 se presenta una oleada freomagmática de color gris y un flujo de ceniza color café (Aceves, 2007; Capra et al., 2008; Espinoza et al., 2014) (Figura 23h).

2.6.3. Marco geológico de la cuenca La Ciénega (VNT).

La cuenca La Ciénega se localiza en la ladera oriental del VNT. En ella se pueden identificar diferentes características geológicas (Figura 24) como:

La unidad basal mafica (Mioceno Tardío) 7.4 a 1.5 Ma, la cual se caracteriza por derrames de lava basáltica, brechas volcánicas de color gris oscuro, conos y domos antiguos (García, 2000; Macías, 2005; Aceves, 2007; Torres, 2011). Esta unidad se encuentra al sureste de la cuenca La Ciénega.

Unidad Dacítica Nevado Reciente (Pleistoceno-Holoceno) 46,000 a 34,000 años AP. Se localiza en la porción oeste de la cuenca y se caracteriza por el emplazamiento de domos y flujos de lava dacíticos en el cráter del Nevado de Toluca (Torres, 2011).

Unidad depósitos piroclásticos 32,000+-10,000 años AP. Se ubica en la parte W de la cuenca y se distingue por contener flujos piroclásticos, lahares, brechas o materiales de flujos de bloque y ceniza cubiertos por materiales de caída (Aceves, 2007; Torres, 2011).

Unidad Pómez Rosa 43,000 a 20, 000 años AP. Se distingue por varias unidades de flujo de pómez dacítica y escasos fragmentos andesíticos (Macías, 2005; Capra et al., 2008; Norini et al., 2008). Es identificado en la porción sureste de la cuenca La Ciénega en el arroyo ASC2.

Unidad Avalancha de Escombros (Pleistoceno-Holoceno) 40,985±28,000 años AP. Se localiza en la porción suroeste y noroeste de la cuenca La Ciénega. Esta unidad se conforma de depósitos de avalanchas de escombros originados por el colapso de domos (Capra et al., 2008; Norini et al., 2008).

Unidad Chichinautzin (Pleistoceno-Holoceno) 38,000, 1500 años AP con una reciente actividad volcánica y edad del Cuaternario (García, 2002). Este campo es identificado dentro de la cuenca por el derrame de lava andesítico Tenango.

Unidad Pómez Toluca Intermedia 12,040±92 años AP se compone de extensos depósitos de pómez de caída y flujos piroclásticos (Macías, 2005; Capra et al., 2008). Se ubica en la porción sur de la cuenca La Ciénega.

Unidad Domos 1.06±0.03 Ma compuesto de una estructura dómica localizada en la parte centro oeste de la cuenca La Ciénega (Torres, 2011).

La unidad Aluvio Lacustre ubicada en una pequeña porción al oriente de la cuenca, son depósitos aluviales compuesto de brechas y pómez (Aceves et al. 2014).

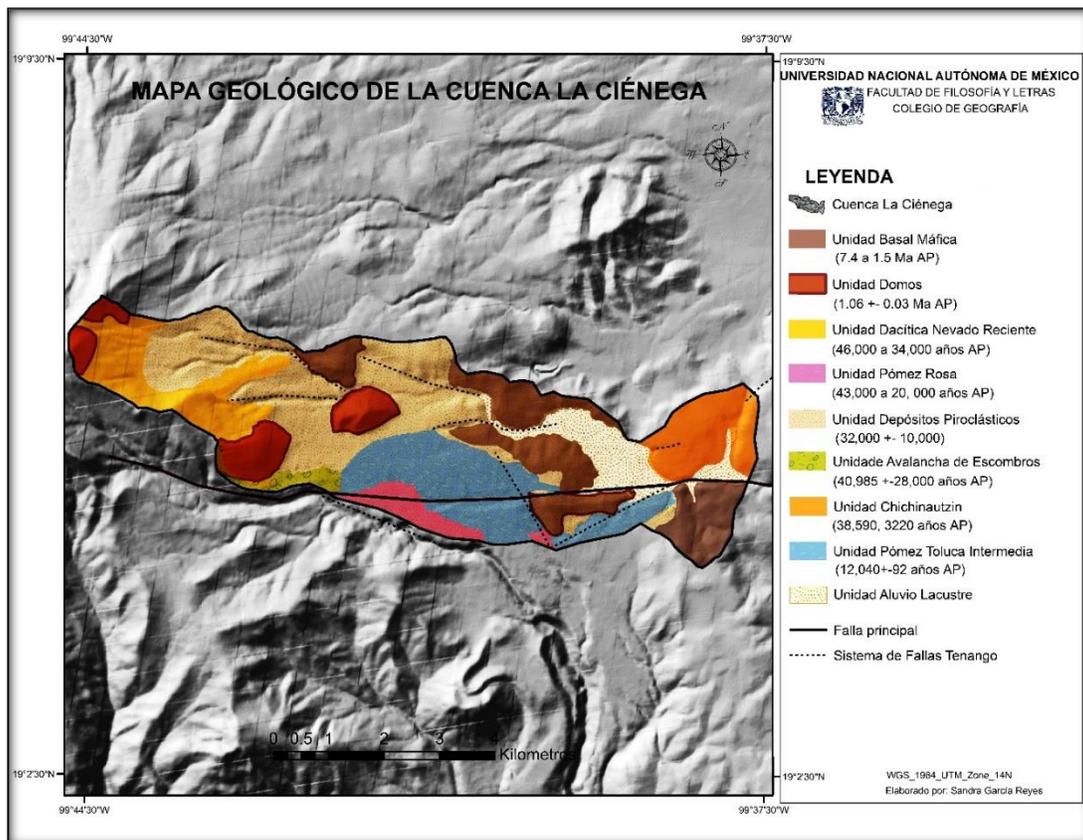


Figura 24. Mapa geológico y algunos rasgos estructurales de la cuenca La Ciénega. Fuente: Compilado y modificado de (Capra et al. 2008, Torres, 2011 y Aceves et al. 2014).

Dentro de la cuenca La Ciénega se han identificado rasgos estructurales como el sistema de fallas Tenango (SFT) (Figura 25), con edad del Mioceno que ha sido reconocida en la porción E y S de la cuenca (García, 1998). Por ejemplo, el río principal La Ciénega y los arroyos ASC1 y ASC2 están asociados al conjunto de fallas y fracturas activas del SFT que presentan una orientación E-W (García et al., 2000; Norini et al, 2006; Aceves et al. 2014). Por otro lado en la localidad de Santa Cruz Pueblo Nuevo se presentan fracturas secundarias que son parte del SFT (García, 1998).

Este sistema posiblemente está asociado al sistema de fallas Chapala-Tula que se extiende desde el Lago de Chapala pasando por el sector norte de la Cuenca de México y continuando entre el cráter del VNT hasta la localidad de Santa Cruz Tezontepec. El sistema generalmente muestra una dirección de E-W con variaciones ENE-WSW y probablemente también este asociada al sistema Acambay-Morelia (García, 1998; Norini et al, 2006).

A finales del Plioceno el SFT presento un desplazamiento lateral derecho. Posteriormente en el Pleistoceno-Holoceno se distinguió por una reactivación de las estructuras (García et al., 2000; Norini et al, 2006).

De acuerdo a los investigadores que han estudiado el SFT las características actuales como la presencia de fallas normales, estructuras graben y planos de falla indican que tiene un componente lateral izquierdo con cizallamiento y un fallo transtensional. Esta última característica de rotación la explican a partir de la presencia de un bloque que ha sido generado por el movimiento de desgarre lateral izquierdo a lo largo del SFT (Norini et al., 2006). Los rasgos morfoestructurales del SFT que posibilitan su identificación son: alineación de aparatos monogenéticos, facetas triangulares, valles en forma de V, valles lineales, trazos curvos con zonas cóncavas y convexas, lomos de presión, zonas de transferencia, *sag ponds* y estructuras como depresiones tectónicas y levantamientos estructurales (García, 1998).

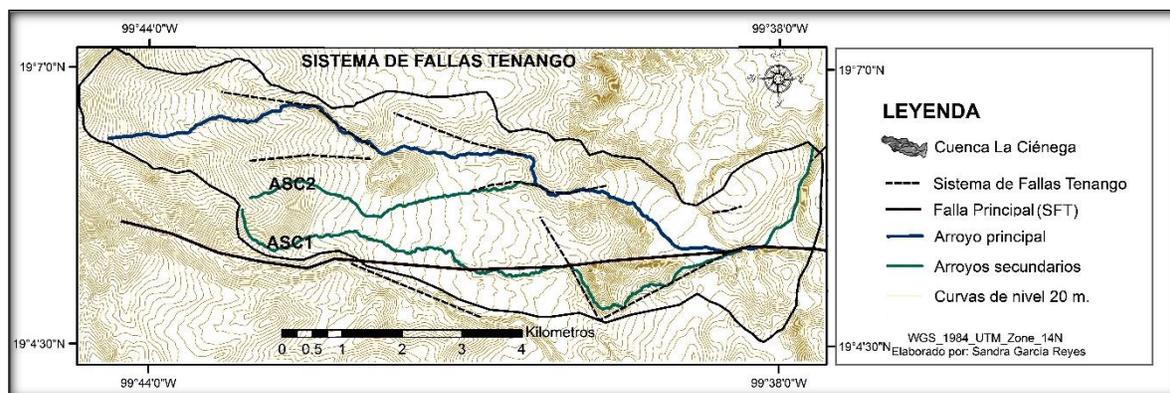


Figura 25. Sistema de Fallas Tenango. Fuente: Modificado de (Norini et al., 2006).

2.7. PROCESOS Y GEOFORMAS DE LA CUENCA LA CIÉNEGA.

La mayor parte de las geoformas que se encuentran en la cuenca La Ciénega son de origen volcánico pertenecientes al VNT (Figura 26), el cual, pertenece a la categoría de volcanes mayores centrales de composición calcoalcalina (andesitas y dacitas). Además los conos poligenéticos como el VNT son definidos las estructuras que se forman en el límite posterior de una trinchera volcánica (Aceves, 1997).

Los investigadores explican la morfogenénesis del VNT a partir de intensas erupciones plinianas y periodos de calma que permitieron el desarrollo de procesos de erosión y acumulación que resultaron en diversas geoformas (Espinosa et al., 2014), como las que se describen a continuación de forma general:

a) Procesos y geoformas de origen glaciar y periglaciar.

Se desarrollaron por el avance y el retroceso de glaciares rocosos que originaron geoformas como morrenas laterales, frontales y de fondo, estos originaron flujos de detritos los cuales depositaron una serie de materiales sobre las laderas del volcán (Heine, 1988; Espinosa, 2001). Estos indicios fueron registrados y clasificados de la siguiente manera:

Los depósitos glaciares más antiguos “Serie MI” se originaron hace 36, 000 años y fueron removidos por la actividad pliniana hace 10,445 años aprox., (Heine, 1988; Espinosa, 2001). La Serie MII no se ha podido datar debido a los cambios de temperatura en el Golfo de México que repercutieron en el glaciar. “La Serie MIII” se caracteriza por dos etapas, la primera se caracteriza por ser muy intensa debido a una gran energía que desarrolla un proceso erosivo, de transporte y acumulación de los materiales que dan origen a geoformas del tipo valles glaciares como el que se encuentra al NW de los arroyos ASC1 y ASC2. Durante la segunda etapa disminuye la temperatura y la humedad lo que repercute en los procesos que están relacionados con las geoformas poco desarrolladas como ejemplo, se han localizado glaciares rocosos aislados, algunos en las laderas superiores y otros en el cono volcánico (Heine, 1988; Espinosa, 2001). Finalmente en algunas laderas del volcán sobre los 4, 000 m de altitud, se han encontrado glaciares rocosos y depósitos de glaciar de las últimas dos series “MIV y MV” (Heine, 1988; Espinosa, 2001).

b) Procesos y geoformas de origen volcánico.

Las geoformas presentes en la cuenca La Ciénega son en su mayoría resultado de procesos volcánicos que se caracterizan por ser de diferente composición geoquímica, litológica y morfología, presentan alturas variables y pendientes que van de 0 ° a los 45°. Como ejemplo de geoformas resultantes se encuentran:

El edificio y el cono del VNT, el primero se limita de W a E por fallas, se localiza al NW de los arroyos ASC1 y ASC2, y se caracteriza por una fuerte pendiente esto se debe a que el cono tiene la morfología de anfiteatro abierto hacia el E, además, está constituido por

numerosos valles de poca profundidad (Aceves, 2007; Norini et al., 2004, Espinosa et al., 2014).

Al SE de la cuenca La Ciénega y de los arroyos ASC1 y ASC2 se pueden encontrar lomeríos de lava correspondientes a la unidad Máfica Basal (Aceves, 2007; Aceves et al., 2014).

Los domos localizados en la parte centro norte y al E de la cuenca La Ciénega están fuertemente fracturados y erosionados (Aceves et al., 2014).

En cambio las mesas de lava de origen andesíticos que se ubican al E de la cuenca la Ciénega y al NE de los arroyos ASC1 y ASC2 presentan una pendiente de hasta 35° (Aceves et al., 2014).

La mayoría de las laderas que constituyen la cuenca La Ciénega están compuestas de flujos piroclásticos, lahares, brechas o materiales de flujos de bloque y ceniza cubiertos por materiales de caída etc. (Aceves, 2007).

c) Procesos y geoformas de origen fluvial.

Estos procesos suelen ser dinámicos, erosivos y acumulativos, ya que las configuraciones de la red fluvial presentes en la cuenca La Ciénega están controlados por estructuras, por la litología, la altitud, la pendiente y la morfología de las laderas (Espinosa et al., 2014).

Los patrones fluviales en la cuenca se distribuyen de manera heterogénea y hacen retrabajo a las estructuras del tipo domos, lomeríos, valles glaciares y valles fluviales. Esta disección del relieve se ha identificado por varios investigadores al E y SE del cráter del VNT en donde se han registrado valles profundos con orientación NNW-SSE (Norini et al., 2004).

Como ejemplo de transporte y deposición de materiales acarreados por las redes fluviales se destacan los arroyos La Ciénega, ASC1 y ASC2 que durante sus trayectos modelan barrancos, laderas de pendientes de más de 30° y transportan los materiales obtenidos hasta formar un abanico aluvial, posteriormente su cauce es interrumpido por derrame andesítico Tenango lo que origina una planicie aluvial constantemente alimentada por sedimentos (Aceves et al., 2014).

Las Planicies, se encuentran al E de la cuenca La Ciénega y al N de los arroyos ASC1 y ASC2, y se caracterizan por presentar materiales volcánicos. (Aceves, 2007). Como ejemplo se encuentran las planicies acumulativas fluvioaluviales y lacustres como la planicie de Toluca o la planicie de Santa Cruz Pueblo nuevo con pendientes de 0° a 4° (Aceves, 2007; Espinosa et al., 2014).

De acuerdo a lo expuesto en el marco teórico, durante el proceso de elaboración del mapa geomorfológico los mapas ya existentes del área de estudio van a permitir tener los primeros elementos para la construcción de una cartografía a detalle. Para esta investigación el mapa que se muestra a continuación (Figura 26) se utilizó para realizar el mapa geomorfológico a detalle (ver anexo).

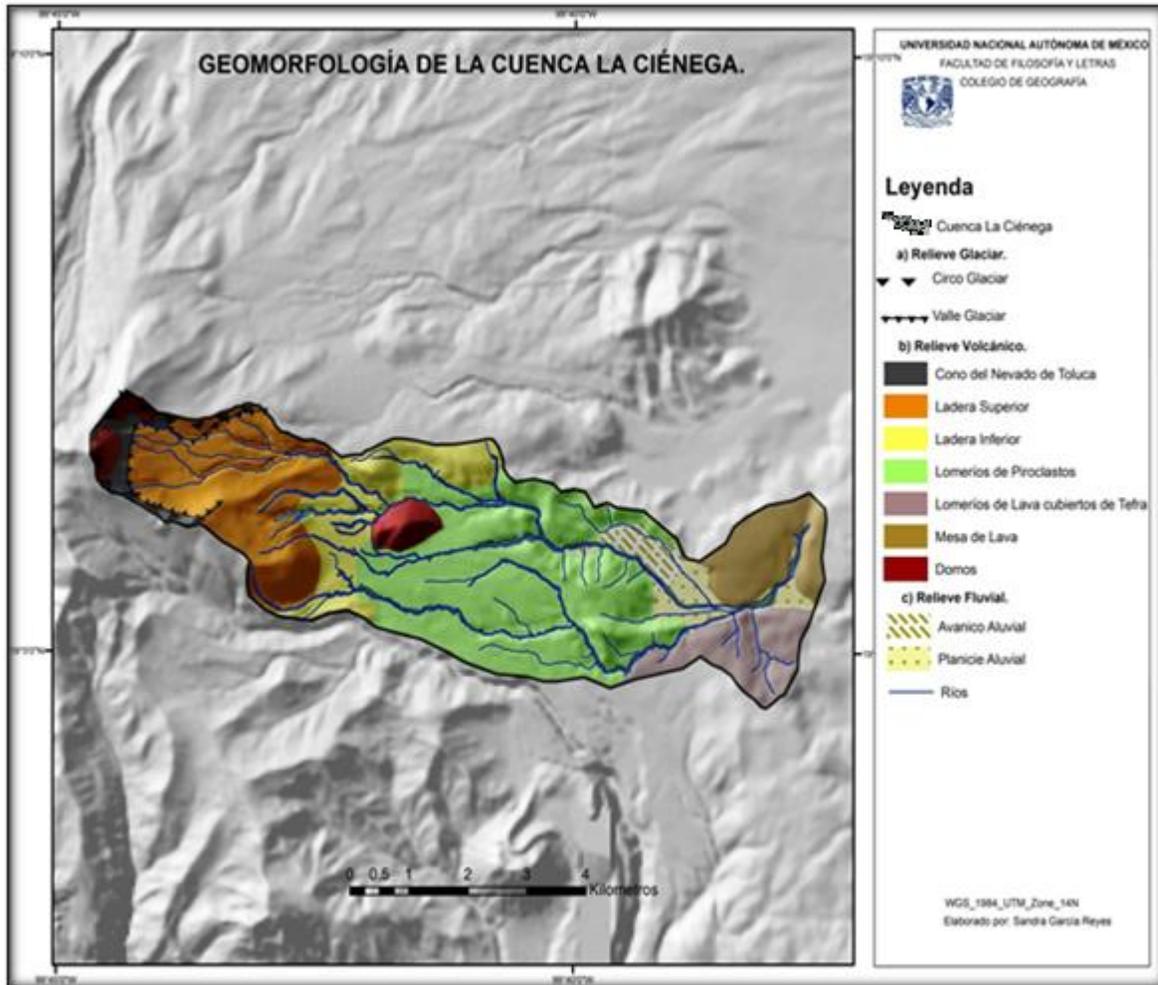


Figura 26. Geomorfología y red de drenaje de la cuenca La Ciénega. Fuente: Aceves et al. 2014.

2.8. ACTIVIDADES ECONÓMICAS.

La población de Santa Cruz Pueblo Nuevo se encuentra asentada en la parte baja de la cuenca La Ciénega (Figura 27), tiene una población de 1634 habitantes (INEGI, 2010) y más del 75% pertenece a la población económicamente activa (INEGI, 2010). Las actividades económicas que se desarrollan en la cuenca La Ciénega son en mayor medida del tipo agrícola y ganadera. Los principales cultivos son maíz, chile, calabaza y papa (IGECEM, 2013).

Otras actividades que desarrollan en menor medida son forestal y acuícola, esta última se caracteriza por la producción de trucha arcoíris y carpa. En cuanto a las actividades del tipo minería se practica en el cerro Tepetl y en algunos lomeríos donde se extrae piedra y grava,

lo que representa una fuente de ingresos para los comuneros que explotan estas áreas (PMDUTV, 2011).

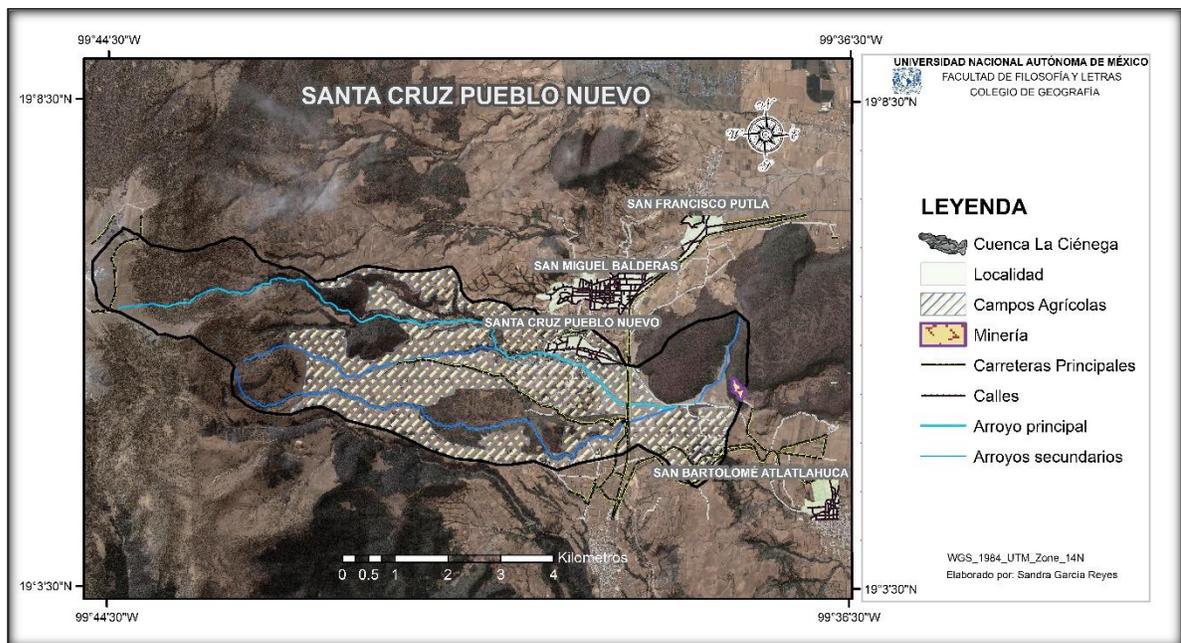


Figura 27. Principales actividades económicas de la localidad de Santa Cruz Pueblo Nuevo.

CAPITULO 3. CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA Y ANÁLISIS ESTADÍSTICO: FRECUENCIA Y ÁREA DE DESLIZAMIENTOS POR GEOFORMAS.

3.1. ANÁLISIS MORFOMÉTRICO.

La cartografía geomorfológica exige tener conocimiento geomorfológico, una cuantificación de las particularidades del terreno y la descripción cualitativa de las geoformas, esto permite desarrollar una clasificación cualitativa del terreno (Smith et al., 2011). Por tanto, en este capítulo se realiza el análisis de la morfometría, la cuantificación y descripción de las formas del relieve interpretando la distribución de sus valores a partir de la creación de un histograma de frecuencias que permita conocer el comportamiento de los datos de altitud, pendiente, densidad de disección, profundidad de disección y energía del relieve, así como sus tendencias y variabilidad.

3.1.1. Mapa Hipsométrico.

La identificación de las alturas máximas y mínimas del área de estudio y la clasificación de sus valores ayuda a identificar de manera general y rápida las estructuras (sierras, cuencas) y unidades generales (pie de monte, laderas y cimas del relieve) que se encuentran en la cuenca La Ciénega (Espinoza y Arroyo, 2011; Lugo, 1988).

Con ayuda del histograma de frecuencias se identificaron rangos que hacen evidentes los pisos altitudinales (Figura 28).

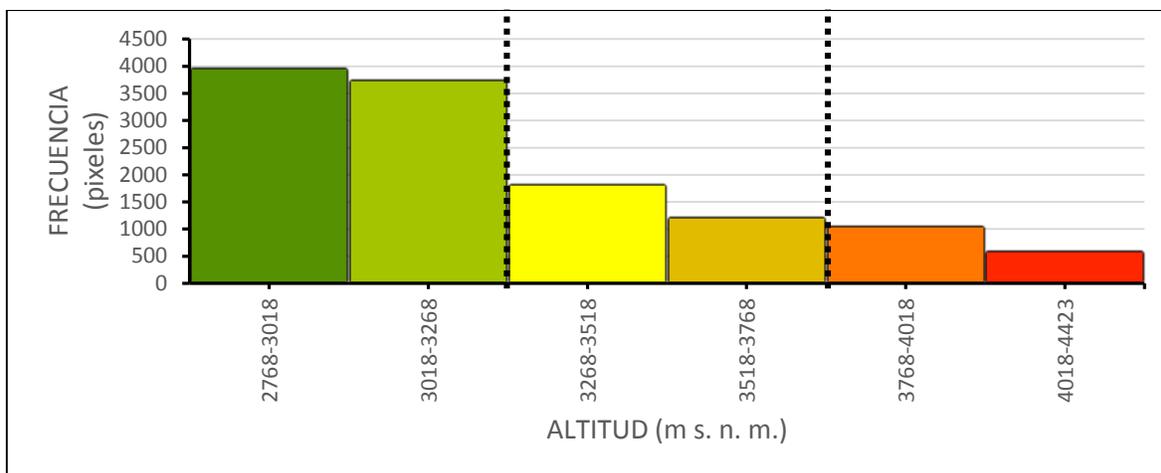


Figura 28. Histograma de frecuencias hipsométricas de la cuenca La Ciénega.

Por lo anterior el histograma de frecuencias hipsométricas se puede interpretar de la siguiente manera:

Los datos de menor altitud son los que más se presentan dentro la cuenca La Ciénega con valores que van de los 2768 m s. n. m. a los 3268 m s. n. m. y en el caso contrario los valores que se presentan en menor proporción son los datos de altitud mayores que van de 3768 m s. n. m. hasta los 4423 m s. n. m. Por lo tanto la concentración de los valores va disminuyendo conforme la altitud va siendo mayor. También se puede observar una clara concentración de los valores en tres unidades del relieve piedemonte inferior, piedemonte superior y la zona montañosa (Tabla 4), los cuales se describen a continuación:

Tabla 4. Unidades generales del relieve y sus intervalos.

UNIDAD DEL RELIEVE	RANGO	INTERVALO m s. n. m.	DIFERENCIA DE ALTURAS m.
Piedemonte inferior.	1	2768 a 3018	250
Piedemonte superior.	2	3018 a 3268	250
Piedemonte superior.	3	3268 a 3518	250
Zona montañosa.	4	3518 a 3768	250
Zona montañosa.	5	3768 a 4018	250
Zona montañosa.	6	4018 a 4423	450

a) Zona de piedemonte inferior.

Esta zona se encuentra en un rango de altitud de 2768 a 3018 m s. n. m., y presenta las altitudes menores de la cuenca La Ciénega y se ubica en la porción E. Se caracteriza por tener en mayor proporción laderas con una morfología recta y en menor grado laderas convexas y valles cóncavos. Es interrumpida por estructuras de poca altitud como algunas estructuras volcánicas del tipo domo, lomeríos, y mesas, además, esta área se destaca por presentar una planicie de acumulación y un abanico aluvial (Figura 29).

La zona de piedemonte inferior está constituida por una red fluvial subparalela con cauces anchos y poco profundos. Presenta una amplitud del relieve de 250 m. La morfogénesis de los lomeríos se explica por la acumulación de materiales piroclásticos, avalanchas de escombros y emisiones de lava, en cambio, el origen de las mesas se pueden definir a partir de los derrames de lava originados en el Cuaternario identificado como la unidad Chichinautzin (Aceves, 2007). Por otro lado el domo que se encuentra en la zona se formó en el Mioceno tardío (Torres, 2011). En cuanto a la planicie, esta incluye un abanico aluvial, el cual se forman a partir de depósitos aluviales y materiales volcánicos (Aceves et al., 2014).

b) Zona de piedemonte superior.

Presenta un rango de altitud de 3018 a 3518 m s. n. m., y se ubica en la porción central de la cuenca La Ciénega. Se caracteriza por tener una morfología recta que es interrumpida por estructuras volcánicas. Está constituida por una red fluvial subparalela de perfil transversal cóncavo que disecta esta zona de forma más profunda en comparación a la zona anterior. Presenta una amplitud del relieve de 500 m. En la porción SW de la cuenca La Ciénega la inclinación decrece de forma gradual, sin embargo, al N presenta un cambio de pendiente fuerte en una distancia corta. Su morfogénesis se puede definir a partir de la acumulación de avalanchas de escombros, flujos piroclásticos y depósitos de caída (Aceves et al., 2014) (Figura 29).

En esta zona los procesos fluviales se presentan con mayor frecuencia, por lo que son causantes de la erosión, el modelado y la profundidad de los valles fluviales. Así mismo los deslizamientos son más frecuentes lo que originan grandes cantidades de materiales que son transportados y depositados por las corrientes fluviales en las planicies aluviales.

c) Zona montañosa.

Se encuentra en un rango de 3518 a 4423 m s. n. m., y se localiza en la porción oeste de la cuenca La Ciénega. Presenta una amplitud del relieve de 905 m. Esta zona se caracteriza por tener altitudes mayores representadas por cumbres y laderas abruptas. La unidad cumbres está constituida por tres elevaciones volcánicas que presentan laderas rectas dentro de la cuenca y están orientadas al NE y al SE. La segunda unidad que representa laderas abruptas

está formada por valles fluvio-glaciares que presentan laderas abruptas y rectas orientadas en su mayoría al NE y al SE con características erosivas del tipo glaciario y fluvio-glaciario. Estas formas del relieve están constituidas por rocas volcánicas dacíticas y se asocian al antiguo cráter del volcán Nevado de Toluca referido como el “Paleonevado” (Aceves, 2007; Torres, 2011) (Figura 29).

Aunque los procesos glaciares ya no están presentes actualmente aún se conservan ciertas laderas modeladas por estos, por otro lado, los procesos que están activos son los fluviales y comienzan a disecar las laderas rectas cerca de las cumbres formando valles anchos pero de poca profundidad (Aceves, 2007).

Finalmente cabe destacar que los arroyos ASC1 y ASC2 fluyen en las tres unidades del relieve piedemonte inferior, piedemonte superior y la zona montañosa.

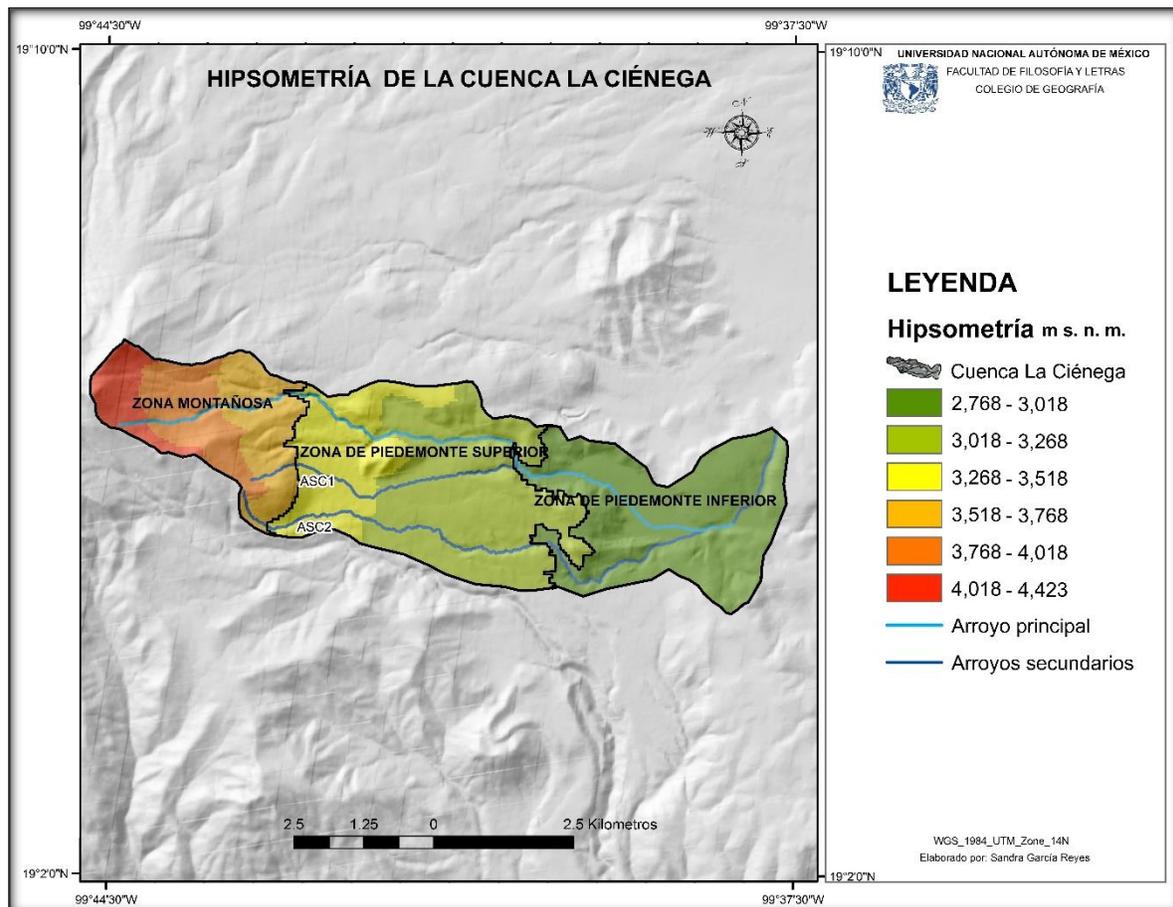


Figura 29. Mapa hipsométrico de la cuenca La Ciénega.

3.1.2. Mapa de pendientes.

El mapa de pendientes permite delimitar las geoformas a partir de la inclinación de sus laderas, también proporciona el conocimiento de las condiciones y los procesos a los cuales están sujetas (Lugo, 1988; Espinoza y Arroyo, 2011).

El mapa de pendientes de la cuenca la Ciénega nos permite verificar y comparar las formas del relieve que se han obtenido a través del mapa altimétrico.

Con el fin de obtener una clasificación de pendientes que permita conocer la relación que existe entre los deslizamientos y la inclinación del terreno se tomó como base las unidades del relieve del mapa altimétrico, el inventario de deslizamientos, un histograma de frecuencias de pendientes y las características del terreno observadas en campo.

Este histograma permitió conocer el comportamiento de los datos de pendientes como patrones, variabilidad y distribución con respecto a los deslizamientos (Figura 30). Esto no solo permite obtener un criterio geomorfológico cualitativo de los rangos de pendientes sino también, un criterio cuantitativo para conocer el porcentaje de los valores de pendientes de las laderas y los procesos que permiten el desarrollo de los deslizamientos en los arroyos ASC1 y ASC2.

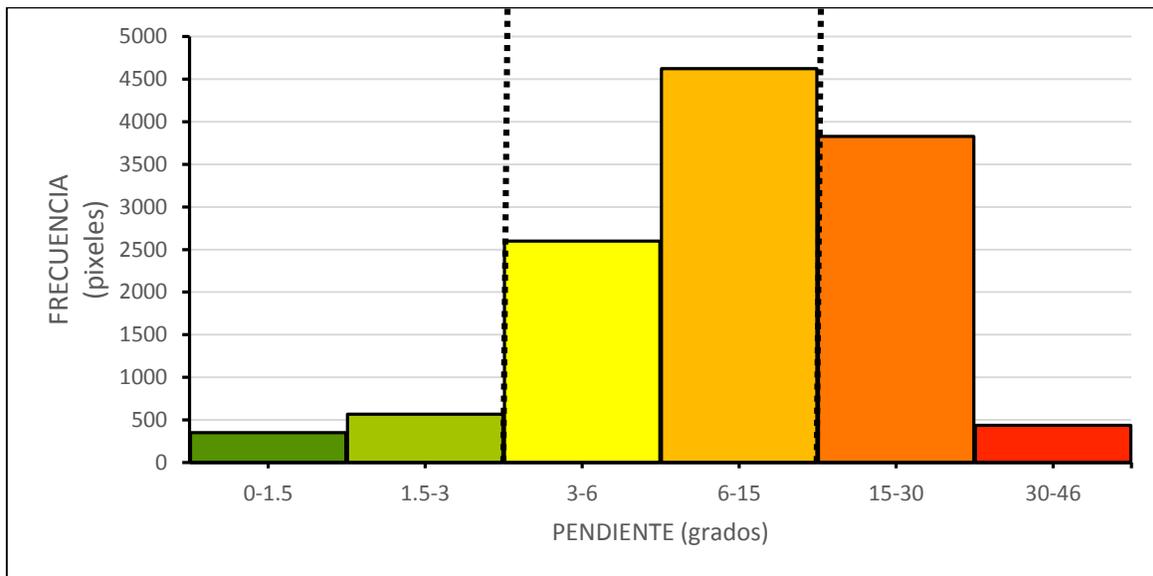


Figura 30. Histograma de frecuencias de los valores de pendientes de la cuenca La Ciénega.

El histograma de frecuencias se interpretar de la siguiente manera:

Los valores medios de pendiente que van de 6° a 30° tienen a concentrarse y a ser más frecuentes, por ende son las pendientes que predominan dentro de la cuenca La Ciénega. Se

puede observar un segundo rango de valores que van de 30° a 46°, estos suelen ser menos frecuentes a los anteriores. Por su parte los valores de 0° a 3° son menos frecuentes.

Los rangos de pendientes que se obtuvieron son los siguientes:

a) Valores mínimos.

Pendientes entre 0° y 3°. Representan el 7.38% y principalmente se localizan al E de la cuenca La Ciénega. Pertenecen a geoformas acumulativas como planicies que mantienen una superficie recta. Su origen está asociado al depósito de materiales volcánicos y su dinámica se comprende a partir del depósito de materiales que aportan los arroyos (Figura 31).

b) Valores medios.

Pendientes entre 3° y 15°. Representa el 58.23% del área de la cuenca La Ciénega y su ubicación es heterogénea, es decir se encuentran dispersas en toda la cuenca.

Este tipo de pendientes son característicos de laderas rectas que conforman mesas, interfluvios y lomeríos con una morfogénesis volcánica de deposición. También se pueden encontrar en algunos valles como el del arroyo secundario ASC2 (Figura 31).

c) Valores máximos.

Pendientes entre 15° y 45°. Representan el 34.39% del área de la cuenca y se localizan en mayor proporción en la parte W de la cuenca La Ciénega y en menor proporción en vertientes ubicadas en la parte central de la cuenca. Las unidades del relieve como coladas de lava, domos, algunas cabeceras y valles fluviales se delimitaron con este criterio, ya que presentan laderas con una fuerte inclinación resultado de diversos eventos volcánicos efusivos y explosivos (Figura 31).

Además, los valles verticales con pendientes pronunciadas localizadas al E del arroyo ASC2 se caracterizan por presentar laderas con varios deslizamientos.

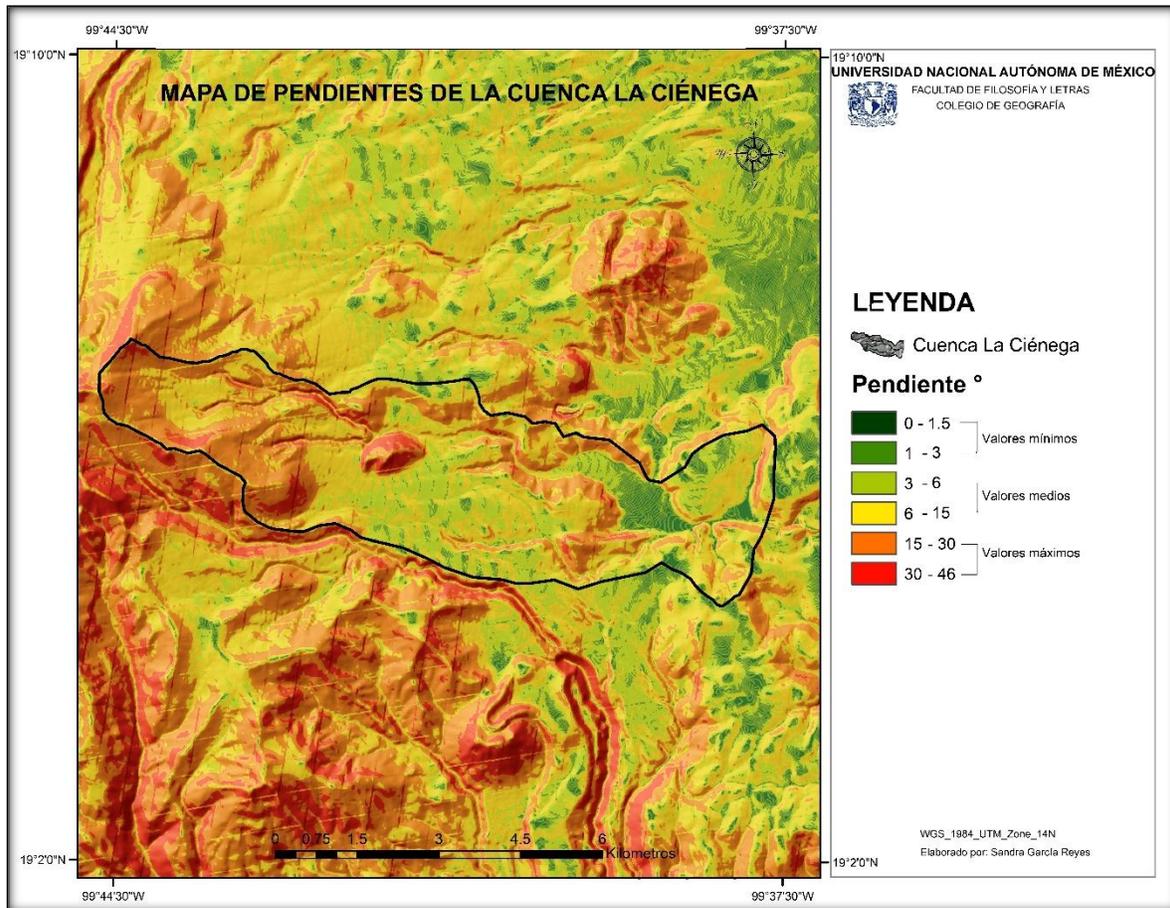


Figura 31. Mapa de pendientes de la cuenca La Ciénega. Los rangos corresponden de forma cualitativa a las zonas altimétricas.

Para el análisis de la correlación entre las unidades del relieve zonas, los rangos de pendiente y las geoformas se realizó el siguiente cuadro comparativo:

Tabla 5. Correspondencia entre las unidades del mapa altimétrico, el rango de pendientes y las unidades geomorfológicas. En este cuadro no se integró las geoformas Arroyos mayores a 25m y menores a 25m, ya que estos se localizan en toda la cuenca y presentan una gran variedad de pendientes.

UNIDADES DEL RELIEVE	RANGOS DE PENDIENTE	GEOFORMAS
Zona montañosa.	30° a 35°	Circo glaciar
Zona montañosa.	15° a 35°	Domo 2.
Zona montañosa.	15° a 35°	Cono del Nevado de Toluca.
Zona montañosa.	15° a 35°	Domo 1.
Zona montañosa.	6° a 30°	Colada de lava parcialmente cubierta por piroclastos.
Zona montañosa.	15° a 30°	Ladera superior.
Piedemonte superior.	6° a 30°	Lomeríos de lava cubiertos por piroclastos.
Piedemonte superior.	6° a 20°	Lomeríos de pómez, bloques y cenizas.
Piedemonte superior.	15° a 40°	Domo 3.
Piedemonte superior.	15° a 40°	Domo 4.
Piedemonte superior.	10° a 30°	Ladera inferior.
Piedemonte superior.	6° a 20°	Lomeríos de piroclastos.
Piedemonte superior/Piedemonte inferior	6° a 30°	Lomeríos de avalanchas de escombros cubiertos de piroclastos.
Piedemonte superior/Piedemonte inferior	6° a 20°	Lomeríos de pómez y depósitos de caída.
Piedemonte inferior.	15° a 40°	Domo 5 Parcialmente sepultado.
Piedemonte inferior.	6° a 30°	Lomeríos de pómez de caída y flujos piroclásticos.
Piedemonte inferior.	0° a 10°	Abanico aluvial.
Piedemonte inferior.	2° a 6°	Mesas de lava.
Piedemonte inferior.	6° a 30°	Coladas de lava cubiertas por flujos de pómez y ceniza.
Piedemonte inferior.	6° a 30°	Lomeríos de lava cubierto por pómez y ceniza.
Piedemonte inferior.	0° a 6°	Planicie aluvial.

Se observa que la zona de montaña no presenta pendientes de 0°, mientras que las zonas de Piedemonte superior e inferior si presenta valores de pendientes igual a 0°. Cabe destacar que las tres unidades del relieve presentan geoformas del tipo domo que se caracterizan por tener pendientes de 35° (Tabla 5).

3.1.3. Mapa de densidad de disección.

El mapa de densidad de disección muestra el resultado de la acción de las corrientes fluviales en la cuenca La Ciénega, así mismo se muestran áreas con un mayor potencial a la erosión (Lugo, 1988).

A fin de obtener un mejor análisis espacial de la densidad de disección se realizó un histograma de frecuencias (Figura 32).

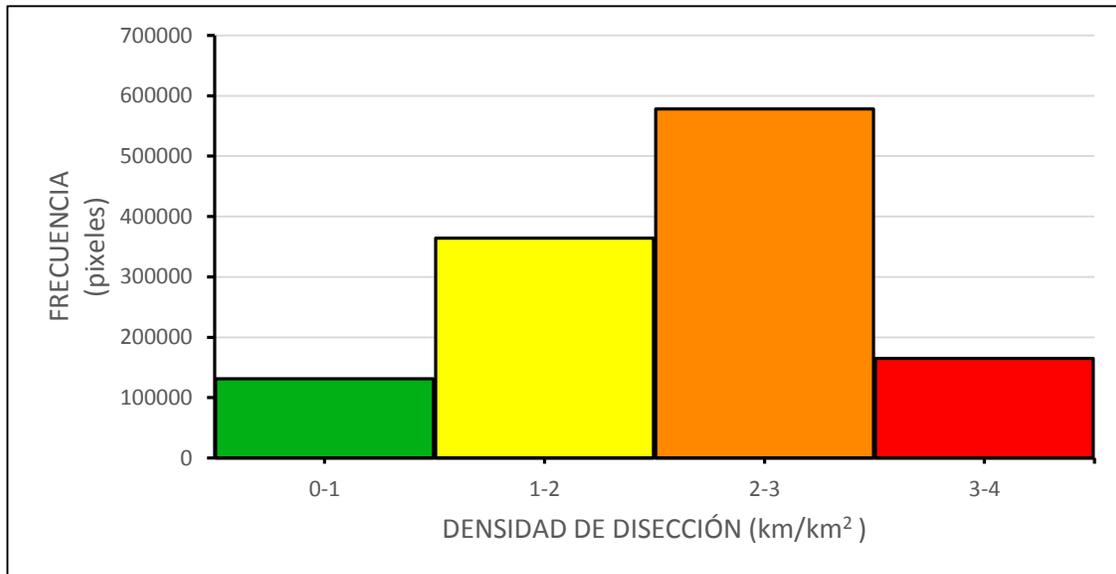


Figura 32. Histograma de frecuencias de los valores de densidad de disección de la cuenca La Ciénega.

El histograma permitió conocer el comportamiento de los datos de densidad de disección de las corrientes fluviales, los cuales se agruparon en cuatro rangos principales:

Los rangos de 0 a 1 km/km² y de 3 a 4 km/km² son los valores más bajos y se encuentran en los extremos del histograma, mientras que los rangos de valores bajos y medios que van de 1 a 2 km/km² y de 2 a 3 km/km² se agrupan en el centro del histograma.

También se obtiene que los valores de 1 a 3 km/km² son los más frecuentes y se localizan en la parte central de la cuenca. Por el contrario los valores de 0 a 1 km/km² que se localizan al NE, SE y en una pequeña área al SW de la cuenca se presentan con menor frecuencia al igual que los valores de 3 a 4 km/km² que se localizan al SE de la cuenca La Ciénega.

A continuación se describen los datos agrupados en los siguientes valores:

a) Valores mínimos.

Densidad de disección menores a 2 km^2 . Representan el 39.99% y se caracterizan por la falta de redes fluviales ya que se encuentran sobre laderas rectas con litologías difíciles de erosionar como coladas de lava o derrames andesíticos (Figura 33).

b) Valores medios.

Densidad de disección de 3 km/km^2 a 2 km/km^2 , representan el 46.69% de la cuenca. En esta zona comienza el desarrollo de las redes fluviales sobre laderas compuestas de materiales poco consolidados hacia la parte alta de la cuenca, mientras que en la porción baja su desarrollo se explica por la pendiente de estructuras volcánicas como mesetas de lava (Figura 33).

c) Valores máximos.

Densidad de disección mayor a 3 km/km^2 que representan el 13.32% la cuenca La Ciénega. Estos valores se reconocen en tres áreas. Dos de ellas se ubican NW y la tercera área se localiza en la parte SE en el arroyo ASC2. De forma general se explica este comportamiento a partir de la presencia de fallas y fracturas del SFT, y de la presencia de contactos geológicos susceptibles a la erosión. Estos factores han favorecido la densidad de la red fluvial (Figura 33).

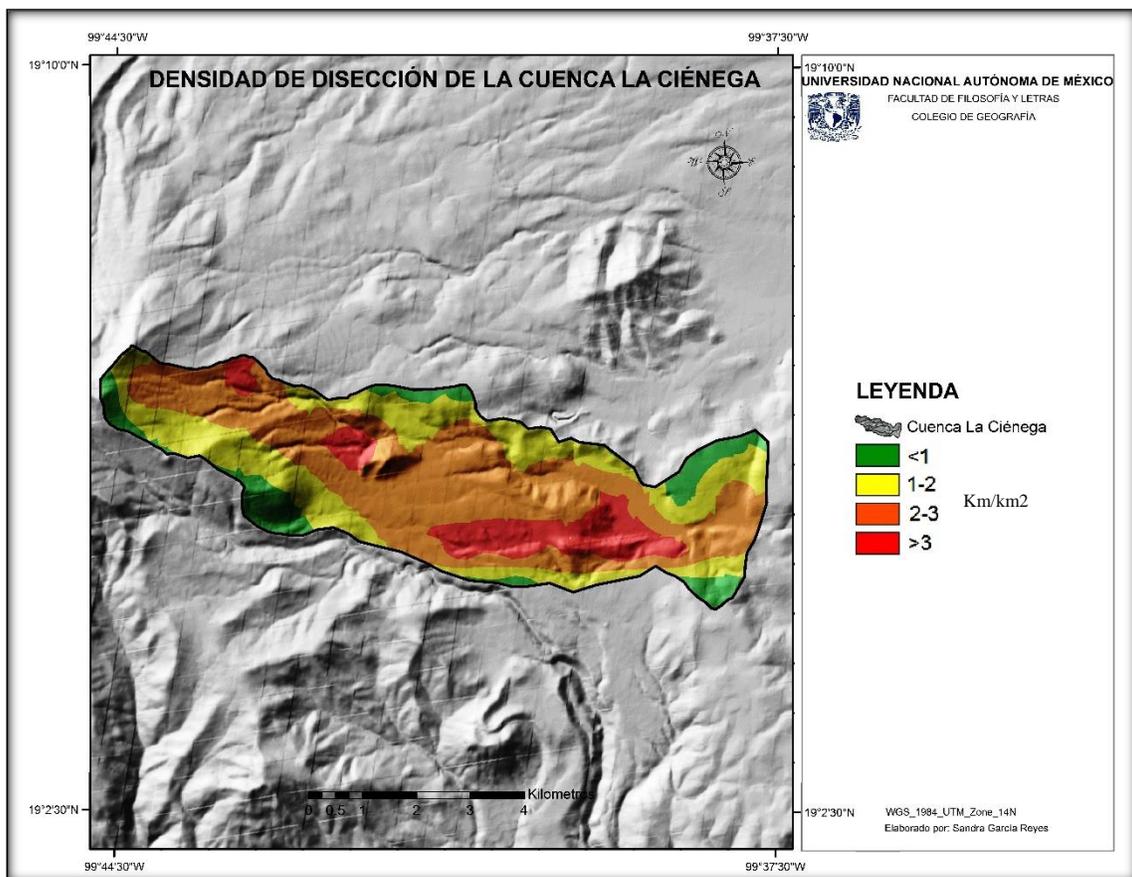


Figura 33. Mapa de densidad de disección.

3.1.4. Mapa de profundidad de disección.

El mapa de profundidad de disección permite la identificación de zonas propensas a la erosión de las corrientes fluviales de manera vertical y los datos permiten determinar zonas con influencia estructural, inclinación del terreno, ciertas características geológicas y morfológicas (Lugo, 1988; Espinoza y Arroyo, 2011).

Con ayuda del histograma de frecuencias (Figura 34) se observó que:

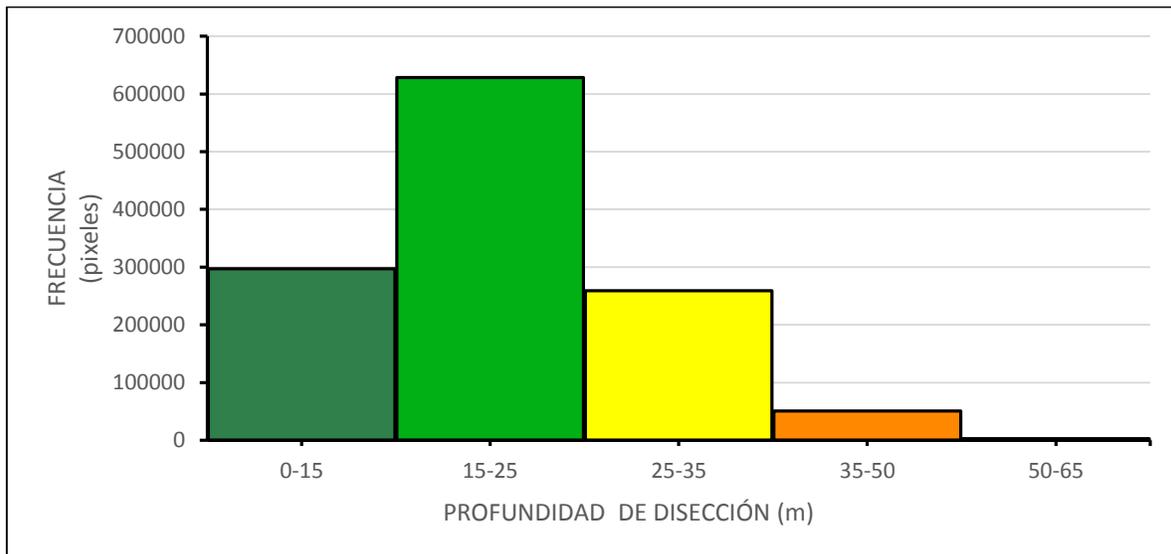


Figura 34. Histograma de los datos de profundidad de disección.

La profundidad de disección tiende a concentrarse en valores bajos, es decir, que la cuenca La Ciénega presenta una mayor frecuencia de arroyos con una profundidad menor a 25 m. Después, se observa un segundo rango de valores medios que presenta arroyos con profundidades de 25 m a 35 m. También se presenta un rango de valores de 35 m a 65 m con una frecuencia menor a las anteriores.

La agrupación de valores se describe a continuación:

a) Valores mínimos.

Menores a 25m de profundidad. Representan el 74.75% y se encuentran en gran parte de la cuenca La Ciénega. Esta zona presenta poca profundidad de disección debido a la disminución progresiva de la pendiente, por ello los arroyos van perdiendo energía para disectar la superficie de manera vertical. Los arroyos tienden a depositar los materiales lo que origina el desarrollo de abanicos y planicies aluviales (Figura 35).

b) Valores medios.

De 25 a 35m de profundidad. Representan el 20.90% y se encuentran sobre el arroyo principal La Ciénega y los arroyos secundarios ASC1 y ASC2 localizados en la cuenca la Ciénega. Estos valores se explican debido a diferentes materiales volcánicos como avalanchas de escombros, depósitos piroclásticos, caída de cenizas y el contacto con estructuras geológicas. Esta diferencia en los materiales los hace susceptibles a la erosión. Es importante destacar que en el arroyo ASC1 y ASC2 influye la presencia del SFT (Figura 35).

a) Valores máximos.

Mayores a 35m de profundidad. Estos representan el 4.35% y se encuentran al S y SW de la cuenca La Ciénega (Figura 35).

Los valores localizados en el arroyo ASC2 se interpretan a partir de la presencia del contacto de diferentes unidades geológicas por ejemplo, la unidad Avalancha de Escombros, unidad Pómez Toluca Intermedia y la unidad Pómez Rosa, también es debido a la diferencia de pendientes y la presencia de fallas lo que condiciona una mayor erosión de los ríos sobre el sustrato.

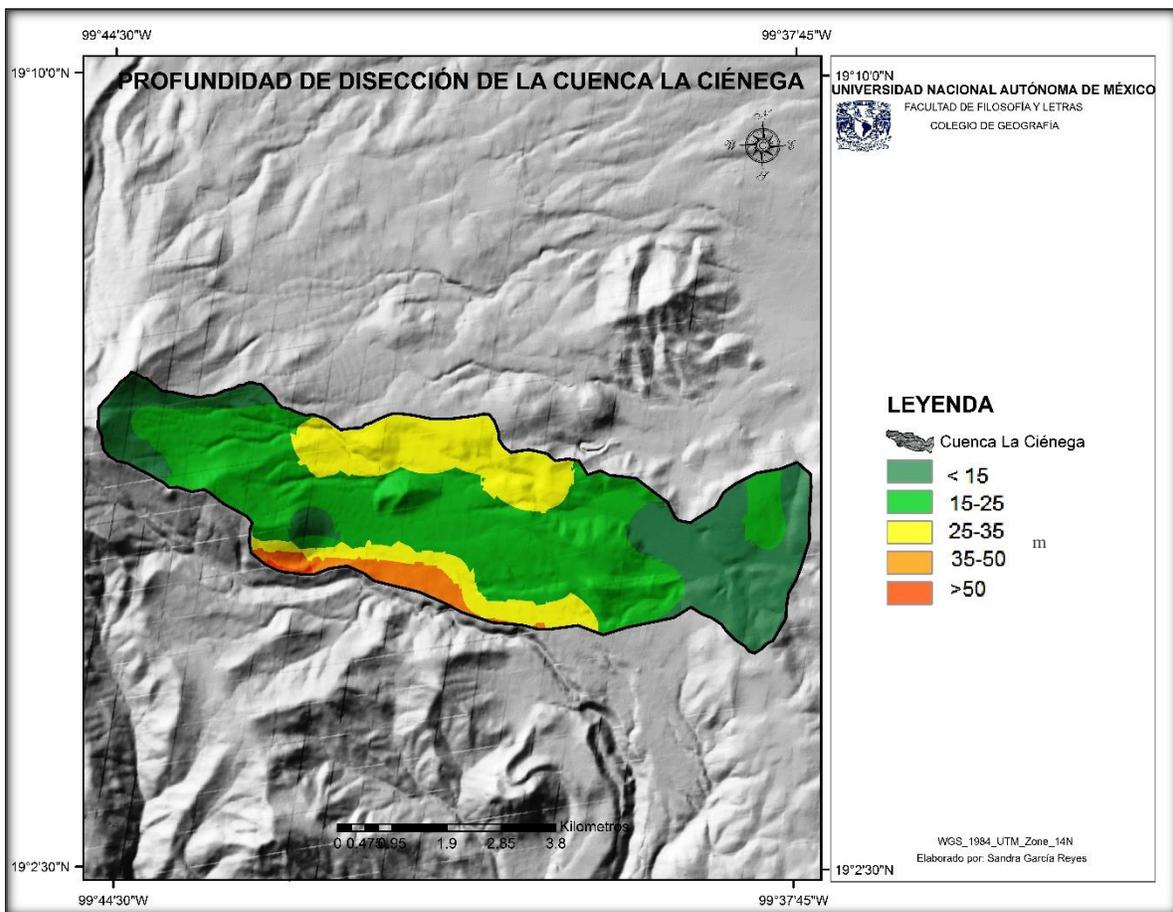


Figura 35. Mapa de la profundidad de la disección en la cuenca La Ciénega.

3.1.5. Mapa energía del relieve.

El mapa de energía del relieve permite la identificación de la intensidad relativa de la actividad endógena en relación con la exógena, es decir se obtiene un conocimiento general de las zonas de mayor acción tectónica o por lo contrario, zonas relativamente estables a través del análisis de los desniveles de las estructuras (Lugo, 1988; Espinoza y Arroyo, 2011).

Para entender la variabilidad, los patrones y la distribución de los datos de energía del relieve se realizó el siguiente histograma de frecuencias (Figura 36):

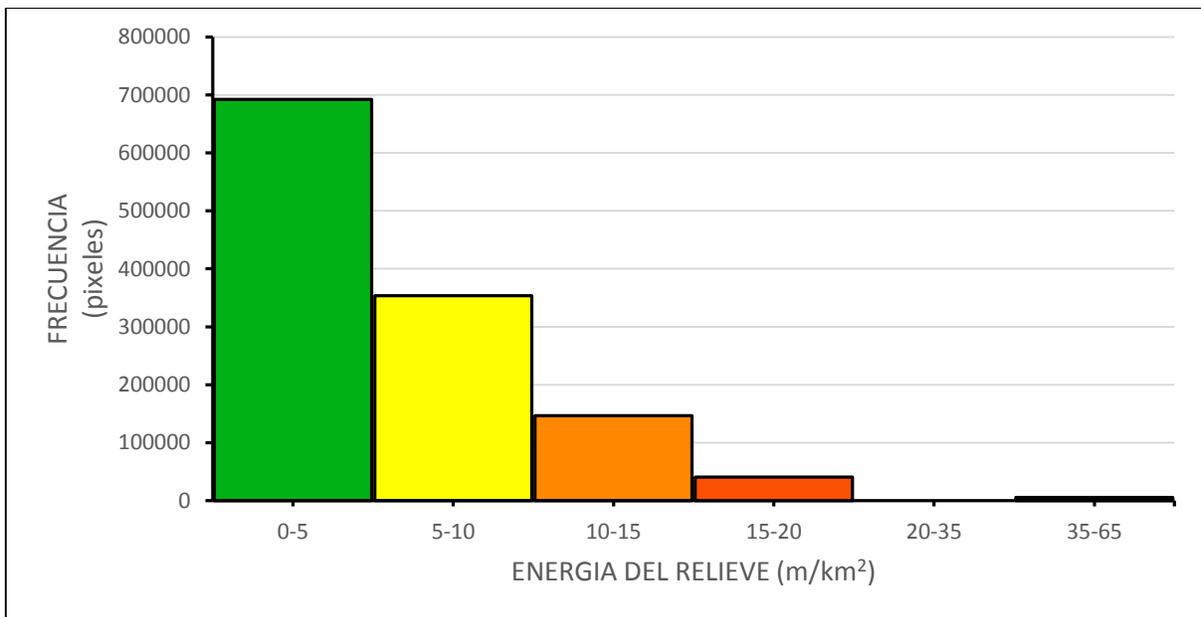


Figura 36. Histograma de frecuencia de la energía del relieve en la cuenca La Ciénega.

El histograma permitió conocer los rangos de menor y mayor acción endógena en relación con la exógena.

Se observa que los rangos de valores con menor actividad endógena se presentan con mayor frecuencia mientras que las zonas de mayor actividad tienen una menor presencia dentro de la cuenca, sin embargo, se identifican dos rangos de valores medios, los cuales, son más frecuentes a los anteriores pero menos frecuentes a los valores de mayor estabilidad.

a) Valores mínimos.

Diferencia de elevación de 10 m/km². Representan el 84.47% y se localizan en casi toda de la cuenca La Ciénega. Se presenta en áreas casi horizontales y de poca pendiente como planicies y mesas. Se caracteriza por desarrollar procesos acumulativos y en consecuencia no presenta desniveles topográficos (Figura 37).

b) Valores medios.

Diferencia de elevación de 10 a 20 m/km². Representan el 15.08% y en general se localizan de manera dispersa dentro de la cuenca La Ciénega, por ejemplo, al NE de la cuenca La Ciénega, en la base de domos, mesas y valles de poca profundidad (Figura 37).

c) Valores máximos.

Diferencias de elevaciones mayores a >20 m/km². Representan el 0.45% y se encuentran en gran proporción al NE de la cuenca La Ciénega que corresponde a la zona de montaña, sin embargo, también podemos encontrar estos valores en la parte central y E de la cuenca. Se caracterizan por resaltar cimas y laderas de estructuras geomorfológicas de domos, mesas y valles fluviales como el de los arroyos ASC1 y ASC2. Estos valores se interpretan a partir del tipo de actividad volcánica, por ejemplo, la acumulación de lavas dacíticas, avalanchas de escombros, depósitos de caída y coladas de lava que las originaron. Además la resistencia de estas estructuras juega un papel importante cuando los procesos de intemperismo actúan sobre ellos lo que ocasiona una diferencia topográfica (Figura 37).

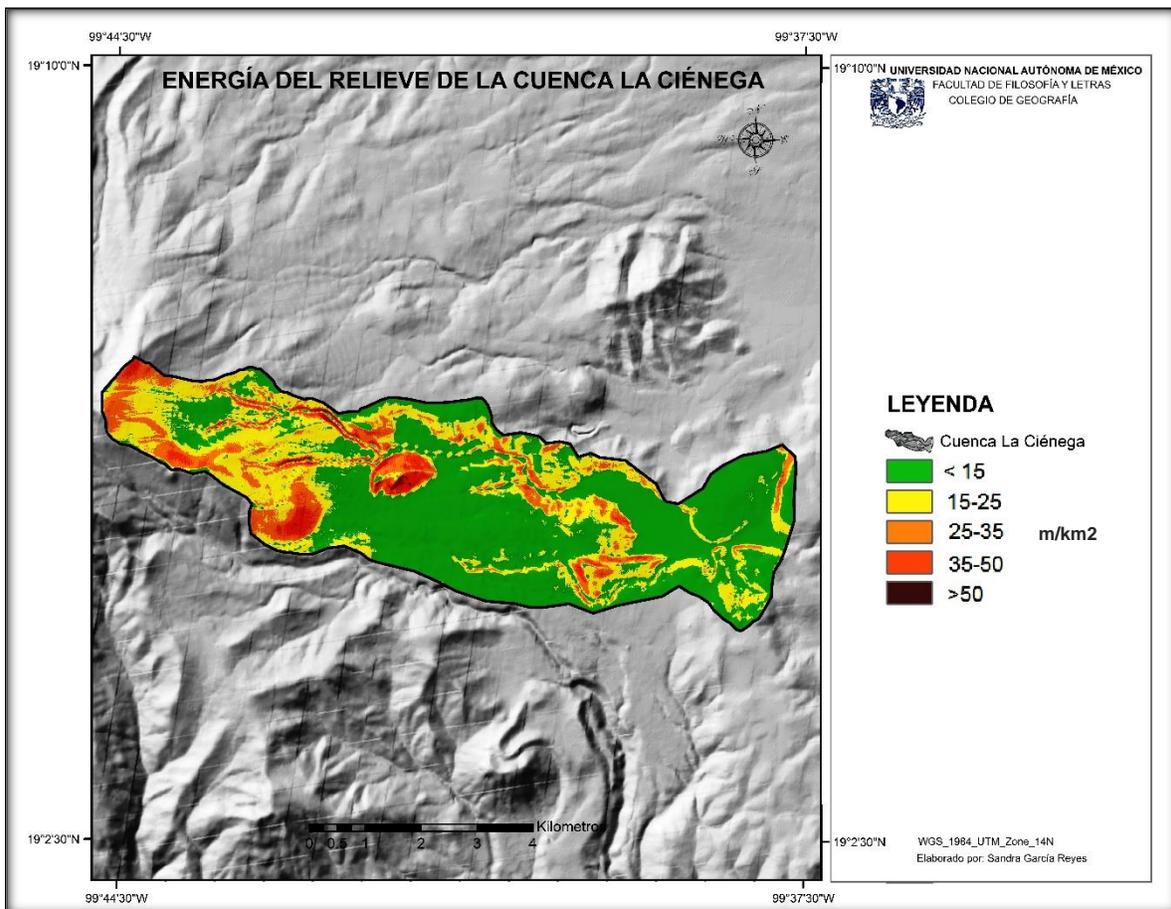


Figura 37. Mapa de energía del relieve.

3.1.6. Análisis y clasificación de las formas del relieve.

Clasificación y morfogénesis.

Hoy en día existen diversas formas de elaborar mapas geomorfológicos, esto depende de los principios teóricos de cada una de las escuelas, de los objetivos del mapa y sus características, entre otros. Sin embargo, es importante adoptar los métodos adecuados para obtener resultados apropiados (Peña, 1969; Lugo, 1988; Bishop et al., 2012)

Con el fin de obtener una cartografía a mayor detalle del área de los arroyos ASC1 y ASC2 se tomó en cuenta los límites de la cuenca La Ciénega y se utilizó la clasificación que propone Lugo, 1988, basada en Chemekov, 1972 y Bashenina et al. 1975. Esta clasificación sirve para la elaboración de cartografía geomorfológica en escala grande y para delimitar las formas del relieve en cuanto a su origen, además se basa en información geológica y topográfica (Lugo, 1988). Para esta cartografía también se empleó parte de la información de Aceves et al., 2014, el cual está basado en Lugo, 1988 y Bashenina et al. 1975.

De acuerdo con lo anterior se realizó el mapa geomorfológico a escala 1:30, 000 (Ver anexo C) y éste se clasificó en las siguientes geoformas:

1. RELIEVE ENDÓGENO.

Son aquellos fenómenos que tienen origen en el interior de la Tierra, deforman la superficie terrestre y se expresan a partir de estructuras básicas como, pliegues, estructuras volcánicas, fallas y fracturas. Estos se forman a partir de la intrusión de magmas, la deformación y ruptura de rocas. (Lugo, 1988; Smith et al., 2011).

DOMO.

Es una estructura más o menos redondeada con laderas pronunciadas, frecuentemente se encuentra fracturado por enfriamiento y se originan a partir de la acumulación de magma viscoso (Lugo, 2011).

a) Domo 1.

Representa el 1% del área total de la cuenca. Es una geoforma de composición dacítica originada durante el Pleistoceno (Aceves et al., 2014). Se localiza en la porción NW de los arroyos ASC1 y ASC2 y tiene un rango de altitud que va de los 4170 m s. n .m. a los 4423 m s. n. m. La orientación de sus laderas tienen una preferencia al NE y sus pendientes van de 15° a 35°. Esta geoforma asimétrica de laderas rectas y cima convexa tiene una densidad de la red fluvial de baja intensidad, menor a 1 km/km² y la profundidad de sus valles es menor a 5 m. Es decir, la red fluvial tiene poco desarrollo sobre esta estructura (Figura 38).

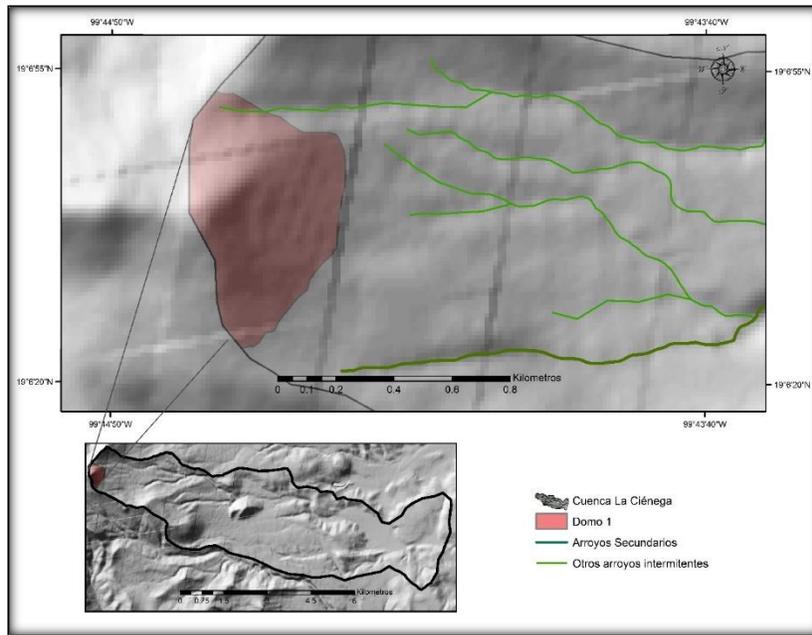


Figura 38. Modelo sombreado de la geofoma Domo 1.

b) Domo 2.

Ocupa el 0.77% del área de la cuenca. Originada durante el Pleistoceno y de composición dacítica (Aceves et al., 2014). Se localiza en la porción NW de los arroyos ASC1 y ASC2, y tiene un rango de altitud que va de los 4010 m s. n. m. a los 4294 m s. n. m. La orientación de sus laderas tiene una preferencia al SE y la inclinación de sus vertientes va de 15° a 35°.

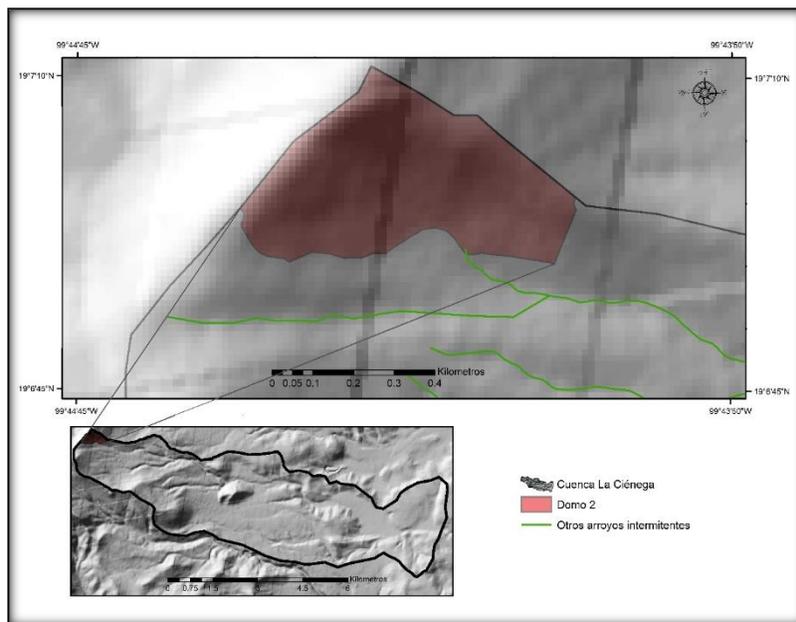


Figura 39. Modelo sombreado de la geofoma Domo 2.

Tiene una morfología asimétrica con laderas rectas y una cima convexa. La densidad de la red fluvial sobre esta geoforma es de baja intensidad, menor a 1 km/km^2 y la profundidad de sus valles es menor a 5 m (Figura 39).

c) Domo 3.

Representa el 2.29% del área de la cuenca. Es una geoforma de composición dacítica originada durante el Pleistoceno (Aceves et al., 2014). Se localiza en la porción NW de los arroyos ASC1 y ASC2, y tiene un rango de altitud que va de los 3175 m s. n. m. a los 3487 m s. n. m. La orientación de sus laderas tienen una preferencia al NE, SE y NW y se caracteriza por tener pendientes de 15° a 40° . Esta geoforma posee una base semicircular con un eje mayor de 1.16 km aprox. y un eje menor de 73 m aprox. Su cima es convexa y presenta laderas rectas y cóncavas. Tiene una densidad de la red fluvial menor a 2 km/km^2 y la profundidad de sus valles fluviales es menor a 25 m. Esta geoforma se caracteriza por estar fuertemente fracturada (Figura 40).

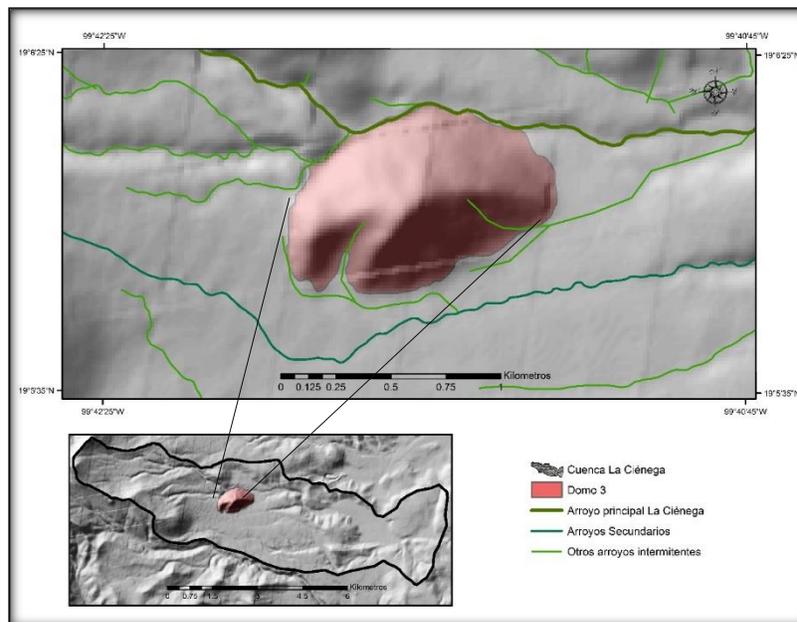


Figura 40. Modelo sombreado de la geoforma Domo 3.

d) Domo 4.

Ocupa el 1.67% del área de la cuenca. Esta geoforma es de composición dacítica originada durante el Pleistoceno (Torres, 2011). Se localiza en la porción NW de los arroyos ASC1 y ASC2 y tiene un rango de altitud que va de los 3224 m s. n. m. a los 3458 m s. n. m. Sus laderas tienen una orientación preferente al NE y SE con pendientes de 15° a 40° . Presenta una morfología asimétrica con una cima convexa y laderas rectas. La densidad de la red

fluvial sobre esta geoforma es menor a 2 km/km^2 y la profundidad de sus valles es menor a 35 m (Figura 41).

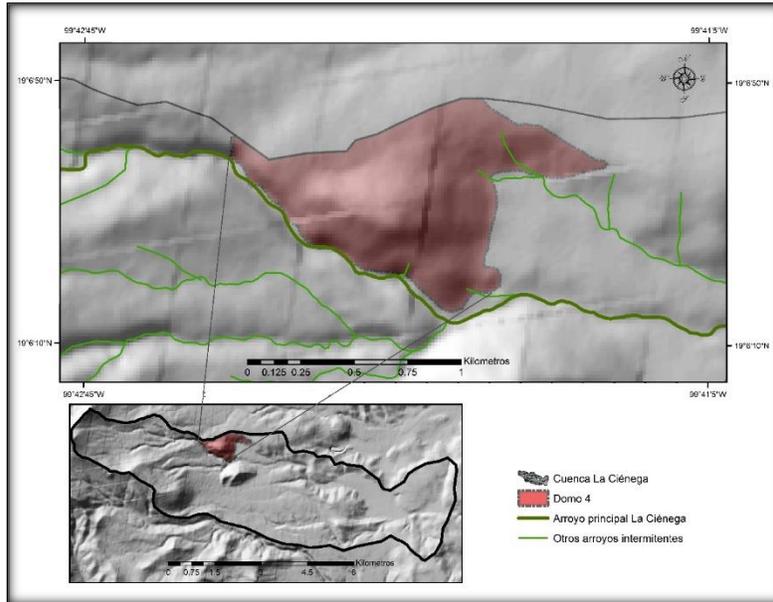


Figura 41. Modelo sombreado de la geoforma Domo 4.

CONO VOLCÁNICO.

Geoforma positiva del relieve formada por acumulación de lava y materiales piroclásticos (Araña y Ortiz, 1984; Lugo, 2011).

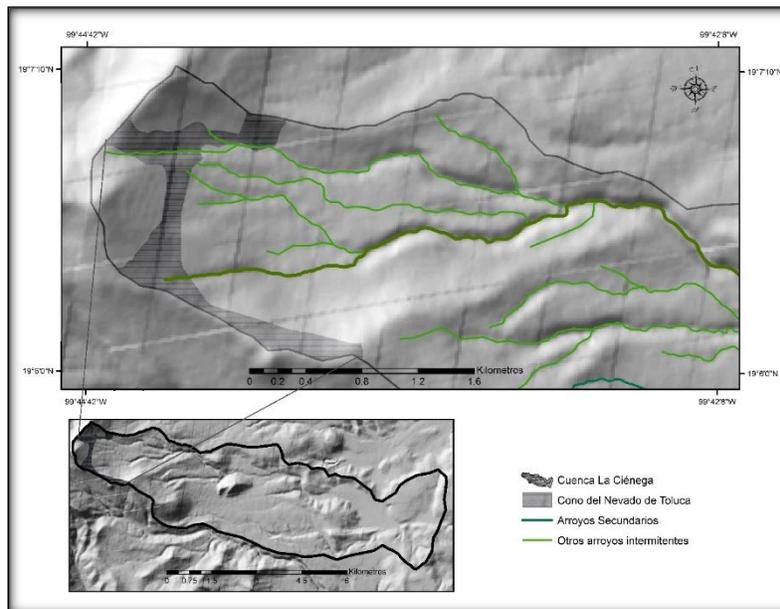


Figura 42. Modelo sombreado de la geoforma Cono del Nevado de Toluca.

e) Cono del Nevado de Toluca.

Representa el 2.22% del área de la cuenca, esta modelada por procesos glaciares y fluviales. Se constituye por lavas andesíticas cubierta por materiales piroclásticos dacíticos. Se localiza al oeste de los arroyos ASC1 y ASC2 y tiene un rango de altitud que va de los 4056 m s. n. m. a los 4280 m s. n. m. La orientación de sus laderas tiene una preferencia al NE y está conformado por pendientes de 15° a 35°. La densidad de la red fluvial sobre esta geoforma va de 1 a 3 km/km² y la profundidad de sus valles es menor a 15 m. En general sus laderas tienen una morfología recta (Figura 42).

LADERA.

Declive de la superficie terrestre o de cualquier elevación que delimita geoformas positivas o negativas. De acuerdo a su aspecto esta puede ser recta, cóncava, convexa o compuesta (Lugo, 2011).

f) Ladera superior.

Representa el 7.38% del área de la cuenca. Ésta geoforma de composición dacítica, está formada por depósitos de bloque y ceniza, depósitos de caída y depósitos de flujos piroclásticos (Aceves, 1997). Se localiza al NW de los arroyos ASC1 y ASC2, y tiene un rango de altitud que va de los 3424 m s. n. m. a los 4123 m s. n. m. Sus laderas rectas tienen una orientación SW y NW que muestran una inclinación de 15° a 30°. Presenta vertientes con una morfología recta. La densidad de la red fluvial sobre esta geoforma se encuentra más desarrollada, ya que es mayor a 3 km/km² y la profundidad de sus valles cóncavos va de 15 a 25 m (Figura 43).

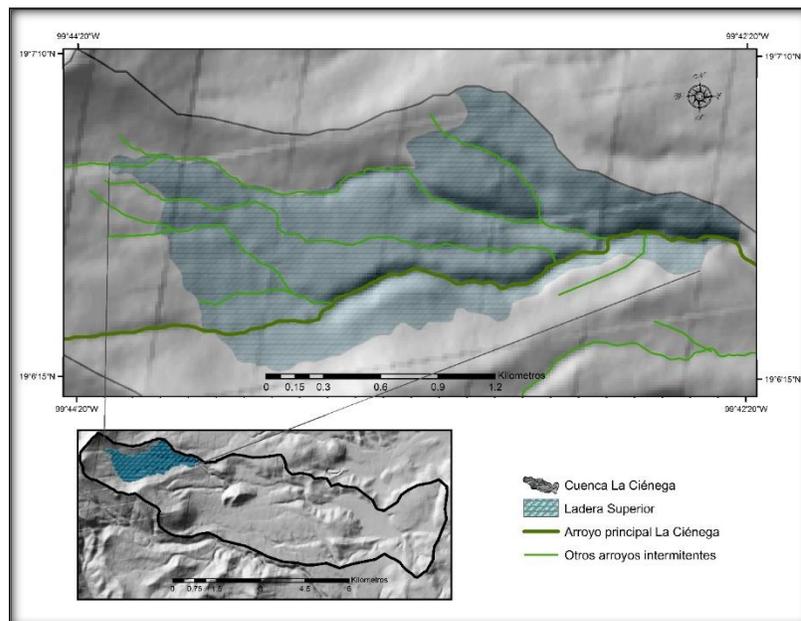
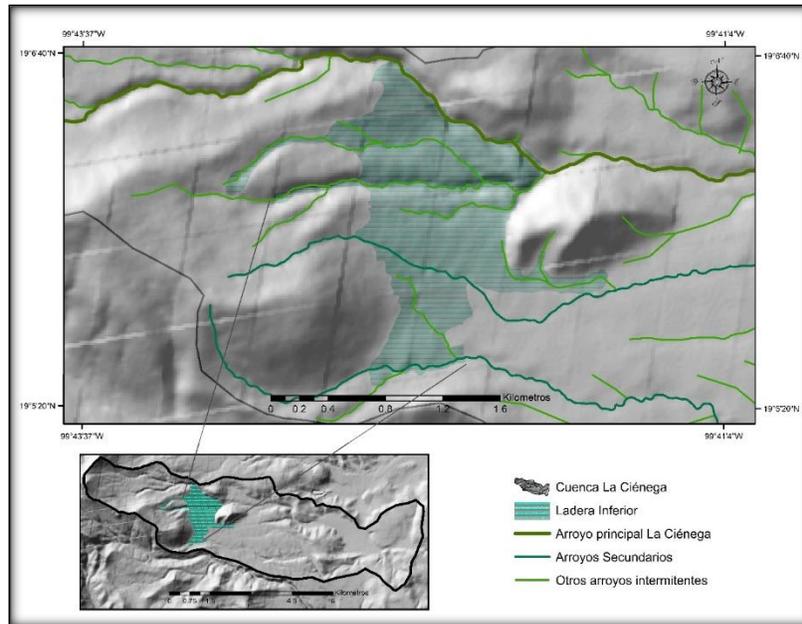


Figura 43. Modelo sombreado de la geoforma Ladera superior.

g) Ladera inferior.

Ocupa el 3.53% del área de la cuenca, está formada por depósitos de caída y avalanchas de escombros (Aceves et al., 2014). Se localiza sobre la porción W de los arroyos ASC1 y ASC2, tiene un rango de altitud que va de los 3226 m s. n. m. a los 3714 m s. n. m. Sus vertientes tienen una inclinación de 10° a 30° con una morfología semirecta y una orientación al NE. La densidad de la red fluvial sobre esta geoforma es mayor a 3 km/km² y la profundidad de sus valles cóncavos va de 15 a 35 m (Figura 44).



MESAS DE LAVA.

Estructura plana, elevada que queda reducida y aislada, se caracteriza por ser resistente a la erosión (Araña y Ortiz, 1984; Lugo, 2011).

h) Mesas de lava.

Representa el 7.07% del área de la cuenca. Es una geoforma plana y aislada, limitada por bordes escarpados compuesta de lavas andesítica durante el Holoceno (Aceves et al., 2014). Se localiza al oriente de los arroyos ASC1 y ASC2 justo en su desembocadura. Esta unidad tiene un rango de altitud que va de los 2768 m s. n. m. a los 2904 m s. n. m. y presenta pendientes de 2° a 6°. La mesa de lava posee una cima con morfología recta y escarpes convexos con una orientación NE y NW. La densidad de la red fluvial sobre esta geoforma va de 1 a 3 km/km² y la profundidad de sus valles es menor a 25 m. Presenta crestas de compresión que marcan la dirección del flujo de lava hacia el SW (Figura 45).

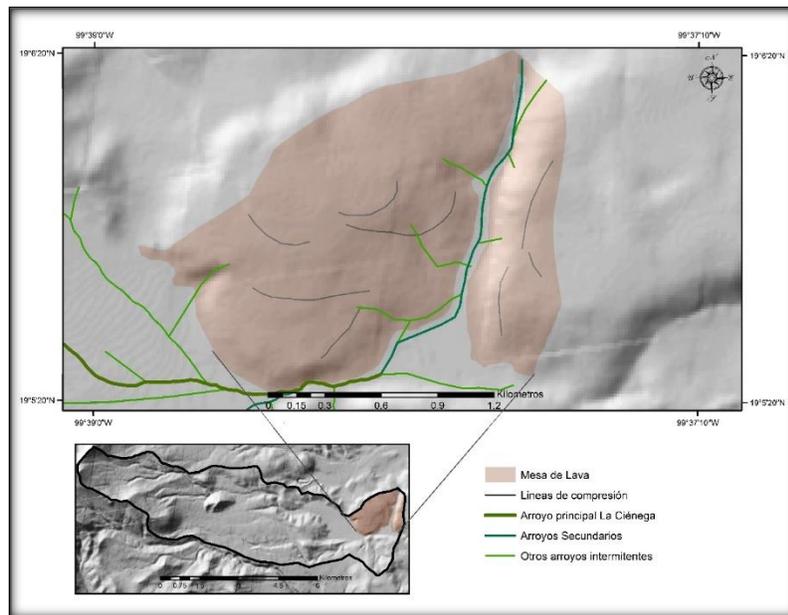


Figura 45. Modelo sombreado de la geoforma Mesa de lava.

1.2 RELIEVE ENDÓGENO MODELADO.

Clasificación que explica los procesos del relieve terrestre y los factores externos o internos que han ido cambiando su forma original (Lugo, 2011).

a) Domo 5 parcialmente sepultado.

Ocupa el 2.51% del área de la cuenca. Es una geoforma de composición basáltica originada durante el Mioceno tardío que se encuentra parcialmente cubierta por materiales piroclásticos (Torres, 2011; Aceves et al., 2014). Se localiza al SE del arroyo secundario ASC1 y al E del arroyo ASC2, este último lo rodea por el sur. Tiene un rango de altitud que va de los 2829 m s. n. m. a los 3116 m s. n. m. Sus laderas tienen una orientación NE y SE, y presenta pendientes de 15° a 40°. Tiene una morfología asimétrica con laderas rectas y una cima convexa. El Domo tiene un eje mayor que mide 1.84 km aprox., y un eje menor que mide 75 m aprox. Presenta una densidad de la red fluvial de 2 km/km² a 4 km/km² y la profundidad

de sus valles es menor a 25 m. Esta geoforma se caracteriza por estar fuertemente fracturada (Figura 46).

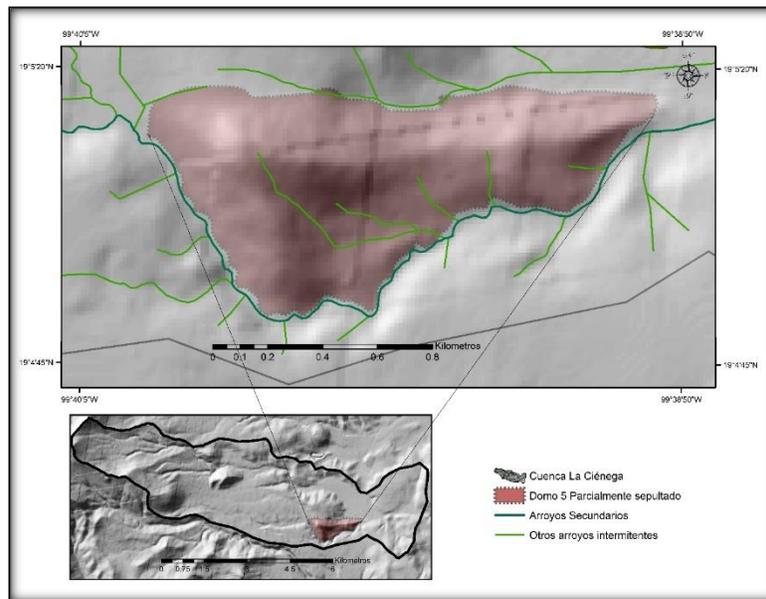


Figura 46. Modelo sombreado de la geoforma Domo 5 Parcialmente sepultado.

LOMERÍOS.

Geoformas de poca altitud que se originan a partir de la erosión de una ladera recta, inclinada y prolongada (Lugo, 2011).

b) Lomerios de lava cubierto por pómez y ceniza.

Esta geoforma representa el 5.90% del área de la cuenca está constituida por derrames de lava originados en el Mioceno tardío que posteriormente fueron cubiertos por materiales piroclásticos como pómez y ceniza (Torres, 2011; Aceves et al., 2014).

Se localiza al SE de los arroyos ASC1 y ASC2, y tiene un rango de altitud que va de los 2811 m s. n. m. a los 2946 m s. n. m. La orientación de sus laderas tiene una preferencia al NE y SE. Presenta una cima recta con bordes convexos y pendientes de 6° a 30°. La densidad de la red fluvial sobre esta geoforma es de 2 km/km² a 4 km/km² y la profundidad de sus valles va de 5 m a 15m (Figura 47).

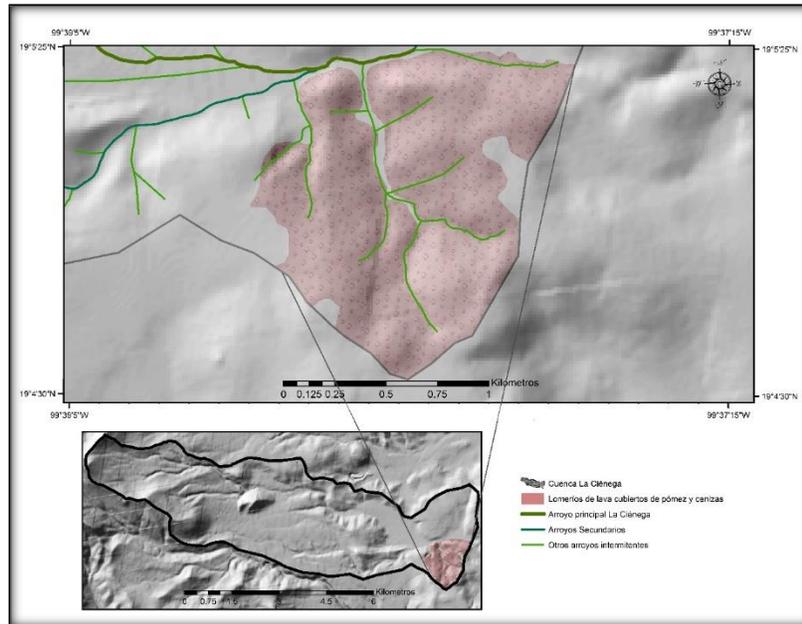


Figura 47. Modelo sombreado de la geoforma Lomerios de lava cubierto de pómez y ceniza.

c) Lomeríos de avalanchas de escombros cubiertos de piroclastos.

Esta geoforma representa el 2.21% del área de la cuenca y corresponde a depósitos de avalanchas de escombros originadas por el colapso de domos en el Pleistoceno-Holoceno (Capra et al., 2008; Norini et al., 2008), que posteriormente fueron cubiertos por pómez y depósitos de caída (Aceves et al. 2014).

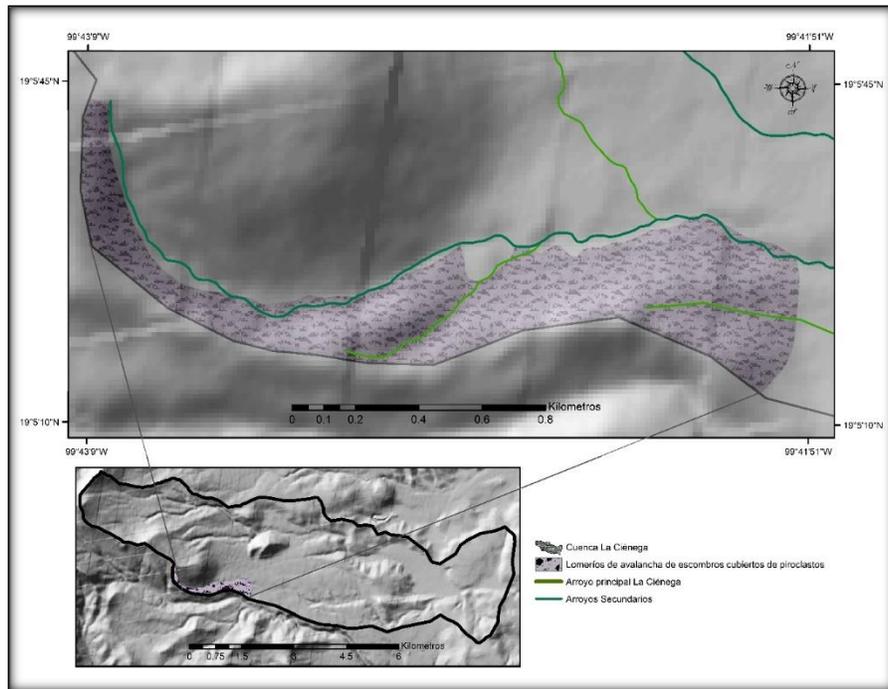


Figura 48. Modelo sombreado de la geoforma Lomeríos de avalanchas de escombros cubiertos de piroclastos.

Se localiza al SW de los secundarios ASC1 y ASC2, y tiene un rango de altitud que va de los 3262 m s. n. m. a los 3838 m s. n. m. Sus laderas tienen una orientación preferente al NE con pendientes de 6° a 30° . De manera general la morfología de sus laderas son rectas y las formas que la delimitan de otras son convexas al sur y cóncavas al norte. Presenta una densidad de la red fluvial de 1 km/km^2 a 2 km/km^2 y la profundidad de sus valles es de 35 m a 50 m (Figura 48).

d) Lomeríos de pómez y depósitos de caída.

Esta geoforma representa el 17.88% del área de la cuenca, corresponde a grandes depósitos de caída y flujos piroclásticos originados por la erupción pliniana Pómez Toluca Intermedia ocurrida durante el Pleistoceno (Macías, 2005; Capra et al., 2008).

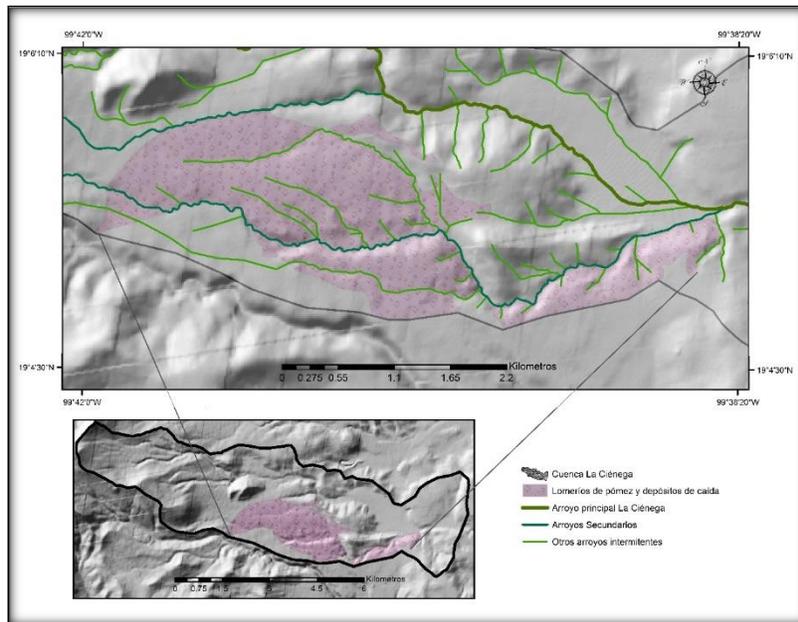


Figura 49. Modelo sombreado de la geofoma Lomeríos de pómez y depósitos de caída.

Se localiza en la parte central de los arroyos ASC1 y ASC2, y tiene un rango de altitud que va de los 2820 m s. n. m. a los 3273 m s. n. m. Se caracteriza por laderas rectas que tienen una orientación al NE y SE con pendientes de 6° a 20° . Presenta una densidad de la red fluvial menor a 4 km/km^2 y una profundidad de sus valles cóncavos menor a 50 m (Figura 49).

e) Lomeríos de pómez, bloques y cenizas.

Esta geofoma representa el 3.47% del área de la cuenca se caracteriza por contener flujos de pómez dacítica cubierto por depósito de bloques y escasos fragmentos andesíticos (Macías, 2005; Capra et al., 2008; Norini et al., 2008).

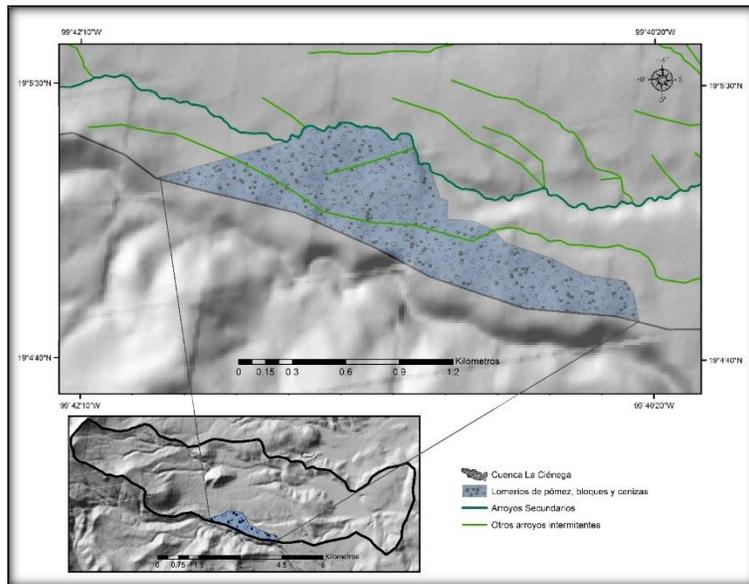


Figura 50. Modelo sombreado de la geomorfología Lomeríos de pómez, bloques y cenizas.

Se localiza al sur los arroyos ASC1 y ASC2, y tiene un rango de altitud que va de los 3067 m s. n. m. a los 3273 m s. n. m. La orientación de sus laderas tienen una preferencia al NE y SE. Presenta una morfología recta con bordes convexos y pendientes de 6° a 20°. La densidad de la red fluvial sobre esta geomorfología es de 2 km/km² a 3 km/km² y la profundidad de sus valles va de 25 m a 50 m (Figura 50).

f) Lomeríos de lava cubiertos por piroclastos.

Esta geomorfología cubre el 8.96% del área de la cuenca, está constituido por bloques cubiertos de flujos de pómez, ceniza y depósitos de caída originados durante el Pleistoceno-Holoceno (Macías, 2005; Aceves, et al., 2014).

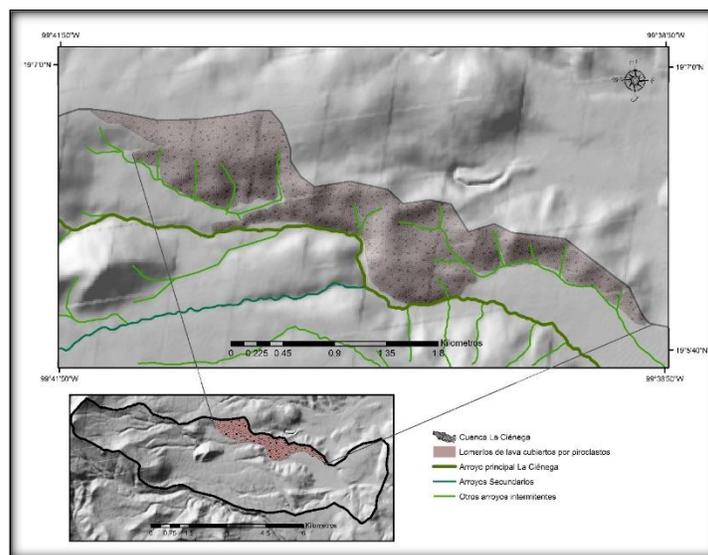


Figura 51. Modelo sombreado de la geomorfología Lomeríos de lava cubiertos por piroclastos.

Se localiza al N de los arroyos ASC1 y ASC2, y tiene un rango de altitud que va de los 2838 m s. n. m. a los 3336 m s. n. m. La orientación de sus laderas tiene una preferencia al NE y presenta una morfología recta con bordes convexos cerca del arroyo ASC1. Presenta pendientes de 6° a 30°. La densidad de la red fluvial sobre esta geoforma es de 2 km/km² a 3 km/km² y la profundidad de sus valles va de 15 m a 35 m (Figura 51).

g) Lomeríos de pómez de caída y flujos Piroclásticos.

Esta geoforma representa el 0.32% del área de la cuenca, corresponde a depósitos pómez y flujos piroclásticos originadas por el evento volcánico Pómez Toluca intermedia Pleistoceno-Holoceno (Macías; 2005; Capra et al., 2008). Se localiza al S de los arroyos ASC1 y ASC2, y tiene un rango de altitud que va de los 2946 m s. n. m. a los 3043 m s. n. m. Sus laderas tienen una orientación preferente al NE con pendientes de 6° a 30°. De manera general la morfología de sus laderas son rectas y las formas que la delimitan de otras son convexas al sur y cóncavas al norte. Presenta una densidad de la red fluvial de 1 km/km² a 2 km/km² y la profundidad de sus valles va de los 35 m a 50 m (Figura 52).

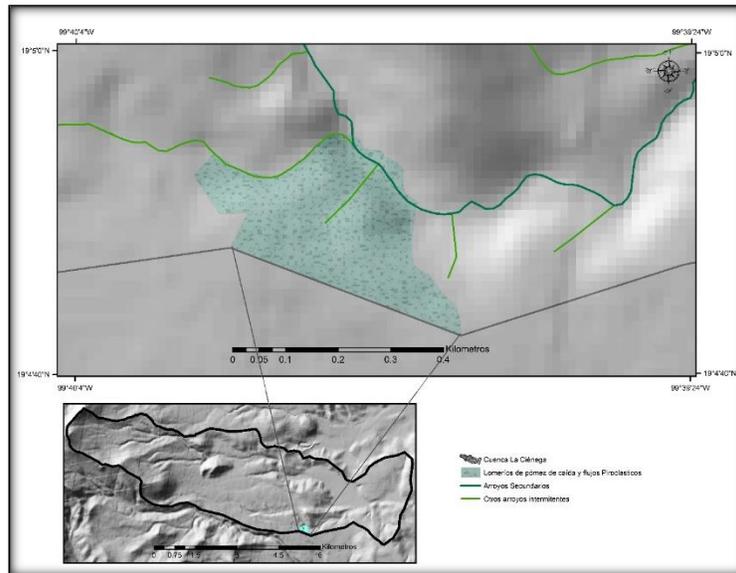


Figura 52. Modelo sombreado de la geoforma Lomeríos de pómez de caída y flujos piroclásticos.

h) Lomeríos de piroclastos.

Esta geoforma representa el 8.67% del área de la cuenca, corresponde a depósitos de piroclásticos originados por diversos eventos volcánicos durante el Pleistoceno-Holoceno (Aceves et al., 2014). Se localiza en la parte W de los arroyos ASC1 y ASC2 con un rango de altitud que va de los 3085 m s. n. m. a los 3323 m s. n. m. Sus laderas tienen una orientación preferente al E con pendientes de 6° a 20°. De manera general la morfología de sus laderas son rectas y onduladas en la proximidad a los arroyos. Las morfologías que

la delimitan de otras geoformas son convexas al sur y cóncavas al norte. Presenta una densidad de la red fluvial de 2 km/km² a 3 km/km² y la profundidad de sus valles son menores a 30 m (Figura 53).

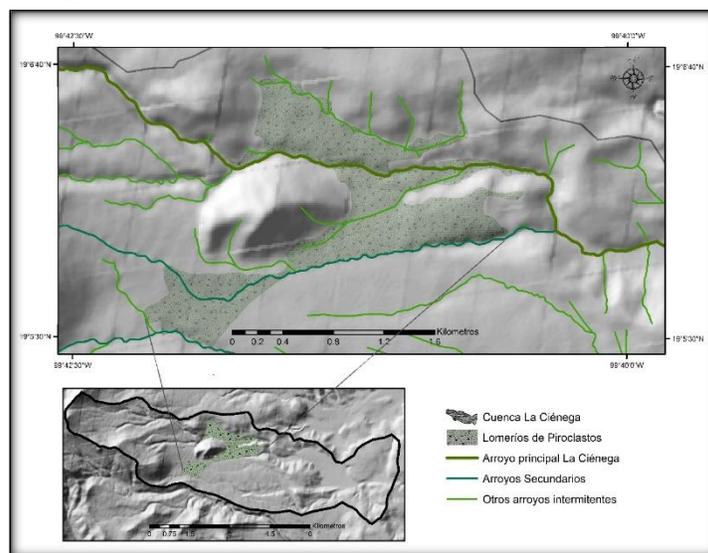


Figura 53. Modelo sombreado de la geoforma Lomeríos de piroclastos.

COLADA O FLUJO DE LAVA.

Es una masa de material magmático (roca fundida) que escurre a favor de las pendientes sobre la superficie terrestre (Araña y Ortiz, 1984).

i) Colada de lava parcialmente cubierta por piroclastos.

Esta geoforma representa el 11.88% del área de la cuenca, corresponde a una composición dacítica (Torres, 2011).

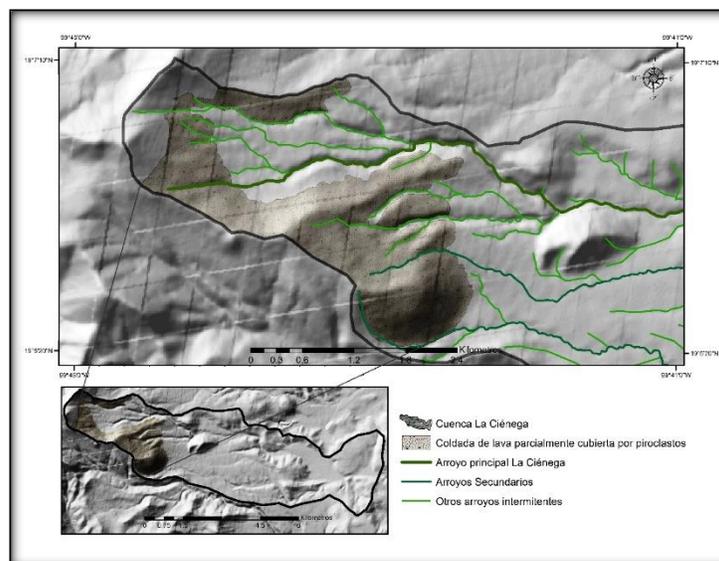


Figura 54. Modelo sombreado de la geoforma Colada de lava parcialmente cubierta por piroclastos.

Se localiza al NW del arroyo secundario ASC1 y al SW del arroyo ASC2, ambos arroyos rodean el frente de la geoforma y tiene un rango de altitud que va de los 3367 m s. n. m. a los 4135 m s. n. m. La dirección de la colada es hacia el E de y sus laderas tienen una orientación NE y SE con una inclinación de 6° a 30°. Se caracteriza por tener una cima convexa, laderas rectas y un escarpe frontal de 80 m aprox. La densidad de la red fluvial sobre esta geoforma es menor a 2 km/km² y la profundidad de sus valles es menor a 35 m (Figura 54).

j) Coladas de lava cubiertas por flujos de pómez y ceniza.

Esta geoforma representa el 4.72% del área de la cuenca y está constituida por derrames de lava originados en el Mioceno tardío que fueron cubiertas posteriormente por piroclastos como, flujos de pómez, ceniza y depósitos de caída (Torres, 2011; Aceves et al., 2014). Se localiza al NE de los arroyos secundarios ASC1 y ASC2, y tiene un rango de altitud que va de los 2867 m s. n. m. a los 3207 m s. n. m. La orientación de sus laderas tiene una preferencia SW y NE con pendientes de 6° a 30°. Presenta una morfología de cimas convexas y laderas rectas. La densidad de la red fluvial sobre esta geoforma es de 2 km/km² a 3 km/km², mientras que la profundidad de sus valles va de 15 m a 35 m (Figura 55).

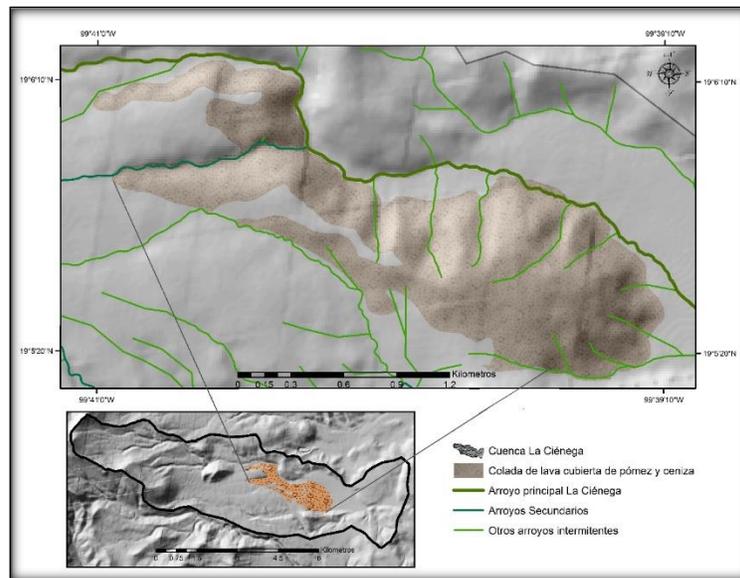


Figura 55. Modelo sombreado de la geoforma Coladas de lava cubierta por flujos de pómez y ceniza.

2. RELIEVE EXÓGENO.

El relieve exógeno es el resultado de la acción de agentes como, el agua, la nieve, el viento, los biológicos y antrópicos, y se pueden clasificar por su origen, por ejemplo, en fluviales erosivos y fluviales acumulativos (Lugo, 2011).

2.1 RELIEVE FLUVIAL EROSIVO.

Grupo de corrientes eventuales y continuas que desgastan y destruyen la superficie terrestre (Lugo, 2011).

VALLES FLUVIALES.

Forma de la superficie terrestre que tiene origen a partir de las corrientes fluviales, se caracteriza por ser ancho en la parte superior y estrecho en la parte inferior (Lugo, 2011).

a) Valles fluviales.

Arroyos menores a 25 m.

En general la red fluvial de la cuenca La Ciénega se caracteriza por tener valles poco profundos menores a 25m. Estos suelen ser afluentes del arroyo principal La Ciénega y de los arroyos ASC1 y ASC2 (Figura 56).

Al NW de la cuenca se localiza la formación de valles pequeños que están determinados por la precipitación de acuerdo al tipo de clima que existe a esa altitud (Figura 14).

Arroyos mayores a 25 m.

Estos arroyos se localizan en los extremos norte y sur de la cuenca La Ciénega y su desarrollo vertical se explica a partir de la presencia del SFT, al contacto de distintas unidades geológicas y su susceptibilidad a la erosión, como la unidad Pómez de caída y flujos piroclásticos, Avalancha de escombros, unidad Pómez Toluca intermedia y la unidad Pómez rosa.

La Ciénega que es el arroyo principal de la cuenca presenta hacia la parte W y central, valles profundos mayores a 25 m (Figura 56).

Los arroyos secundario ASC1 y ASC2 presentan valles con profundidades mayores a 25 m al inicio de su desarrollo y van siendo poco profundos conforme desembocan en la Planicie aluvial.

Como ya se ha mencionado anteriormente, la cuenca La Ciénega presenta un drenaje dendrítico con rasgos subparalelos. Esto se debe por la presencia del SFT y por las geoformas del tipo lomeríos, las cuales presentan pendientes homogéneas hacia la parte central y E de la cuenca.

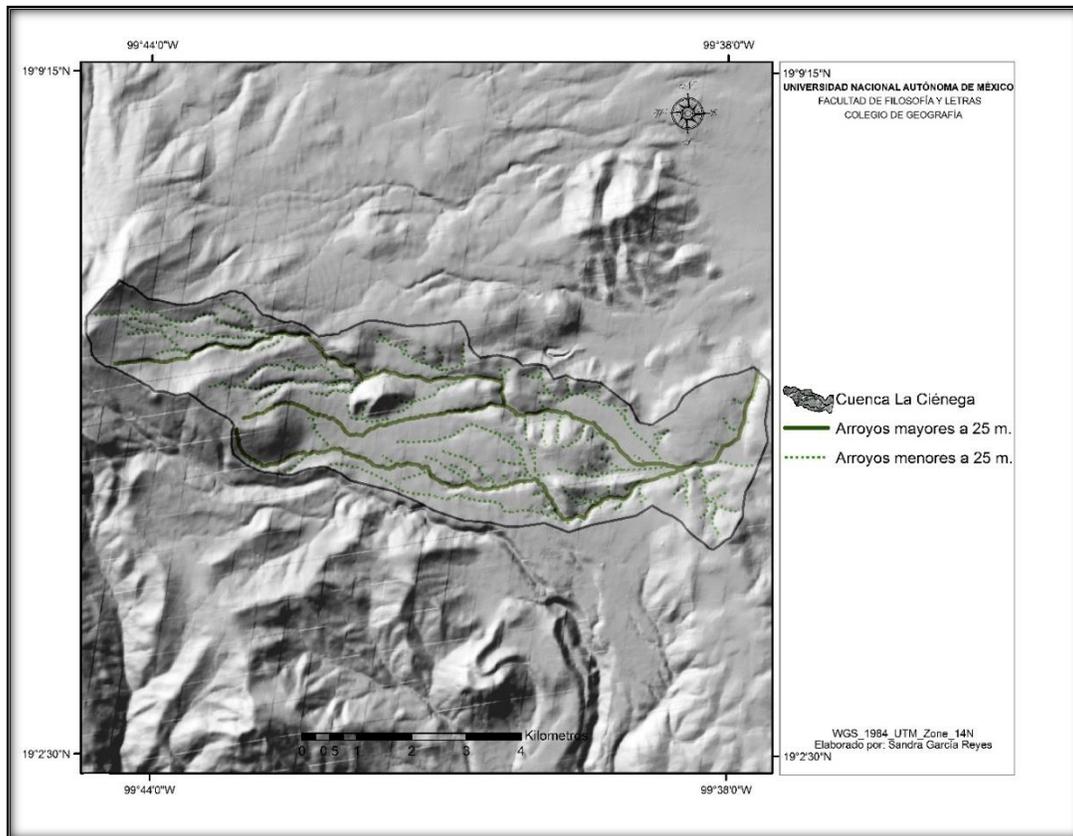


Figura 56. Arroyos mayores a 25 m y menores a 25 m en la cuenca La Ciénega.

2.4 RELIEVE FLUVIAL ACUMULATIVO.

Grupo de geoformas formadas por corrientes eventuales y continuas que transportan materiales y depositan sedimentos (Lugo, 2011).

ABANICO ALUVIAL.

Forma positiva del relieve que se origina a partir del depósito de sedimentos en la desembocadura de una corriente fluvial, presenta una forma inclinada de medio cono y con el ápice hacia arriba (Lugo, 2011).

a) Abanico aluvial.

Esta geoforma representa el 2.99% del área de la cuenca y está constituida de material volcánico, el cual, se originó a partir del depósito de materiales de los arroyos (Aceves, et al., 2014). Se localiza a N del arroyo ASC2 y forma parte de la desembocadura del arroyo ASC1. Se encuentra dentro del rango de altitud que va de los 2840 m s. n. m. a los 3037 m s. n. m. Tiene una orientación NE y SE y la inclinación de sus laderas van de 0° a 10°. Presenta

una densidad de la red fluvial de 2 km/km² a 3 km/km² y la profundidad de sus valles es menor a 25 m (Figura 57).

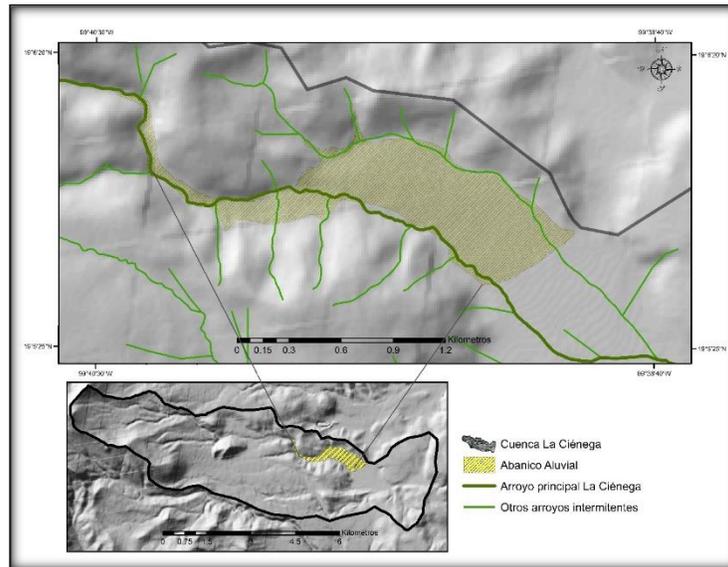


Figura 57. Modelo sombreado de la geofoma Abanico aluvial.

PLANICIE ALUVIAL.

Parte de la superficie terrestre amplia que se origina a partir de procesos acumulativos de las corrientes fluviales (Lugo, 2011).

b) Planicie aluvial.

Representa el 4.56% del área de la cuenca. Es una geofoma plana compuesta de materiales volcánicos con orientación SE y NE del tipo acumulativa y de origen aluvial-lacustre (Aceves et al., 2014).

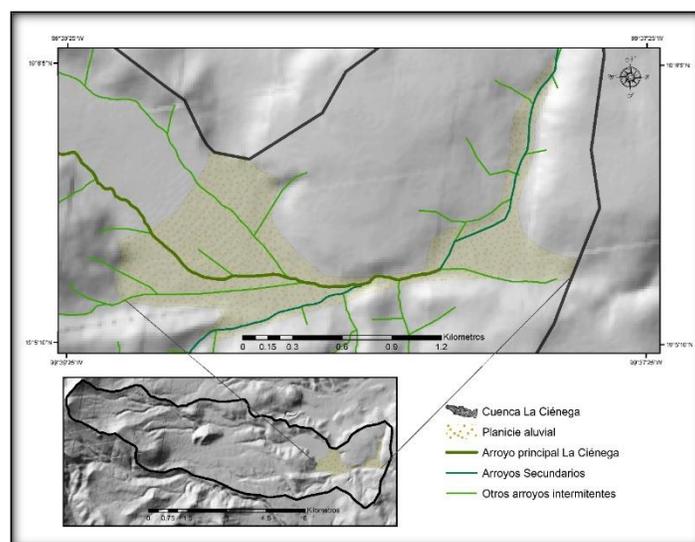


Figura 58. Modelo sombreado de la geofoma Planicie aluvial.

Se localiza en la porción E sobre la desembocadura de los arroyos ASC1 y ASC2, y tiene un rango de altitud que va de los 2797 m s. n. m. a los 2840 m s. n. m. Presenta pendientes de 0° a 6°. La densidad de la red fluvial sobre esta geoforma es de 1 km/km² a 3 km/km² y la profundidad de sus valles es menor a 15 m (Figura 58).

2.5 RELIEVE GLACIAR.

Es el resultado de la acción y desplazamiento del hielo sobre laderas o superficies rocosas. Lo que origina procesos de transporte y acumulación (Gutiérrez, 2008; Lugo, 2011).

CIRCO GLACIAR.

Concavidad o depresión de la superficie terrestre con forma más o menos semicircular que se encuentra en laderas montañosas con pendientes fuertes en las cabeceras de los valles, la cual, estuvo o está cubierta por hielo. Durante la glaciación son los primeros en formarse y los últimos en desaparecer (Gutiérrez, 2008; Lugo, 2011).

a) Circo glaciar.

Localizado al NW de los arroyos ASC1 y ASC2 con una altitud que va de los 3690 m s. n. m. a los 4423 m s. n. m. forma parte del cono del Nevado de Toluca. Esta geoforma se originó a partir del colapso de la ladera oriental del volcán Nevado de Toluca que posteriormente fue modelado por los glaciares más recientes de hace 8200 y 3000 años aprox. (Aceves et al., 2014).

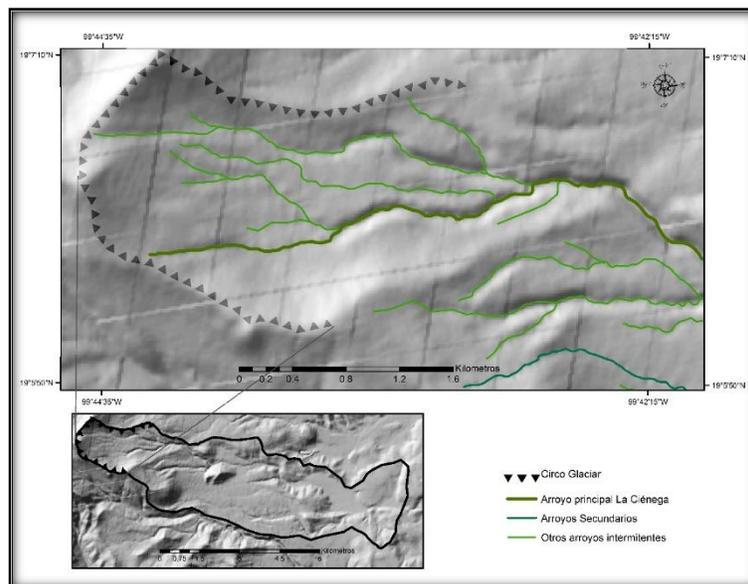


Figura 59. Modelo sombreado de la geoforma Circo glaciar.

Actualmente el volcán solo se ve afectado por algunos procesos periglaciales casi extintos que se presentan de acuerdo a temperatura y humedad (Aceves, 1997). La dirección de su

abertura es hacia el este. Está conformado de pendientes de 30° a 35°. Tiene una variación de disección, ya que en la parte sur presenta poco desarrollo de la red fluvial debido a la presencia de los domos 1 y 2, sin embargo, este va aumentando hacia el extremo NE con una densidad mayor a 3 km/km². La profundidad de sus valles llega hasta los 15 m (Figura 59).

Se caracteriza por tener una morfología cóncava con laderas rectas y su disposición guarda un arreglo estructural debido a la presencia de fallas (García et al., 2000).

Mapa geomorfológico (Ver anexo C).

4.2. ANÁLISIS ESTADÍSTICO: FRECUENCIA Y ÁREA DE DESLIZAMIENTOS POR GEOFORMAS.

3.2.1. Frecuencia por área.

La estadística refuerza una metodología cuantitativa gracias a las técnicas que permiten el análisis de los datos obtenidos en el trabajo de campo (Levin, 1997; Dahl, et al., 2013). Por ello, cuando se tiene una base de datos del fenómeno a estudiar, en éste caso de deslizamientos, es importante la descripción, la interpretación y el análisis de los datos para identificar si existe algún patrón de distribución (Soeters y Van Westen, 1996).

Algunos de los métodos estadísticos más usados para analizar la ocurrencia de los deslizamientos se refieren de manera general al cálculo de la frecuencia y por área de los deslizamientos, para cada unidad geomorfológica. Como ejemplo se tienen estas investigaciones (Chang y Slaymaker, 2002; Guthrie, 2002; Suarez, 2009; Borgomeo et al., 2014; Guns y Vanacker 2014; Legorreta et al., 2015).

Los datos de frecuencia y área permiten realizar comparaciones cuantitativas de las distribuciones de los deslizamientos en cada unidad del relieve (Guns y Vanacker 2014).

La descripción y la comprensión de la distribución espacial de los deslizamientos y de sus factores determinantes son importantes para los estudios geomorfológicos y de vital importancia para determinar la susceptibilidad a estos fenómenos, ya que son parte de la evolución del paisaje, además éstos análisis juegan un papel importante en la evaluación de peligros geomorfológicos y en la cartografía del riesgo (Borgomeo et al., 2014; Legorreta et al., 2015).

3.2.2. Distribución de los deslizamientos en las geoformas que constituyen los arroyos ASC1 y ASC2.

Para entender la distribución y los patrones espaciales de los deslizamientos es necesario realizar la búsqueda, la recopilación, la descripción y el análisis de los datos de obtenidos en campo.

En este apartado se presentan los resultados del análisis estadístico a partir de datos como el número de deslizamientos, el área total (km²) de las cabeceras de los deslizamientos y el área total (km²) de las formas del relieve, con el fin de determinar el área afectada por estos fenómenos en cada geoforma que es modelada para los arroyos ASC1 y ASC2.

La cuenca La Ciénega comprende un área de 28 km² y está dividida en 23 unidades del relieve (Ver anexo C). Esta cuenca está formada por el arroyo principal La Ciénega y los arroyos secundarios ASC1 y ASC2, los cuales se han desarrollado sobre una ladera compuesta por materiales piroclásticos (Capra et al., 2008; Aceves et al., 2014).

A lo largo de los arroyos secundarios ASC1 y ASC2 se localizaron 179 deslizamientos que cubren un área del 0.04% de la cuenca, los cuales fueron medidos y clasificados a partir de la adaptación del protocolo de zonificación de peligro por deslizamiento (LHZ) del Departamento de Recursos Naturales (DNR) del Estado de Washington, EUA, 2006, en 6 tipos de procesos.

De los 179 procesos registrados 155 fueron deslizamientos de escombros que representan el 86.59% del total de los deslizamientos, es decir, son los procesos que predominan en ambos arroyos. En menor proporción se registraron 8 deslizamientos de asentamiento profundo con el 4.46%. También se inventariaron 5 deslizamientos superficiales y 5 flujos de escombros, cada uno de ellos representa el 3.7%. Además se identificaron 4 deslizamientos por incidencia de meandro con el 3.14%. Finalmente se reconocieron 2 deslizamientos del tipo caídas y desprendimientos que representa el 2.11%.

En cuanto al análisis de frecuencia de deslizamientos en cada geoforma modelada por los arroyos ASC1 y ASC2 se encontró que:

La geoforma Lomeríos de pómez y depósitos de caída es la unidad del relieve más extensa con 17.88% del área con respecto a la cuenca y se localiza al S del arroyo ASC1, mientras que el arroyo ASC2 la atraviesa en su totalidad. Los deslizamientos encontrados se caracterizan por presentarse en un rango de altitud de 2997 a 3130 m s. n. m., y en pendientes de 6° hasta 28°. Dentro de esta geoforma se identificaron 92 deslizamientos mismos que afectan el 0.15% del área total de la geoforma (Figura 60). 83 de estos procesos son deslizamientos de escombros, también se encontró 1 flujo de escombros, 1 deslizamiento de asentamiento profundo, 3 deslizamientos por incidencia de meandro y 4 deslizamientos superficiales. Estos procesos se desarrollan en grandes depósitos de caída y flujos piroclásticos (Macías, 2005; Capra et al., 2008).

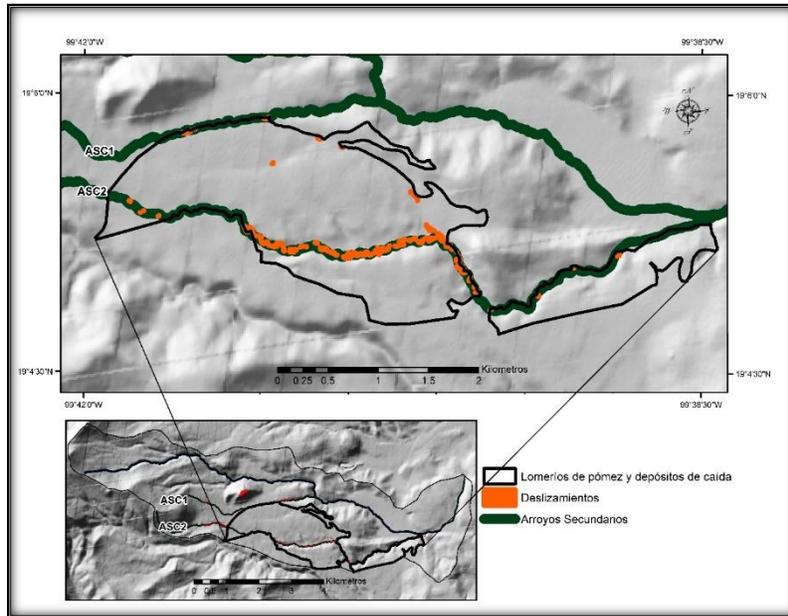


Figura 60. Ubicación de deslizamientos en la geoforma Lomeríos de pómez y depósitos de caída.

La geoforma Lomeríos de piroclastos representa un área del 8.67%. Esta geoforma es atravesada por el arroyo ASC1 y se localiza al N del arroyo ASC2. Los deslizamientos se ubicaron en un rango de altitud de 3268 m s. n. m. a 3317 m s. n. m. y en pendientes de 10° hasta 30°. Se inventariaron 25 procesos que han afectado 0.21% de esta geoforma, de los cuales 23 son deslizamientos de escombros y 2 son flujos de escombros, además estos procesos se desarrollan en depósitos piroclásticos originados por diversos eventos volcánicos (Figura 61).

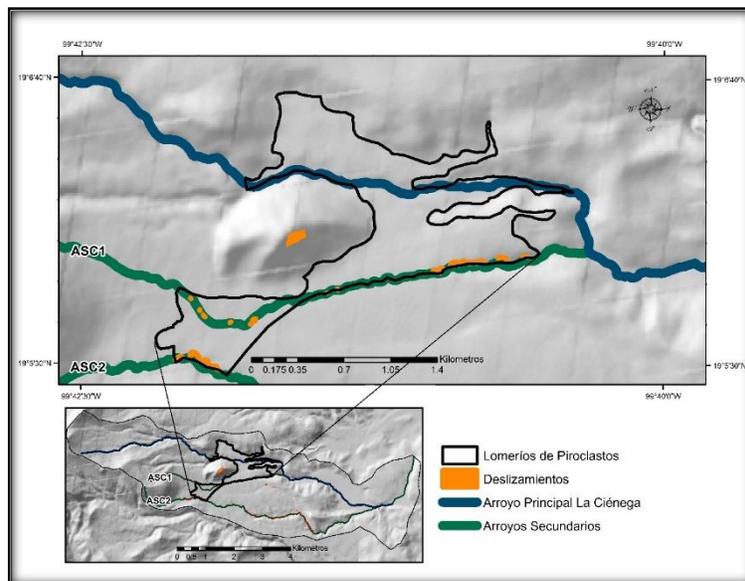


Figura 61. Ubicación de deslizamientos en la geoforma Lomeríos de piroclastos.

La unidad geomorfológica Ladera inferior ocupa el 3.53% del área de la cuenca y se localiza al W del arroyo ASC1 y ASC2. Los deslizamientos se presentan en un rango de altitud de 3368 m s. n. m. a 3560 m s. n. m., y se caracterizan por presentarse en pendientes de 6° hasta 15°. En ésta geoforma se registraron 19 deslizamientos, 11 deslizamientos de escombros, 7 de asentamiento profundo y 1 por incidencia de meandro que afectan el 0.31% de esta unidad del relieve (Figura 62), los cuales se desarrollaron sobre depósitos de caída y avalanchas de escombros.

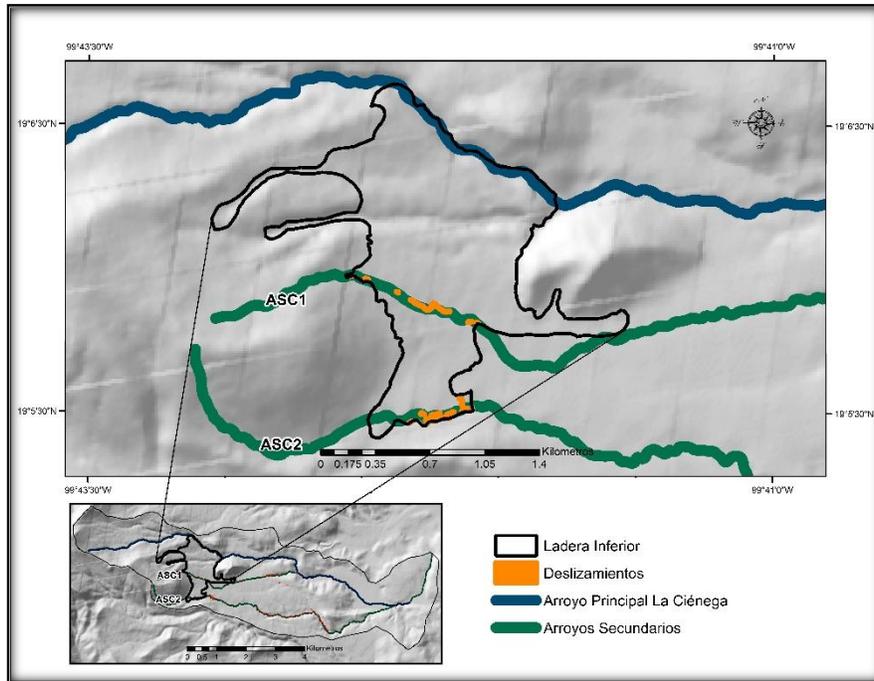


Figura 62. Ubicación de deslizamientos en la geoforma Ladera inferior.

La unidad geomorfológica Domo 5 Parcialmente sepultado ocupa el 2.51% del área de la cuenca y se localiza al N del arroyo ASC1. Los deslizamientos se presentan en un rango de altitud de 2854 m s. n. m. a 3043 m s. n. m., y se caracterizan por presentarse en pendientes de 10° hasta 30°. En ésta geoforma se registraron 13 deslizamientos de escombros, 1 deslizamiento del tipo caídas y desprendimientos que afectan el 0.42% de esta unidad del relieve (Figura 63), los cuales se desarrollaron sobre rocas basálticas que se encuentran parcialmente cubiertos por materiales piroclásticos. Cabe destacar que ésta geoforma se encuentra fuertemente fracturada.

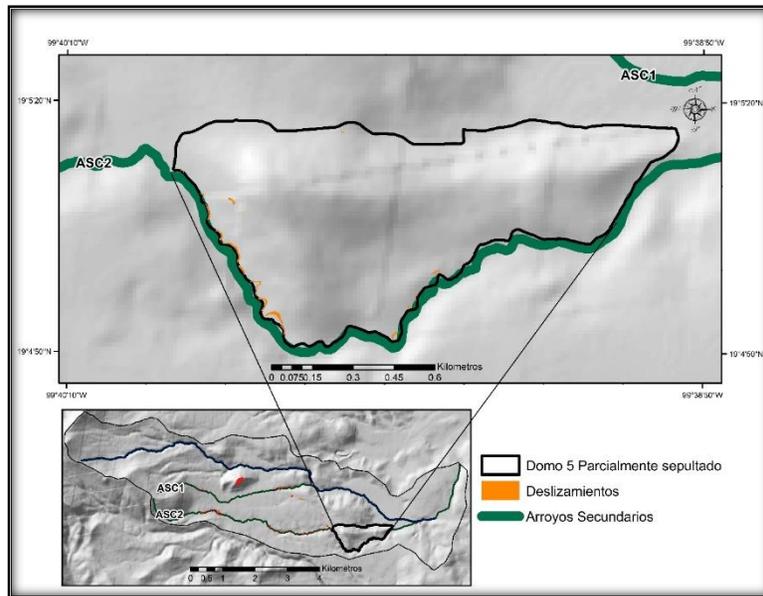


Figura 63. Ubicación de deslizamientos en la geoforma Domo 5 Parcialmente sepultado.

La unidad geomorfológica Coladas de lava cubiertas de flujos pómez y ceniza que representa el 4.72% del área de la cuenca y se localiza al SE del arroyo ASC1. Los deslizamientos se ubican en un rango de altitud de 3086 m s. n. m. a 3130 m s. n. m., y en pendientes de 6° hasta 10°. Dentro de esta geoforma se identificaron 7 deslizamientos de escombros que afectan el 0.14% del área (Figura 64). Estos procesos se desarrollan en derrames de lava que fueron cubiertos por piroclastos como, flujos de pómez, ceniza y depósitos de caída.

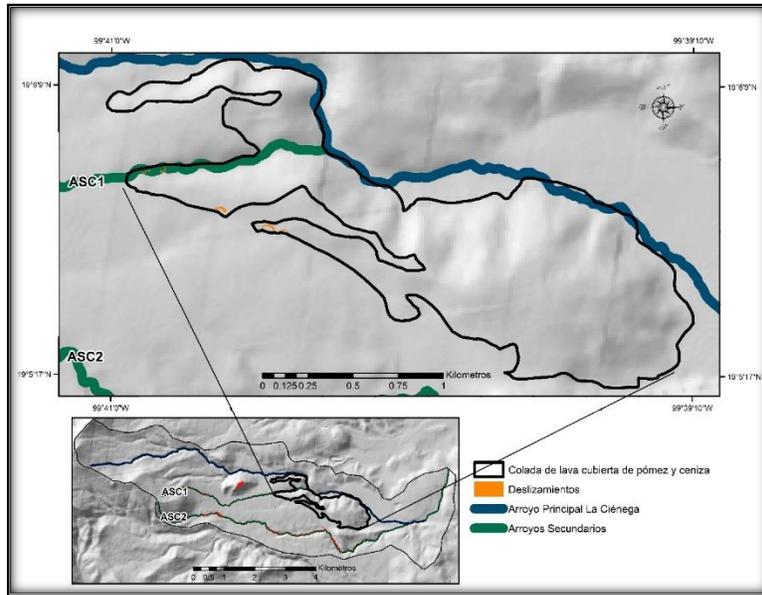


Figura 64. Ubicación de deslizamientos en la geofoma Coladas de lava cubiertas de flujos pómez y ceniza.

La unidad Lomeríos de avalanchas de escombros cubiertos por piroclastos representa un área del 2.21% respecto a la cuenca y se localiza al SW del arroyo ASC2. Los deslizamientos se localizan en un rango de altitud de 3268 a 3368 m s. n., y en pendientes de 9° hasta 15°. En ésta geofoma se registraron 6 deslizamientos que han afectado el 0.28%. 4 de estos procesos son deslizamientos de escombros y 2 son flujos de escombros (Figura 65), los cuales se originaron en depósitos de avalanchas de escombros originadas por el colapso de domos que posteriormente fueron cubiertos por pómez y depósitos de caída.

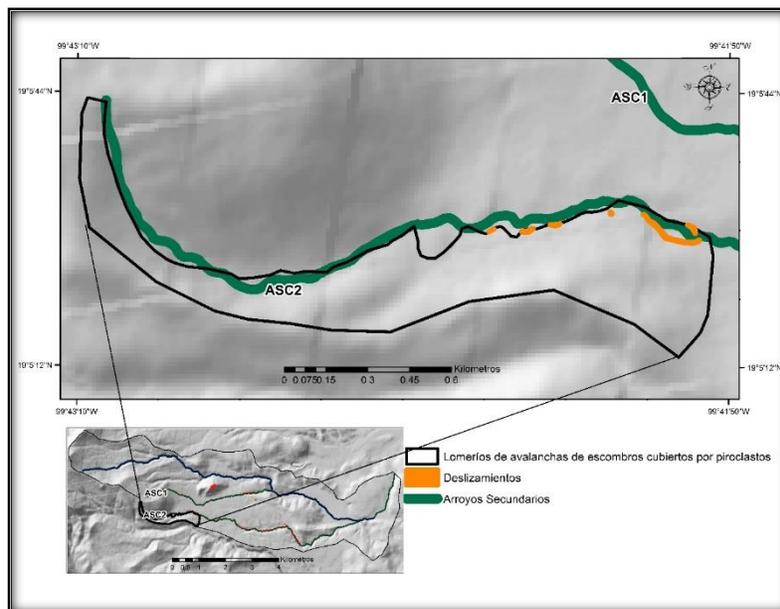


Figura 65. Ubicación de deslizamientos en la geofoma Lomeríos de avalanchas de escombros cubiertos por piroclastos.

La unidad geomorfológica Lomeríos de pómez, bloques y cenizas representa el 3.47% del área de la cuenca y se localiza al S del arroyo ASC2. Los deslizamientos localizados en esta geoforma se encuentran en un rango de altitud de 3130 a 3221 m s. n. m., y en pendientes de 6° hasta 23°. Dentro de esta geoforma se identificaron 4 deslizamientos de escombros que afectan el 0.02% de esta forma del relieve (Figura 66). Estos procesos se desarrollan en depósitos compuestos de flujos de pómez dacítica cubiertos por depósitos de bloques.

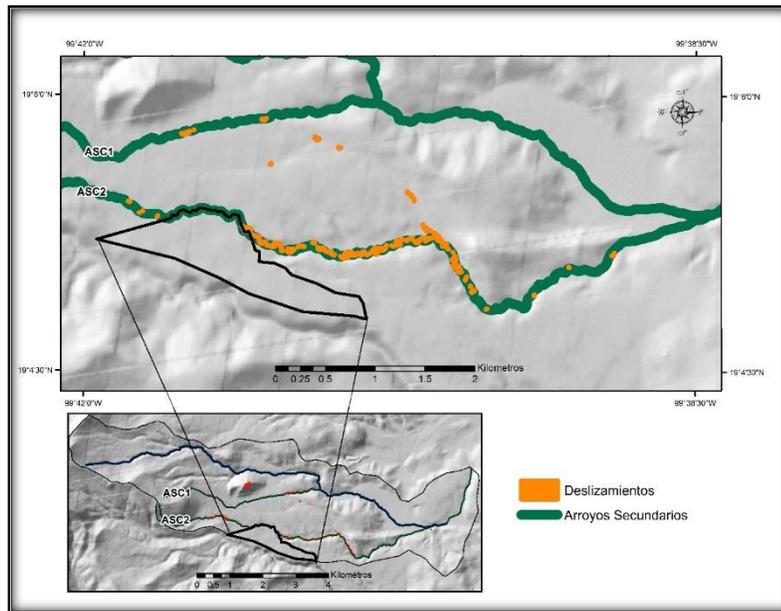


Figura 66. Ubicación de deslizamientos en la geoforma Lomeríos de pómez, bloques y cenizas.

Abanico aluvial, representa el 2.99% de la cuenca La Ciénega. Esta geoforma se localiza al E de los arroyos ASC1 y ASC2. Los deslizamientos se presentan en un rango de altitud de 2898 m s. n. m. a 2946 m s. n. m., y en pendientes de 6° hasta 18°. Dentro de esta geoforma se identificaron 3 deslizamientos de escombros que afectan el 0.01% de la geoforma (Figura 67), los cuales se originaron en depósitos de material volcánico.

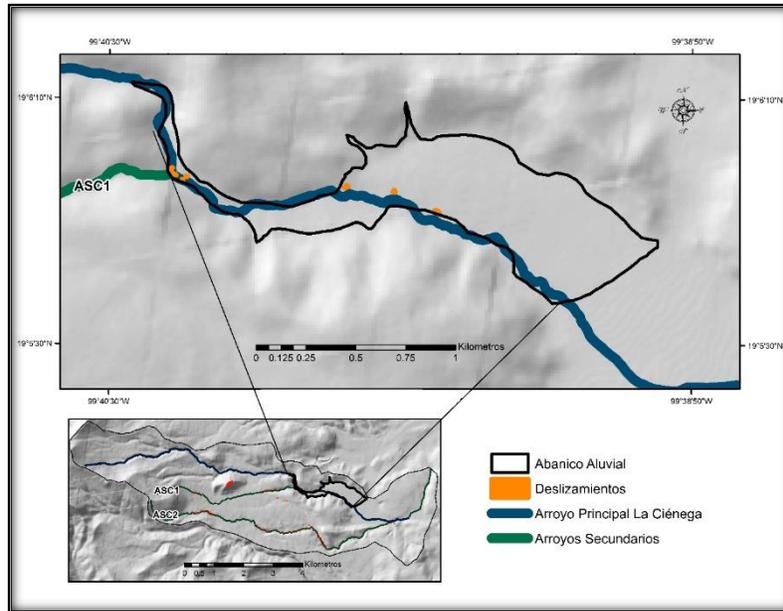


Figura 67. Ubicación de deslizamientos en la geofoma Abanico aluvial.

La geofoma Lomeríos de pómez de caída y flujos piroclásticos representa el 0.32% del área de la cuenca y se localiza al SE del arroyo ASC2. Se caracteriza por tener deslizamientos que se encuentran en un rango de altitud de 2946 m s. n. m. a 2962 m s. n. m., y en pendientes de 13° a 16°. Se inventariaron 3 deslizamientos de escombros que han afectado el 0.11% de esta geofoma (Figura 68), además estos procesos se desarrollan en depósitos pómez y flujos piroclásticos.

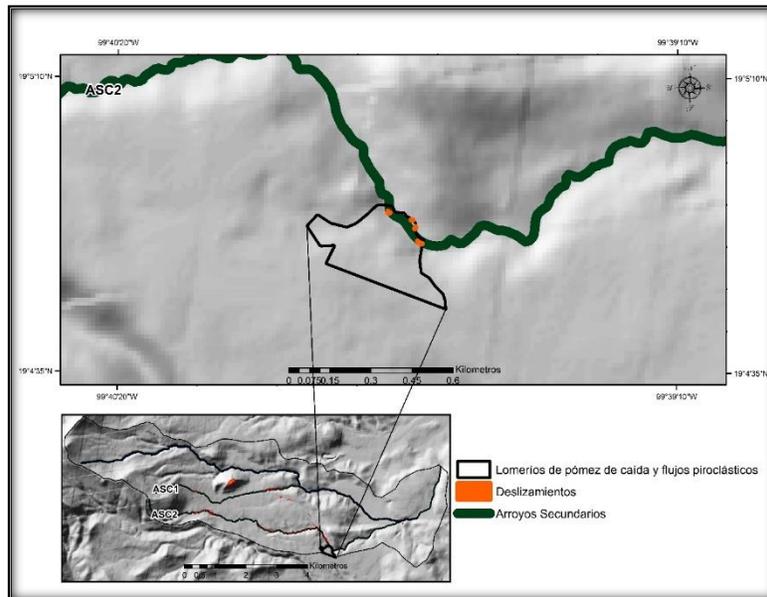


Figura 68. Ubicación de deslizamientos en la geofoma Lomeríos de pómez de caída y flujos piroclásticos.

La unidad Lomeríos de lava cubiertos por piroclástos representa el 8.96% del área de la cuenca y se localiza al N del arroyo ASC1. Los deslizamientos se localizaron en un rango de altitud de 2898 m s. n. m. a 2946 m s. n. m., y en pendientes de 24° a 28°. Se registraron 2 deslizamientos de escombros que afectan el 0.001% de la geoforma (Figura 69), los cuales se originaron en depósitos de bloques cubiertos de flujos de pómez, ceniza y depósitos de caída.

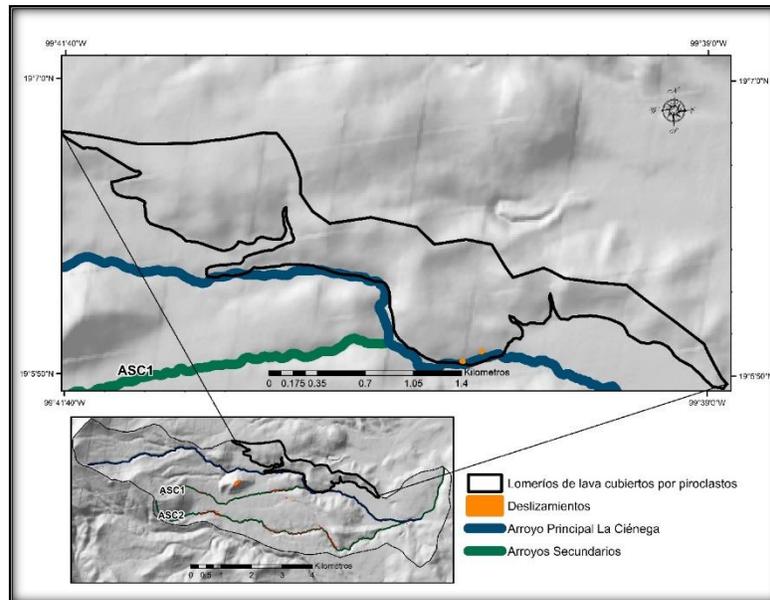


Figura 69. Ubicación de deslizamientos en la geoforma Lomeríos de lava cubiertos por piroclástos.

La unidad geomorfológica Domo 3 tiene un área del 2.29% con respecto al área total de la cuenca y se localiza al NW de los arroyos ASC1 y ASC2. Esta geoforma se caracteriza por tener deslizamientos del tipo caída de rocas que es representado en un solo polígono (Figura 70). Esta zona de caídas se encuentra a una altitud 3368 m s. n. m. a 3475 m s. n. m. Estos procesos se desarrollan en pendientes de 35° a 46°. El área afectada por estos deslizamientos representa el 2.16% del área total de la geoforma. Estos deslizamientos se originaron en materiales de composición dacítica.

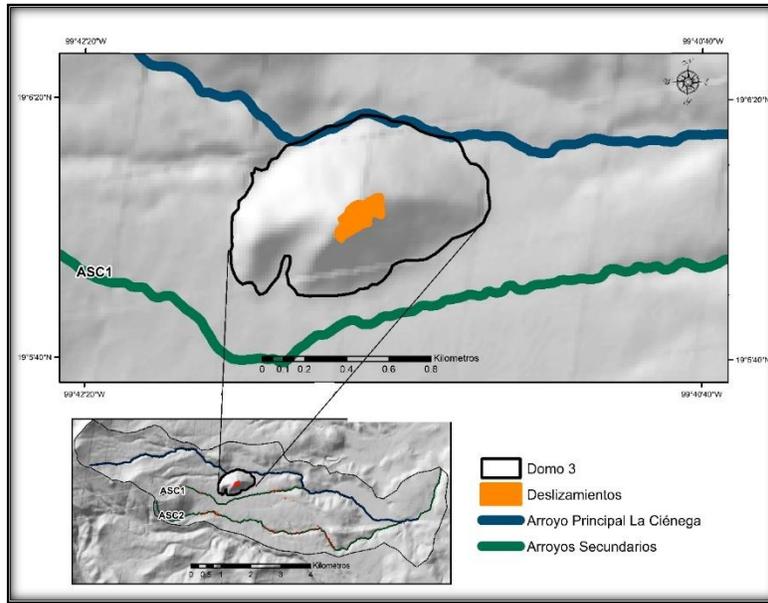


Figura 70. Ubicación de deslizamientos en la geoforma Domo 3.

La geoforma Colada de lava parcialmente cubierta por piroclastos representa el 3.49% del área con respecto a la cuenca. Ambos arroyos, ACS1 y ASC2 rodean a esta geoforma casi en su totalidad. Además, se identificaron 4 deslizamientos que se caracterizan por originarse en una altitud de 3515 m s. n. m. a 3532 m s. n. m. aprox., y en pendientes de 18° a 23°. Este deslizamiento de escombros ha afectado el 0.08% de esta unidad (Figura 71). Este proceso se desarrollo sobre una colada de composición dacítica cubierta de piroclastos.

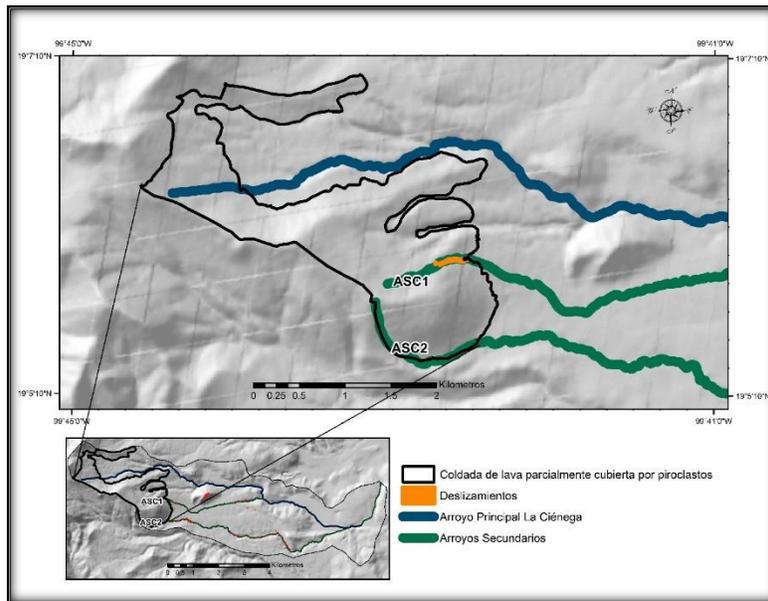


Figura 71. Ubicación de deslizamientos en la geoforma Colada de lava parcialmente cubierta por piroclastos.

La unidad geomorfológica Lomeríos de lava cubiertos de pómez y ceniza representa el 5.90% del área de la cuenca y se localiza al SE de los arroyos ASC1 y ASC2. En esta geoforma solo se ubicó 1 deslizamiento a una altitud de 2854 m s. n. m. aprox., y se originó en una pendiente de 20° (Figura 72). Este deslizamiento de escombros impacta el 0.02% de la geoforma y se desarrolló sobre derrames de lava cubiertos por materiales piroclásticos como pómez y ceniza.

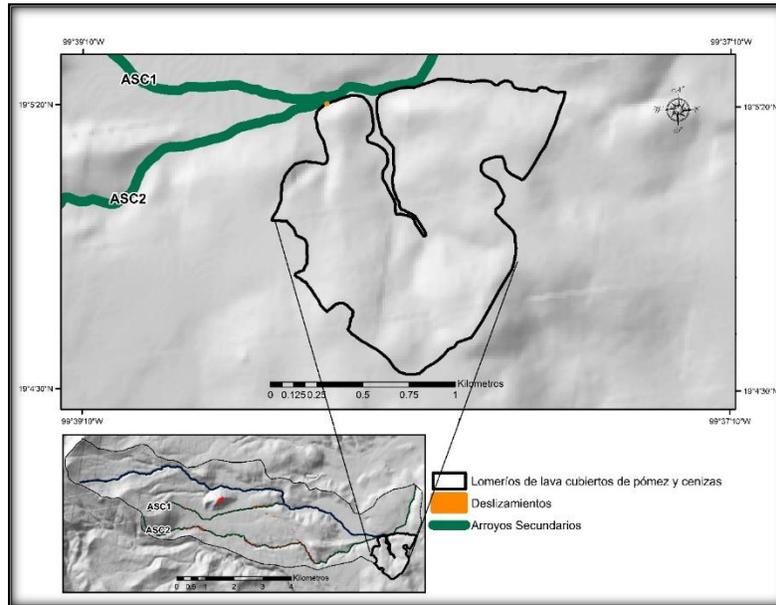


Figura 72. Ubicación de deslizamientos en la geoforma Lomeríos de lava cubiertos de pómez y ceniza.

De las 23 geoformas que se cartografiaron en la cuenca La Ciénega 14 son modeladas por los arroyos ASC1 y ASC2 y en solo 13 geoformas se tiene registro de incidencia por deslizamientos.

A continuación solo se muestran las geoformas que presentan deslizamientos, (Tabla 6):

Tabla 6. Relación de las geoformas con la densidad de los deslizamientos y su área de afectación.

GEOFORMA	AREA %	NÚM. DE DESLIZAMIENTOS	% DE ÁREA AFECTADA DE LA GEOFORMA
Lomeríos de pómez y depósitos de caída	17.88	92	0.15%
Lomeríos de piroclastos	8.67	25	0.21%
Ladera inferior	3.53	19	0.31%
Domo parcialmente sepultado	2.51	14	0.42%
Coladas de lava cubierto por flujos de pómez y ceniza	4.72	7	0.14%
Lomeríos de avalanchas de escombros cubiertos de piroclastos	2.21	6	0.28%
Lomeríos de pómez, bloques y cenizas	3.47	4	0.02%
Colada de lava parcialmente cubierto por piroclastos	11.88	4	0.07%
Lomeríos de pómez de caída y flujos piroclásticos	0.32	3	0.11%
Abanico aluvial	2.99	3	0.01%
Lomeríos de lava cubiertos por piroclastos	8.96	2	0.001%
Domo 3	2.29	1	2.16%
Lomeríos de lava cubierto de pómez y ceniza	5.90	1	0.02%

La geoforma Lomeríos de pómez y depósitos de caída que representa el 17.88% del área de la cuenca es la que tiene una mayor densidad de deslizamientos. Esta geoforma tiene 91 de los 179 deslizamientos cartografiados en los arroyos ASC1 y ASC2. Estos procesos afectan el 0.15% de la geoforma. Mientras que la geoforma Lomeríos de piroclastos que se caracteriza por tener un área del 8.67% es la segunda unidad geomorfológica en presentar una alta incidencia de deslizamientos con 25 procesos y cuenta con un área de afectación del 0.21%. En tercer lugar y con una menor incidencia de deslizamientos se encuentra la geoforma Domo 5 Parcialmente sepultado que representa un área del 3.53% de la cuenca y tiene 19 deslizamientos, los cuales impactan el 0.31% de la unidad geomorfológica (Tabla 6).

También, se encontró que la mayoría de los deslizamientos se presentan en la zona de piedemonte superior dentro del rango de altitud de 3018 a 3518 m s. n. m., y se originaron en pendientes que van de 6° hasta 45°.

CAPITULO 4. SUSCEPTIBILIDAD GEOMORFOLÓGICA A DESLIZAMIENTOS EN LOS ARROYOS SECUNDARIOS ASC1 Y ASC2.

Los deslizamientos son fenómenos naturales que han estado presentes por muchos años y continuarán, ya que son parte de los procesos dinámicos a los cuales están expuestas las formas del relieve. Esta exposición se ve acelerada por las actividades antrópicas, pues en las últimas décadas el vínculo y los efectos que tienen los seres humanos sobre las formas del relieve se han estrechado y han desencadenado desastres (La Red, 1993). En consecuencia, los estudios geomorfológicos han sido la base para determinar cualitativamente y cuantitativamente las características donde se desarrollan los deslizamientos (Tricart, 1969; Hooke, 1994).

En la cuenca La Ciénega, se han hecho investigaciones de diferentes aspectos físicos del volcán, por ejemplo, existen trabajos que están dedicados solamente a conocer los aspectos geomorfológicos (Aceves, 1997; Espinosa, 2003; Norini et al., 2004; Espinosa et al., 2014). También se han realizados trabajos de zonación de peligros (Peña, 2006; Capra et al., 2008; Aceves et al., 2006). Otro trabajo importante es el de Álvarez, 2014, que se enfoca a conocer la relación entre el cambio de uso de suelo y los deslizamientos en la cuenca La Ciénega. Sin embargo, el que toman gran importancia para este trabajo son los que están dedicados a estudiar la susceptibilidad a partir de una metodología geomorfológica como lo hacen Aceves et al., 2014, donde se realiza una cartografía geomorfológica para un inventario de procesos gravitacionales.

A pesar del conocimiento geomorfológico que se tiene de ésta área, todavía faltan investigaciones a detalle. Es por esto que este trabajo se enfoca a conocer las formas del terreno susceptibles a los deslizamientos a partir de una cartografía geomorfológica a detalle respaldada con un método estadístico.

4.1. ANÁLISIS DE LA SUSCEPTIBILIDAD GENERAL DE LA CUENCA LA CIÉNEGA.

En este apartado se utiliza un método estadístico que permite respaldar datos cualitativos obtenidos de la cartografía geomorfológica expuesta en el capítulo anterior. Este análisis permite conocer de forma semicuantitativa la posibilidad de que alguna geoforma quede afectada por los deslizamientos. También, permite aceptar la interpretación de la relación entre los factores geomorfológicos y la distribución de los deslizamientos.

Para obtener los datos de susceptibilidad semicuantitativa de la cuenca La Ciénega, primero se procedió a convertir las unidades de área de km² a hectáreas, luego se obtuvo el rango de valoración de los deslizamientos por área y por frecuencia de cada geoforma con base en el área de las geoformas, el número de deslizamientos por geoforma, el área de afectación de los deslizamientos, un periodo de tiempo y una constante asignada por Washington State, DNR, 2006 en el (LHZ). Después, la combinación de estos datos permitió determinar la susceptibilidad de cada una de las geoformas en bajo, moderado y alto. Finalmente se obtuvo un promedio de la susceptibilidad de las geoformas con el fin de obtener la susceptibilidad general de la cuenca La Ciénega.

A continuación se muestran los resultados:

La cuenca La Ciénega tiene una valoración de susceptibilidad muy alta (Figura 73), ya que se caracteriza por tener un área de 2800 ha (28 km²), 179 deslizamientos de los cuales 155 son deslizamientos de escombros, 8 son deslizamientos de asentamiento profundo, 5 son deslizamientos superficiales, 5 son flujos de escombros, 4 son deslizamientos por incidencia de meandro y 2 son caídas y desprendimientos. El área total de afectación por estos deslizamientos es de 4 ha (0.04 km²) en un periodo de tiempo de estudio de 34 años de acuerdo a los datos del inventario (Tabla 7).

Tabla 7. Determinación del rango de valoración total de los deslizamientos por área (RVTDA) y el rango de valoración total de los deslizamientos por frecuencia (RVTDF) de la cuenca La Ciénega.

	Geoformas
ÁREA DE LAS GEOFORMAS (ha)	2800ha / 28km ²
NÚMERO DE DESLIZAMIENTOS	179
ÁREA DE LOS DESLIZAMIENTOS (ha)	4.00ha / 0.04km ²
RVTDF (#Deslizamientos/Área_Geof/34años)*10 (6)	33640.81
RVTDA (Área_Deslz/Área_Geof/34años)*10 (6)	1172.74

La cuenca obtuvo un RVTDA de 1172.74 y un RVTDF de 33640.81 por lo cual, se clasificó con una susceptibilidad muy alta (Tabla 8).

Tabla 8. Equivalencia cualitativa a de los datos RVTDA y RVTDF.

	BAJO	MODERADO	ALTO	MUY ALTO
RVTDF				33640.8107
RVTDA				1172.744249

El resultado del RVTDA y el RVTDF se integró a una matriz cualitativa que permitió determinar la susceptibilidad de la cuenca (Tabla 9).

Tabla 9. Clasificación de la susceptibilidad de acuerdo al rango de valoración total de los deslizamientos por área (RVTDA) y el rango de valoración total de los deslizamientos por frecuencia (RVTDF).

		RVDF			
		Bajo	Moderado	Alto	Muy alto
RDVA	Bajo	Bajo	Bajo	Bajo	Moderado
	Moderado	Bajo	Bajo	Moderado	Alto
	Alto	Moderado	Alto	Alto	Muy alto
	Muy alto	Alto	Alto	Muy alto	Muy alto

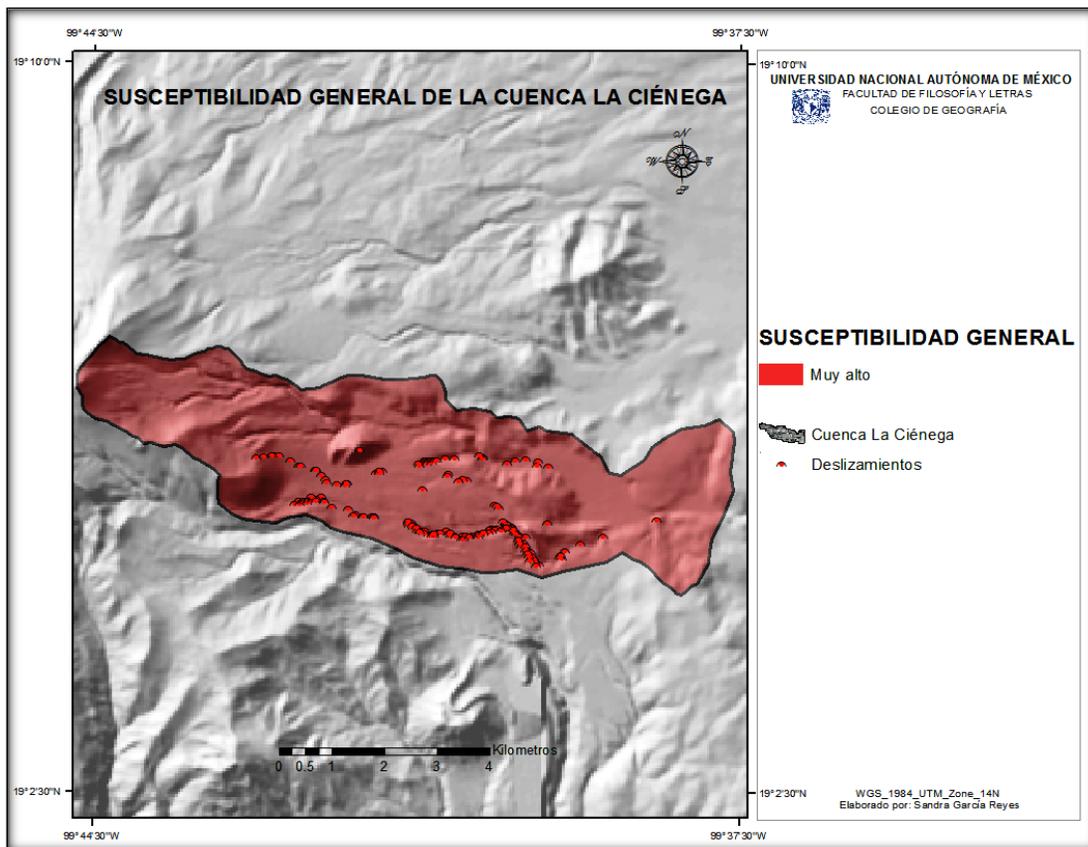


Figura 73. Mapa de Susceptibilidad general de la cuenca La Ciénega.

A continuación se muestran los resultados del RVDF y el RVDA obtenidos de cada una de las geoformas (Tabla 10), las cuales, se agrupan a partir de una susceptibilidad baja, moderada y alta:

Tabla 10. Rangos de valoración de los deslizamientos por área (RVDA) y los rangos de valoración de los deslizamientos por frecuencia (RVDF) de cada una de las geoformas cartografiadas en la cuenca La Ciénega.

GEOFORMA	RVDF	RVDA
LOMERÍOS DE PÓMEZ, BLOQUES Y CENIZAS	1197.56	6.50
ABANICO ALUVIAL	1048.09	0.94
LOMERÍOS DE PÓMEZ DE CAÍDA Y FLUJOS PIROCLASTICOS	6380.56	32.54
LADERA INFERIOR	5587.61	93.43
DOMO 5 PARCIALENTE SEPULTADO	5377.30	125.91
LOMERÍOS DE PÓMEZ Y DEPÓSITOS DE CAÍDA	5348.19	44.34
LOMERÍOS DE PIROCLASTOS	2994.72	62.90
LOMERÍOS DE AVALANCHAS DE ESCOMBRO CUBIERTO DE PIROCLASTOS	2813.05	84.63
COLADAS DE LAVA CUBIERTAS POR FLUJOS DE PÓMEZ Y CENIZAS	1538.86	41.68
DOMO 3	453.71	635.20
COLADA DE LAVA PARCIALMENTE CUBIERTA POR PIROCLASTOS	297.09	25.97
LOMERÍOS DE LAVA CUBIERTOS POR PIROCLASTOS	231.92	0.26
LOMERÍOS DE LAVA CUBIERTOS POR PÓMEZ Y CENIZAS	176.04	8.47
CONO DEL NEVADO DE TOLUCA	0.00	0.00
DOMO 1	0.00	0.00
DOMO 2	0.00	0.00
DOMO 4	0.00	0.00
LADERA SUPERIOR	0.00	0.00
MESA DE LAVA	0.00	0.00
PLANICIE ALUVIAL	0.00	0.00
CIRCO GLACIAR	0.00	0.00
VALLES FLUVIALES	0.00	0.00

SUSCEPTIBILIDAD BAJA.

a) Lomeríos de lava cubierto de pómez y ceniza.

Esta geoforma obtuvo un RVDA de 8.47 y un RVDF de 176.04 por lo cual, se clasificó con una susceptibilidad baja (Tabla 10). Pues solo se identificó un deslizamiento al N de esta geoforma que se originó en la vertiente derecha en donde se unen los arroyos secundarios ASC1 y ASC2, cerca de la planicie aluvial. En esta zona el nivel de las aguas es muy baja. El valle fluvial es amplio y llega a tener una profundidad de hasta 15m y la densidad de la red fluvial en esta zona presenta valores medios. Además la ladera donde se encuentra el deslizamiento tiene una inclinación de hasta 20° y una morfología convexa. Durante el

trabajo de campo se pudo observar la presencia de agricultura, por lo cual, este factor pudo haber sido el causante para que se deslizara esta ladera junto con los factores morfológicos antes expuestos.

b) Lomeríos de lava cubiertos por piroclastos.

Esta geoforma obtuvo un RVDA de 0.26 y un RVDF de 231.92 por tanto, se clasificó con una susceptibilidad baja (Tabla 10). Debido a que el área de esta geoforma es mayor con respecto al área de afectación de los 2 deslizamientos que se inventariaron y que se localizan al SE de esta geoforma. Por consiguiente, el área de afectación de los deslizamientos sobre la geoforma no representa un alto grado de susceptibilidad.

Por otro lado, las características de las laderas del arroyo secundario ASC1 donde se encontraron presentan una morfología cóncava con inclinaciones de 24° a 28°. Estos procesos se encuentran cerca del abanico aluvial. En esta parte el arroyo secundario llega a tener una profundidad de hasta 25m.

También se puede interpretar que los depósitos de bloques se adhieren mejor con los flujos de pómez, ceniza y depósitos de caída.

c) Colada de lava parcialmente cubierto de piroclastos.

Esta geoforma obtuvo un RVDA de 25.97 y un RVDF de 297.09, a causa de esto, se clasificó con una susceptibilidad baja (Tabla 10). Pues solo se registraron 4 deslizamientos identificados en la parte N de la geoforma sobre la vertiente derecha del arroyo secundario ASC1 que presenta una inclinación de 18° a 23° y una morfología cóncava. En esta parte el arroyo secundario llega a tener una profundidad de hasta 15m y la densidad de la red fluvial presenta valores bajos. A partir de estas características se puede interpretar que las coladas de composición dacítica resultan ser materiales más estables y resistentes a la erosión fluvial y a los deslizamientos.

De las geoformas Circo glaciar, Ladera Superior, Valles fluviales, Domo 1, Domo 2, Domo 4, Cono del Nevado de Toluca, Mesas de lava, Planicie aluvial no se tiene registro de deslizamientos, por lo cual se les asignó una susceptibilidad baja.

SUSCEPTIBILIDAD MODERADA.

a) Lomeríos de pómez y depósitos de caída.

Esta geoforma obtuvo un RVDA de 44.34 y un RVDF de 5348.19 por tanto, se clasificó con una susceptibilidad moderada (Tabla 10).

De los 91 deslizamientos que se identificaron en esta geoforma 87 se presentan en vertientes del arroyo secundario ASC2 y afluentes, en cambio al NW de la geoforma, en el arroyo ASC1 solo se identificaron 4 procesos.

Los deslizamientos ubicados en el arroyo ASC2 tienden a presentarse de manera constante a lo largo del cauce en laderas con inclinaciones que van de 6° hasta 28° y una morfología en su mayoría cóncava. Este arroyo secundario atraviesa la geoforma y hacia la cabecera del valle llega a tener una profundidad de hasta 40m. En esa zona se encuentran 28 deslizamientos. La presencia de deslizamientos en esta zona se debe a las características morfológicas antes expuestas y a la presencia de la falla principal Tenango, la cual es activa, y hace de esta zona un lugar inestable.

Conforme va descendiendo el arroyo los deslizamientos se presentan con mayor frecuencia sobre ambas márgenes del arroyo, en donde la profundidad del valle llega a tener 25m. Además, la densidad de la red fluvial de esta forma del relieve presenta valores altos debido a la presencia del SFT que se encuentra de forma perpendicular a la falla principal Tenango. Los materiales que se encuentran en esta zona son depósitos de caída, flujos piroclásticos y depósitos de avalanchas de escombros. Por lo cual, se puede interpretar que el SFT repercute sobre materiales poco cohesivos y variados, lo que origina los deslizamientos.

Por otro lado, los 4 procesos identificados en el arroyo ASC1 se originaron en laderas rectas con inclinaciones de 6° a 8°. En esta zona el valle fluvial presenta una profundidad de 15m a 20m. Esto se interpreta por el tipo de materiales de los que está compuesta esta geoforma y la influencia del SFT que hacen susceptible a esta geoforma.

b) Lomeríos de piroclastos.

Esta geoforma obtuvo un RVDA de 62.90 y un RVDF de 2994.72 de modo que, se clasifico con una susceptibilidad moderada (Tabla 10).

Los 25 deslizamientos registrados se localizan al S de esta forma del relieve en materiales piroclásticos, de los cuales, 23 se presentan en vertientes del arroyo secundario ASC1 que se caracterizan por tener una inclinación de 10° hasta 30°. La morfología de las laderas donde se localizó la mayor presencia de deslizamientos es del tipo cóncava, sin embargo también se pueden encontrar deslizamientos en laderas convexas y rectas. La profundidad del valle llega a tener hasta 15m. Además estos deslizamientos se ubican dentro de un rango de altitud de 3268 m s. n. m. a 3317 m s. n. m. Por lo tanto, la presencia de deslizamientos se explica a partir de las características morfológicas de las laderas y a la altitud en la que se encuentran estos deslizamientos, ya que puede presentarse mayor humedad en las laderas lo que ocasiona que la presión en los materiales volcánicos tienda a aumentar su peso y se deslicen.

Conforme va descendiendo el arroyo el valle llega a tener una profundidad de hasta 25m con laderas de hasta 30° de inclinación. En esta zona la causa de los deslizamientos es debido a la morfología cóncava de las laderas, la pendiente, la presencia del SFT y la intercalación de materiales volcánicos como, bloques y cenizas. Estos materiales son afectados por fallas lo que ocasiona el deslizamiento de masas.

Por su parte en el arroyo ASC2 solo se encontraron 2 deslizamientos que se originan en pendientes de 6° a 10° y con características morfológicas del tipo cóncava.

Por lo anterior, se puede interpretar que la susceptibilidad a deslizamientos en el arroyo ASC1 y ASC2 en general, se debe al número de deslizamientos en relación con las características litológicas, la pendiente, la presencia del SFT y la morfología de las laderas.

c) Lomeríos de pómez, bloques y cenizas.

Esta geoforma obtuvo un RVDA de 6.50 y un RVDF de 1197.56 por lo cual, se clasificó con una susceptibilidad moderada (Tabla 10).

3 de los 4 deslizamientos se localizan al NW de la geoforma y solo 1 al SE. Ambos grupos se originaron en vertientes cóncavas del arroyo secundario ASC2 que se caracterizan por tener inclinaciones de 6° hasta 23°. En esta zona el arroyo secundario llega a tener una profundidad de 25m a 30m. Además en esta zona se ha identificado el SFT.

Lo anterior, se interpreta que a partir de la poca cohesión entre los depósitos de flujos de pómez dacítica y los depósitos de bloques en relación con el SFT se hacen inestables las laderas cóncavas, lo que ocasiona que se presenten deslizamientos.

d) Lomeríos de pómez de caída y flujos Piroclásticos.

Esta geoforma se caracteriza por tener 3 deslizamientos y por presentar un RVDA de 32.54 y un RVDF de 6380.56 de manera que, se clasificó con una susceptibilidad moderada (Tabla 10). Lo anterior obedece a que el área de la geoforma es más pequeña en comparación a otras geoformas y como resultado se tiene que el área de afectación de los deslizamientos originados en esta forma del relieve tiene más peso para determinar la susceptibilidad. Esto es contrario a lo que ocurre con formas del relieve que tienen un área más extensa y mayor frecuencia de los deslizamientos. En otras palabras, el área de afectación de estos procesos es significativa para el área que presenta la geoforma.

Los 3 deslizamientos se localizaron al NE de esta geoforma y se presentan en la vertiente derecha del arroyo secundario ASC2 que se caracteriza por tener una inclinación de 13° a 16°. Cabe destacar que un deslizamiento se encuentra en una ladera convexa y el otro está en una ladera cóncava. En esta porción del arroyo secundario llega a tener una profundidad de hasta 25m.

Esto se puede interpretar por la discontinuidad entre los flujos piroclásticos y los depósitos de pómez, y la influencia del SFT sobre estos materiales, lo que los hace poco estables. En consecuencia se presentan los deslizamientos.

i) Coladas de lava cubierto por flujos de pómez y ceniza.

Esta geoforma obtuvo un RVDA de 41.68 y un RVDF de 1538.86 como resultado, se clasificó con una susceptibilidad moderada (Tabla 10).

De los 7 deslizamientos identificados 3 de ellos se localizan en la parte NW de la geoforma sobre la vertiente derecha del arroyo ASC1 que se caracteriza por tener una inclinación de 4° a 10° y una morfología cóncava. En esta zona el arroyo llega a tener una profundidad de 25m y al NE se encuentra 1 deslizamiento en la vertiente derecha del mismo río cerca de la geoforma abanico aluvial que también presenta una inclinación de 15°, aquí el arroyo tiene una profundidad de hasta 15m. Finalmente 3 deslizamientos más se ubican al SW de la geoforma sobre un afluente del arroyo ASC2 en una vertiente recta que posteriormente cambia a cóncava con una inclinación de 6° y que llega a tener una profundidad de 15m.

Cabe destacar que dentro del área de esta geoforma se identificó la presencia del SFT (Norini et al., 2006).

La presencia de deslizamientos se debe a la falta de cohesión entre las coladas de lava y los flujos de pómez y ceniza aunados con el control estructural que ejerce el SFT sobre estos matriales.

e) Abanico aluvial.

Esta geoforma obtuvo un RVDA de 0.94 y un RVDF de 1048.09 por lo cual, se clasificó con una susceptibilidad moderada (Tabla 10).

Los 3 deslizamientos que se identificaron en esta geoforma se presentan al SE de la geoforma sobre la vertiente izquierda del arroyo secundario ASC1. El arroyo se caracteriza por tener laderas con una inclinación de 6° a 18° y una morfología en general recta. En esta zona el arroyo secundario llega a tener una profundidad de 15m. Además dentro del área de esta geoforma se identificó la presencia del SFT (Norini et al., 2006).

Por lo cual, se puede interpretar que los depósitos de material volcánico son poco cohesivos y son afectados por el SFT. Además los materiales pueden ser erosionados debido a que en esta geoforma la densidad de la red fluvial presenta valores medios. Es decir los materiales son moderadamente susceptibles a los deslizamientos.

SUSCEPTIBILIDAD ALTA.

a) Lomeríos de avalanchas de escombros cubiertos de piroclastos.

Esta geoforma obtuvo un RVDA de 84.63 y un RVDF de 2813.05 por lo cual, se clasificó con una susceptibilidad alta (Tabla 10).

Los deslizamientos se localizaron al N de la geoforma y se presentan en la vertiente derecha del arroyo secundario ASC2 que se caracteriza por tener una inclinación de 9° a 15° y una morfología de laderas cóncava y convexa. En esta porción del arroyo secundario se llega a tener una profundidad de hasta 35m, además esta geoforma se encuentra en un rango de

altitud de 3268 a 3368 m s. n. m. y tiene una cercanía a la falla principal Tenango (Norini et al., 2006).

Por consecuente, se puede interpretar que la presencia de deslizamientos se debe a la altitud en la que se encuentra esta geoforma, ya que puede presentar más de 200mm de precipitación durante la temporada de lluvias de acuerdo a los datos de precipitación de 29 años obtenidos por la estación meteorológica Nevado de Toluca. Esto repercute cuando cierta cantidad de agua llena los espacios entre las partículas y ejerce una presión debido al peso. En consecuencia los depósitos de pómez y de caída se deslizan sobre los depósitos de avalanchas de escombros. Además si a estas características de los materiales se les asocia con la cercanía al SFT.

b) Domo 5 parcialmente sepultado.

Esta geoforma obtuvo un RVDA de 125.91 y un RVDF de 5377.30 de modo que, se clasificó con una susceptibilidad alta (Tabla 10).

Los deslizamientos que se identificaron se localizan al SW y SE de esta geoforma se presentan en la vertiente izquierda del arroyo secundario ASC2 que se caracteriza por tener una inclinación de 10° a 30° y una morfología en general cóncava. En esta porción del arroyo secundario se tiene profundidades de hasta 25m, además la densidad de la red fluvial de esta forma del relieve presenta valores medios. También se ha identificado la presencia del SFT. Otra característica importante es que esta geoforma está constituida por rocas basálticas cubiertas parcialmente por piroclásticos. En consecuencia, la falta de cohesión entre estos materiales en relación con el SFT provoca una inestabilidad en las laderas del arroyo que favorece a los deslizamientos.

c) Domo 3.

Aunque esta geoforma no es modelada por los arroyos secundarios que se investigan en este trabajo se obtuvo sus respectivos rangos RVDA de 635.20 y un RVDF de 453.71, de donde resulta que es una geoforma con susceptibilidad alta (Tabla 10).

Cabe destacar que el deslizamiento del tipo caídas y desprendimientos que se identificó en esta geoforma se digitalizó como un solo polígono, ya que es una zona amplia. Esta tiene un área de 0.014km² que representa el 2.16% del área de la geoforma.

Esta caída de bloques y desprendimientos se presentan en la ladera SE de la geoforma que se caracteriza por tener una inclinación de hasta 46° y una morfología cóncava. También se ha identificado la presencia del SFT.

Se obtiene que esta forma del relieve de composición dacítica al estar fuertemente fracturada es muy susceptible a los deslizamientos.

d) Ladera inferior.

Esta geoforma obtuvo un RVDA de 93.43 y un RVDF de 5587.61 por lo cual, se clasifico con una susceptibilidad alta (Tabla 10).

Los 19 deslizamientos que se identificaron en esta geoforma se presentan en vertientes de los arroyos secundarios ASC1 y ASC2. 13 de los 19 deslizamientos se localizaron en laderas del arroyo ASC2 con una morfología recta y 6 se ubicaron en laderas del arroyo ASC1 que presentan una morfología cóncava. Los deslizamientos encontrados en ambos arroyos se originaron en pendientes de 10° a 15°. Cabe destacar que la profundidad de los arroyos varia, pues en el arroyo ASC1 la profundidad es de hasta 25m, mientras que el arroyo ASC2 que presenta mayor número de deslizamientos llega a tener una profundidad de hasta 35m. Además estos procesos se encuentran en un rango de altitud de 3317 m s. n. m. a 3560 m s. n. m.

Por ello, se puede interpretar que esta geoforma presenta mayor humedad debido a la altitud donde se encuentra. Esto ocasiona que los depósitos de caída sean más pesados al contener mayor humedad y por consecuencia, se deslicen sobre los depósitos de avalanchas de escombros. De ahí que esta geoforma tenga laderas inestables en donde se pueden desarrollar los deslizamientos.

En resumen, las formas del relieve que obtuvieron una susceptibilidad baja se localizan al NW, N, NE de la cuenca y representan el 51.38% del área de la cuenca, en cambio las geoformas que se clasifican con una susceptibilidad moderada se ubican en la parte central de la cuenca y son el 38.06% del área de la cuenca. Por otro lado, las geoformas que se caracterizan por tener una susceptibilidad alta se localizan en la parte centro-oeste y centro-este de la cuenca, y presentan 10.56% del área de la cuenca (Tabla 11).

Tabla 11. Porcentaje del área de susceptibilidad en la cuenca La Ciénega.

GEOFORMAS	SUSCEPTIBILIDAD	PORCENTAJE %	
Domo 1	Bajo	51.38	
Domo 2	Bajo		
Domo 4	Bajo		
Circo glaciar	Bajo		
Lomeríos de lava cubiertos por pómez y cenizas	Bajo		
Lomeríos de lava cubiertos por piroclastos	Bajo		
Colada de lava parcialmente cubierta por piroclastos	Bajo		
Cono del Nevado de Toluca	Bajo		
Ladera superior	Bajo		
Mesa de lava	Bajo		
Planicie aluvial	Bajo		
Lomeríos de pómez y depósitos de caída	Moderado		38.06
Lomeríos de piroclastos	Moderado		
Lomeríos de pómez, bloques y cenizas	Moderado		
Lomeríos de pómez de caída y flujos piroclásticos	Moderado		
Colada de lava cubierta de flujos de pómez y cenizas	Moderado		
Abanico aluvial	Moderado		
Lomeríos de avalanchas de escombros cubierto por piroclastos	Alto	10.56	
Domo 5 parcialmente sepultado	Alto		
Domo 3	Alto		
Ladera inferior	Alto		

De acuerdo con lo anterior se interpreta que los valores moderados y altos de susceptibilidad a deslizamientos se presenta en las geoformas Lomeríos de avalancha de escombros cubierto por piroclastos, Lómeríos de piroclastos, Domo 3, Ladera inferior, Lomeríos de pómez y depósitos de caída, Lomeríos de pómez, bloques y cenizas, Lomeríos de pómez de caída y flujos piroclásticos, Coladas de lava cubierta de flujos de pómez y ceniza, abanico aluvial y Domo 5 parcialmente sepultado, las cuales representan el 48.62% del área de la cuenca La Ciénega (Figura 74).

Los valores de susceptibilidad baja en la cuenca La Ciénega se explican a partir de la nula o poca frecuencia de los deslizamientos, de la baja o moderada densidad de la red fluvial y de las características litológicas de las geoformas, es decir, que los materiales que constituyen las formas del relieve suelen ser estables, resistentes a la erosión fluvial y a los deslizamientos. Mientras que los valores de susceptibilidad moderada son consecuencia del

área de afectación de los deslizamientos sobre las geoformas, la moderada densidad de la red fluvial resultado de la presencia del SFT o de la falla principal Tenango, de la poca cohesión y variabilidad de materiales volcánicos y a la morfología de las laderas de tipo cóncava. En cuanto a los valores de susceptibilidad alta se deben a área de afectación de los deslizamientos con respecto al área de las geoformas, la moderada y alta densidad de la red fluvial que es consecuencia del control estructural ejercido por el SFT, de la poca cohesión y variabilidad de materiales volcánicos y a la morfología de las laderas de tipo cóncava. También, se debe a la altitud donde se encontraron los deslizamientos (Figura 74).

4.2. MAPA DE SUSCEPTIBILIDAD A DESLIZAMIENTO EN LOS ARROYOS SECUNDARIOS ASC1 Y ASC2.

En este apartado se realizó el análisis general del mapa de susceptibilidad enfocado al área de estudio. Este mapa evidencia la susceptibilidad de las geoformas en las cuales se desarrollan los arroyos secundarios ASC1 y ASC2 y las que presentan deslizamientos.

Los arroyos secundarios ASC1 y ASC2 localizados en la parte central y sur de la cuenca la Ciénega se caracterizan por ser afluentes estacionales del arroyo principal la Ciénega (Figura 74).

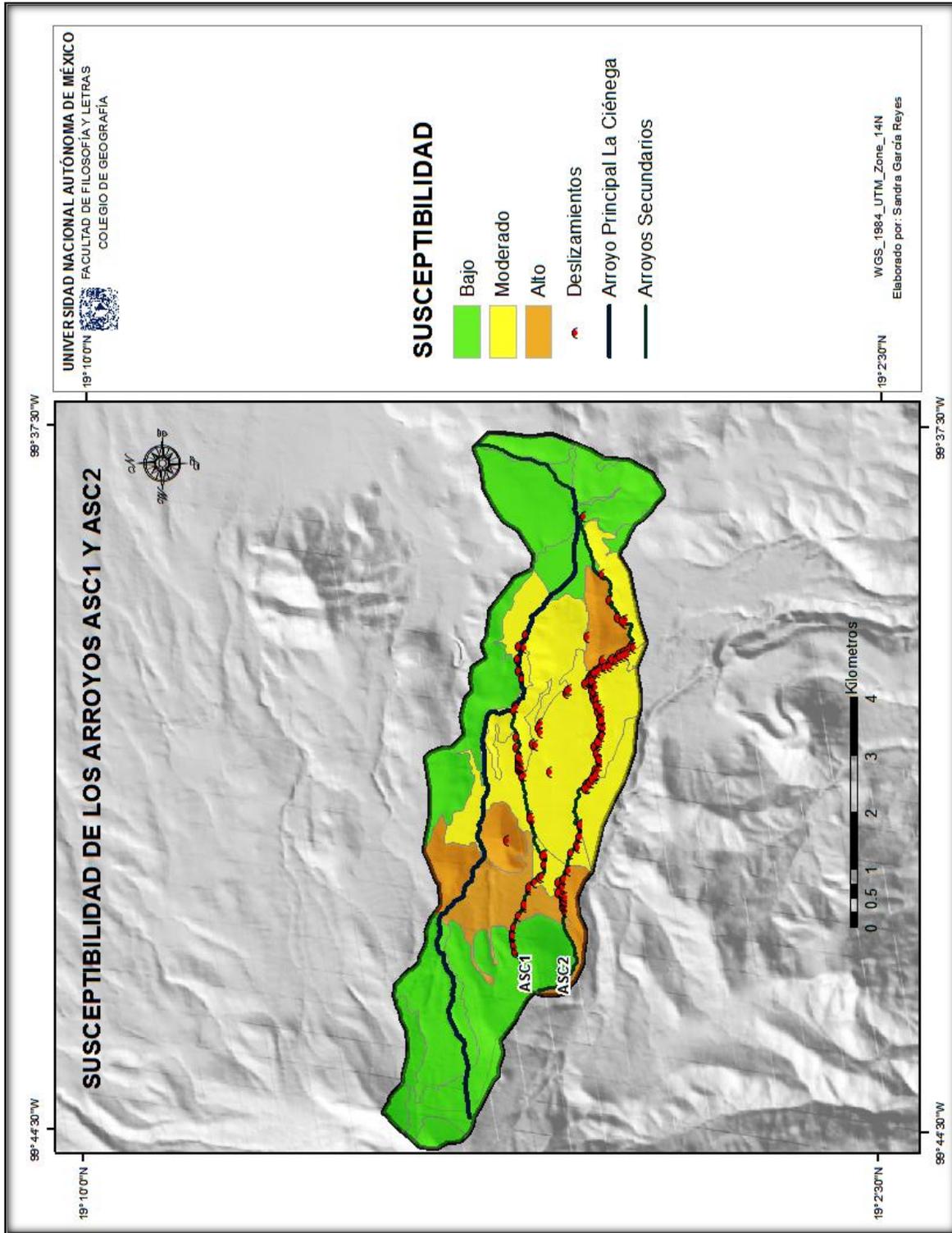


Figura 74. Mapa de susceptibilidad en los arroyos ASC1 y ASC2.

El arroyo ASC1 se originan a una altitud de 3780 m s. n. m. y desemboca a la par con el arroyo ASC2 a una altitud de 2768 m s. n. m.

La cabecera del arroyo ASC1 comienza en la geoforma Colada de lava parcialmente cubierta de piroclastos que tiene una susceptibilidad baja, ya que se inventariaron pocos deslizamientos. Después este afluente atraviesa la geoforma Ladera inferior que se caracteriza por tener una susceptibilidad alta, ya que las laderas que la componen pueden presentar mayor humedad y los materiales que la componen presentan diferentes litologías. Aguas abajo va disectando las geoformas Lomeríos de piroclastos, Lomeríos de pómez y depósitos de caída, Coladas de lava cubierta por flujos de pómez y ceniza, y Abanico aluvial. Todas ellas presentan una susceptibilidad moderada, de acuerdo al área de la geoforma con respecto a los deslizamientos identificados, la variabilidad de los materiales y la presencia del SFT. Finalmente, este arroyo va depositando su carga en la geoforma planicie aluvial. Después va erosionando las laderas de las geoformas Mesa de lava y Lomeríos de lava cubiertos de pómez y ceniza. Estas 3 geoformas presentan una susceptibilidad baja, debido a que no se encontraron deslizamientos (Tabla 12).

Tabla 12. Susceptibilidad de las geoformas en las que se forma el arroyo ASC1.

GEOFORMAS DEL ARROYO ASC1	SUSCEPTIBILIDAD
Colada de lava parcialmente cubierta de piroclastos	Bajo
Lomeríos de lava cubiertos de piroclastos	Bajo
Planicie aluvial	Bajo
Mesa de lava	Bajo
Lomeríos de lava cubiertos por pómez y cenizas	Bajo
Lomeríos de piroclastos	Moderado
Lomeríos de pómez y depósitos de caída	Moderado
Colada de lava cubierta de pómez y cenizas	Moderado
Abanico aluvial	Moderado
Ladera inferior	Alto

El arroyo ASC2 se originan a una altitud de 3835 m s. n. m. y desemboca a una altitud de 2768 m s. n. m. Este arroyo comienza a disectar las laderas de la geoforma colada de lava parcialmente cubierta por piroclastos que presenta una susceptibilidad baja, ya que tiene solo un deslizamiento y los materiales que la constituyen son más resistentes a la erosión. Después este afluente erosiona las formas del relieve lomeríos de avalanchas de escombros cubiertos por piroclastos por el margen derecho y ladera inferior por el margen izquierdo, ambas geoformas se caracterizan por tener una susceptibilidad alta, a causa de la altitud en la que se encuentra y de la variabilidad de la litología, lo que ocasiona que las laderas al estar expuestas a mayor humedad tienden a deslizarse sobre materiales más estables.

Aguas abajo el arroyo ASC2 va disectando las geoformas Lomeríos de pómez y depósitos decaída, Lomeríos de pómez, bloques y cenizas, y Lomeríos de pómez de caída y flujos piroclásticos, las cuales tienen una susceptibilidad moderada a causa del área de las geoformas con respecto a los deslizamientos, el tipo de materiales y la presencia de fallas y fracturas. Posteriormente el arroyo cambia su orientación al SE debido al control estructural que ejerce el SFT. Luego este arroyo erosiona la geoforma Domo 5 parcialmente sepultado que se localiza en el margen izquierdo y presenta una susceptibilidad alta de acuerdo al número de deslizamientos que se encontraron y a la presencia del SFT. Finalmente en las geoformas Planicie aluvial y Lomeríos de lava cubiertos de pómez y ceniza la susceptibilidad presenta una valoración baja debido a la poca frecuencia de deslizamientos y la poca pendiente (Tabla 13).

Tabla 13. Susceptibilidad de las geoformas en las que se forma y atraviesa el arroyo ASC2.

GEOFORMAS DEL ARROYO ASC1	SUSCEPTIBILIDAD
Colada de lava parcialmente cubierta de piroclastos	Bajo
Planicie aluvial	Bajo
Lomeríos de lava cubiertos por pómez y cenizas	Bajo
Mesa de lava	Bajo
Lomeríos de piroclastos	Moderado
Lomeríos de pómez y depósitos de caída	Moderado
Lomeríos de pómez, bloques y cenizas	Moderado
Lomeríos de pómez de caída y flujos piroclásticos	Moderado
Lomeríos de avalanchas de escombros cubierto de piroclastos	Alto
Ladera inferior	Alto
Domo 5 parcialmente sepultado	Alto

Cabe destacar que el 84.35% del arroyo secundario ASC2 se desarrolla sobre geoformas con una alta y moderada susceptibilidad a deslizamientos, mientras que el 58.59% del arroyo ASC1 se desarrolla sobre geoformas con una alta y moderada susceptibilidad a los deslizamientos.

Esto se explica a partir de la presencia de 5 factores que se encontraron durante el análisis de susceptibilidad, la pendiente, la altitud, las características litológicas y estructurales (fallas) de las geoformas y la morfología de las laderas, éstas se explican a continuación:

Pendiente y altitud.

La pendiente se considera un elemento importante en el desarrollo de los procesos geomorfológicos como los deslizamientos (Prima y Yoshida, 2010), ya que cuando el ángulo de la pendiente es mayor incrementa la tensión en el suelo o del material litológico que no

está consolidado y tiende a transportarse ladera abajo (Cardozo, 2013; Viltres y Guardado, 2014). Además el conocimiento de la pendiente revela cambios bruscos en estructuras geológicas. Por otro lado existen instituciones que basan sus estudios en la identificación de pendientes inestables para la mitigación de riesgos por deslizamientos (Washington State, DNR, 2006).

La influencia del factor altitud sobre las laderas montañosas se manifiesta de diversas formas, una de ellas, es que a una mayor altitud existe una mayor precipitación y por consecuencia mayor humedad en el suelo (Hossne y Américo, 2008; Martínez et al., 2010). Lo que ocasiona que cambien las propiedades físicas del suelo, obteniendo una mayor densidad. Esto repercute en las laderas, ya que debido al aumento de peso en las partículas tienden a deslizarse por efecto de la gravedad (Alcántara y Echavarría, 2001).

De acuerdo a lo anterior se explica cómo los factores, pendiente y altitud han sido importantes en el desarrollo de los deslizamientos en los arroyos ASC1 y ASC2:

Los deslizamientos en el arroyo ASC1 se pueden dividir en dos grupos, el primero se localiza en un rango de altitud de 3639 m s. n. m. a 33268 m s. n. m. y el segundo grupo se localiza en un rango de altitud de 3150 m s. n. m. a 3086 m s. n. m. De acuerdo con los datos obtenidos del mapa de pendientes de la cuenca la Ciénega se tiene que ambos grupos de deslizamientos se originan en pendientes de 6° a 30° y sobre depósitos de avalanchas de escombros. Sin embargo, en el primer grupo la pendiente donde se originan los deslizamientos va de 6° a 18°. El origen de estas pendientes se explica a partir de la influencia de la altitud y la morfología plana de las laderas. Por el contrario, las pendientes del segundo grupo se formaron en pendientes de 6° a 36° y en valles con una profundidad de hasta 30 m con morfología cóncava (Figura 76).

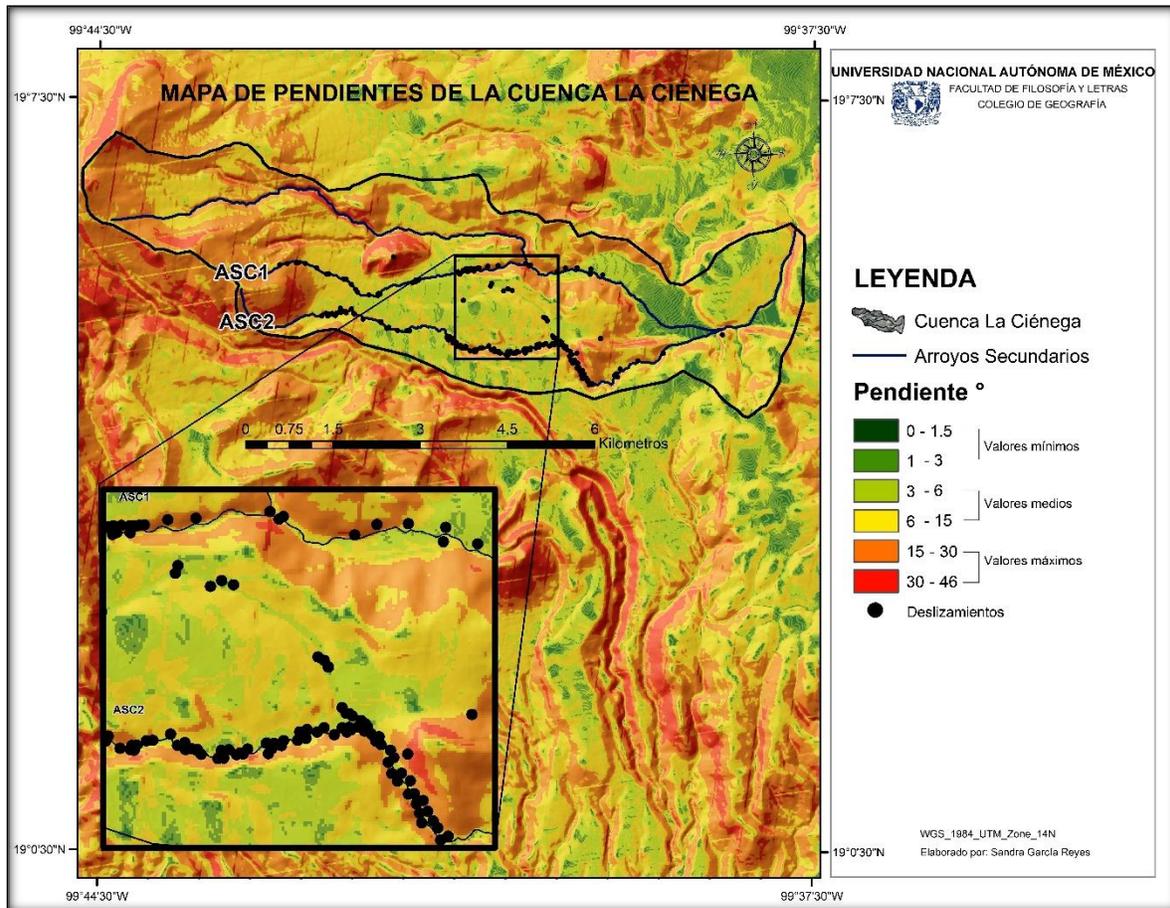


Figura 75. Localización de pendientes en los arroyos ASC1 y ASC2.

La presencia de los deslizamientos en el arroyo ASC2 ocurre de manera general en pendientes de 6° a 30° , estos valores coinciden con los que se presentan en el arroyo ASC1, sin embargo se pueden diferenciar dos grupos de deslizamientos, el primero se localiza en un rango de altitud de 3368 m s. n. m. a 3221 m s. n. m. y se caracterizan por ocurrir en pendientes 6° a 16° . El segundo grupo es identificado en un rango de altitud de 2130 m s. n. m. a 2946 m s. n. m. y se originan en pendientes de 6° a 30° (Figura 76). Esta diferencia de pendientes en estos dos grupos se debe a que las vertientes en donde se origina el segundo grupo de deslizamientos están sujetas al control estructural del SFT.

De acuerdo a lo anterior se explica que las pendientes del primer grupo de deslizamientos tanto en el arroyo ASC1 y ASC2 son producto de la relación de las características litológicas con la altitud. Mientras que las pendientes del segundo grupo de deslizamientos de los arroyos ASC1 y ASC2 se originan de acuerdo al SFT, lo que causa una mayor densidad de deslizamientos (Figura 76).

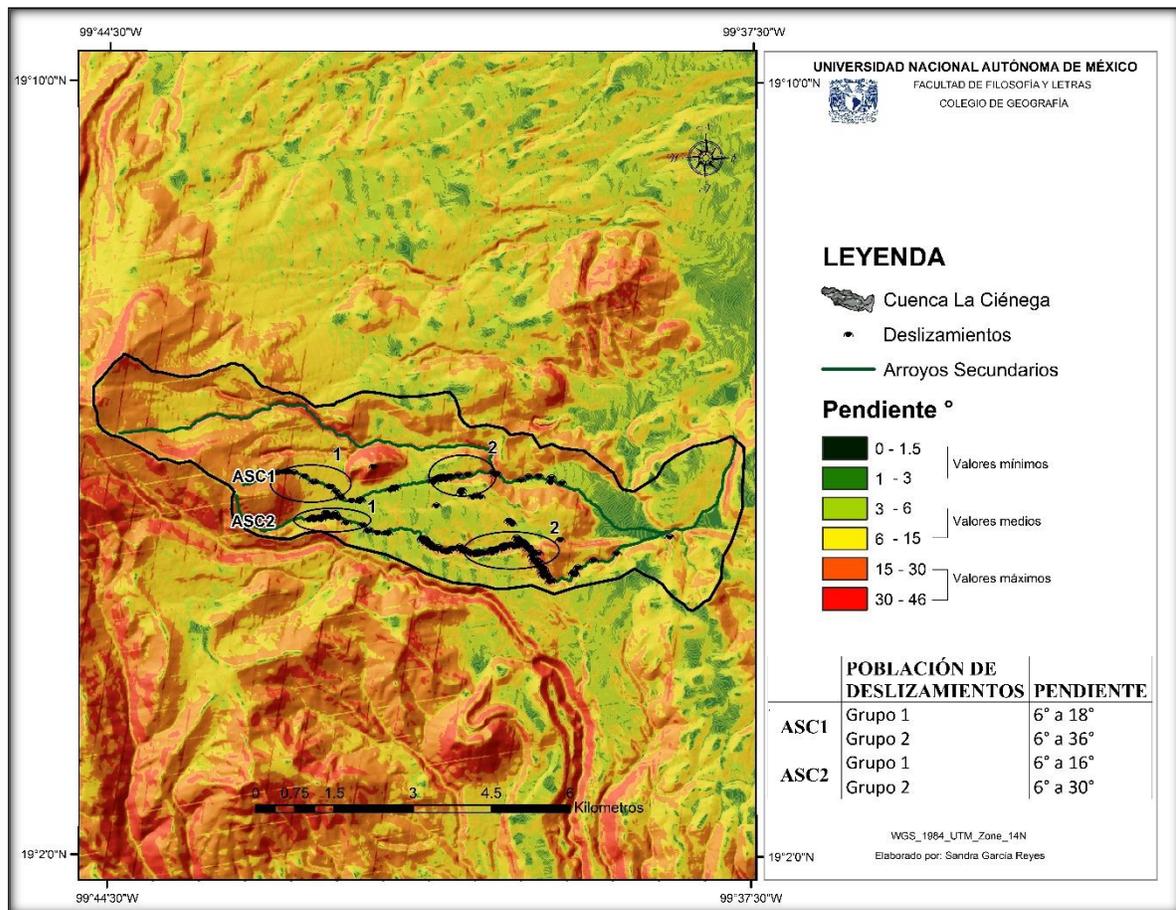


Figura 76. Relación de la población de deslizamientos y la inclinación del terreno.

Características litológicas de las geoformas y fallas geológicas.

Diversos autores mencionan que las características litológicas como el tipo de rocas y los rasgos estructurales son parte de los procesos genéticos del relieve y predisponen la capacidad de los procesos erosivos y de transporte (Flores y Alcántara, 2002; Washington State, DNR 2006, Carlos et al., 2007; Espinosa et al., 2014). Por lo tanto, las características físicas y mecánicas de los materiales litológicos determinan ciertos comportamientos de deformación, falla y estabilidad (Lugo et al., 2005; Moreiras, 2009). De lo anterior se explica cómo las características litológicas y el control estructural han sido importante en el desarrollo de los deslizamientos en los arroyos ASC1 y ASC2:

La susceptibilidad de deslizamientos en los arroyos ASC1 y ASC2 se debe a factores como, la discontinuidad de los estratos litológicos, la poca consolidación entre los distintos materiales, las intercalaciones de material fino y grueso y la presencia de fallas en ambos arroyos.

Para explicar esta relación se analizó y comparó información obtenida de 4 columnas estratigráficas. 2 columnas se ubican al NW del arroyo ASC1 y 2 columnas se localizan al SE del arroyo ASC2 (Figura 77).

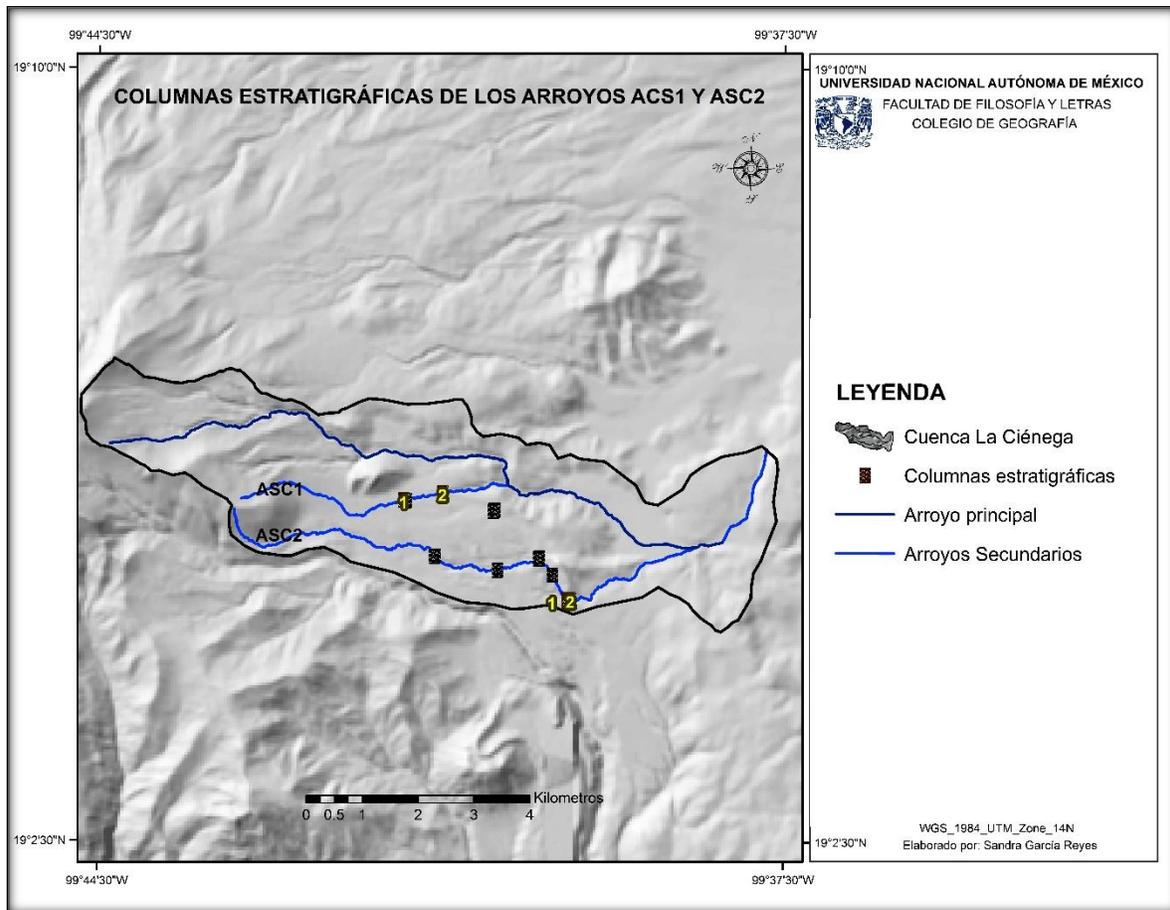


Figura 77. Localización de las columnas estratigráficas en los arroyos ASC1 y ASC2.

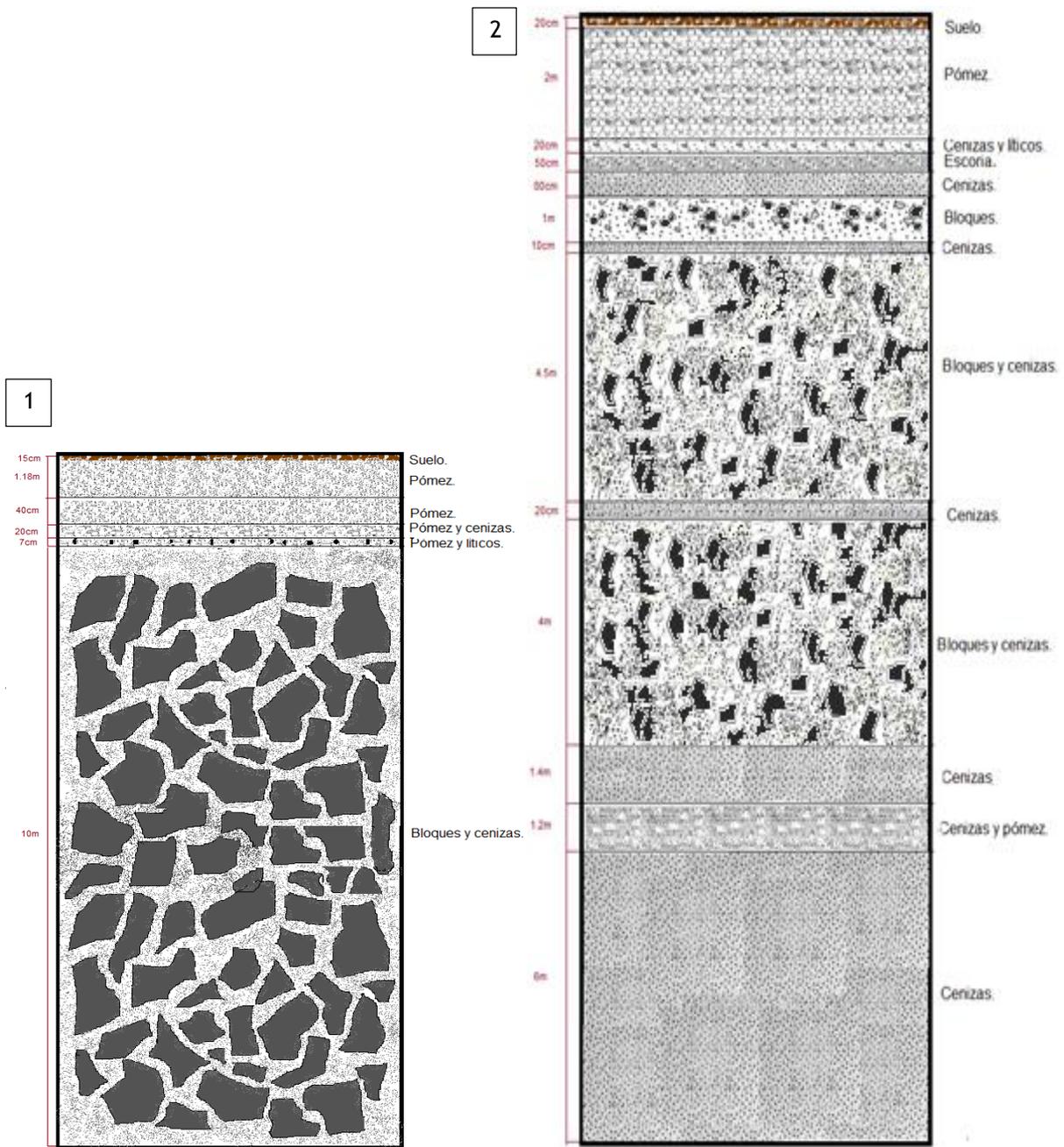


Figura 78. Columnas estratigráficas obtenidas al NW del arroyo ASC1.

Estas columnas estratigráficas pertenecen al margen izquierdo del arroyo ASC1 y existe una distancia entre ellas de 700 m aprox. (Figura 78).

La primera columna estratigráfica se caracteriza por tener en la base un estrato amplio y estable de bloques y cenizas a los que le suceden estratos de pómez. En esta zona se identificó un deslizamiento de escombros y su origen se debe a que los estratos de pómez contienen

mayor humedad. Esta característica permite que el estrato de pómez aumente su densidad lo que posibilita su desplazamiento sobre materiales más estables (Figura 78-1).

La segunda columna tiene variación de materiales en cada uno de los estratos, por ejemplo, en la base de la columna se presentan materiales finos como cenizas. Posteriormente se encuentra un estrato de bloques y nuevamente se presentan intercalaciones de estratos de ceniza y bloques, finalmente se presenta un estrato de pómez. Esta variabilidad de materiales no permite la compactación homogénea entre los estratos y es a lo que se debe su inestabilidad. Además en esta parte del arroyo se ha identificado el SFT. Esto permite inferir que la diversidad de materiales volcánicos sujetos a un control estructural impera en el desarrollo de deslizamientos (Figura 78-2).

Se puede observar que la zona en donde se realizó la primera columna estratigráfica, a pesar de que se haya identificado un deslizamiento, es más estable que el área donde se hizo la segunda columna, ya que no se caracteriza por tener diversidad de materiales ni por presentar fallas o fracturas que permitan el desarrollo de deslizamientos.

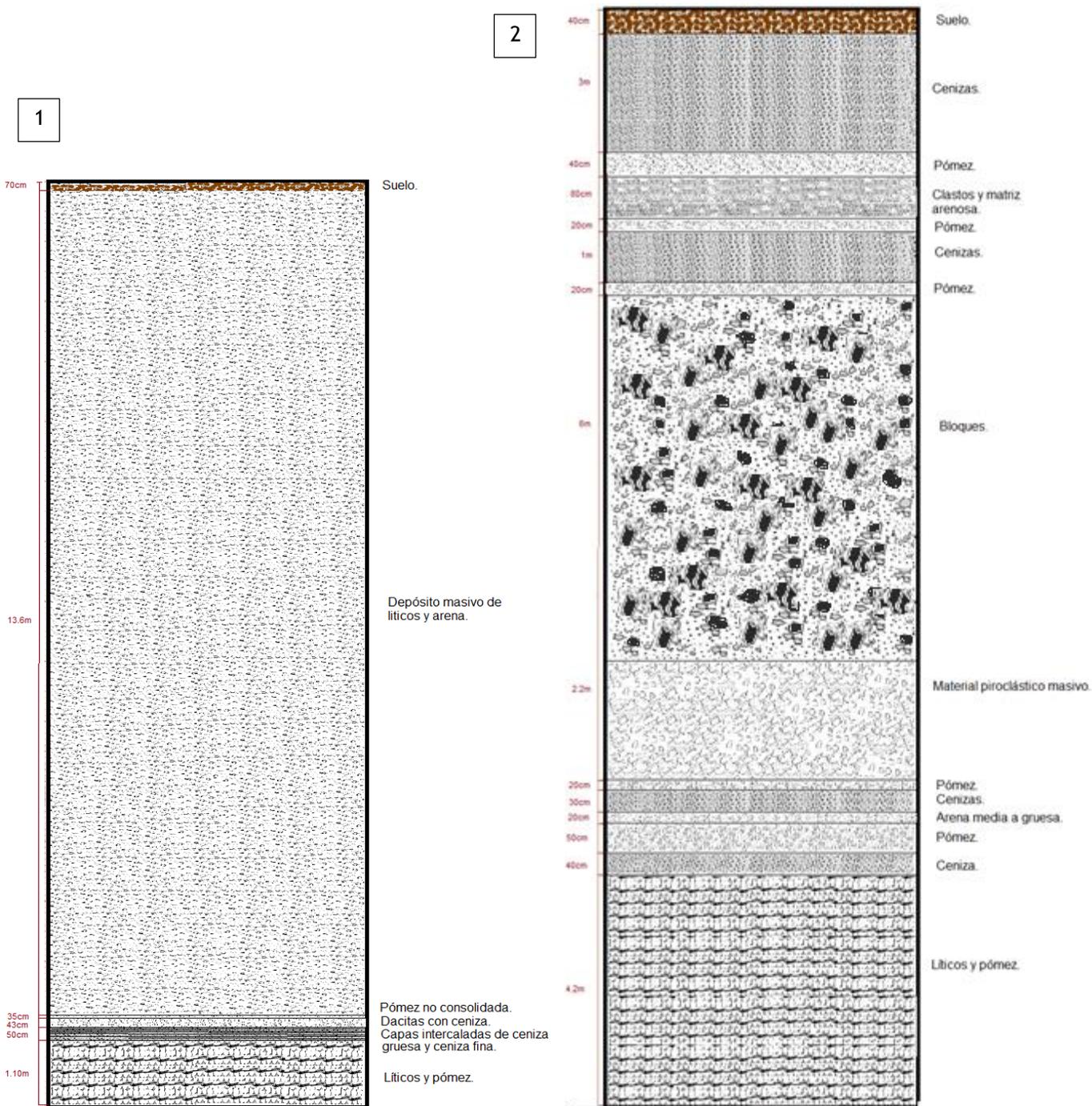


Figura 79. Columnas estratigráficas obtenidas al SE del arroyo ASC2.

Estas columnas estratigráficas se realizaron en el arroyo ASC2. La primera columna se obtuvo en el margen derecho del arroyo y la segunda columna se realizó en el margen izquierdo. Se encuentran a una distancia aprox. de 30 m una de la otra (Figura 79).

Se puede observar que la primera columna presenta un primer estrato de pómez y cenizas. Después le sigue un estrato compuesto de líticos y pómez envueltos en una matriz arenosa fácilmente erosionables (Figura 79-1).

La segunda columna estratigráfica se caracteriza de forma general por tener intercalación de materiales líticos, cenizas y pómez con un estrato de bloques que es cubierto por diversos estratos de pómez, cenizas, clastos y arena. Esta falta de compacidad entre los límites de los estratos genera una inestabilidad (79-2).

Cabe destacar que ambas márgenes del arroyo ASC2 están sujetas a la presencia del SFT (Figura 80).

Se identificó que ambas vertientes del arroyo presentan una alta densidad de deslizamientos a pesar de las diferencias en las características de estratos.

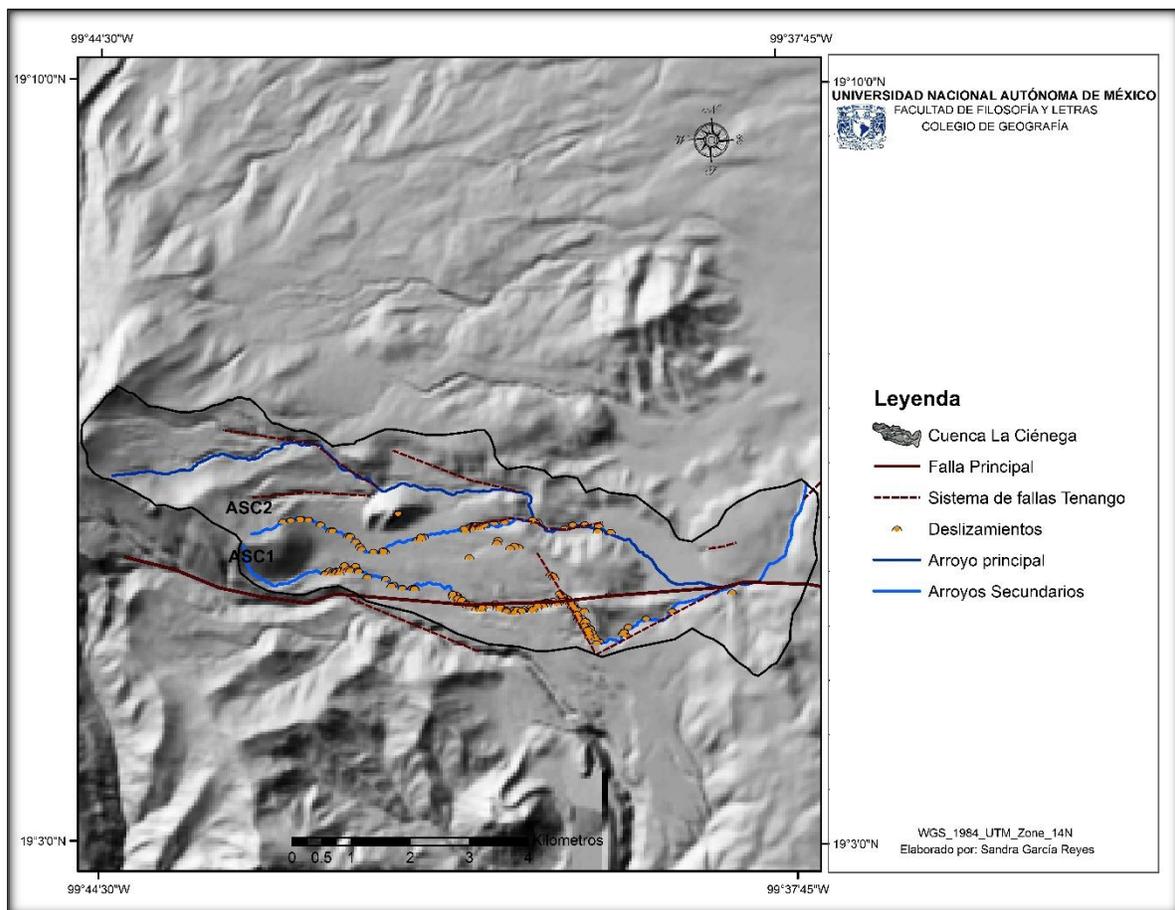


Figura 80. Relación entre el sistema de Fallas Tenango y los deslizamientos en los arroyos secundarios ASC1 y ASC2 (Norini et al., 2006).

Morfología de las laderas.

La morfología de las laderas es una variable influyente en el desarrollo de deslizamientos, pues a partir de la curvatura de las laderas se controla la aceleración y la convergencia del flujo de agua (Washington State, DNR, 2006; Vasantha y Bhagavanulu, 2007; Prima y Yoshida, 2010; Cardozo, 2013). Esto define si una ladera será erosionada formando cárcavas y barrancos o será desestabilizada completamente. Esto último ocurre cuando los materiales que constituyen la vertiente permiten la infiltración del agua llenando así los espacios entre las partículas, lo que origina que incrementen su peso y sean transportados ladera abajo.

De acuerdo a lo anterior se explica como la morfología de laderas es un factor importante en el desarrollo de los deslizamientos en los arroyos ASC1 y ASC2:

La importancia de este factor para los arroyos ASC1 y ASC2 se explica a partir de que el 80% de los deslizamientos ocurrieron en laderas cóncavas con valores negativos de -6.36 a -0.63 . El 15% de los deslizamientos se origina en laderas convexas con valores de 0 a 8.62 y solo el 5% de los deslizamientos ocurrieron en laderas rectas con un valor de \emptyset . La mayor incidencia de deslizamientos tiene una preferencia en laderas cóncavas en ambos arroyos (Figura 81).

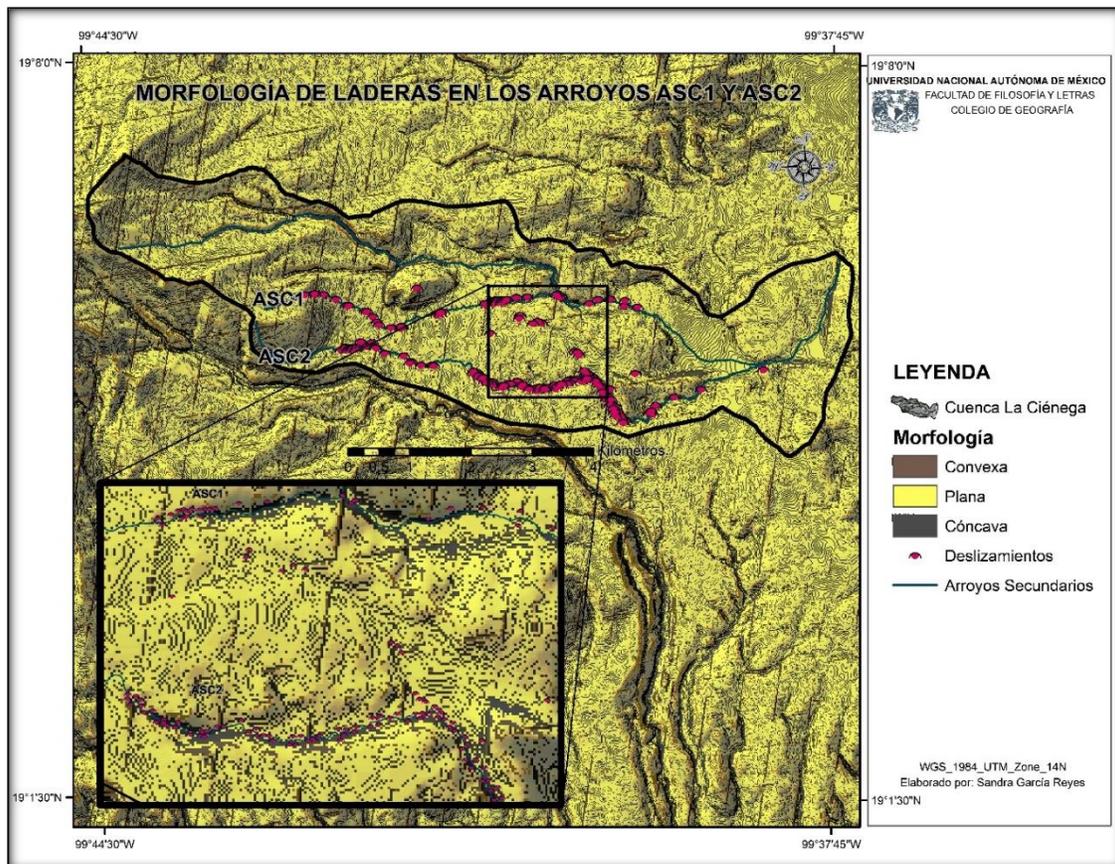


Figura 81. Localización de deslizamientos en laderas con morfología cóncava.

Como resultado del análisis antes descrito, se obtuvo que los factores que inciden en el desarrollo de los deslizamientos en los arroyos ASC1 y ASC2 son la pendiente, la morfología de laderas, la litología, el control estructural y en algunos casos la altitud. Estos pueden presentarse en combinación con otros factores, es decir, en algunos deslizamientos se encontró que las diferencias litológicas y el control estructural influían en el desarrollo de deslizamientos, en otros casos la pendiente y la morfología de laderas eran los factores que causaban la inestabilidad de ladera y en menor medida la altitud y la morfología de laderas eran los factores principales. Por ejemplo, en tabla 15 (Ver anexo B), se muestra que características litológicas, de pendiente, morfología de laderas y número de deslizamientos caracterizan a cada geoforma. En esta tabla se observa que los factores que se presentan con mayor énfasis en geoformas con susceptibilidad moderada y alta son la pendiente que caracteriza a las geoformas con inclinaciones de 6° hasta 45°, la morfología de laderas del tipo cóncavas, las características litológicas como los depósitos piroclásticos, bloques procedentes de avalanchas de escombros y de colapsos de domos.

Con esta información es posible saber en un futuro qué áreas pueden llegar a ser susceptibles a los deslizamientos.

4.3. ÁREA RURAL DE LA CUENCA LA CIÉNEGA PROPENSA A LOS DESLIZAMIENTOS.

A lo largo de la existencia humana la superficie terrestre y los procesos a los que está expuesta han sido modificados directa o indirectamente, principalmente por los asentamientos humanos (Szabó, et al., 2010). Por ejemplo, actualmente las actividades humanas han propiciado el aumento de desastres por deslizamientos, ya que la construcción de asentamientos irregulares provoca una desestabilización en las laderas, al poner más peso y cambiar la solidez de los materiales que la constituyen (Alcántara y Echavarría, 2001).

En este apartado se analizara de forma breve cuales son las geoformas y las áreas rurales cercanas a los arroyos ASC1 y ASC2 que son propensas a ser afectadas por los deslizamientos.

En primera instancia se observó que las áreas pertenecientes a la localidad de Santa Cruz Pueblo Nuevo que contienen cada una de las geoformas y que pueden ser afectadas por los deslizamientos son:

La geoforma Lomeríos de pómez y depósitos de caída que presenta 92 deslizamientos pueden afectar el 6.33% de la localidad. La geoforma Coladas de lava cubierto de pómez y ceniza que presenta 7 deslizamientos pueden afectar el 1.33% de la localidad (Tabla 6).

Por otro lado, la geoforma Abanico aluvial que presenta pocos deslizamientos pueda afectar el 75.77% de la localidad (Tabla 14), ya que es posible que un aumento de deslizamientos y

el crecimiento constante de la población hacia el arroyo ASC1 puedan desencadenar un desastre como el ocurrido en el año 1940. También se identificó que el área de viviendas presentes en la geoforma Lomeríos de pómez de caída y flujos piroclásticos pueden ser afectadas debido a la cercanía del arroyo ASC2 en dónde se registraron 3 deslizamientos de hasta 40 m (Figura 82).

Tabla 14. Porcentaje del área de viviendas pertenecientes a la localidad de Santa Cruz Pueblo Nuevo cercanas a los arroyos ASC1 y ASC2 que pueden ser afectadas por los deslizamientos y la geoforma donde se encuentran.

GEOFORMA	INFLUENCIA DEL ARROYO	NÚM. DE DESLIZAMIENTOS IDENTIFICADOS	ÁREA DE VIVIENDAS POTENCIALMENTE AFECTADAS %
Lomeríos de pómez y depósitos de caída	Arroyo ASC1	92	6.33
Coladas de lava cubiertas de flujos de pómez y ceniza	Arroyo ASC1	7	1.33
Abanico aluvial	Arroyos ASC1 y ASC2	3	75.77
Lomeríos de pómez de caída y flujos piroclásticos	Arroyo ASC2	3	1.71
Lomeríos de lava cubiertos por piroclastos	Arroyo ASC1	2	10.75
Lomeríos de lava cubierto de pómez y ceniza	Arroyos ASC1 y ASC2	1	4.09

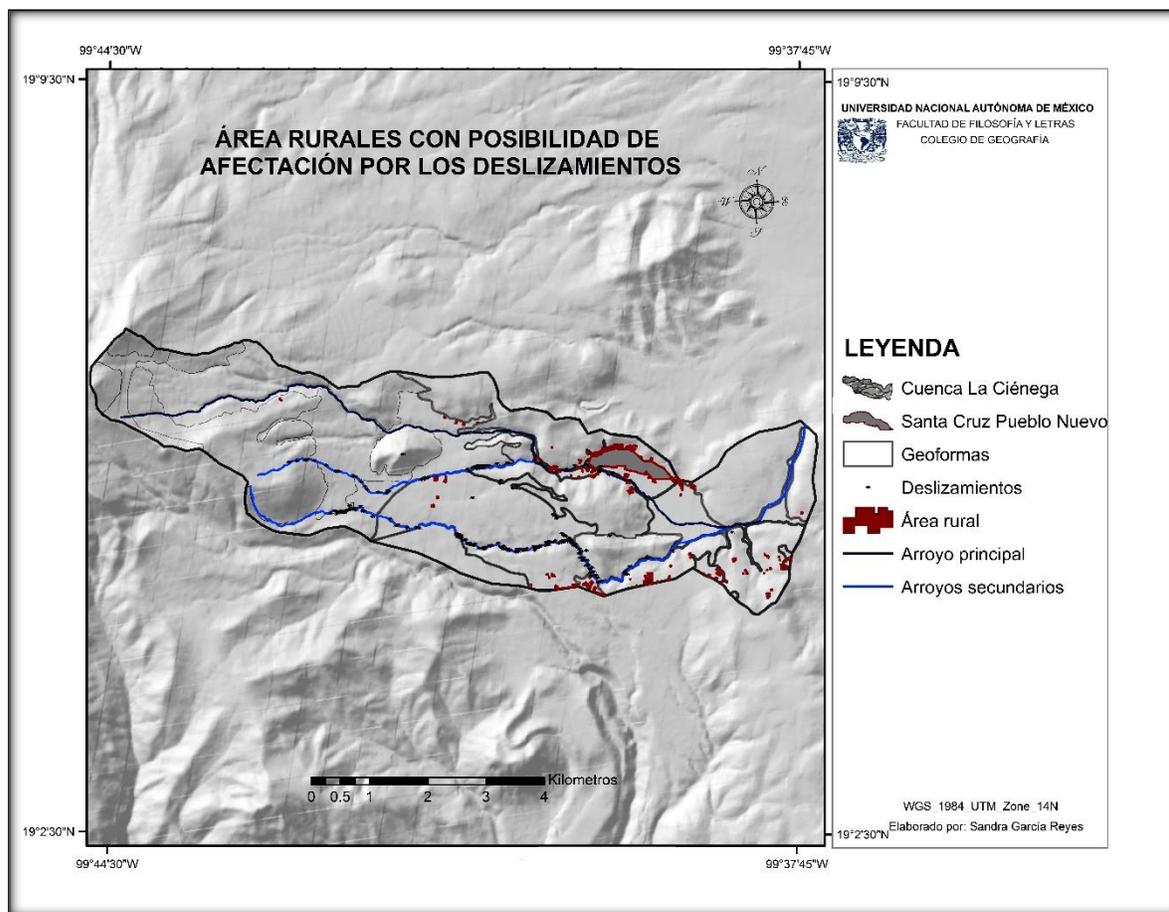


Figura 82. Localización de áreas rurales que pueden ser afectadas por los deslizamientos y que se encuentran cercanas a los arroyos ASC1 y ASC2.

En otro aspecto, cabe destacar que no se tomaron datos de la población de Santa Cruz Pueblo Nuevo del año 1999 y 2015 debido a que no se encontraron datos disponibles de población de la localidad para esos años. Solo se contó con datos del Censo de INEGI del año 2010.

Al noreste y sureste de la cuenca se observó un crecimiento del área rural perteneciente a la localidad de Santa Cruz Pueblo Nuevo de acuerdo a la comparación de la ortofoto de INEGI del año 1999 con la imagen de satélite Google Earth 2015 (Figura 83 y 84).

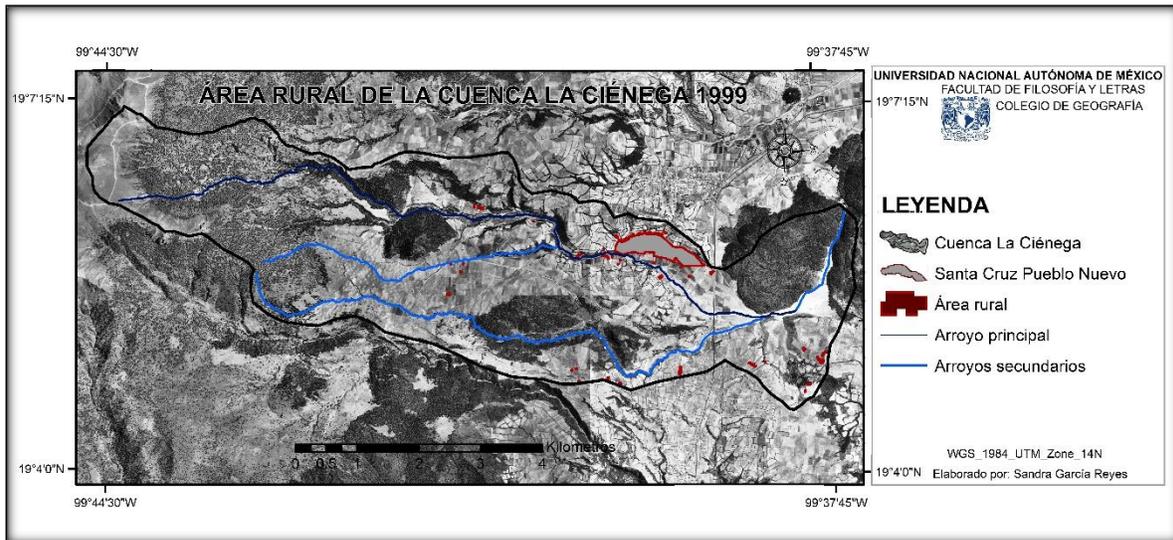


Figura 83. Área rural de la cuenca La Ciénega para el año 1999 (INEGI, 1999).

Se tiene que para el año de 1999 el área rural de la localidad de Santa Cruz Pueblo Nuevo con respecto al área de la cuenca La Ciénega representaba el 0.54% y para el año 2015 el área rural se representaba el 1.71%. Es decir, el área rural incremento en 1.17%.

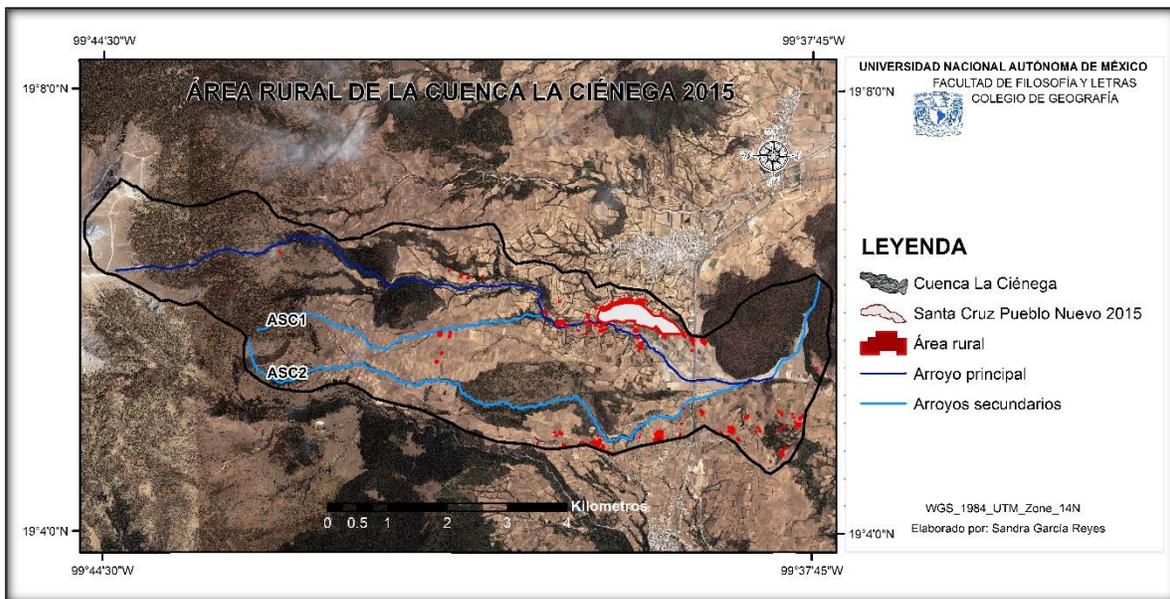


Figura 84. Área rural de la cuenca La Ciénega para el año 2015 (Google Earth, 2015).

En las figuras 83 y 84 se puede apreciar un aumento de la localidad hacia el norte y suroeste, sobre el cauce que une al arroyo principal La Ciénega, el arroyo ASC1 y sobre las geoformas

Lomeríos de lava cubiertos de piroclastos, Coladas de lava cubierta de flujos de pómez y ceniza, pero principalmente sobre la geoforma Abanico aluvial. Estas dos últimas geoformas Coladas de lava cubierta de flujos de pómez y ceniza, y Abanico aluvial presentan una susceptibilidad moderada a los deslizamientos. También se puede observar un incremento del área rural al SE del arroyo ASC2 sobre las geoformas lomeríos de pómez de caída y flujos piroclásticos, y lomeríos de pómez y depósitos de caída que tienen una susceptibilidad moderada.

Este incremento del área rural sobre los cauces y de acuerdo a los antecedentes del lugar puede representar un riesgo para la población (Figura 85). Debido a que en la transición de los arroyos, que pasan de una zona de piedemonte inferior en donde se presentan procesos de erosión a una zona de planicie, donde los arroyos depositan su carga, justo donde se encuentra la mayor parte de la población de la localidad.

Esto es preocupante porque históricamente se han presentado lluvias extraordinarias en la zona que han provocado la formación de flujos de escombros y han impactado sobre la población que se encontraba asentada cerca y sobre los cauces de los arroyos causando el desplazamiento de los habitantes.

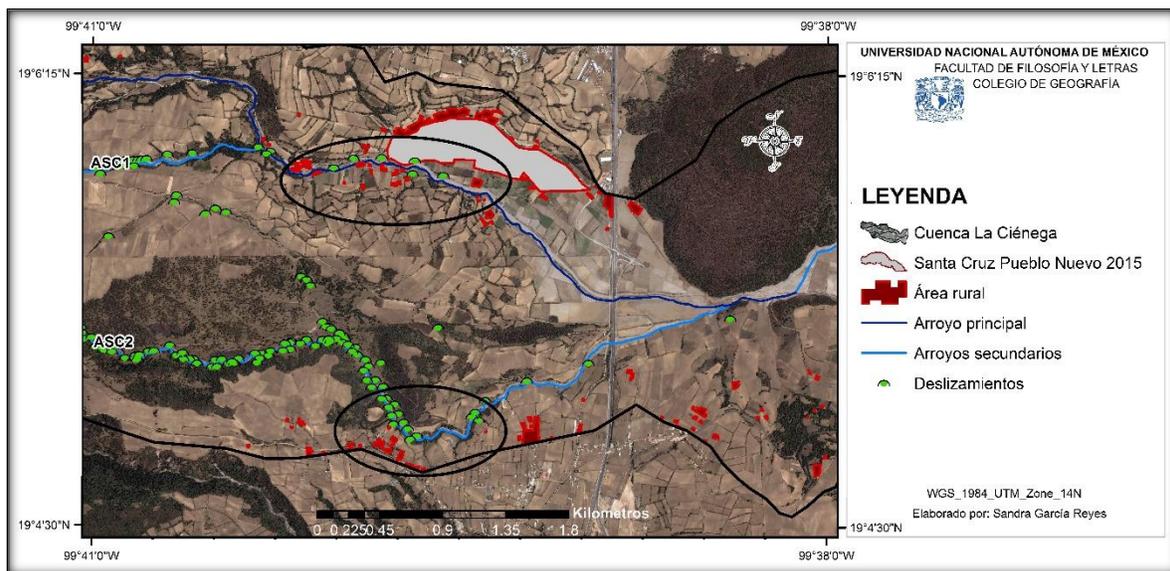


Figura 85. Localización de viviendas de Santa Cruz Pueblo Nuevo que pueden ser afectadas por los deslizamientos.

Cabe destacar que al E del arroyo ASC1, sobre el margen derecho del cauce se ha identificado una expansión del área rural (Figura 85). Esta zona es propensa a un desastre, pues las geoformas que la constituyen se caracterizan por presentar un sustrato heterogéneo, están sujetas a un control estructural activo y además, se han identificado 9 deslizamientos.

Por otro lado, de acuerdo al análisis del área sobre las al sureste de la cuenca La Ciénega cerca del arroyo ASC2, sobre las geoformas con susceptibilidad media como Lomeríos de pómez y depósitos de caída, y Lomeríos de pómez de caída y flujos piroclásticos, se observa que para el año de 1999 el área rural con respecto al área de la cuenca representaba el 0.02% y para el año 2015 incremento un 0.11%.

Lo anterior nos indica que si la población de la localidad de Santa Cruz Pueblo Nuevo continúa en expansión como lo viene haciendo, en las márgenes de los arroyos ASC1 y ASC2 o sobre las laderas que los constituyen es posible que sean afectados por la dinámica de deslizamientos.

CONCLUSIÓN

Esta investigación permitió conocer la susceptibilidad geomorfológica a deslizamientos en los arroyos secundarios ASC1 y ASC2 a partir de un inventario de deslizamientos, un mapa geomorfológico y un análisis estadístico por frecuencia y área.

Los objetivos fueron cumplidos y la hipótesis fue corroborada, pues se identificaron las formas del relieve más susceptibles a los deslizamientos y además, se determinó que la variabilidad de la susceptibilidad en cada una de las geoformas es debido a la diferencia morfométrica (pendiente y morfología de laderas), altimétrica y la geología (características litológicas y fallas geológicas), esto se explica a continuación:

Para la elaboración del mapa de susceptibilidad se utilizaron 3 métodos: 1) El método geomorfológico que posibilitó de manera cualitativa la identificación de aquellas geoformas con potencial a ser afectadas por deslizamientos. 2) El método estadístico por frecuencia y área que permitió respaldar los datos cualitativos ya obtenidos. 3) El método semicuantitativo realizado por el Departamento de Recursos Naturales (DNR) del Estado de Washington, EUA, 2006, el cual integró los datos de los dos métodos anteriores, lo que permitió el conocimiento de la susceptibilidad a deslizamientos por geoforma.

A partir de la construcción del inventario se identificaron 179 deslizamientos, de los que predominan los deslizamientos de escombros. Los deslizamientos se localizan en su mayoría al NW y en la parte central de los arroyos ASC1 y ASC2. Comúnmente los deslizamientos se originaron en laderas cóncavas constituidas de diversos materiales volcánicos y sujetos a un control estructural.

El mapa geomorfológico de la cuenca la Ciénega muestra el dominio de formas del relieve del tipo lomeríos en los arroyos secundarios ASC1 y ASC2. Estas geoformas se diferencian por las características morfométricas y geológicas.

De acuerdo a las características geomorfológicas y los datos del inventario las geoformas más susceptibles a los deslizamientos en el arroyo ASC1 son: Ladera inferior, Lomeríos de avalanchas de escombros cubiertos por piroclastos y Lomeríos de pómez y depósitos de caída. Estas tres geoformas son las mismas para el arroyo ASC2, sin embargo, la geoforma Domo 5 parcialmente sepultado, también representa una alta susceptibilidad para este arroyo.

Por consecuencia, con el presente estudio, se consideran los siguientes factores como partes importantes en la incidencia de deslizamientos:

La pendiente y la altitud. La relación ente la pendiente y la altitud crean zonas en los arroyos ASC1 y ASC2, donde la humedad y el ángulo de las laderas afectan directamente las características del suelo. Estos dos factores proporcionan una mayor tensión en los materiales poco consolidados y como consecuencia estos tienden a ser transportados ladera abajo.

Características litológicas y fallas geológicas. La variación en el tamaño de los materiales y la génesis de cada estrato facilitan la poca cohesión de los sedimentos de los que están constituidas las geoformas. Además la presencia del SFT en el zona de estudio establece áreas en los arroyos ASC1 y ASC2 con debilidades estructurales, como las laderas de los valles fluviales que están expuestos a los deslizamientos.

Morfología de laderas. La curvatura del tipo cóncava es un indicador en las laderas de los arroyos ASC1 y ASC2 que permite una mayor infiltración de los flujos de agua y en otros casos la incisión y erosión, ambas permiten el desarrollo de una inestabilidad que favorecida por el efecto de gravedad ocasiona deslizamientos.

Considerando lo anterior, los valores de susceptibilidad alta en los arroyos ASC1 y ASC2 se localizan al W, y además en el caso del último arroyo se encuentra una geoforma con susceptibilidad alta al NE.

La susceptibilidad alta en ambos arroyos se debe a la relación que existe entre los factores de altitud, características litológicas, el control estructural, la pendiente y la morfología de las laderas. Mientras que los valores moderados son establecidos por la relación entre los factores como la pendiente, las características litológicas, el control estructural y la morfología de las laderas.

Por lo anterior se concluye que los factores antes mencionados favorecen el desarrollo de deslizamientos y que el arroyo que presenta mayor susceptibilidad a estos procesos para un periodo de 34 años es el arroyo ASC2 debido a que presenta más geoformas con susceptibilidad alta en comparación con el arroyo ASC1.

En cuanto al método semicuantitativo realizado por El Departamento de Recursos Naturales (DNR) del Estado de Washington, EUA, 2006 y empleado en este trabajo se observó que el tamaño de la geoforma es importante y afecta el análisis. Así cuando geoformas con áreas pequeñas y que presentan un menor número de deslizamientos en comparación con geoformas más grandes que tienen mayor número de deslizamientos obtienen una susceptibilidad moderada o alta. Sin embargo, se entiende que estos resultados son correctos ya que, el área de afectación de los deslizamientos es más relevante en extensión con respecto al área total de la geoforma.

También se encontró que este método va disminuyendo el grado de susceptibilidad conforme incrementan el periodo de tiempo del estudio.

Finalmente, es importante mencionar que la implementación de métodos geomorfológicos y los métodos estadísticos permiten conocer de manera integral las características de las formas del relieve que las hacen susceptibles a los deslizamientos. Además, a partir de los datos obtenidos se puede implementar una estrategia de prevención de desastres que permita evitar sucesos como los ocurridos en el año de 1940 en el pueblo de Santa Cruz.

Recomendaciones:

Realizar estudios a detalle relacionados con la vulnerabilidad social, económica y ambiental de la zona de estudio.

Implementar más estaciones meteorológicas en la cuenca que permitan monitorear con mayor énfasis los fenómenos hidrometeorológicos que puedan llegar a desencadenar deslizamientos.

Efectuar una evaluación constante de las geoformas que presentan una mayor susceptibilidad a deslizamientos.

Realizar planes de desarrollo rural para evitar futuros desastres.

Efectuar un plan de conservación de suelos para evitar que sean sujetos a procesos como los deslizamientos.

También se recomienda controlar el crecimiento rural hacia las márgenes de los arroyos debido a que estos presentan modificaciones importantes durante lluvias extraordinarias.

BIBLIOGRAFÍA.

Aceves, J. F., (1997). Geología y geomorfología del volcán Nevado de Toluca. Tesis de maestría en Ciencias. Facultad de Ciencias. UNAM. pp 116.

Aceves, J. F., López, B., J., Martín, P., A., (2006). Determinación de peligros volcánicos aplicando técnicas de evaluación multicriterio y SIG en el área del Nevado de Toluca, centro de México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 23(2), 113-124.

Aceves, J. F., (2007). Mapas de riesgo volcánico basados en Sistemas de Información Geográfica: volcán Nevado de Toluca. Tesis de doctorado en Ciencias de la Tierra. Geología. UNAM. pp 102.

Aceves, F., Legorreta, G., y Álvarez R., Y., (2014). Cartografía geomorfológica para el inventario de procesos gravitacionales en la cuenca endorreica del arroyo La Ciénega, flanco oriental del volcán Nevado de Toluca. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(2), 329-342.

Alcántara, A., I., (2000). Landslides: ¿deslizamientos o movimientos del Terreno? Definición, clasificaciones y terminología. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM* núm. 41, 7-25.

Alcántara, I., y Echavarría, A., (2001). Cartilla de diagnóstico preliminar de inestabilidad de laderas. Centro Nacional de Prevención de Desastres.

Alcántara A., I. y Murillo F., (2007). Procesos de remoción en masa en México: hacia una propuesta de elaboración de un inventario nacional. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM* ISSN 0188-4611, Núm. 66, 2008, pp. 47-64.

Akgun, A., Dag, S., & Bulut, F. (2008). Landslide susceptibility mapping for a landslide-prone area (Findikli, NE of Turkey) by likelihood-frequency ratio and weighted linear combination models. *Environmental Geology*, 54(6), 1127-1143.

Álvarez, Á. M. G., Babativa, y. L., y Lozano, I., (2004). Presentación de datos. *Rev. Cienc. Salud/Bogotá (Colombia)*, 2(1), 65-73.

Álvarez, Y. R., (2014). Relación entre el cambio de cobertura - uso de suelo, y los deslizamientos, año 1983 y 2014, en la Cuenca la Ciénega, volcán Nevado de Toluca. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias. UNAM

Araña S. V., y Ortiz R. R. (1984). *Volcanología*. Madrid: Rueda, 310.

ArcGIS, 2016. Cómo funciona una pendiente. Consultado el 24 de Junio de 2016, disponible en [\[http://desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/how-slope-works.htm\]](http://desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/how-slope-works.htm)

Bakker, T. M. D., (2000). *Design Optimization with Kriging Models*. Delft University Press.

- Barredo, J., Benavides, A., Hervás, J., y Van Westen, C. J., (2000). Comparing heuristic landslide hazard assessment techniques using GIS in the Tirajana basin, Gran Canaria Island, Spain. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 2(1), 9-23.
- Bashenina, N.V.; Gellert, J. E.; Joly, F.; Klimaszewski, E., (1975). "Leyenda unificada para cartas geomorfológicas de detalle", en *La cartografía geomorfológica en escalas grandes*, Ed. MGU, Moscú (en ruso).
- Bishop, M. P., James, L. A., Shroder, J. F., y Walsh, S. J., (2012). Geospatial technologies and digital geomorphological mapping: Concepts, issues and research. *Geomorphology*, 137(1), 5-26.
- Bonachea, J. P., (2006). Desarrollo, aplicación y validación de procedimientos y modelos para la evaluación de amenazas, vulnerabilidad y riesgo debidos a procesos geomorfológicos. Facultad de Ciencias. Departamento de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada. Tesis Doctoral. Universidad de Cantabria.
- Borgomeo, E., Hebditch, K. V., Whittaker, A. C., y Lonergan, L., (2014). Characterising the spatial distribution, frequency and geomorphic controls on landslide occurrence, Molise, Italy. *Geomorphology*, 226, 148-161.
- Capra, L., Lugo-Hubp, J., y Dávila-Hernández, N, (2003). Fenómenos de remoción en masa en el poblado de Zapotitlán de Méndez, Puebla: relación entre litología y tipo de movimiento. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 20(2), 95-106.
- Capra, L., Norini, G., Gropelli, G., Macías J.L., Arce, J.L., (2008). Volcanic hazard zonation of the Nevado de Toluca volcano, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176, p.469–484.
- Cardinali, M., Reichenbach P., Guzzetti, F., Ardizzone, F. Antonini, G., Galli, M., Cacciano, M., Castellani, M., and Salvati, P., (2002). A geomorphological approach to the estimation of landslide hazards and risks in Umbria, Central Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 2: 57–72 c. European Geophysical Society.
- Cardozo, C. P., (2013). Zonación de susceptibilidad por procesos de remoción en masa en la cuenca del río Tartagal, Salta (Argentina). Tesis de maestría. Cordoba, Argentina. Universidad Nacional de Cordoba. pp 115.
- Carlos, V., V., García-Palomo, A., López-Miguel, C., y Galván-García, A. H., (2007). Geología y procesos de remoción en masa asociados a un domo volcánico tipo coulée: cerro El Tenayo, Tlalnepantla, Estado de México.
- Carlos, V., (2010). Procesos de remoción en masa en rocas volcánicas, porción SO de la cuenca de México. Tesis de Doctorado. Ciencias de la Tierra. Geología ambiental. Universidad Nacional Autónoma de México. pp. 248.

CENAPRED, (2002). Deslizamientos de tierras en las laderas de la Colonia Defensores de Baja California, Tijuana b. c. Dictamen técnico. Coordinación de Investigación. Área de Ingeniería Estructural y Geotecnia. pp 14.

CENAPRED, (2014). Informe sobre la inestabilidad de laderas ocasionada por el Huracán Ingrid y la Tormenta Tropical Manuel en Guerrero, Veracruz y Oaxaca en 2013. Dirección de investigación. Subdirección de Dinámica de Suelos y Procesos Gravitacionales. Subdirección de Riesgos Geológicos. pp 51.

CENAPRED, (2016). Atlas nacional de riesgos. Consultado el 13 de Abril de 2016, disponible en [<http://www.cenapred.unam.mx/es/>].

Charlton, R., (2007). Fundamentals of fluvial geomorphology. Routledge. pp 234.

Chang, J. C., y Slaymaker, O., (2002). Frequency and spatial distribution of landslides in a mountainous drainage basin: Western Foothills, Taiwan. *Catena*, 46(4), 285-307.

Chemekov, Y. F., (1972). Manual de investigaciones geomorfológicas, Ed. Niedra, Leningrado (en ruso).

Chuvieco, E., (1996). Fundamentos de teledetección espacial. Ediciones Rialp. SA Madrid, España.

D' Antonio, m., (2008). Reconstrucción de los eventos eruptivos de hace 28 y 13 Ka asociados al emplazamiento de flujos de bloques y ceniza en el volcán Nevado de Toluca (México). Tesis de doctorado. Instituto de Geofísica. Vulcanología. ppp 121.

Dahl, M. P. J., Mortensen, L. E., Jensen, N. H., & Veihe, A., (2013). Magnitude–frequency characteristics and preparatory factors for spatial debris-slide distribution in the northern Faroe Islands. *Geomorphology*, 188, 3-11.

De Cserna, Z., D. y Fries C., Jr., (1981). Resumen geológico de la hoja Taxco. Estado de Guerrero, México y Morelos. Mapa con texto explicativo. Carta Geológica. Hoja Taxco 14Q-b(7), Serie 1:100,000. Núm. 15. Instituto de Geología UNAM.

Delgado, R. J. y Rivera S. M., (2007). Aplicación del modelamiento con SIG y geoslope en el diagnóstico de la amenaza por procesos de remoción en masa, en el SO de la meseta de Bucaramanga. *Revista Ambiental*. ISSN 1900-9178 volumen 2 núm. 1. 63-72.

Espinosa, R., L. M., (2001). Geomorfología del noreste del Nevado de Toluca, México. Tesis de maestría. Facultad de Filosofía en Letras. UNAM.

Espinosa, L. M., Balderas, M. Á. y Cabadas, H. V., (2014). Caracterización geomorfológica del área natural protegida Nevado de Toluca: complejo de volcanes Nevado de Toluca y San Antonio. *Ciencia UAT*. 9(1): 6-14.

Fernández, G. P., García de Domingo, A., y Alameda Revaldería, J., (2008). Análisis geomorfológico para la determinación de la susceptibilidad en las laderas de los embalses.

Aplicación a los embalses de Dañador, Guadalmena y Tranco de Beas (cuenca del Guadalquivir, España). *Boletín Geológico y Minero*, 119(4), 525-538.

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

Galván, G. A. H., (2012). Procesos de Remoción en Masa en la Delegación Álvaro Obregón: Peligros asociados y su Cartografía. Tesis de maestría en Ciencias de la Tierra. Instituto de Geología. UNAM. pp 141.

García, E., (2004). Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen. Instituto de Geografía. Universidad Nacional Autónoma de México. Serie de Libros núm. 6. pp 90.

García, P. A., (1998). Evolución estructural en las inmediaciones del volcán Nevado de Toluca, Edo. De México. Tesis de Maestría. Ciencias de la Tierra. Instituto de Geofísica. UNAM. pp 129.

García, P. A., Macías, J. L., y Garduño, V. H., (2000). Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, central Mexico. *Tectonophysics*, 318(1), 281-302.

García P. A., Macías, J.L., Arce, J.L., Capra, L., Garduño, V.H., y Espíndola, J.M., (2002). Geology of Nevado de Toluca Volcano and surrounding areas, central México. Boulder, Colorado, Geological Society of America Map and Chart Series MCH089, 26 p.

Garduño, M., V. H., Saucedo, G. R., Jiménez, Z., Gavilanes R. J. C., Cortes, C., A., y Uribe, C. R. M., (1998). La Falla Tamazula, límite suroriental del Bloque Jalisco, y sus relaciones con el Complejo Volcánico de Colima, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15(2), 132-144.

Gómez, A. T., Orozco, M. T. E., y Ferrari, L., (2005). Petrogénesis ígnea de la faja volcánica transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 227-283.

González, L., Ferrer M., Ortuño, L., Oteo C., (2002). Ingeniería geológica, Prentice Hall, Pearson Education, Madrid. 715 p.

Goudie, A. Lewin J., Keith R., Anderson M., Burt T., Whalley B., Worsley P., (2003). *Geomorphological techniques*. Routledge. Pp 692.

Goudie, A., (2004). *Encyclopedia of geomorphology (Vol. 1)*. Psychology Press. Pp 1123.

Guns, M., y Vanacker, V., (2014). Shifts in landslide frequency–area distribution after forest conversion in the tropical Andes. *Anthropocene*, 6, 75-85.

Guthrie, R. H., (2002). The effects of logging on frequency and distribution of landslides in three watersheds on Vancouver Island, British Columbia. *Geomorphology*, 43(3), 273-292.

Gutierrez E. M., (2008). *Geomorfología*. Pearson educación. pp 898.

Guzzetti, F., Carrara, A., Cardinali, M., y Reichenbach, P., (1999). Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology*, 31(1), 181-216.

Guzzetti, F., (2005). Landslide hazard and risk assessment. Tesis Doctoral. Universitäts-und Landesbibliothek Bonn. pp 373.

Guzzetti, F., Mondini, Cardinali, M., Fiorucci, F., Santangelo, M., y Chang, K. T., (2012). Landslide inventory maps: New tools for an old problem. *Earth Science Reviews*, 112(1), 42-66.

Heine, K., (1988). Late Quaternary glacial chronology of the Mexican volcanoes. *Die Geowissenschaften*, 7:197-205.

Hernández 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 Maestría. . Centro de Geociencias. Universidad Nacional Autónoma de México. pp 106.

Hervás, J., Barredo, J.I., Lomoschitz, A., (2002). Elaboración de mapas de susceptibilidad de deslizamientos mediante SIG, Teledetección y métodos de evaluación multicriterio. Aplicación a la depression de Tirajana (Gran Canaria). Mapas de Susceptibilidad a los movimientos de ladera con técnica SIG. *Fundamentos y aplicaciones en España*. Instituto geológico y Minero de España, 169-180.

Highland, L. M., y Bobrowsky, P., (2008). *The landslide handbook: A guide to understanding landslides*: Reston, Virginia, U.S. Geological Survey Circular, 129 p.

Hooke, R., L. B., (1994). On the efficacy of humans as geomorphic agents. *GSA Today*, 4: 217- 224,225.

Hossne, G., y Américo, J., (2008). La densidad aparente y sus implicaciones agrícolas en el proceso expansión/contracción del suelo. *Terra Latinoamericana*, 26(3), 195-202.

Huggett, R., (2007). *Fundamentals of Geomorphology*. Second edition. Routledge. pp 458.

Hutchinson, J. N., (1988). Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. In Ch. Bonnard (Ed.): *Landslides*. Vol. 1: 3-35 en Hungr, O., Fell, R., Couture, R., Eberhardt, E., 2005. *Landslide Risk Management*. Taylor & Francis Group, London. CRC Press.

IGCEM, (2013). Estadística básica municipal. Tenango del Valle. Estado de México.

INEGI, (1999). Fotografía aérea. Consultado el 2 de Marzo de 2016, disponible en

[<http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/imgpercepcion/fotoaerea/>].

INEGI, (2001). Síntesis geográfica del Estado de México. Consultado el 3 de Marzo de 2016, disponible en

[http://internet.contenidos.inegi.org.mx/contenidos/productos/prod_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/historicos/2104/702825224028/702825224028_1.pdf]

INEGI, (2010). Censo de Población y Vivienda 2010. Principales resultados por localidad (ITER). Consultado el 16 de Marzo de 2016, disponible en [http://www.inegi.org.mx/est/contenidos/proyectos/ccpv/cpv2010/iter_2010.aspx]

INEGI, (2014). Guía para la interpretación de cartografía: uso del suelo y vegetación: escala 1:250, 000 serie V. Consultado el 6 de Marzo de 2016, disponible en [http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/reclnat/usosuelo/doc/guia_interusosuelov.pdf]

Jamaludin, S., y Nadzri, J., A., (2006). Landslide hazard and risk assessment: The Malaysian experience. The Geological Society of London. IAEG2006 Paper number 455. pp 10.

Jan C., y Smith M., J., (2013). Geomorphological mapping. British Society for Geomorphology. Elsevier. Vol. 15. pp 612.

Jiménez J., (2005). Análisis de la susceptibilidad a los movimientos de ladera mediante un SIG en la cuenca vertiente al embalse de Rules, Granada. Departamento de Ingeniería Civil Área de Ingeniería del Terreno E.T.S.I.C.C.P. Tesis de Doctorado. Universidad de Granada. pp 90.

Krishnan, N., Pratheesh, P., Rejith, P. G., y Vijith, H., (2015). Determining the Suitability of Two Different Statistical Techniques in Shallow Landslide (Debris Flow) Initiation Susceptibility Assessment in the Western Ghats. Environmental Research, Engineering and Management, 70(4), 26-39.

La Red, (1993). Los desastres no son Naturales. Red de Estudios Sociales en Prevención de Desastres en América Latina. pp 137.

Legorreta, G., P., Bursik, M., Solene, P., Hubp, J. L., Paredes, M. L. M., Aceves Q. F., (2014). Inventario multitemporal, análisis de susceptibilidad y estimación de volumen de deslizamientos en el flanco SW del volcán Pico de Orizaba, Puebla-Veracruz. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Volumen 66, núm. 2, p. 343-354.

Legorreta, G. P., Bursik, M. I., Orózco, J. J. Z., y García, J. E. F., (2015). Landslide susceptibility of volcanic landforms in the Río El Estado watershed, Pico de Orizaba volcano, Mexico. Natural Hazards, 77(2), 559-574.

Levin, J. y William C. Levin., (1977). Fundamentos de estadística en la investigación social. Segunda edición. Oxford University Press. pp 303.

Lugo-Hubp, J., (1986). Los métodos geomorfológicos. Revista de Geografía, 1(1), 13-26. UNAM.

Lugo H., J. I., (1988). Elementos de geomorfología aplicada: métodos cartográficos. Instituto de geografía, UNAM.

- Lugo, H. J., Zamorano, O. J. J., Capra, L., Inbar, M., Alcántara, A. I., (2005). Los procesos de remoción en masa en la Sierra Norte de Puebla, octubre de 1999: Causa y efectos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 22, núm. 2, p. 212-228.
- Lugo H., J. I., (2011). *Diccionario Geomorfológico*. Instituto de geografía. Textos universitarios, UNAM. pp 479.
- Manyoma, P. C., y Klinger, R. A., (2006). El uso del muestreo estadístico en la medición del trabajo. *Scientia et technica*, 3(32), 363-368.
- Macías, J. L., y Arce, J. L., (1997). The Upper Toluca Pumice: A major plinian event occurred ca. 10,500 yr. ago at Nevado de Toluca Volcano, Central Mexico. *Eos Transactions of the American Geophysical Union*. 78(46), F823.
- Macías, J. L., (2005). Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Volumen Conmemorativo del Centenario Temas Selectos de la Geología Mexicana Tomo LVII*, núm. 3, p. 379-424.
- Martínez, G., F., Sosa, P., F. y Ortiz, M., J., (2010). Comportamiento de la humedad del suelo con diferente cobertura vegetal en la Cuenca La Esperanza. *Tecnología y ciencias del agua*, 1(4), 89-103.
- Martínez S., C., (2012). El muestreo en investigación cualitativa. Principios básicos y algunas controversias. *Ciênc. saúde coletiva*, 17(3), 613-619.
- McGrew Jr., J. C., y Monroe, C. B., (2009). *An introduction to statistical problem solving in geography*. Waveland Press. pp 253.
- Morales, J. "Muestreo". *Estadística*. Colegio de Geografía. Universidad Nacional Autónoma de México. 2 de febrero de 2017.
- Moreiras, M., Lenzano, M., G. Riveros, N., (2008). Inventario de procesos de remoción en masa en el Parque Provincial Aconcagua, provincia de Mendoza Argentina *Multequina*. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas Mendoza Argentina. Núm. 17. pp. 129-146.
- Moreiras, S., (2009). Análisis estadístico probabilístico de las variables que condicionan la inestabilidad de las laderas en los valles de los ríos las Cuevas y Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(4): 780-790.
- Muñoz, J., (2000). *Atlas de Geomorfología*; Alianza Editorial; Madrid; pp. 93-100.
- Murillo F., (2013). Análisis y cartografía del riesgo de desastre por procesos de remoción en masa en el municipio de Pahuatlán, Puebla. Tesis de Maestría. . Universidad Nacional Autónoma de México. pp 198.
- Norini, G., Groppe, G., Capra, L., y De Benid, E., (2004). Morphological analysis of Nevado de Toluca volcano (Mexico): new insights into the structure and evolution of an andesitic to dacitic stratovolcano. *Geomorphology* 62. pág 47–61.

- Norini, G., Gropelli, G., Lagmay, A. M. F., y Capra, L., (2006). Recent left-oblique slip faulting in the central eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Seismic hazard and geodynamic implications. *Tectonics*, 25(4).
- Norini, G., Capra, L., Gropelli, G., y Lagmay, A. M. F., (2008). Quaternary sector collapses of Nevado de Toluca volcano (Mexico) governed by regional tectonics and volcanic evolution. *Geosphere*, 4(5), 854-871.
- Ortigosa L., Arnáez J., García J., (2000). Primeros resultados sobre la elaboración de una cartografía de vulnerabilidad geomorfológica en la sierra de la demanda (HMTN 240, Ezcaray, La Rioja). 63-76.
- Pair, D.L., Kappel, W.M., (2002). Geomorphic studies of landslides in the Tull Valley, New York: implications for public policy and planning. *Geomorphology* 47, 125–135.
- Palacios, D. y Marcos D. Javier., (1996). La elaboración de la cartografía de riesgos Geomorfológicos y su aplicación en áreas de alta montaña. Serie Geográfica, vol. 6, pp. 59-97.
- Pavlopoulos, K., Evelpidou, N., y Vassilopoulos, A., (2009). Mapping geomorphological environments. Springer Science & Business Media. 5-47.
- Peña, M., J. L., (1997). Cartografía geomorfológica básica y aplicada. Logroño: Geoformas ediciones.
- Peña, V., E., (2006). Análisis de vulnerabilidad social a inundaciones en la cuenca La Ciénega, parte alta de la cuenca del río Lerma. Tesis de Maestría en Geografía. UNAM. pp 123.
- Pérez R., T., (2000). Como acercarse a la ciencia. Ed. México Limusa. 2000. 150 pp.
- Pesce, F., (2005). Aportes de la Hidrología Morfométrica a la Ecología Fluvial. Maestría en Ciencias Ambientales.
- Pimienta, L. R., (2000). Encuestas probabilísticas vs. no probabilísticas. Política y cultura, 13, 263-276.
- PMDUTV, (2011). Plan de Desarrollo Urbano de Tenango del Valle. Ayuntamiento de Tenango del Valle. Secretaría de Desarrollo Urbano. Estado de México. Consultado el 9 de Mayo de 2016, disponible en [http://sedur.edomex.gob.mx/tenango_del_valle]
- Prima, O. D. A., y Yoshida, T., (2010). Characterization of volcanic geomorphology and geology by slope and topographic openness. *Geomorphology*, 118(1), 22-32.
- Reichenbach, P., Galli, M., Cardinali, M., Guzzetti, F. and Ardizzone, F., (2005) Geomorphologic mapping to assess landslide risk: concepts, methods and applications in the Umbria Region of central Italy. In: Glade, T., Anderson, M.G. and Crozier, M.J. (eds.) *Landslide risk assessment*. John Wiley, 429-468.

- Salinas, A. M., (2004). Tema 4: Métodos de muestreo. Ciencia UANL, 7(1), 121-123.
- Sassa, K., Rouhban, B., Briceño, S., McSaveney, M., y He, B., (2012). Landslides: global risk preparedness. Springer Science y Business Media.
- Scheaffer, R. L., Mendenhall III, W., Ott, R. L., y Gerow, K. G., (2011). Elementary survey sampling. Cengage Learning. pp 436.
- SEMARNAT., (2010). Las cuencas hidrográficas de México. Diagnóstico y priorización. México. Consultado el 10 de Enero de 2016, disponible en [http://www2.inecc.gob.mx/publicaciones/consultaPublicacion.html?id_publicacion=639:]
- Lohr, S., (2000). Muestreo: Diseño y análisis. Internacional Thomson Editores.
- Smith, M. J., Paron, P., y Griffiths, J. S., (2011). Geomorphological mapping: methods and applications (Vol. 15). Elsevier. pp 612.
- SMN., (2010). Normales climatológicas. Consultado el 13 de Julio de 2016, disponible en [<http://smn.cna.gob.mx/es/informacion-climatologica-ver-estado?estado=mex>].
- Soeters, R., y Van Westen, C. J., (1996). Slope instability recognition, analysis and zonation. Landslides, investigation and mitigation. Transportation Research Board, National Research Council, Special Report, 247, 129-177.
- Suárez, J., (2009). Análisis geotécnico. Deslizamientos. Volumen 1. Consultado el 22 de Febrero de 2016, disponible en [<http://www.erosion.com.co/deslizamientos-tomo-i-analisis-geotecnico.html>]
- Szabó, J., Dávid, L., y Lóczy, D., (2010). Anthropogenic geomorphology: a guide to man-made landforms. Springer Science y Business Media. pp 298.
- Theler, D., y Reynard, E., (2007). Geomorphological mapping in high mountain watersheds: the contribution of geomorphology to the evaluation of sediment transfer processes. Landform Analysis.
- Theler, D., Reynard E., Bardou E., (2015). From Geomorphological Mapping to Risk Assessment A project of integrated GIS application in the western Swiss Alps. Institute of Geography, University of Lausanne (IGUL), Lausanne. Pp. 9.
- Tooth S., y Viles H., (2014). 10 reasons why Geomorphology is important. British Society for Geomorphology. Consultado el 26 de Enero de 2016, disponible en [http://geomorphology.org.uk/sites/default/files/10_reasons_full.pdf]
- Torres, R., O., (2011). Volcanismo efusivo en el área del Nevado de Toluca: Distribución y génesis de magmas. Tesis de maestría. Ciencias de la Tierra. Instituto de Geología. UNAM. pp 138.

- Toscana, A., A., y Valdez, V., P., (2013). Representaciones Sociales del desastre de 1940 en Santa Cruz Pueblo Nuevo, Estado de México. *Investigaciones Geográficas. Boletín del Instituto de Geografía. UNAM. Núm., 83. Pp. 88-101.*
- Trenhaile, A. S., (2004). *Geomorphology: a Canadian perspective.* Don Mills, Ont.: Oxford University Press. pp 440.
- Tricart, J., (1969). *La epidermis de la Tierra.* Nueva colección Labor, núm. 91. Ed. Labor, Barcelona. pp 178.
- Van Westen, (2000). *The modelling of landslide hazards using GIS. Surveys in Geophysics.* Kluwer Academic Publishers. Printed in the Netherlands. 21, pp 241–255.
- Van Westen., (2014). *Introducción a los deslizamientos. Tipos y causas.* International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC), Enschede, The Netherlands. Consultado el 2 de Junio de 2016, disponible en [<http://cidbimena.desastres.hn/docum/unesco/Amenazas/Presentaciones%20Powerpoint/04%20Amenaza%20por%20Deslizamientos/Amenaza%20por%20Deslizamientos.PDF>]
- Van Zuidam, R. V., (1986). *Aerial photo-interpretation in terrain analysis and geomorphologic mapping.* Smits Publishers. pp 442.
- Vasantha Kumar S y Bhagavanulu DVS., (2007). Effect of deforestation on landslides in Nilgiris District—a case study. *J Indian Soc Remote Sens* 36:105–108.
- Verstappen, H., (1977). *The use of aerial photographs in geomorphological mapping,* ITC Text Book VII-5, Enschede, The Netherlands.
- Viltres-Milán, Y., y Guardado-Lacaba, R., (2014). Evaluación y cartografiado del peligro por deslizamientos en el municipio de Moa. *Minería & Geología*, 30(3), 16-32.
- Washington State Department of Natural Resources (DNR), Forest Practices Division, (2006). *Landslide Hazard Zonation (LHZ), Mapping Protocol, version 2.1* Consultado el 18 de Abril de 2015, disponible en [<http://www.dnr.wa.gov/programs-and-services/forest-practices>]
- Werner, E., y Hugh, F., (2010). *Landslides: causes, types and effects.* Nova science publishers, inc. New York. pp 404.

ANEXO A.

Inventario de deslizamientos.

ID	X	Y	TIPO	AREA (m ²)
1	425801.45	2111064.20	Deslizamiento de escombros	266.54
2	425876.96	2111111.15	Deslizamiento de escombros	307.88
3	425908.12	2111062.44	Deslizamiento de escombros	291.25
4	425931.53	2111096.46	Deslizamiento de escombros	243.61
5	425966.21	2111094.30	Deslizamiento de escombros	120.09
6	425982.78	2111107.95	Deslizamiento de escombros Deslizamiento de asentamiento	140.99
7	425993.34	2111092.98	profundo	166.33
8	426037.34	2111073.10	Deslizamiento de escombros	395.11
9	426076.38	2111120.66	Deslizamiento de escombros Deslizamiento de asentamiento	59.83
10	426062.61	2111115.18	profundo	64.30
11	426130.34	2111125.18	Deslizamiento de escombros	255.46
12	426136.88	2111155.70	Deslizamiento de escombros	90.95
13	426181.20	2111138.69	Deslizamiento de escombros	60.05
14	426210.69	2111147.54	Deslizamiento de escombros	116.02
15	426225.20	2111119.08	Flujo de escombros	294.18
16	426312.15	2111187.14	Deslizamiento de escombros	182.35
17	426350.57	2111112.02	Flujo de escombros	166.70
18	426367.04	2111098.78	Deslizamiento de escombros	94.94
19	426512.06	2111008.24	Deslizamiento de escombros	39.87
20	426823.03	2110968.60	Deslizamiento de escombros	119.50
21	425083.67	2111943.27	Deslizamiento de escombros	40.17
22	425214.31	2111965.55	Deslizamiento de escombros	81.51
23	425367.10	2111973.30	Deslizamiento de escombros	65.05
24	425402.68	2111984.44	Deslizamiento por incidencia de meandro Deslizamiento de asentamiento	26.46
25	425519.52	2111969.83	profundo Deslizamiento de asentamiento	43.57
26	425719.11	2111891.08	profundo Deslizamiento de asentamiento	39.90
27	425888.15	2111787.50	profundo Deslizamiento de asentamiento	90.49
28	425927.80	2111788.76	profundo Deslizamiento de asentamiento	111.60
29	426187.24	2111698.60	profundo	388.97
30	426315.83	2111605.69	Deslizamiento de escombros	61.90
31	426387.07	2111521.92	Flujo de escombros	39.83
32	426417.90	2111474.45	Deslizamiento de escombros	25.52

33	426613.97	2111429.56	Deslizamiento de escombros	55.90
34	426770.87	2111415.01	Deslizamiento de escombros	55.72
35	426803.50	2111441.17	Deslizamiento de escombros	94.89
36	427360.02	2111637.01	Deslizamiento por incidencia de meandro Deslizamiento de asentamiento profundo	68.46
37	427420.08	2111655.73		86.41
38	428417.29	2110457.64	Deslizamiento de escombros	124.27
39	430189.62	2111894.31	Deslizamiento de escombros	70.84
40	430411.87	2111779.47	Deslizamiento superficial	19.26
41	432655.95	2110796.75	Deslizamiento de escombros	70.82
42	431230.05	2110297.02	Deslizamiento de escombros	16.55
43	429847.03	2111822.51	Deslizamiento de escombros	73.12
44	429392.82	2111940.22	Flujo de escombros	2.71
45	429364.79	2111923.15	Deslizamiento de escombros	3.10
46	429296.94	2110430.78	Deslizamiento de escombros	25.82
47	429165.56	2110459.93	Deslizamiento de escombros	243.50
48	428845.81	2110456.26	Deslizamiento de escombros	57.49
49	428810.83	2110460.82	Deslizamiento de escombros	75.50
50	429651.92	2110595.74	Deslizamiento de escombros	55.34
51	426955.82	2110869.76	Deslizamiento de escombros	47.04
52	426920.99	2110851.96	Flujo de escombros	9.80
53	427271.90	2110815.39	Deslizamiento de escombros	153.36
54	427309.81	2110815.50	Deslizamiento de escombros	246.51
55	427106.02	2110814.78	Deslizamiento de escombros	9.13
56	427107.20	2110817.55	Deslizamiento de escombros	43.97
57	427312.73	2110807.39	Deslizamiento de escombros	21.65
58	428040.35	2110682.22	Deslizamiento de escombros	171.60
59	428187.54	2110558.28	Deslizamiento de escombros	11.84
60	428213.29	2110521.44	Deslizamiento de escombros	18.83
61	428198.74	2110523.29	Deslizamiento de escombros	10.55
62	428276.26	2110542.61	Deslizamiento de escombros	47.41
63	428442.50	2110452.96	Deslizamiento de escombros	28.26
64	428520.71	2110513.21	Deslizamiento de escombros	181.81
65	428177.43	2111783.22	Deslizamiento de escombros	417.17
66	428230.64	2111849.31	Deslizamiento de escombros	245.95
67	428145.98	2111822.46	Deslizamiento de escombros	215.13
68	428277.61	2111873.46	Deslizamiento de escombros	321.09
69	428303.77	2111826.22	Deslizamiento de escombros	146.78
70	428311.04	2111880.79	Deslizamiento de escombros	126.79
71	428327.58	2111870.87	Deslizamiento de escombros	275.96
72	428331.19	2111838.13	Deslizamiento de escombros	130.38
73	428361.61	2111883.44	Deslizamiento de escombros	418.56

74	428417.28	2111836.47	Deslizamiento de escombros	308.08
75	428414.30	2111880.13	Deslizamiento de escombros	188.68
76	428448.83	2111881.72	Deslizamiento de escombros	225.82
77	428475.22	2111883.77	Deslizamiento de escombros	211.36
78	428507.30	2111887.07	Deslizamiento de escombros	175.39
79	428656.59	2111920.09	Deslizamiento de escombros	818.29
80	428835.61	2111929.35	Deslizamiento de escombros	319.18
81	429307.54	2111971.34	Deslizamiento de escombros	478.62
82	429988.74	2111889.49	Deslizamiento de escombros	33.46
83	430427.59	2111871.36	Deslizamiento de escombros	59.88
84	430630.38	2111766.06	Deslizamiento de escombros	415.88
85	431669.60	2110423.66	Deslizamiento de escombros	414.41
86	430884.16	2110017.26	Deslizamiento de escombros	236.70
87	430929.14	2110157.49	Deslizamiento de escombros	243.18
88	430834.78	2110043.72	Deslizamiento de escombros	183.39
89	430858.65	2110073.88	Deslizamiento de escombros	120.82
90	430442.30	2109906.14	Deslizamiento de escombros	399.76
91	430376.23	2109958.15	Deslizamiento de escombros	387.53
92	430346.66	2110002.94	Deslizamiento de escombros	1024.34
93	430226.14	2110176.51	Deslizamiento de escombros	205.77
94	430145.33	2110306.19	Deslizamiento de escombros	378.12
95	430119.08	2110255.77	Deslizamiento de escombros	548.21
96	430083.53	2110304.63	Deslizamiento de escombros	166.33
97	430096.60	2110405.38	Deslizamiento de escombros	430.28
98	430075.17	2110451.97	Deslizamiento de escombros	101.43
99	430015.02	2110487.54	Deslizamiento de escombros	50.00
100	430002.88	2110538.23	Deslizamiento de escombros	56.13
101	429980.65	2110511.24	Deslizamiento de escombros	125.64
102	429928.27	2110601.73	Deslizamiento de escombros	236.34
103	429913.34	2110621.97	Deslizamiento de escombros	82.80
104	429887.55	2110641.81	Deslizamiento de escombros	136.65
105	429798.29	2110568.39	Deslizamiento de escombros	86.03
106	429767.89	2110595.78	Deslizamiento de escombros	204.82
107	429543.81	2110584.27	Deslizamiento de escombros	61.70
108	429537.07	2110574.74	Deslizamiento de escombros	29.49
109	429497.54	2110569.58	Deslizamiento de escombros	118.46
110	429332.53	2110497.00	Deslizamiento de escombros	68.74
111	429283.94	2110497.75	Deslizamiento de escombros	99.10
112	426125.11	2111198.50	Deslizamiento de escombros	435.74
113	429679.87	2110981.66	Deslizamiento de escombros	59.88
114	429613.99	2111045.96	Deslizamiento de escombros	93.94
115	429653.14	2111024.26	Deslizamiento de escombros	120.76
116	428999.60	2111532.68	Deslizamiento de escombros	1210.29

117	428928.47	2111495.39	Deslizamiento de escombros	0.00
118	428721.76	2111628.52	Deslizamiento de escombros	1043.40
119	428704.99	2111578.91	Deslizamiento de escombros	674.11
120	427470.00	2111682.00	Deslizamiento de escombros	0.00
121	430184.73	2110428.44	Caídas y desprendimientos Deslizamiento por incidencia de	493.92
122	428352.86	2110464.91	meandro	36.03
123	428674.28	2110555.25	Deslizamiento superficial	192.58
124	430189.40	2110172.96	Deslizamiento de escombros	42.65
125	429380.93	2110481.57	Deslizamiento de escombros	234.10
126	429318.49	2110462.30	Deslizamiento de escombros	187.52
127	428769.55	2110456.85	Deslizamiento de escombros	60.41
128	428235.59	2111333.69	Deslizamiento de escombros	108.51
129	428260.00	2110510.00	Deslizamiento de escombros	296.17
130	428060.01	2110601.90	Deslizamiento de escombros	307.88
131	429813.91	2110684.97	Deslizamiento de escombros Deslizamiento por incidencia de	245.81
132	428010.02	2110705.24	meandro	84.36
133	428718.17	2110483.40	Deslizamiento de escombros	155.14
134	429608.00	2110568.00	Deslizamiento de escombros	90.88
135	429537.36	2110527.29	Deslizamiento de escombros	279.44
136	429825.67	2110583.58	Deslizamiento de escombros	67.99
137	427979.59	2110655.50	Deslizamiento de escombros	290.41
138	430311.84	2110064.48	Deslizamiento de escombros	792.59
139	427957.10	2110689.90	Deslizamiento de escombros	112.71
140	428975.87	2110400.03	Deslizamiento de escombros	307.12
141	429792.23	2110687.57	Deslizamiento de escombros	158.74
142	430594.00	2110680.00	Deslizamiento de escombros	0.00
143	430283.77	2110132.52	Deslizamiento de escombros	546.87
144	430201.53	2110258.00	Deslizamiento de escombros	1137.44
145	429908.88	2110575.24	Deslizamiento de escombros	211.52
146	429830.77	2110671.94	Deslizamiento de escombros	175.73
147	428997.78	2110451.62	Deslizamiento de escombros	192.58
148	428561.30	2110515.83	Deslizamiento superficial	174.49
149	427959.48	2110718.47	Deslizamiento de escombros	118.91
150	429717.65	2110550.80	Deslizamiento de escombros	522.11
151	429484.23	2110516.49	Deslizamiento de escombros	364.32
152	429093.48	2110424.77	Deslizamiento de escombros	360.57
153	429013.00	2110402.00	Deslizamiento de escombros	310.02
154	428138.92	2110542.91	Deslizamiento de escombros	264.84
155	428045.06	2110644.92	Deslizamiento de escombros	347.61
156	429046.43	2110455.31	Deslizamiento de escombros	382.62
157	428426.84	2110482.70	Deslizamiento de escombros	120.96

158	428182.18	2110539.58	Deslizamiento de escombros	72.10
159	428114.38	2110614.23	Deslizamiento de escombros	464.41
160	428765.64	2110501.34	Deslizamiento superficial	55.90
161	428457.48	2110485.88	Deslizamiento superficial	179.17
162	429766.99	2110723.80	Deslizamiento de escombros	283.51
163	429394.06	2110513.95	Deslizamiento de escombros	108.89
164	429136.00	2110429.00	Deslizamiento de escombros	176.78
165	428869.07	2110426.46	Deslizamiento de escombros	65.06
166	429867.57	2110600.33	Deslizamiento de escombros	86.03
167	425370.67	2111987.19	Deslizamiento de escombros	32.25
168	426223.66	2111695.96	Deslizamiento de escombros	98.29
169	426777.37	2111450.19	Deslizamiento de escombros	35.00
170	427418.04	2111681.76	Deslizamiento de escombros	72.41
171	430394.60	2109881.93	Deslizamiento de escombros	69.22
172	430274.08	2109990.54	Deslizamiento de escombros	98.29
173	430260.59	2110052.45	Deslizamiento de escombros	35.00
174	430240.35	2110111.59	Deslizamiento de escombros	72.41
175	430060.70	2110375.55	Deslizamiento de escombros	69.22
176	429119.88	2110436.95	Deslizamiento de escombros	67.96
177	429950.64	2110560.08	Deslizamiento de escombros	267.83
178	429811.37	2110598.88	Deslizamiento de escombros	4.97
179	427034.53	2112077.35	Caídas y desprendimientos	22323.35

ANEXO B.

Tabla 15. Comparación de los factores que inciden en el desarrollo de deslizamientos sobre las geoformas con susceptibilidad moderada y alta.

GEOFORMAS	SUSCEPTIBILIDAD	ALTITUD m s. n. m.	PENDIENTE °	CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS	% DE DESPLAZAMIENTOS Y LA MORFOLOGÍA DE LADERAS	NUM. DESPLAZAMIENTOS
Lomeríos de pómez y depósitos de caída.	Moderado	2997 a 3130	6 hasta 28	Depósitos de caída y flujos piroclásticos. Presencia del SFT.	90% Cóncava	91
Lomeríos de piroclastos.	Moderado	3268 a 3317	10 hasta 30	Depósitos de piroclásticos. Presencia del SFT.	52% Cóncava	25
Coladas de lava cubierta por flujos de pómez y cenizas.	Moderado	3086 a 3130	6 hasta 10	Derrames de lava cubiertos por flujos de pómez, ceniza y depósitos de caída. Presencia del SFT.	42% Cóncava	7
Lomeríos de pómez, bloques y cenizas.	Moderado	3130 a 3221	6 hasta 23	Flujos de pómez dacítica cubierto por depósito de bloques y escasos fragmentos andesíticos. Presencia del SFT.	75% Cóncava	4
Abanico aluvial.	Moderado	2898 a 2946	6 hasta 18	Sedimentos volcánicos gruesos, detritos y conglomerados. Presencia del SFT.	33% Cóncava	3
Lomeríos de pómez de caída y flujos piroclásticos.	Moderado	2946 a 2962	13 a 16	Depósitos de pómez y flujos piroclásticos. Presencia del SFT.	50% Cóncava	2
Ladera inferior.	Alto	3368 a 3560	6 a 15	Depósitos de caída y avalanchas de escombros. Presencia del SFT.	26% Cóncava	19
Domo 5 Parcialmente sepultado.	Alto	3086 a 3130	10 a 30	Composición basáltica. Presencia del SFT.	61% Cóncava	13
Lomeríos de avalanchas de escombros cubierto de piroclastos.	Alto	3268 a 3368	6 a 15	Avalanchas de escombros. Presencia del SFT.	50% Cóncava	6
Domo 3.	Alto	3515 a 3532	35 a 46	Composición dacítica	100% Cóncava	1

ANEXO C.

