



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

**ESTUDIO DE LOS PROCESOS DE EROSIÓN Y DE REMOCIÓN EN MASA EN RELIEVES VOLCÁNICOS Y SU
RELACIÓN CON EL USO DE SUELO**

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
SOL DE JESUS MORENO ROSO

DIRECTORA DE TESIS:
DRA. ANA MARÍA LIZETH CABALLERO GARCÍA
FACULTAD DE CIENCIAS

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:
DRA. CHRISTINA SIEBE (INSTITUTO DE GEOLOGÍA)
DR. SERGIO RODRIGUÉZ (INSTITUTO DE GEOLOGÍA)
DRA. ELIZABETH SOLLEIRO (INSTITUTO DE GEOLOGÍA)
DRA. LUCÍA CAPRA (CENTRO DE GEOCIENCIAS)

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MEX., DICIEMBRE 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Código de ética

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría.

Todas las citas de, o referencias a la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

Agradecimientos

A mi Dios, por siempre darme aliento para seguir adelante y no desfallecer en el cumplimiento de mis metas.

A mi tutora, Dra. Lizeth Caballero, por dedicar su valioso tiempo para guiar y mejorar este trabajo en cada una de sus etapas, por el respeto y cariño brindado.

A México, por permitirme conocer su gente y su vasta riqueza cultural.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por abrirme sus puertas al conocimiento y convertirse en mi segunda casa de estudios.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra, a su personal académico y administrativo, por sus aportes de conocimiento y orientación durante el tránsito en este plan de estudios.

Al CONACyT, por brindarme el financiamiento necesario para la realización de mis estudios de maestría.

Al proyecto PAPIIT IA106317 "Dinámica de flujos de escombros cohesivos y su reproducción a través de simulaciones numéricas", por el financiamiento para las salidas de campo y análisis de laboratorio.

A mi cotutora, Dra. Lucy Mora, por su tiempo brindado para guiar parte del trabajo de campo y laboratorio, además, de sus valiosas aportaciones para mejorar el trabajo escrito.

A mi comité evaluador, Dra. Lucía Capra, Dra. Elizabeth Solleiro, Dra. Christina Siebe y Dr. Sergio Rodríguez, por revisar a detalle el trabajo y por sus comentarios significativos para corregirlo.

A mi profesor, Dr. Lorenzo Vázquez, por su tiempo dedicado para resolver dudas sobre este trabajo.

Al personal del Laboratorio de Física de Suelos, Mtro. René Alcalá, Mtro. Arturo Atilano, Sr. Gonzalo, al personal del Laboratorio de Edafología Experimental, Luisa y Sr. Jorge, al personal del Laboratorio de Edafología Ambiental, Maricarmen y Lucero, al personal del Laboratorio de Vías Terrestres, Sr. Robert, Sr. Abel y Sr. Frank, al personal del Laboratorio de Sedimentología Volcánica, Dra. Lilia e Ing. Nahir Guadarrama, por su apoyo con los procedimientos y análisis realizados.

A mis padres Solange y Jesús, por guiarme y apoyarme en todo momento sin importar la distancia, por su amor infinito.

A mi compañero de vida, Enrique, por compartir este camino junto a mí y ser mi apoyo incondicional.

A mi familia, por su cariño y apoyo para alcanzar mis logros.

A mis amigos y compañeros del posgrado, que de alguna manera u otra me ayudaron en las aulas de clase y fuera de ellas, en el cubículo, en campo y en los laboratorios, por los buenos momentos compartidos y el cariño manifestado.

A mis amigos de siempre, que a pesar de la distancia siempre representaron un apoyo importante en esta etapa.

A todas las personas que hicieron posible este importante logro de mi formación académica.

Contenido

Resumen	1
Capítulo I. Introducción	2
1.1. Introducción.....	2
1.2. Planteamiento del Problema.....	2
1.3. Justificación.....	3
1.4. Hipótesis	4
1.5. Objetivos	4
1.5.1. Objetivo general.....	4
1.5.2. Objetivos específicos	4
1.6. Antecedentes	4
Capítulo II. Marco referencial	7
2.1. Ubicación de la zona de estudio	7
2.2. Marco geológico	7
2.3. Geomorfología.....	10
2.4. Clima	12
2.4.1. Precipitación	13
2.5. Vegetación	13
2.6. Suelos	14
2.7. Uso del suelo	16
Capítulo III. Marco teórico	18
3.1. Erosión.....	18
3.2. Factores de la erosión del suelo.....	19
3.3. Propiedades del suelo y su relación con la erosión	19
3.4. Procesos de remoción en masa (PRM)	22
3.4.1. Causas de los procesos de remoción en masa.....	23
3.5. Relación de la erosión y los procesos de remoción en masa.....	25
3.6. Generación de sedimentos por erosión y procesos de remoción en masa hacia cuerpos de agua.....	26
Capítulo IV. Materiales y métodos	27
4.1. Análisis morfométrico del relieve	27
4.1.1. Mapa de altimetría	27
4.1.2. Mapa de orientación de laderas	28
4.1.3. Mapa de pendientes del terreno.....	28
4.3. Caracterización geológica	28

4.4. Determinación de coberturas y usos del suelo con percepción remota	28
4.5. Descripción de perfiles de suelos en campo.....	31
4.6. Análisis de laboratorio	33
4.7. Clasificación de los suelos	33
4.8. Cálculos de las pérdidas de suelo con la RUSLE	33
4.9. Generación de mapas de inventarios de procesos erosivos y de remoción en masa	35
4.10. Mapas de susceptibilidad	36
Capítulo V. Caracterización de la cuenca El Zaguán.....	38
5.1. Caracterización morfométrica.....	38
5.1.1. Mapa altimétrico.....	38
5.1.2. Mapa de orientación de laderas	39
5.1.3. Mapa de pendientes	39
5.2. Características litológicas.....	43
5.2.1. Unidades litológicas y formas del terreno.....	45
5.3. Resultados de la segmentación de coberturas y usos de suelo.....	48
5.4. Características de los suelos.....	50
5.4.1. Resultados de los ensayos de infiltración en campo	52
5.5. Resultados de los análisis de laboratorio de las muestras de suelos.....	53
5.5.1. Resultados de los análisis granulométricos.....	53
5.5.2. Resultados de los análisis de densidad de partículas, densidad aparente y porosidad de los suelos.....	55
5.5.3. Resultados de los análisis de estabilidad de agregados de los suelos.....	57
5.5.4. Resultados del análisis de los límites de consistencia del suelo	59
5.5.5. Resultados de los análisis de hidrofobicidad de los suelos	61
5.5.6. Resultados de los análisis químicos de los suelos: carbono orgánico total, materia orgánica, pH y cationes intercambiables.....	61
5.6. Clasificación de los suelos	64
5.7. Resultados de los cálculos de las pérdidas de suelo con la RUSLE	65
Capítulo VI. Procesos erosivos y de remoción en masa en la cuenca El Zaguán	66
6.1. Cartografía de procesos erosivos	66
6.2. Orientación de los surcos erosivos	73
6.3. Factores relacionados con los procesos erosivos.....	74
6.3.1. Surcos erosivos	74
6.3.2. Cárcavas.....	85
6.4. Cartografía de procesos de remoción en masa (PRM)	89
6.5. Factores relacionados a los procesos de remoción en masa (PRM)	94

Capítulo VII. Susceptibilidad a los procesos erosivos y de remoción en masa	102
7.1. Mapa de susceptibilidad a los procesos erosivos	102
7.2. Mapa de susceptibilidad a los procesos de remoción en masa	104
Capítulo VIII. Discusión	108
8.1. Procesos erosivos	108
8.1.2. Mecanismos para la formación de cárcavas	115
8.1.3. Susceptibilidad a procesos erosivos	117
8.1.4. Pérdidas de suelo con la RUSLE y comparación con el mapa de susceptibilidad a procesos erosivos.....	118
8.2. Procesos de remoción en masa (PRM)	119
8.2.1. Susceptibilidad a procesos de remoción en masa.....	121
8.3. Modelo de procesos erosivos y de remoción en masa en la cuenca	122
Capítulo IX. Conclusiones	124
Referencias	127
Anexos	134

Resumen

Los relieves de origen volcánico son particularmente susceptibles a la generación de procesos erosivos y de remoción en masa, debido a sus características geológicas, geomorfológicas y a las propiedades favorables de sus suelos para la agricultura, la cual propicia la intensificación de estos procesos, generando una importante cantidad de sedimentos hacia las barrancas, donde durante la temporada lluviosa son arrastrados aguas abajo por la corriente fluvial, llegando a formar flujos hiperconcentrados que afectan directa e indirectamente a los poblados y sus actividades económicas. Por ello, es relevante estudiar la relación que existe entre los factores que condicionan el desarrollo de dichos procesos geomorfológicos y el uso del suelo.

Las laderas del volcán Nevado de Toluca, a lo largo del tiempo han sido perturbadas por actividades antrópicas, especialmente la cuenca del arroyo El Zaguán, localizada en el sector Este del volcán, donde más del 75% del área se encuentra bajo uso agrícola. El desarrollo de la agricultura va acompañado de la deforestación, lo cual ha generado la pérdida de una parte del contenido de materia orgánica de los suelos y con ello la disminución de la estabilidad de sus agregados y de sus límites de consistencia. Aunado a esto, si se consideran los bajos contenidos de arcillas que poseen estos suelos, estas características favorecen el aumento de la susceptibilidad a la erosión. Es por ello que en la zona han sido identificadas una gran cantidad surcos, cárcavas y evidencias de procesos de remoción en masa. Se determinó que los surcos erosivos y cárcavas se desarrollan con mayor frecuencia sobre laderas de depósitos piroclásticos, orientadas al este, en pendientes entre 5° a 15°, sobre suelos de tipo andosol con uso agrícola. El mapa de susceptibilidad indica que el 38.5% del área de la cuenca tiene una susceptibilidad alta a la generación procesos erosivos. La generación de surcos erosivos, además se ve favorecida por la existencia de características lineales topográficas y agrícolas, donde los flujos de agua de escorrentía logran concentrarse en canales. Las cárcavas, se desarrollan por tres mecanismos principales, el primero asociado a la evolución del proceso erosivo en surcos preexistentes, el segundo está relacionado a la erosión concentrada en parches de la superficie desprovistos de vegetación, donde el horizonte más superficial se ha perdido y el en tercer mecanismo intervienen flujos agua subsuperficial que erosionan el material piroclástico subyacente, generando tunelamiento y el posterior colapso de las capas superficiales. Por otro lado, los procesos de remoción en masa, ocurren en la paredes verticales de la barranca principal y en barrancos secundarios, asociados a zonas de cultivo y márgenes del río deforestadas, localizados primordialmente en depósitos piroclásticos que constantemente colapsan por acción de la gravedad, como resultado de la socavación basal del río y la generación de diaclasas en las paredes de la barranca, a consecuencia de la infiltración y el escurrimiento superficial.

Por lo tanto, el establecimiento de zonas agrícolas sobre relieves volcánicos, se considera un factor muy influyente en la aceleración de procesos geomorfológicos, donde los pobladores y sus actividades económicas, son al mismo tiempo la causa y los entes afectados por las problemáticas que conllevan estos procesos erosivos y de inestabilidad de laderas, con la reducción de sus áreas de cultivo, la generación de sedimentos a los cauces y las inundaciones por flujos hiperconcentrados.

Capítulo I. Introducción

1.1. Introducción

El Nevado de Toluca es un estratovolcán activo en estado de quietud, que se encuentra a 23 km al suroeste de Toluca (Macías, 2005). A lo largo del tiempo, sobre sus laderas se han desarrollado distintas actividades primarias, como la ganadería intensiva, la agricultura, la extracción de materia forestal, así como de materiales para la construcción. Dichas acciones propician el desarrollo de procesos erosivos y de remoción en masa, entre los cuales destacan flujos y la caída libre de rocas y suelo, que profundizan los cauces y socavan sus márgenes laterales. Lo anterior se traducen en erosión remontante, ensanchamiento de valles e inestabilidad de vertientes (Espinosa, 2003), así como en inundaciones en las planicies.

La susceptibilidad a la erosión está estrechamente relacionada con la topografía del paisaje, descrita por la longitud, la inclinación y la forma de sus laderas, y a las propiedades del suelo (Lee, 2004 en Pradhan *et al.*, 2012). Asimismo, se ha encontrado que la intensificación de la erosión alrededor del mundo está generalmente asociada con el cambio de uso del suelo (Leh *et al.*, 2013 en Ferreira *et al.*, 2015) y que, comúnmente las tierras cultivadas experimentan las tasas de erosión más altas (Cerdá *et al.*, 2009; Mandal y Sharda, 2013 en Ferreira *et al.*, 2015).

Por otra parte, existe una clara correlación entre la intensidad de la erosión y la distribución de los deslizamientos (Pradhan *et al.*, 2012), ya que el deterioro del suelo promueve la existencia de flujos subsuperficiales que originan grietas en las laderas, haciéndolas propensas a movimientos en masa (Booker *et al.*, 1993 en Doerr *et al.*, 2000) y a su vez, los procesos de remoción en masa exponen el suelo acelerando la erosión superficial (Swanson y Dyrness, 1975). En regiones con relieves de origen volcánico, dichos procesos estarán también influenciados por la pendiente, el tipo de roca, su grado de compactación y la presencia de discontinuidades (Valerio *et al.*, 2007), pero además, la deforestación es considerada un catalizador importante de los movimientos en masa, pues incrementa la ocurrencia de fracturas someras y disminuye la fuerza de las raíces que le aportan cohesión y soporte a las laderas (Pradhan *et al.*, 2012, Swanson y Dyrness, 1975).

Por lo tanto, es de gran importancia analizar la combinación de los factores naturales y su relación con el factor antrópico en la magnificación de estos procesos geomorfológicos, ya que este tipo de actividades primarias se desarrollan en numerosos volcanes de la Faja Volcánica Transmexicana, trayendo graves consecuencias como la degradación y erosión de los suelos, la destrucción de tierras, procesos de remoción en masa, inundaciones de los poblados aledaños, entre otros efectos negativos como los observados en el Nevado de Toluca.

1.2. Planteamiento del Problema

Los relieves volcánicos debido a sus características morfológicas y geológicas son susceptibles al desarrollo de procesos de erosión y de inestabilidad de laderas. Adicionalmente, dadas las características de los suelos volcánicos, como una alta porosidad y un alto contenido de materia orgánica, son utilizados para la agricultura y la extracción de madera, lo que genera cambios en el uso del suelo para su aprovechamiento. Existen diversos trabajos como los de Measburger y Alewell (2008), Álvarez (2015) y Palacio (1988) que han documentado que la actividad antrópica y la consecuente modificación del uso de suelo, aunados a las características naturales del

terreno, propician la aceleración de procesos erosivos y de inestabilidad de laderas. Como consecuencia, se genera una gran cantidad de material granular en las barrancas, susceptible a ser removilizado durante la temporada de lluvias y eventos meteorológicos extremos, con la subsecuente generación de corrientes fluviales y flujos hiperconcentrados, que afectan a los poblados y sus zonas de cultivo localizados en zonas de inundación, perturbando de forma significativa la infraestructura y las actividades económicas locales.

Las laderas del volcán Nevado de Toluca han sido objeto de perturbación antrópica durante muchos años, particularmente en la cuenca El Zaguán, donde la mayor proporción de su superficie está bajo uso agrícola y en ciertas zonas se realiza extracción de material forestal y para la construcción. Una de las problemáticas más graves es la generación constante de nuevos barrancos y que los mismos se desarrollan sobre las zonas de cultivo, reduciendo cada vez más el área para la agricultura, e incrementado la destrucción de tierras y la cantidad de material granular disponible para su removilización aguas abajo (Palacio, 1988).

Desde hace muchos años se han desarrollado obras de infraestructura dentro de la barrancas El Zaguán, como la construcción de numerosos muros de gaviones, presas de mampostería, bordos de rocas o de sacos de arena, con el objetivo de controlar y mitigar los efectos de los procesos de erosión y la fuerza de las corrientes fluviales y flujos hiperconcentrados; sin embargo, estas obras no han sido del todo efectivas, ya que sólo han inhibido un poco la erosión y, en algunos casos, han acelerado procesos como la cavitación (Espinosa, 2003) y la socavación de las márgenes de las barrancas, ya que según Palacio (1988), estas obras no consideran la dinámica general de la cuenca.

1.3. Justificación

Debido a la alta fertilidad de los suelos volcánicos, es muy común que se desarrollen actividades agrícolas sobre sus flancos, inclusive desde tiempos pretéritos, ya que en el Nevado de Toluca se han encontrado evidencias de ocupación humana desde la época prehispánica (Florescano y Gil, 1974 en Espinosa, 2003). Específicamente, en el borde septentrional de su cráter existía un observatorio astronómico que regía el calendario agrícola (Montero, 2004). Con el pasar de los años, el desarrollo de la agricultura en las laderas del volcán ha sido limitado por la generación de surcos erosivos y cárcavas en los campos de cultivo.

Asimismo, se ha reportado históricamente que tanto las zonas de cultivo como las localidades ubicadas en las partes bajas de la cuenca El Zaguán (San Francisco Putla y San Miguel Balderas), se han visto afectadas de manera directa por inundaciones y flujos hiperconcentrados (Dávila *et al.*, 2004; IPCEM, 2005; Gobierno Municipal Tenango del Valle, 2009; CAEM, 2017) y de forma indirecta por el impacto del torrente que ha destruido parte de las vías de acceso en varias ocasiones (Palacio, 1988).

Además, los ambientes volcánicos son especialmente susceptibles a modificaciones del relieve, debido a la presencia de materiales poco compactos, condiciones heterogéneas de porosidad y permeabilidad y la existencia de cuencas hidrográficas de pequeñas dimensiones, cuya capacidad de amortiguamiento es muy baja y la respuesta ante perturbaciones externas, como los cambios en el uso de suelo, es muy rápida.

Con base en lo anterior, estudiar la dinámica de los procesos superficiales y sus mecanismos condicionantes permitirá establecer las zonas más susceptibles y generar estrategias para su mitigación.

Es importante destacar que esta problemática ocurre tanto en volcanes activos como inactivos, lo cual representa una amenaza constante para las numerosas poblaciones y sus actividades económicas. Por lo tanto, en los demás volcanes de México y del mundo donde se tienen características y condiciones similares a las del área de estudio, se pueden replicar este tipo de eventos, siendo posible extrapolar los resultados obtenidos en esta investigación.

1.4. Hipótesis

Factores como la geomorfología, litología, edafología y uso del suelo en la zona de estudio, proporcionan elementos importantes para el desarrollo de procesos erosivos y de remoción en masa, debido a que su origen netamente volcánico condiciona la existencia de materiales de poca cohesión y bajos límites de consistencia, que forman relieves de pendientes muy elevadas, características que en conjunto favorecen el rápido desarrollo de dichos procesos.

Las zonas más susceptibles a estos procesos erosivos y de remoción en masa son las que se encuentran deforestadas; la ausencia de una cobertura vegetal protectora permanente deja al suelo expuesto al impacto de la lluvia y al escurrimiento superficial, generándose fácilmente surcos y cárcavas en las zonas colectoras de la escorrentía, favorecidas por la pendiente y la forma del terreno. Además, la remoción de la vegetación, también conlleva a la pérdida de la materia orgánica del suelo y con ello la reducción de la estabilidad de los agregados y sus límites de consistencia, aumentando así la erodabilidad.

1.5. Objetivos

1.5.1. Objetivo general

Realizar un estudio de la susceptibilidad a la generación de procesos erosivos y de remoción en masa en la cuenca El Zaguán mediante un análisis multifactorial.

1.5.2. Objetivos específicos

- Realizar un análisis morfométrico de la zona de estudio.
- Realizar un análisis multi-temporal de procesos erosivos, de remoción en masa y de uso del suelo.
- Caracterizar los procesos de remoción en masa generados dentro de la barranca El Zaguán.
- Estudiar las características químicas, físicas y geomecánicas de los suelos y su influencia en los procesos de erosión e inestabilidad de laderas en el área de estudio.
- Establecer la relación entre las características geomorfológicas, geológicas, edafológicas y antrópicas y los procesos superficiales.

1.6. Antecedentes

En el Nevado de Toluca se han realizado numerosos trabajos que describen la problemática del uso de suelo y su relación en la intensificación de los procesos naturales modificadores del relieve.

Sandoval, en 1987, reporta que la erosión ha alcanzado gran importancia en el Nevado de Toluca, además, cita los trabajos realizados por Patiño en 1955 y Palacio en 1985, quienes coinciden en que los procesos erosivos de los barrancos pueden ser naturales, pero han sido intensificados por la tala forestal inmoderada y el desarrollo de zonas agrícolas en lugares inapropiados, especialmente en las laderas del este del volcán. Adicionalmente, menciona que entidades gubernamentales realizaron obras de retención de suelos, como terrazas, reforestaciones y construcción de gaviones; muchos de los cuales no tuvieron éxito, como en el caso del arroyo “Santiaguito” o “El Zaguán”, debido a que fueron realizadas en zonas donde la erosión hídrica tiene sus mayores efectos y no donde realmente se origina el proceso.

Por su parte, Palacio (1988) realizó un análisis detallado de las características y dinámica de la cuenca “El Zaguán”, estableciendo los factores generales y locales que contribuyen a la inestabilidad de ciertos sectores del área, como son: la pendiente, la asimetría y sinuosidades del barranco, el uso del suelo (áreas agrícolas y ausencia de áreas forestadas), la litología fácilmente erosionable y la confluencia de barrancos tributarios al principal (por erosión acelerada debido a la concentración de energía). Finalmente, concluye que la problemática asociada a la destrucción de tierras está estrechamente relacionada con la dinámica general de la cuenca hidrológica y que la introducción de cualquier alteración provocaría cambios en el funcionamiento del torrente en su conjunto, donde se pueden presentar mecanismos de modelado no previstos.

Según Espinosa (2003), el modelado geomorfológico de la ladera noreste del volcán Nevado de Toluca ha sido determinado de manera importante por los cambios de uso del suelo que se han llevado a cabo históricamente sobre sus vertientes, asimismo, hace referencia a la influencia de su morfogénesis volcánica, del modelado glacial, periglacial y fluvial. Además, señala que las actividades antrópicas aceleran la dinámica geomorfológica, desarrollándose torrentes, procesos de remoción en masa e inundaciones en los conos de deyección, procesos que afectan gravemente a la infraestructura localizada en el piedemonte.

De acuerdo al estudio de Aceves y colaboradores en 2006, sobre los peligros volcánicos del Nevado de Toluca, los lahares están controlados por la red fluvial y las áreas que serían más afectadas se localizan al este y noreste, donde se encuentran los barrancos más profundos y desarrollados, entre los cuales mencionan a El Zaguán.

Derivado del análisis del uso de suelo desarrollado por Maass y colaboradores en 2006, se obtuvieron datos relevantes para los años 1972 y 2000, destacando que principalmente hubo un deterioro de la vegetación natural, con la pérdida de densidad de los bosques de oyamel, pino y latifoliadas, representando más de 9 mil hectáreas de bosques afectados, sobre todo en las laderas orientales y nororientales del volcán Nevado de Toluca. Además, para el año 1972 el grado de conservación del área protegida era significativamente mayor al encontrado en el año 2000.

Según la Comisión Nacional para Áreas Naturales y Protegidas (CONANP, 2013), desde principios del siglo XX, la empresa “Forestal México” explotó durante casi 30 años los bosques de oyamel de las faldas del Nevado de Toluca. En vista de esta situación, el presidente Lázaro Cárdenas decretó el Parque Nacional Nevado de Toluca (PNNT), el 25 de enero de 1936, con el propósito de proteger esta zona contra la degradación, para mantener y restaurar los bosques. En 1937, se publicó una modificación del PNNT, donde se destinó una parte de terrenos del volcán, para desarrollar una reserva forestal nacional. Pero en octubre de 2013, la categoría de PNNT fue cambiada por el Gobierno Federal a Área de Protección de Flora y Fauna (APFF), sin embargo, este último decreto permite la autorización del aprovechamiento de recursos naturales, lo que ha venido generando impactos ambientales importantes por los cambios de uso del suelo en los últimos años. Dichos impactos están asociados a la pérdida de biodiversidad, alteración del ecosistema, fragmentación de la cubierta vegetal, pérdida de propiedades edáficas e inestabilidad del sustrato, lo que incrementa la ocurrencia de procesos geomorfológicos (Walt, 2001 en Cruz, 2017).

Domínguez (2016), con su trabajo encontró que en el Nevado de Toluca, las pérdidas de cobertura forestal más significativas se presentaron durante los años 1999 a 2004, mientras que el mayor periodo de recuperación forestal se presentó entre los años 2004 y 2009.

Por su parte, Álvarez (2015) determinó que existe una relación estrecha entre el incremento de deslizamientos y el cambio de uso de suelo en el arroyo La Ciénaga, ubicado al costado oriental del Volcán Nevado de Toluca, justo al lado de la cuenca El Zaguán; encontrando por ejemplo que, para el año 1983 habían sólo 5 deslizamientos dentro de la categoría de uso forestal semidenso, pero ya para el año 2014 se incrementaron a 101 el número de deslizamientos en la misma zona. Finalmente, García (2017) realizó un trabajo en la parte baja del arroyo La Ciénaga, encontrando que la alta susceptibilidad a los deslizamientos se debe a la relación existente entre distintos factores como la altitud, las características litológicas, el control estructural, la pendiente y la morfología de las laderas.

También otros autores (Cruz y Vázquez, 2014) reportan la ocurrencia de procesos de remoción en masa en el domo volcánico Putla, el cual forma parte del área del presente estudio, sin embargo, su ladera norte queda excluida del área y es allí donde los autores refieren la generación de deslizamientos y caídas de rocas, además, señalan que las condiciones fisiogeográficas de dicha estructura volcánica, el uso del suelo y las precipitaciones favorecen el desarrollo de estos procesos.

Finalmente, Aceves y colaboradores (2014) señalan que los flujos de escombros y deslizamientos son muy comunes en estratovolcanes inactivos y generan daños a las poblaciones y a sus actividades económicas a lo largo de sus sistemas de drenaje.

Los trabajos realizados en el área de estudio reflejan el impacto del uso del suelo en la generación de procesos superficiales, sin embargo, no explican de forma clara cómo el tipo de cobertura y el uso del suelo definen y modifican las propiedades edáficas que controlan el nivel de susceptibilidad de las laderas al desarrollo de procesos geomorfológicos. Por lo tanto, en la presente investigación se pretende tomar en cuenta estos tópicos y su relación con los factores condicionantes, que obedecen al origen volcánico de la zona estudiada.

Capítulo II. Marco Referencial

2.1. Ubicación de la zona de estudio

La cuenca El Zaguán está localizada sobre el flanco oriental del Volcán Nevado de Toluca, el cual forma parte de la Faja Volcánica Transmexicana, y se ubica a aproximadamente 23 kilómetros en dirección suroeste de la ciudad de Toluca (Macías, 2005), Estado de México (figura 2.1). El área de estudio se ubica en la parte noroeste del municipio Tenango del Valle. La cuenca El Zaguán presenta una forma alargada, orientada E-W, siendo su longitud máxima casi 10 km (Palacio, 1988) y su superficie de 13.5 km². Su cabecera se encuentra a una altitud de 3655 msnm y desemboca a los 2700 msnm en una planicie lacustre.

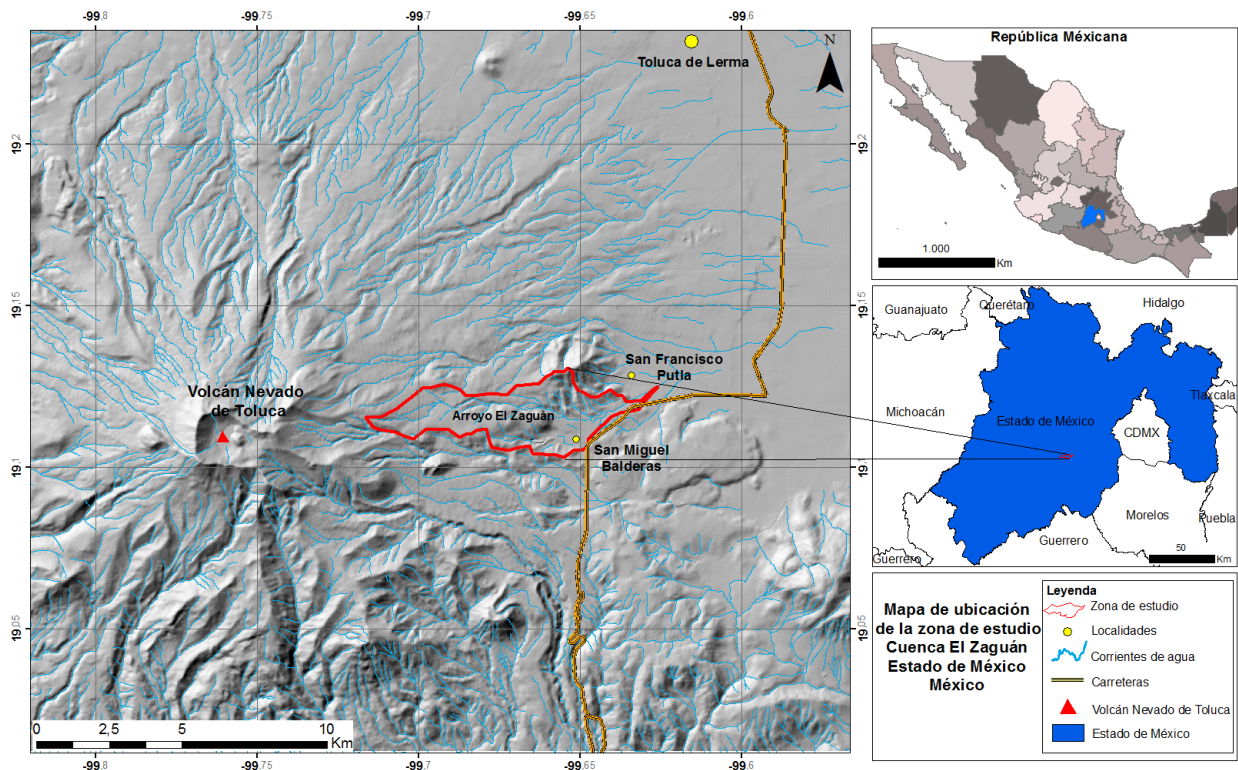


Figura 2.1. Ubicación de la cuenca El Zaguán, en el flanco oriental del Volcán Nevado de Toluca, Estado de México.

2.2. Marco geológico

El Nevado de Toluca es un estratovolcán de edad Pleistoceno tardío-Holoceno compuesto por andesitas y dacitas calciocalinas (Bloomfield y Valastro 1974, Cantagrel *et al.* 1981, García-Palomo *et al.*, 2002 en Macías, 2005), y es considerado un volcán activo en estado de quietud (Macías, 2005). El basamento del edificio volcánico está constituido por rocas volcanosedimentarias metamorizadas de edad Jurásico-Cretácico, ignimbritas de composición riolítica del Eoceno y derrames andesíticos del Mioceno (Bonet 1971, Bloomfield *et al.* 1977, Campa *et al.* 1974, Demant 1981, García-Palomo *et al.* 2002, en Macías, 2005).

Por otra parte, según un análisis estructural, el volcán Nevado de Toluca está emplazado en la intersección de tres sistemas de fallas de orientación NW-SE, NE-SW y E-W (García-Palomo *et al.*, 2000).

Una etapa efusiva antigua del área del Nevado de Toluca inició con la erupción de flujos de lava fisurales con algunos domos andesíticos, hace ~7.5 Ma, unidades que fueron denominadas anteriormente Secuencia Máfica Basal (García-Palomo *et al.*, 2002). Dicha actividad continuó entre ~3 y 1.5 Ma con una composición dacítica, al mismo tiempo se emplazaron al noroeste del área, volcanes monogenéticos de composición dacítica, los cuales se incluyen en el denominado Complejo de Conos y Domos, que con la Secuencia Máfica Basal, constituyen el sustrato sobre el que se emplazó este volcán.

La evolución de la actividad volcánica del área del Nevado de Toluca en el Pleistoceno fue separada en cinco etapas con base en la edad de las unidades (Torres-Orozco *et al.*, 2017). Dichas etapas se describen a continuación:

Etapa 1: volcanismo efusivo inicial (~1.5 - ~ 1.3 Ma)

Hace ~1.5 desde múltiples aberturas ocurrieron erupciones de flujos de lava andesítica (unidad Nevado Viejo), evento que dio inicio al volcanismo del Nevado. Estos flujos fueron cubiertos por productos más jóvenes, que en conjunto construyeron el edificio volcánico más antiguo, el cual poseía una altura promedio entre 200 – 400 m de altitud.

Las lavas fueron afectadas por el sistema de fallas Taxco-Querétaro, ya que muchas crestas de las lavas están alineadas en dirección NNW-SSE, coincidiendo con este sistema, cuyo régimen tectónico además facilitó el sistema de alimentación de estas erupciones (García-Palomo *et al.*, 2000; Belloti *et al.*, 2006; Torres-Orozco *et al.*, 2017).

El crecimiento del edificio del Nevado comprendía un aglomerado de flujos y domos de lava, a lo largo de esta etapa, sugiriendo que el Nevado es un volcán compuesto en vez de un estratovolcán simple.

Etapa 2: periodo de formación de domos dacíticos (<~1.3 - ~1.0 Ma)

Hace aproximadamente <~1.3 Ma hubo un cambio del volcanismo hacia una actividad exclusiva para la formación de domos dacíticos, tanto en el edificio volcánico del Nevado como en la fisuras aisladas del mismo. Algunos de los domos de la unidad Nevado Viejo, hicieron erupción desde fisuras entre el periodo de ~1.3 - ~1.1 Ma, formando crestas alineadas en dirección N-S y E-W y construyeron los flancos sur y sureste del edificio compuesto, donde las lavas más al sur alcanzaron espesores de 400 – 500 m, por lo cual algunos autores (Belloti *et al.*, 2006) consideran esta etapa como la de actividad efusiva más abundante de la historia del Nevado (cubriendo ~56 km²), la cual rellenó valles profundos y acrecentó laderas, modificando la topografía del área.

Además, los productos de esta etapa sugieren tener una fuente de magma común, tomando en cuenta cambios pequeños en la química, en la dinámica eruptiva y en su distribución a lo largo del periodo ~1.5 - ~1.0 Ma.

Hace ~1 Ma, hubo un periodo de quietud, debido a la construcción de un cono compuesto, producto de los episodios efusivos anteriores y de varios domos que obstruyeron el cráter (Torres-Orozco, 2011).

Etapa 3: volcanismo explosivo y monogenético (~1.5 - ~1.0 Ma)

Esta etapa está definida por un volcanismo explosivo y efusivo central en el cono del Nevado de Toluca, siendo contemporáneo con un volcanismo explosivo monogenético al sureste, oeste y suroeste del edificio principal. Hace aproximadamente 0.96 Ma ocurrió una erupción explosiva, probablemente desde una vieja fisura, localizada muy cerca al cráter actual del Nevado de Toluca, dando lugar a un flujo piroclástico andesítico rico en pómez. Este evento sugiere que la actividad volcánica del Nevado de Toluca durante el Pleistoceno Medio, fue efusiva y explosiva en contraste con ideas previas (Cantagrel *et al.*, 1981, Macías *et al.*, 1997; García-Palomo *et al.*, 2000, 2002). Además, parece que ocurrió más de un evento explosivo en este periodo, ya que por arriba y por debajo de estos depósitos de flujos piroclásticos hay otras corrientes piroclásticas densas separadas por un paleosuelo espeso y negro.

Hace ~0.9 - ~0.8 Ma, la actividad volcánica dio un cambio sorprendente hacia un volcanismo monogenético, debido a la erupción del cono de escoria traquiandesítico denominado Cerro Tlacotepec. Sin embargo, hacia el sector sureste, han sido datados conos de ~1.2 - ~0.8 Ma (Arce *et al.*, 2013) con composición basáltica-andesítica y andesítica.

Torres-Orozco y colaboradores (2017) proponen que las etapas 2 y 3 son probablemente continuas, y que solo están divididas por el evento explosivo de hace 0.96 Ma, implicando que coexistieron el volcanismo explosivo andesítico, la actividad efusiva dacítica y el volcanismo monogenético andesítico, y pudieron ser sin-eruptivos.

Etapa 4: Volcanismo efusivo central y volcanismo monogenético hacia el oeste (~0.4 - ~0.1 Ma)

Periodo eruptivo caracterizado por flujos y domos de lava de composición dacítica, que se emplazaron desde una fisura central restringida e incrementaron la altitud del edificio del volcán, entre 500 – 600 m, sobrepasando los 3800 msnm. Este evento dio lugar a la formación del edificio moderno del Nevado de Toluca (Macías *et al.*, 1997; García-Palomo *et al.*, 2002), cuyo flanco sur colapsó en dos ocasiones durante el Pleistoceno Tardío, produciendo avalanchas de escombros, que con la distancia se convirtieron en flujos de escombros (Scott *et al.* 2001 en Macías, 2005).

Etapa 5: Erupciones centrales asociadas a la formación de domos dacíticos (<~0.05 Ma)

Aproximadamente hace 0.05 Ma hicieron erupción domo dacíticos en el área central, donde se localiza actualmente el cráter del Nevado de Toluca, dicho evento incrementó la elevación del edificio volcánico entre 400-500 m por encima de las superficies de la etapa 4 (sobre los 4200 msnm). La cumbre del edificio pudo estar conformado por un complejo de domos voluminosos a partir de un aglomerado de estructuras de diferentes edades. La actividad efusiva del volcán Nevado de Toluca duró hasta los 0.035 Ma e incluso durante el Holoceno, con el emplazamiento del domo dacítico El Ombligo, en el cráter del volcán (Arce *et al.*, 2003 en Torres-Orozco *et al.*, 2017). Las rocas más recientes del Nevado son las lavas más evolucionadas de la historia entera del volcán, pues alcanzan en promedio los contenidos más altos de sílice. Después, el Nevado fue modificado por abrasión glacial y volcanismo explosivo, el cual estuvo caracterizado por colapsos del edificio, fases de destrucción de domos y eventos plinianos, responsables de la forma de herradura del cráter y por la mayoría de abanicos de depósitos piroclásticos y volcánoclasticos por las lavas del alrededor del área del Nevado de Toluca (Macías *et al.* 1997, García-Palomo *et al.* 2002, Arce *et al.* 2003, 2005, Capra *et al.* 2006; D'Antonio *et al.* 2008; Caballero y Capra 2011, todos citados en Torres-Orozco *et al.*, 2017).

La historia eruptiva del volcán Nevado de Toluca, ha definido tres unidades litológicas en la cuenca El Zaguán, la cual está constituida por domos dacíticos, depósitos piroclásticos y depósitos aluviales, como se muestra en el mapa geológico de la figura 2.2. Además, estas unidades están ordenadas estratigráficamente como se presenta en la columna de la misma figura 2.2.

2.3. Geomorfología

Los rasgos geomorfológicos del volcán Nevado de Toluca son la evidencia del desarrollo de procesos de modelado volcánico, glaciar, periglacial y fluvial, los cuales conllevan procesos tectónicos, de erosión, transporte y acumulación, además del efecto de la constante presión de las actividades humanas sobre sus laderas (Espinosa *et al.*, 2014). Por otra parte, Norini y colaboradores (2004) señalan que la morfología del volcán Nevado de Toluca es el resultado de la interacción compleja entre los regímenes regionales y volcano-tectónicos, la reología de los materiales eruptivos y el efecto de los procesos exógenos. Norini y colaboradores (2004) subdividieron el volcán en cinco dominios morfológicos (figura 2.3 a), con base en el análisis espacial de la distribución de las pendientes y orientaciones de las laderas del volcán Nevado de Toluca, en conjunto con la textura de la superficie. Dichos dominios se describen a continuación:

- **Dominio 1:** corresponde al área ubicada al sur y sureste del cráter de volcán, está limitado al oeste y al norte por valles curvilíneos profundos y hacia el sur por un fuerte cambio de pendiente. Posee valores altos de pendientes, donde el 50% del área presenta pendientes mayores de 20°. Este dominio tiene una morfología irregular con numerosas rupturas de los flancos pero con una textura relativamente suave. El sector se encuentra disectado por valles muy profundos orientados NNW-SSE y los flancos de estos valles alcanzan una elevación de 450 m desde la base hasta el tope.
- **Dominio 2:** constituye el cono del Nevado de Toluca y está limitado de oeste a norte a este por la ruptura en la pendiente de los flancos y al sur por el dominio 1. Está caracterizado por valores relativamente altos de pendiente debido a la presencia del amplio cráter abierto hacia el Este, más del 60% del sector posee pendientes mayores a 10°. Este dominio presenta una morfología regular y una textura moderadamente suave. Este cono es disectado por numerosos valles, que en este caso no son profundos.
- **Dominio 3:** corresponde al flanco inferior noreste del edificio volcánico, el cual es amplio y relativamente plano, donde más del 50% del área tiene una pendiente menor a 5°. Sus límites están marcados por rupturas en la pendiente. Este sector tiene una morfología muy regular con valles poco profundos y una textura moderadamente rugosa.
- **Dominio 4:** está compuesto por la porción sur del Nevado limitada por una ruptura de la pendiente más o menos aguda. La pendiente del dominio es relativamente alta, más del 60% del área tienen pendientes mayores a 10°. Presenta una morfología muy fragmentada, pues se encuentra disectada por numerosos valles profundos con direcciones variables, lo que resulta en una textura rugosa.
- **Dominio 5:** consiste en la parte más noroeste del área y está limitada por rupturas morfológicas visibles. La pendiente es relativamente alta, donde más del 50% del área tienen pendientes mayores a 10°. Este dominio está caracterizado por una morfología irregular y una textura moderadamente suave.

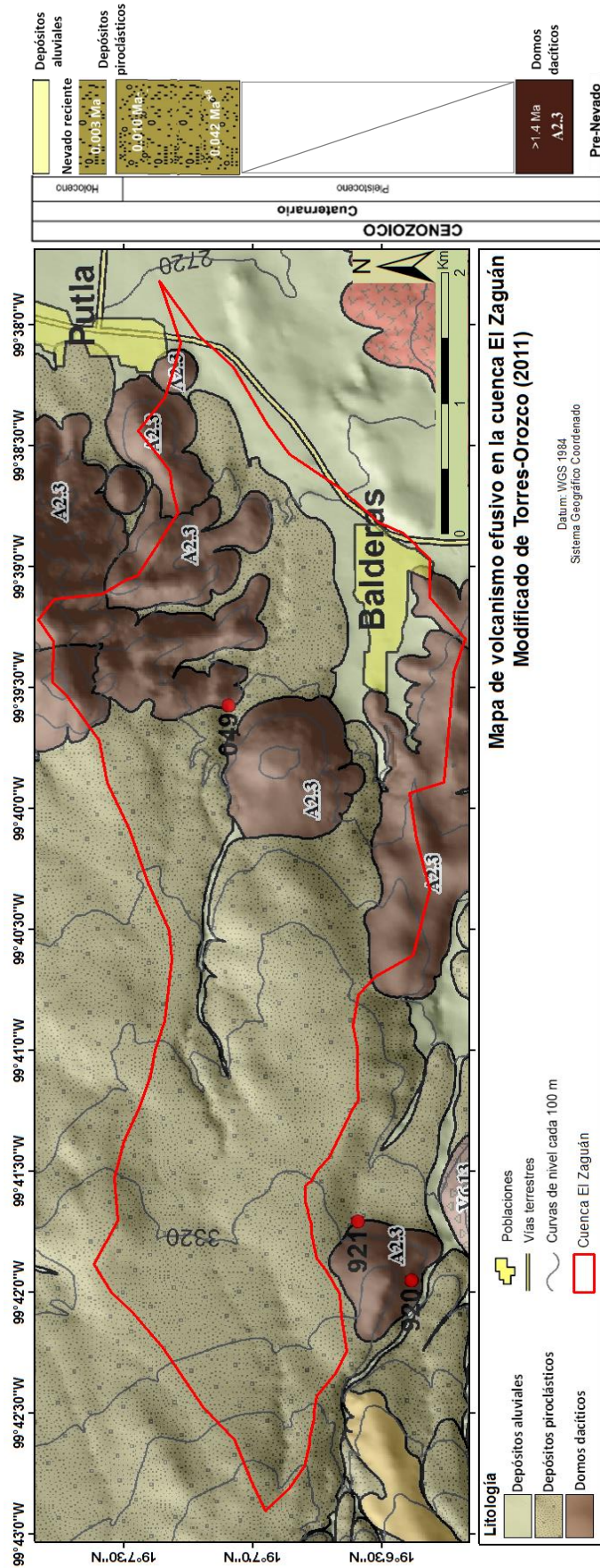


Figura 2.2. Mapa geológico y columna estratigráfica de la cuenca El Zaguán. Modificados de Torres-Orozco 2011 y Torres-Orozco et al., 2017.

Los autores (Norini *et al.*, 2004) describen otros elementos morfológicos característicos asociados a estructuras volcánicas y volcano-tectónicas, que corresponden a conos o domos que son delimitados como edificios individuales (figura 2.3 b). Estos domos monogenéticos de composición andesítica a dacítica (García-Palomo *et al.* 2000; Bellotti *et al.* 2003 en Norini *et al.*, 2004), presentan un rango de dimensiones entre 500 y 3500 m, su morfología es regular y en algunos casos es muy fragmentada.

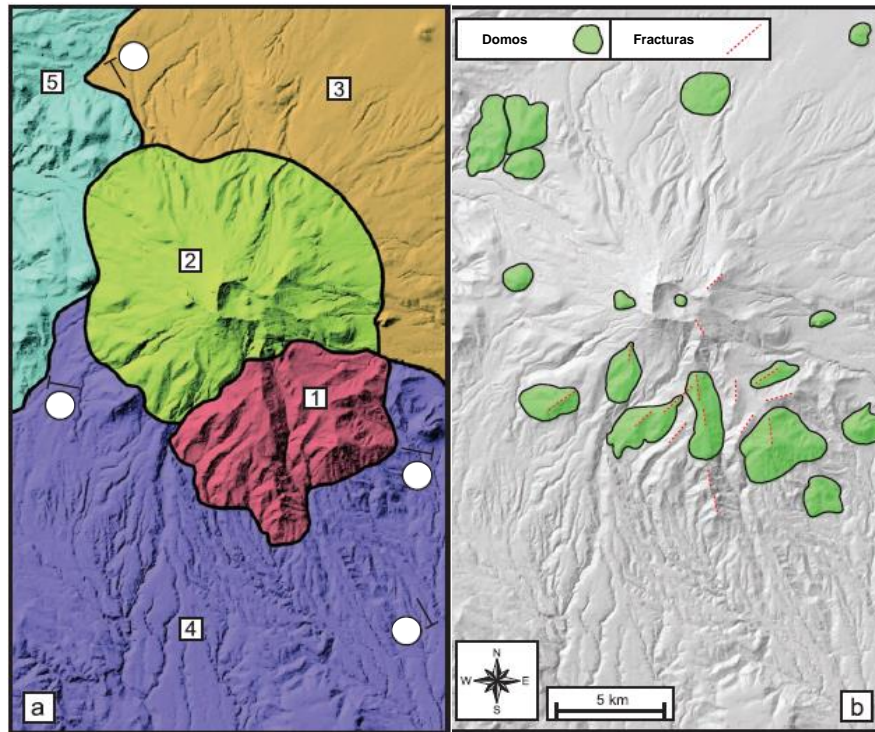


Figura 2.3. Dominios morfológicos (a). Domos (b). Tomado de Norini *et al.* (2004).

2.4. Clima

Según la interpretación de García (1998), mencionado por Cruz (2017), se distinguen dos tipos de clima en el volcán Nevado de Toluca:

- **Clima frío E(T)H:** por encima de los 4000 msnm, con temperaturas máximas de 6°C y mínimas entre 2° y 3°C durante el mes de diciembre.
- **Clima templado semifrío C(E)(w2)(w)b(i)g:** comprendido entre 3000 y 3400 msnm, con lluvias en verano y temperatura media anual que oscila entre 4° y 12°C.

Con base en el prontuario de información geográfica municipal (INEGI, 2009), la cuenca El Zaguán presenta un clima templado subhúmedo con lluvias en verano de humedad media, abarcando isotermas con temperaturas de un poco menos de 9° y alcanzan los 12°C.

2.4.1. Precipitación

La cuenca El Zaguán se encuentra enmarcada dentro de dos estaciones meteorológicas, una cerca del cráter del volcán y la otra a los pies del mismo, donde la primera se denomina Estación Nevado de Toluca (clave: 15062) y se ubica a una altura de 4283 msnm, con latitud 19°07'07" N y longitud: 99°46'53" W, la segunda se denomina Estación San Francisco Putla (clave: 15240) y se encuentra a una altura de 2747 msnm, con latitud 19°07'08" N y longitud: 99°37'55" W, según la base de datos climatológicos del Servicio Meteorológico Nacional (CONAGUA, 2017).

Dichas estaciones cuentan con los valores de precipitación normal mensual en milímetros para el periodo 1981-2010, cuyas gráficas se muestran en la figura 2.4, donde se observa que los mayores picos de precipitación se presentan en los meses de junio a septiembre con un máximo de 235.4 mm para la Estación Nevado de Toluca y 178.3 mm para la Estación San Francisco Putla. Los meses más secos del año van desde noviembre a marzo, siendo el valor mínimo 7.5 mm para el mes de marzo en la primera estación y de 10.1 para el mes de febrero en la segunda estación.

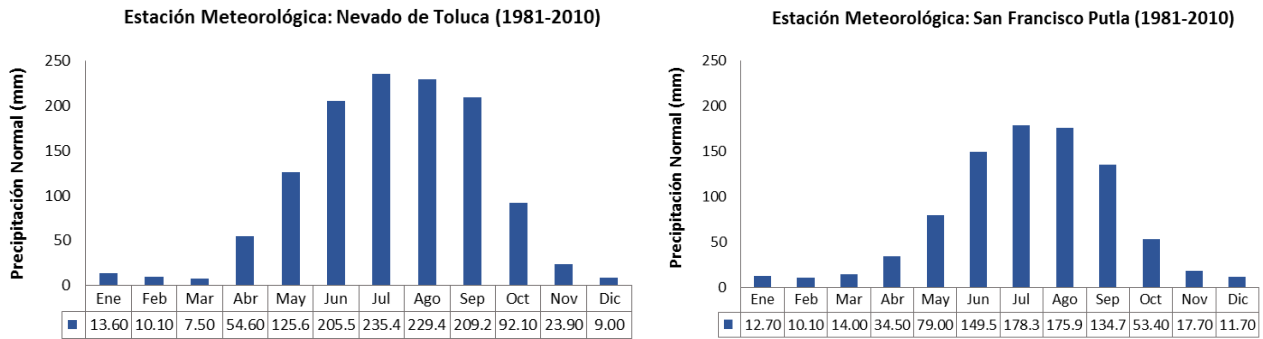


Figura 2.4. Histogramas de precipitación normal para el periodo 1981-2010.

2.5. Vegetación

En el Nevado de Toluca existen varias comunidades arbóreas (figura 2.5), siendo las más representativas el bosque de oyamel, el bosque de pino (*Pinus hartwegii* y *Pinus montezumae*), el bosque de coníferas y aïle, además, se encuentra vegetación inducida como el cedro. Los grupos de vegetación natural más comunes en el volcán se describen a continuación:

Bosque Mesófilo: se ubica por debajo de los 2700 msnm, en las laderas inferiores, (GEM y CONANP 2009, en Cruz, 2017) en las cañadas más húmedas y profundas, sobre todos en los valles fluviales.

Bosque Mixto: comprende desde los 2600 hasta alcanzar los 3000 msnm, los bosques de oyamel pueden mezclarse con poblaciones de pino y encino formando parches sobre las cañadas más húmedas y las laderas con mayor exposición a los rayos solares. Se presentan en unidades geomorfológicas del tipo piedemonte bajo y laderas inclinadas con lavas antiguas cubiertas de piroclastos (Cruz, 2017).

Bosque de Latifoliadas: se encuentran por debajo de los 3000 msnm, como poblaciones separadas de encinos y ailes, entremezclados con bosques de coníferas (GEM et al. 2006, en Cruz, 2017). Debido a su alta calidad como leña y carbón, los encinares, son extraídos en grandes porcentajes, en cambio el bosque de aile presenta una menor cantidad de extracción, ya que su uso se relaciona con fines artesanales (Rolando *et al.* 2012 en Cruz, 2017).

Bosque de Coníferas: está constituido por varias comunidades de bosque puro o pino-encino, oyamel-pino u oyamel-pino-encino y se encuentran dentro de zonal templadas y semihúmedas.

Bosque de Encino: se presenta desde casi el nivel del mar hasta 3000 msnm, en climas templados subhúmedos, semicálidos, semifríos subhúmedos y semisecos, con temperaturas que van de los 12 a 24°C. Predomina el género *Quercus* (encinos o robles). Son explotados para la extracción de madera (tablas y carbón), así como en actividades agrícolas y pecuarias.

Bosque de Encino-Pino: se localiza en los límites inferiores de los bosques Pino-Encino, en altitudes entre 1500 y 3000 msnm, con climas templados y semicálido subhúmedo, con temperaturas entre 12 a 20°C (INEGI, 2001). Se trata de bosques con alto desarrollo secundario por su uso forestal y pecuario.

Bosque de Pino-Encino: se ubica entre 2000 y 3000 msnm, en climas templados subhúmedos y en climas semicálidos subhúmedos con temperaturas entre 10 a 20°C (INEGI, 2001).

Bosques de Oyamel: según el GEM y CONANP (2009, en Cruz, 2017), este tipo de bosque se distribuye entre 3000 y 3500 msnm. Además, los bosques de oyamel forman masas puras restringidas a sitios con pendientes pronunciadas. Se presenta en climas semifríos subhúmedos y templado subhúmedo (INEGI, 2001).

Estos bosques son codiciados por el alto valor de su madera, utilizada como leña, aserrío y para la elaboración de pulpa para papel. Los ejemplares jóvenes presentan trementina (aceite de palo) utilizada en la industria de barnices y pinturas, y como agente aromatizante.

Bosques de Pino: representa la mayor parte de la superficie boscosa del volcán, que se extiende en todos los flancos desde los 3500 a los 4000 msnm, límite de la vegetación alpina (GEM y CONANP 2009, en Cruz, 2017). Según información del INEGI (2001), se localizan a altitudes de 2500 a 4000 msnm, en climas semifríos subhúmedos.

Zacatonal Alpino: es conocido como vegetación tropo-alpina, zacatonal o pastizal alpino y se ubica entre los 4000 a los 4200 msnm. Rzedowski, (1978 en Cruz, 2017), localiza este tipo de vegetación entre el límite del bosque y el área de los desiertos periglaciares, la cual constituye su límite superior de distribución. Incluye comunidades de gramíneas amacolladas, las cuales son propias de ambientes de montaña por encima de los bosques de coníferas.

2.6. Suelos

De acuerdo con la clasificación de la FAO-UNESCO existen diferentes tipos de suelos en el Parque Nacional Nevado de Toluca, los cuales fueron cartografiados por INEGI en 1998 (en Ceballos 2011), los cuales incluyen Andosoles (húmicos, mólicos y ócricos), Cambisoles (crómicos), Feozems (háplicos y lúvicos), Fluvisoles (eútricos), Regosoles (eútricos) y Litosoles.

En Ceballos (2011), se cita un escrito de la Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas de 2009, la cual describe los suelos del Parque Nacional Nevado de Toluca, donde menciona

que los suelos del tipo **Andosol** son los predominantes, ocupando el 87% de la superficie, normalmente bajo bosques de coníferas. El material parental de estos suelos son cenizas volcánicas recientes, ricas en afoanos, en clima semi-frío subhúmedo, generándose un pH ácido. Esto permite tener una alta capacidad de intercambio catiónico y una baja saturación de bases, aumentando la capacidad de retención de agua y nutrientes para el desarrollo de vegetación de pino-encino. De acuerdo con información de la edafología del municipio Tenango del Valle (Gobierno Municipal Tenango del Valle, 2009), los Andosoles de la zona son suelos de color negro con altos contenido de materia orgánica (mayor al 20%), con elevada capacidad de retención de agua y alta capacidad de fijación de fosfatos.

Los suelos tipo **Feozem** háplico se encuentran generalmente en la parte este y noreste del volcán y representan el 6.0% de su superficie; se caracterizan por tener horizontes superficiales oscuros, suaves, ricos en materia orgánica y nutrientes. Las texturas de estos tipos de suelos son arenosas o arcillosas con un pH más ácido que los Andosoles. También señalan que estos suelos anteriormente tenían un uso forestal que cambió a uso agrícola de temporal.

Los **Regosoles** solo ocupan el 3.5% de la superficie, encontrándose principalmente en el cráter del volcán. Se originaron a partir de cenizas volcánicas, presentan solo un horizonte de diagnóstico "A" órtico. Por sus características son suelos pobres en materia orgánica y en nutrimentos. También, estos suelos se encuentran relacionados a los Litosoles y Andosoles en zonas que presentan material suelto, es decir, material arenoso, gravoso o pedregoso.

Los suelos **Cambisoles** se encuentran al noroeste del área, cubriendo solo el 1.4% de la superficie del parque, los cuales presentan un horizonte "A" órtico y un horizonte "B" cámbico, siendo suelos mejor desarrollados, por lo que, son pobres en nutrientes pero aptos para uso forestal.

Los **Litosoles** son poco comunes, representando solo el 0.37% de la superficie, en la zona plana del interior del cráter y al Este del parque, en el municipio de Tenango del Valle. Se caracterizan por ser suelos muy someros, ya que presentan menos de 10 cm de profundidad porque están limitados por roca, pómez o caliche duro.

Finalmente, los **Fluvisoles** son los suelos menos comunes en el área, cubriendo apenas el 0.16% de la superficie, su origen es de material aluvial reciente y su textura depende del material depositado, pero por lo general son de texturas gruesas. Normalmente, son pobres en nutrimentos, son suelos frágiles e inestables, debido a su material parental, grado de desarrollo y propiedades físicas, que le aportan una estructura débilmente desarrollada y la cohesión es producto de las raíces de la vegetación. Particularmente, señalan que al eliminar la cubierta vegetal que se desarrolla sobre este tipo de suelos para destinarlos a la agricultura, se reduce automáticamente su cohesión, haciéndolos susceptibles a la erosión hídrica superficial y en bloques grandes se generan procesos de inestabilidad, sobre todo en las márgenes de cauces y barrancas, pero especialmente en suelos en los que se cultiva papa.

Según el mapa de INEGI (1982) a escala 1:50 000, la cuenca del arroyo el Zaguán posee principalmente suelos de tipo Andosol, Fluvisol y Feozem, como se puede observar en la figura 2.5, donde los Andosoles predominan en el 92.4% del área, los Feozem solo representan un 1.3% y los Fluvisoles ocupan aproximadamente un 6.3% de la superficie y están principalmente en la barranca del arroyo El Zaguán.

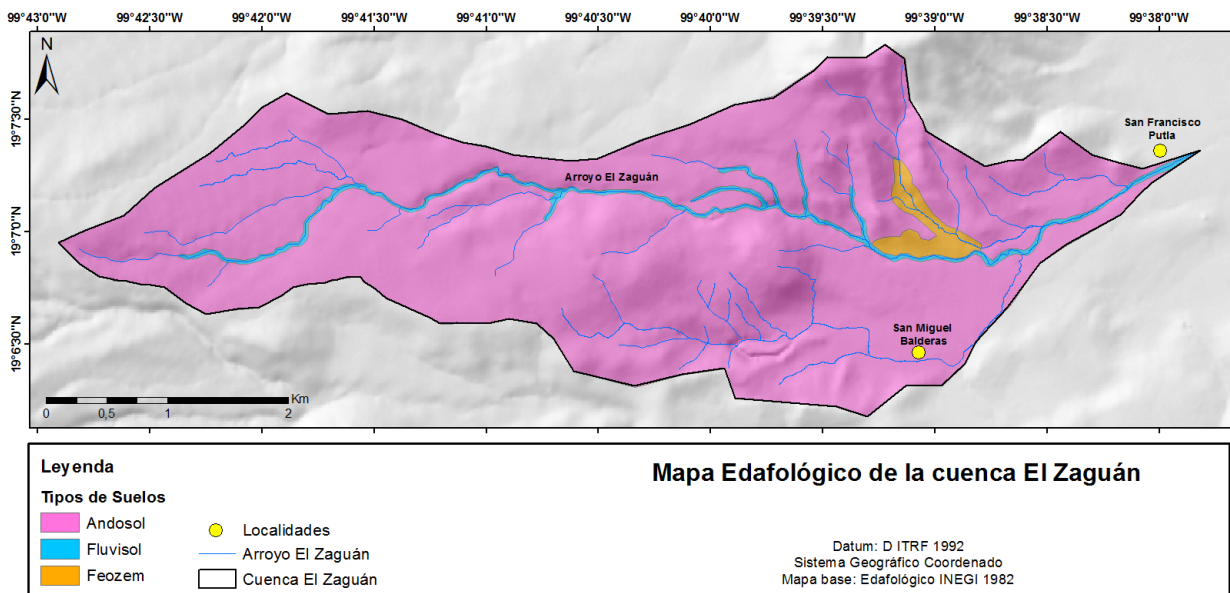


Figura 2.5. Mapa edafológico de la cuenca El Zaguán, digitalizado de INEGI (1982).

2.7. Uso del suelo

Con base en la información del Gobierno Municipal de Tenango del Valle (2009), las tierras del municipio principalmente tienen un uso agrícola, además tienen uso pecuario, forestal y urbano, seguidamente poseen un uso industrial, arqueológico y cierto porcentaje de los suelos tienen otros usos. Dentro de las actividades económicas primarias señalan que, la agricultura ocupa un poco más de la mitad de los suelos de todo el municipio, cuyas condiciones climáticas favorecen la producción agrícola, donde predominan los cultivos de maíz, hortalizas, avena y flores, sin embargo, en la parte alta de la zona, la producción de papa es abundante, lo cual es el caso de la cuenca El Zaguán. Respecto a la producción pecuaria, la cual no es significativa en la zona, mencionan que, un gran porcentaje del ganado se produce por pastoreo extensivo en terrenos de bosques comunales, lo cual conlleva a una eficiencia productiva baja y a un importante deterioro de los bosques y los suelos, como consecuencia del sobrepastoreo y actividades de quema con el objetivo de regenerar los pastizales. La producción forestal ocupa una tercera parte de los suelos del municipio, sin embargo, su superficie ha venido disminuyendo por incendios, sobrepastoreo, tala ilegal, plagas y enfermedades. Además, algunas áreas de núcleos agrarios del municipio han sido incorporadas a un aprovechamiento forestal planificado y sustentable, dentro de las cuales se encuentra una zona forestal llamada Loma de Huachin, de la localidad de San Miguel Balderas, que se ubica dentro del área del presente estudio, dicha zona forestal presentaba problemas de tala clandestina, sobrepastoreo y erosión.

Como se observa en la figura 2.6, el principal uso del suelo en la zona de estudio es la agricultura de temporal, ya que ocupa aproximadamente el 70% de la superficie. Por otra parte, casi un 15% del área corresponde con los asentamientos humanos ubicados en la parte baja de la cuenca, como lo son el poblado de San Miguel Balderas y parte de la localidad San Francisco Putla.

En la cuenca El Zaguán, anteriormente no se habían reportado suelos con uso minero, sin embargo, por medio de la observación de imágenes satelitales (Google Earth, 2017), se detectó el reciente desarrollo de una zona de extracción de material para la construcción (cantera de grava y arena) en la parte baja de la cuenca (figura 2.6). El resto de la superficie del área (~13%), corresponde a fragmentos de vegetación boscosa asociados a las laderas de los domos y a los márgenes de la barranca principal, los cuales son explotados en parte, por actividades de extracción forestal. Dentro de los principales tipos de bosques en la zona, se encuentran los bosques de coníferas, bosques mixtos y bosques de pino-encino.

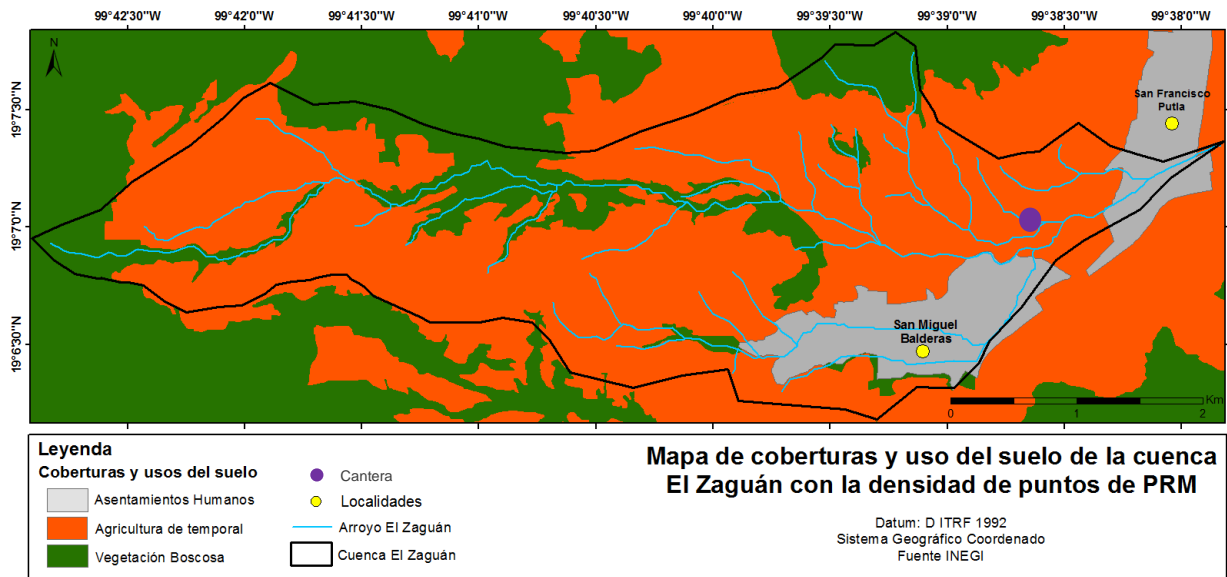


Figura 2.6. Mapa de coberturas y uso de suelo de la cuenca El Zaguán, INEGI (2013).

Capítulo III. Marco teórico

En este capítulo se abordarán las definiciones de dos procesos exógenos modeladores del relieve como lo son la erosión y la remoción en masa; además se explicarán los factores, condiciones y mecanismos para su desarrollo, así como también la relación entre ambos procesos y algunas de sus consecuencias, derivadas de las altas tasas de producción de sedimentos hacia los cuerpos de agua. La comprensión de estos fenómenos naturales y la influencia de las actividades humanas en la aceleración de este tipo de procesos, es importante ya que, la zona de estudio además de constituir parte de un relieve volcánico es un área principalmente agrícola, donde la rapidez con la que se desarrollan surcos erosivos, cárcavas y procesos de remoción en masa es muy relevante, lo cual genera problemas a las poblaciones de la zona y a sus actividades económicas.

3.1. Erosión

La erosión es un proceso que involucra “trabajo” y contempla tres etapas: (1) desprendimiento (2) transporte y (3) depósito de partículas o masa pequeñas de suelo o roca. El trabajo depende de la energía suministrada por los agentes de erosión, que pueden ser físicos, como el agua, el viento y la nieve; la gravedad; las reacciones químicas y las perturbaciones antropogénicas como la labranza. La magnitud y la tasa de disipación de la energía de estas cuatro fuentes determinan la severidad de los procesos erosivos (Lal, 2001).

La erosión del suelo en particular, comienza con el desprendimiento (Ellison, 1947 en Lal, 2001), que es producto del rompimiento de los agregados por el impacto de las gotas de la lluvia, por la fuerza de arrastre del agua y el viento, o por la disolución de agentes cementantes a través de reacciones químicas. Las partículas desprendidas y los microagregados son transportados por el flujo del agua y el viento, y son depositados cuando la velocidad de los agentes disminuye por efecto de una reducción en la pendiente o por un cambio en la cobertura del suelo (Lal, 2001). En el caso de la erosión por agua, si el flujo del agua llega a concentrarse en canales, se da lugar a la formación de surcos y cárcavas (Suárez, 1998).

Por su parte, la erosión del suelo es considerada uno de los procesos más intensos de degradación del suelo, ya que ésta perturba adversamente la calidad del suelo de manera irreversible, reduce las tasas de infiltración y la capacidad de retención de agua, lo que genera la pérdida de nutrientes, de materia orgánica, de biota del suelo y de profundidad, resultando en el incremento de la escorrentía (Pimentel *et al.*, 1995 en Van Oost *et al.*, 2000; Bakker *et al.*, 2008; Hook y Sandercock, 2017; Lal, 2001 y Yang *et al.*, 2003 en Ferreira *et al.*, 2015). El material del suelo derivado de este proceso es transportado por flujos de agua hasta lugares de captación, donde son acumulados, y en muchos casos forman flujos con altas concentraciones de sedimentos durante las inundaciones (Hook y Sandercock, 2017).

Suárez en 1998, describe diferentes **tipos de erosión**, los cuales se presentan en la zona de estudio y son los siguientes:

- **Erosión laminar:** es un proceso de lavado de la superficie del terreno, producto de la fuerza de la escorrentía difusa, sin llegar a formar canales definidos.

- **Erosión en surcos:** es un proceso que ocurre cuando la escorrentía superficial se concentra en flujos que siguen caminos preferenciales, arrastrando partículas del suelo y generando canales poco profundos (escala centimétrica) denominados surcos. Su localización y velocidad de avance dependen de propiedades hidráulicas y de la resistencia del material a la erosión, es por ello que algunos surcos pueden llegar a transformarse en cárcavas.
- **Erosión en cárcavas:** es un proceso más evolucionado de erosión, caracterizado por su profundidad (métrica a decamétrica), lo que permite un avance lateral y longitudinal de la cárcava debido a desprendimientos en masa de los taludes de pendientes elevadas que constituyen las paredes de la misma cárcava.
- **Erosión interna (Piping):** este proceso ocurre cuando existen flujos de agua subsuperficiales concentrados en canales que generan una erosión interna, dando origen a colapsos que producen hundimientos del terreno o cárcavas.
- **Erosión por afloramiento de agua:** este proceso ocurre en sitios donde existen manantiales de agua, que generan pequeñas cavernas y/o taludes negativos, que incluso llegan a producir desprendimientos de masas de suelo.

3.2. Factores de la erosión del suelo

Según Lal (2001), la erosionabilidad del suelo está en función de las propiedades inherentes del suelo, como la textura, estructura, minerales de arcilla, contenido de materia orgánica, tipo de cationes intercambiables que ocupan los sitios de sorción, retención y transmisión de agua, entre otros. En cambio, la erosividad está controlada por factores ambientales como el clima, que comprende la distribución, intensidad, cantidad y frecuencia de la lluvia, el tamaño de las gotas de lluvia, la velocidad de la escorrentía y del viento. El mismo autor incluye las características del terreno como factores importantes en el proceso de erosión del suelo como la forma de la ladera, su pendiente, su longitud y su orientación. Además, recalca la relevancia de la cobertura vegetal como un elemento que disipa la energía de los agentes erosivos del suelo. Finalmente menciona que las tasas de erosión pueden ser acentuadas por factores sociales, por ejemplo, la agricultura como recurso para la subsistencia.

3.3. Propiedades del suelo y su relación con la erosión

La erosión del suelo es un proceso muy lento en ecosistemas naturales (Pimentel, 2006), pues depende fuertemente de las propiedades esenciales del suelo, como lo son las propiedades químicas, físicas, biológicas y mineralógicas (Cambardella *et al.*, 1994 y Pérez-Rodríguez *et al.*, 2007 en Ferreira *et al.*, 2015). Por ejemplo, suelos con texturas medias (con predominancia de limos y arenas finas), bajo contenido de materia orgánica, una estructura poco desarrollada y bajas tasas de infiltración, son erosionados con facilidad (Bajracharya y Lal 1992 en Pimentel, 2006).

La mayoría de las propiedades físicas están definidas por la estructura del suelo, que consiste en el arreglo y colocación de las partículas en él, controlando el comportamiento del mismo; por ejemplo, la circulación del agua, aire y nutrientes, la infiltración del agua y la conductividad hidráulica (Lal y Shukla, 2004; Porta *et al.*, 2003). Asimismo, la densidad aparente, es una medida física macroscópica del suelo (Grupta *et al.* 1989 en Carter, 1990), la cual es un factor

importante en la distribución del tamaño de poro, la conductividad hidráulica, la resistencia a la penetración y la retención de agua (Carter, 1990).

Las áreas cubiertas por vegetación están más protegidas y experimentan relativamente una baja erosión del suelo porque la energía del viento y de las gotas de lluvia es disipada por la capa vegetal (Agriculture California 2002, SWAG 2002 en Pimentel, 2006). Además, la vegetación tiene muchos efectos positivos en la reducción del agua de escorrentía superficial (Hook y Sandercock, 2017) y en el aporte de materia orgánica al suelo, la cual es responsable de muchas funciones como la de retener una gran proporción de nutrientes, cationes y oligoelementos esenciales para el crecimiento de las plantas, es reguladora del pH del suelo, aumenta la capacidad de intercambio catiónico y la retención de humedad. Pero además, la presencia de materia orgánica en el suelo mejora su estructura, contribuyendo con la agregación de las partículas y su estabilidad (FAO, 2018).

Por lo tanto, muchos autores consideran que la ausencia de la cobertura protectora del suelo influye en gran medida en la erosión (Bakker *et al.*, 2008), al igual que una gran variedad de investigadores quienes han demostrado que los cambios en la cobertura vegetal tienen impactos importantes sobre las propiedades del suelo y el flujo superficial (Yang *et al.* 2003, Cerdá y Doerr 2007, Blavet *et al.* 2009, Biro *et al.* 2013, Wong y Shao 2013, todos citados por Ferreira *et al.*, 2015).

La intensificación de la erosión de los suelos alrededor del mundo está generalmente asociada con el cambio de uso del suelo (Leh *et al.*, 2013 en Ferreira *et al.*, 2015) y comúnmente las tierras cultivadas experimentan las tasas de erosión más altas (Cerdá *et al.*, 2009, Mandal y Sharda, 2013 en Ferreira *et al.*, 2015). Esto se debe a que el uso y manejo agrícola del suelo tiene un impacto directo en las propiedades del suelo (Roseberg y McCoy 1992, Lipiec *et al.* 2006, He *et al.* 2009 citados en Bogusława, 2014; Reis *et al.*, 2001; Yasar *et al.*, 2008).

Cuando se realiza un cambio en el uso del suelo desde una vegetación semi-natural a una agricultura intensiva, la mayor parte del suelo queda expuesta, debido a la extremadamente baja cobertura de los cultivos, sobre todo al inicio del ciclo vegetativo, generando fuertes impactos en la hidrogeología y la degradación de la tierra, con efectos como carcavamiento, inundaciones y sedimentación (Beaufoy 2002, De Graaff y Eppink 1999 en Hook y Sandercock, 2017). Además, en las prácticas modernas de suelo, se deforestan las laderas y quedan los suelos desnudos por ciertos periodos de tiempo, lo que incrementa el riesgo por erosión (Borselli *et al.* 2006 en Hook y Sandercock, 2017).

Algunos de los efectos resultantes del deterioro de las propiedades físicas del suelo son la compactación, el sellamiento de la superficie, el encostramiento, el drenaje muy lento, la escorrentía excesiva y la erosión acelerada (Lobo, 2003).

El fenómeno de compactación del suelo es fuertemente visible en las zonas con labranza mecánica (Soane y Van Ouwerkerk, 1994 en Bogusława, 2014). La implementación de maquinaria agrícola pesada genera efectos adversos en el suelo, ya que el incremento de la cantidad de tráfico de los tractores produce un aumento de los valores de densidad aparente, principalmente en los primeros 30 cm del suelo (Horn *et al.*, 2000 en Czyz, 2004). La compactación afecta las funciones y las propiedades del suelo, debido al aumento de la

densidad aparente, disminuyendo la porosidad, la capacidad de aireación y la capacidad de infiltración del suelo (Kozłowski, 1999 en Bogusława, 2014; Czyz, 2004).

Cuando el suelo presenta valores muy bajos de densidad aparente, existe un volumen alto de macroporos, que disminuyen la capacidad de almacenamiento de agua en el suelo, mientras que, densidades aparentes altas, limitan la cantidad de macroporos y la permeabilidad de agua y aire.

Los suelos volcánicos, como los presentes en el área de estudio, poseen baja compactibilidad (Neall, 2006), debido a que las propiedades físicas de los andosoles no permiten alcanzar valores críticos de compactación (Döner *et al.*, 2012). Las perturbaciones mecánicas de la agricultura no afectan de manera importante la estructura de los andosoles y las funciones relacionadas a la porosidad, a pesar de la baja densidad aparente de este tipo de suelos, pero les favorece su bien conocida capacidad de resiliencia, la cual les permite recuperar la funcionalidad integral de los poros ante las actividades de labranza (Döner *et al.*, 2012).

Las prácticas agrícolas convencionales incluyen arado, rastrillado y labranza rotativa que deriva en la mezcla del perfil de suelo, el entierro de los residuos de cultivo, la ruptura de los agregados y la pérdida de la materia orgánica (van Veen y Paul, 1981, Tisdall y Oades, 1982, Elliott, 1986, Kay, 1990 en Beare *et al.*, 1994). Por su parte, la pérdida de materia orgánica también tiene un impacto negativo en las propiedades físicas, químicas y biológicas del suelo (Dominy y Haynes, 2002), pues su ausencia deriva en un decremento de la estabilidad de agregados y en el deterioro la estructura del suelo.

También existe una estrecha relación entre la estabilidad de agregados y la susceptibilidad del suelo a la erosión por escorrentía superficial (Barthe`s y Roose, 2002), ya que algunos autores (Shainberg *et al.*, 1997 en Barthe`s y Roose, 2002) han indicado que la tasa de desintegración de los agregados establece la tasa de sellado del suelo; además, el sellado de la superficie origina el desarrollo de flujo superficial y por lo tanto, promueve la formación de surcos en el suelo (Poesen, 1992 en Barthe`s y Roose, 2002). De allí deriva la importancia de la resistencia a la desintegración de los agregados, en la generación de erosión en surcos (Barthe`s y Roose, 2002).

En la literatura se destaca que otro de los factores que propicia la erosión es la hidrofobicidad en el suelo. La repelencia del suelo al agua o hidrofobicidad, es la resistencia que ofrecen algunos suelos a humedecerse durante ciertos periodos de tiempo, los cuales pueden ir desde pocos segundos a horas, días o semanas (King, 1981, Doerr y Thomas, 2000, en Doerr *et al.*, 2000). Esta condición de hidrofobicidad en el suelo tiene fuertes implicaciones hidrológicas y geomorfológicas, tales como: disminución de la capacidad de infiltración de los suelos, incremento del flujo superficial con erosión acelerada del suelo, efectos tridimensionales en la distribución y dinámica de la humedad del suelo, el lixiviado acelerado de agroquímicos (Imeson *et al.*, 1992; Shakesby *et al.*, 1993; Ritsema *et al.*, 1993 y 1997, todos en Doerr *et al.*, 2000) y en ciertas ocasiones la hidrofobicidad promueve el desarrollo de surcos y cárcavas (Doerr *et al.*, 2000). Sin embargo, otros autores señalan que la efectividad de la erosión debida a la hidrofobicidad en los suelos va a depender del grado de contigüidad de la superficie hidrofóbica (Shakesby *et al.*, 2000 en Doerr *et al.*, 2000).

Según Doerr y colaboradores (2000), las condiciones para el desarrollo de la hidrofobicidad en el suelo están vinculadas a la presencia de componentes orgánicos procedentes de las plantas vivas o descompuestas por microorganismos. Frecuentemente, se asocian a la repelencia al agua algunos árboles siempre verdes, que contienen grandes cantidades de ceras, resinas o aceites aromáticos (eucaliptus y pinos). Además, se ha establecido firmemente que la quema también puede afectar la repelencia al agua en los suelos. Asimismo, se ha definido que existe una alta susceptibilidad de los suelos de textura gruesa a desarrollar hidrofobicidad, sin embargo, también es común que se desarrolle en suelos de textura fina, e incluso resulta ser más severa cuando ocurre en estos suelos con altos contenidos de arcillas (Doerr *et al.*, 2000).

Otro aspecto relacionado con las propiedades físicas de los suelos y su resistencia a la erosión está definido por los límites de Atterberg, que son considerados indicadores claves de la susceptibilidad del suelo a este proceso (Marinissen, 1994; Blanco-Canqui *et al.*, 2006; Stanchi *et al.*, 2009 citados en Stanchi *et al.*, 2013), debido a que el comportamiento del suelo depende directamente del contenido de agua (Stanchi *et al.*, 2013).

Los límites de Atterberg proveen información muy importante sobre la resistencia, comportamiento y estabilidad del suelo, ya que el pequeño rango entre el límite plástico y el límite líquido, o índice de plasticidad, determina la habilidad del suelo para cambiar rápidamente desde un estado semi-sólido a un estado líquido, lo que resulta en una disminución significativa de la cohesión, del ángulo de fricción interna y de la capacidad de carga del suelo después de la lluvia (Lambe and Whitman, 1979 en Yalcin, 2007). Entonces bajo condiciones de saturación durante lluvias fuertes, los suelos con baja cohesión son susceptibles a la erosión (Yalcin, 2007 en Deng *et al.*, 2017); además, si la duración de la lluvia es lo suficientemente larga, el contenido de agua en el suelo puede ser demasiado grande, permitiendo el incremento del propio peso del suelo, la disminución de la resistencia al corte y así el colapso total de la masa de suelo (Deng *et al.*, 2017).

Cuando durante la lluvia las capas subsuperficiales del suelo alcanzan los límites de Atterberg con una pérdida de la estructura del suelo, éstas son fácilmente erosionadas, lo que resulta en el ahuecamiento de las capas del subsuelo y en la formación de un pozo cóncavo llamado “nicho” en la ingeniería geológica; consecuentemente, las capas superficiales del suelo pierden soporte, permitiendo la generación de una barranca por colapso (Ding *et al.*, 1995; Deng *et al.*, 2016b en Deng *et al.*, 2017).

Por su parte, los límites líquido y plástico, están vinculados a varias propiedades del suelo, sin embargo, las más relevantes son el contenido de materia orgánica y el contenido de arcilla (Hemmat *et al.*, 2010 en Stanchi *et al.*, 2013) y están negativamente correlacionadas con el contenido de arena (Deng *et al.*, 2017). Además de ser indicadores importantes en las investigaciones de erosión de suelos bajo labranza (Keller y Dexter, 2012 en Stanchi *et al.*, 2013), los límites de Atterberg son bastante importantes en la evaluación de los procesos de remoción en masa (Yalcin, 2007; Di Maio *et al.*, 2010 en Stanchi *et al.*, 2013). Al igual que los procesos erosivos, los procesos de remoción en masa tienen un rol muy importante como elementos formadores y modeladores del relieve, donde la gravedad es un factor influyente en el desencadenamiento de la inestabilidad de laderas.

3.4. Procesos de remoción en masa (PRM)

En 1938, Sharpe define los PRM como un movimiento ladera abajo de una masa relativamente seca de tierra, roca o una combinación de éstas, mediante un mecanismo de deslizamiento (figura 3.1) o desprendimiento, mientras que Terzaghi (1950 en Alcántara, 2000) los define como un desplazamiento rápido de una masa de roca, suelo residual o sedimentos de una ladera, donde su centro de gravedad se mueve hacia abajo y hacia el exterior. Además, Suárez (1998) agrega que estos movimientos del terreno ocurren generalmente, a lo largo de superficies de falla, por caída libre, por erosión o por flujos. Por otra parte, Highland y Bobrowsky (2008) establecen que un proceso de remoción en masa es el movimiento descendente de suelo, rocas y materiales orgánicos bajo los efectos de la gravedad, incluyendo las geoformas que resultan del mismo proceso.

3.4.1. Causas de los procesos de remoción en masa

De acuerdo con Highland y Bobrowsky (2008), existen dos categorías principales de causas de los movimientos en masa: causas naturales y causas humanas o antrópicas, sin embargo, estos procesos pueden ser el resultado de la combinación de ambos factores.

Alcántara (2000) describe que los procesos de remoción en masa ocurren como resultado de la influencia directa de la gravedad, y que pueden ser desencadenados por factores internos o externos. Sin embargo, la autora menciona que los procesos de ladera ocurren por la combinación de ambos tipos de factores, ya que todos ellos contribuyen en diferente grado a su inestabilidad.

González *et al.* (2002), establece que la estabilidad de los taludes y las laderas está determinada por **factores condicionantes**, que son características intrínsecas de los materiales naturales, tales como factores geométricos, geológicos, hidrogeológicos y geotécnicos que, en conjunto, con la acción de **factores desencadenantes** (precipitaciones, cambios en las condiciones hidrogeológicas, modificación de la geometría, erosión y terremotos), conllevan a la rotura de los materiales y a la generación de procesos de remoción en masa, ya que estos últimos factores de tipo externo, actúan sobre los suelos y/o macizos rocosos, modificando sus características, propiedades y condiciones de equilibrio. Dichos autores (González *et al.*, 2002) describen cada uno de estos de la siguiente manera:

- **Estratigrafía y litología:** las diferentes litologías poseen distinto grado de susceptibilidad potencial ante la ocurrencia de deslizamientos o roturas, por lo tanto las propiedades físicas y resistentes de cada tipo de material, aunado a su contenido de agua, definen su comportamiento tenso-deformacional y por ende su estabilidad. Es por ello que, los tipos y la disposición de las superficies de rotura están controlados por la alternancia de materiales con diferente litología, competencia, grado de alteración y dureza, en el caso de los macizos rocosos y, en el caso de los suelos, se le atribuye a diferencias en el grado de compactación, cementación o granulometría.
- **Estructura geológica y discontinuidades:** los problemas de estabilidad de los macizos rocosos están definidos por la combinación de elementos estructurales con parámetros geométricos de las laderas, como altura e inclinación y su orientación. Su estructura está definida por la distribución espacial de los sistemas de discontinuidades, los cuales son considerados planos de debilidad, tales como superficies de estratificación, diaclasas,

fallas, entre otras, las cuales individualizan bloques de matriz rocosa y suponen la existencia de planos de rotura y deslizamiento potenciales, condicionados por su orientación y disposición.

- **Condiciones hidrogeológicas:** La mayoría de las roturas son consecuencia de los efectos del agua, ya que pueden generar altas presiones de poros, arrastres y erosión, superficial e interna, de los materiales que conforman la ladera. La presencia de agua en la ladera disminuye su resistencia al corte, al disminuir la tensión normal efectiva. Asimismo, el agua incrementa la presión ejercida sobre grietas de tracción incrementa las fuerzas que promueven al deslizamiento, aumenta el peso del material por saturación, produce erosión interna por flujo subsuperficial o subterráneo, genera meteorización y cambios en la composición mineralógica de los materiales y promueve a la apertura de discontinuidades por agua congelada.

Adicionalmente, la superficie freática de una ladera influye en la distribución de las presiones intersticiales sobre cualquier superficie potencial de deslizamiento. Por otra parte, el agua superficial también puede causar inestabilidad de laderas al introducirse en las discontinuidades y grietas generando altas presiones en ellas. Las roturas en los suelos de las laderas son más comunes durante la temporada de lluvias intensas, o tras una tormenta fuerte o épocas de deshielo. Los procesos erosivos y de lavado en materiales blandos o poco consistentes están asociados a la presencia de agua superficial.

Las precipitaciones y el régimen climático intervienen en la inestabilidad de las laderas, ya que modifican el contenido de agua en el terreno. Por ejemplo, la variación entre periodos secos y lluviosos produce cambios en la estructura de los suelos, resultando en una disminución de su resistencia.

- **Propiedades geomecánicas de los suelos y de los macizos rocosos:** La resistencia al corte de una ladera depende directamente de los parámetros de resistencia de sus materiales, tales como la cohesión y el rozamiento interno. En los macizos rocosos el comportamiento mecánico va estar controlado por las propiedades resistentes de las discontinuidades y de la roca. La resistencia al corte de estas superficies de debilidad depende de su naturaleza y origen, continuidad, espaciado, rugosidad, tipo y espesor de relleno, presencia de agua, entre otros. Las propiedades mecánicas de los suelos están controladas por su naturaleza y por la resistencia al corte de las superficies de discontinuidad (superficies de cizalla, *slikensides* o superficies de discontinuidad en la sedimentación).
- **Relieve:** es necesaria cierta pendiente para que ocurran los movimientos gravitacionales. Es por ello que, las zonas montañosas son las más propensas a los procesos de remoción en masa. Sin embargo, para algunos tipos de inestabilidades, tan solo una pendiente muy baja es suficiente para su desarrollo.
- **Tensiones naturales:** la liberación de tensiones naturales en un talud rocoso juega un papel importante en su estabilidad, ya que si existe alguna excavación las tensiones

pueden generar la descompresión del macizo y que el material se transforme y fragmente por las zonas más débiles y comience a comportarse como un suelo. El estado tensional de un talud va a depender de su geometría y del estado tensional previo a una excavación, la cual genera cambios en el estado de equilibrio, produciendo grietas o separación de las discontinuidades. El estado tenso-deformacional de un macizo rocoso influye en su comportamiento y sus propiedades resistentes.

- **Procesos erosivos:** la erosión o socavación en la base de las laderas, acantilados o escarpes por erosión fluvial, litoral u otra puede provocar la pérdida de estabilidad y la modificación del estado tensional, además de la ausencia del apoyo de material suprayacente y la ocurrencia de deslizamientos o desprendimientos. Cuando este proceso ocurre en una ladera fluvial se pueden producir, como efectos secundarios, inundaciones y avenidas, debido al corte del río de la masa deslizada.
- **Otros factores:** las cargas dinámicas y las sobrecargas estáticas también influyen en las condiciones de inestabilidad de los taludes al modificar la distribución de los esfuerzos. Entre las cargas dinámicas se consideran los movimientos sísmicos, naturales o inducidos, y las vibraciones derivadas de voladuras, además, mencionan que su principal efecto es la apertura de discontinuidades preexistentes, la consecuente disminución de la resistencia al corte, la individualización y caída de bloques rocosos. Las sobrecargas estáticas se refieren al peso de estructuras civiles, rellenos, escombreras, paso de vehículos pesados, entre otros, los cuales contribuyen al aumento de las fuerzas desestabilizadoras.

Los procesos de meteorización en determinados tipos de suelos o macizos rocosos blandos, influye en la reducción de sus propiedades resistentes, debido a la exposición de los materiales a ciertas condiciones ambientales, provocando alteración y degradación intensa que, finalmente, puede provocar la caída de material superficial, o si afecta la base del talud o ladera, puede generar roturas generales, sobre todo en presencia de agua.

3.5. Relación de la erosión y los procesos de remoción en masa

En un caso de estudio en la isla Penang en Malasia, Prandhan *et al.*, (2012) establecen que, existe una clara relación entre la erosión del suelo y la ocurrencia de deslizamientos, ya que la zonas que presentaron las tasas de erosión más altas tienen una probabilidad muy alta a la generación de movimientos en masa en dicha área; además sugieren que, la erosión puede ser disminuida a partir del control de los factores que la propician como, el uso del suelo y la cobertura, con la finalidad de prevenir estos deslizamientos.

Debido a la erosión por la escorrentía, derivada de lluvias intensas, se genera la pérdida del suelo que finalmente provoca el desencadenamiento de movimientos en masa, tales como la fluencia del suelo, derrumbes y deslizamientos (Brunsden y Prior, 1984, Lim y Lee, 1992 en Prandhan *et al.*, 2012). Adicionalmente, la deforestación es considerada un catalizador importante para la erosión y los movimientos en masa, cuando se lleva a cabo en zonas montañosas con altas pendientes, es decir, de más de 20° de inclinación (Prandhan *et al.*, 2012), ya que la deforestación incrementa la probabilidad de ocurrencia de fracturas someras

en el suelo (Gray, 1970 y Swanston, 1970 en Swanson y Dyrness, 1975), disminuye la fuerza de las raíces, reduciendo la “cohesión aparente” del suelo (Swanston, 1970 en Swanson y Dyrness, 1975) y generando movimientos de reptación.

En algunos casos se ha observado que el deterioro del suelo y la hidrofobicidad propician la ocurrencia de flujos preferenciales de agua al subsuelo, es decir, flujos subsuperficiales, permitiendo la existencia de grietas y haciendo las laderas más propensas a movimientos en masa (Booker *et al.*, 1993 en Doerr *et al.*, 2000).

Otro de los mecanismos donde están involucrados ambos procesos es en el proceso de “barranca colapsada”, el cual es una erosión compuesta, formada por socavación hidráulica y colapso gravitacional y consiste en cinco partes: (1) la cuenca superior, donde se acumula una gran cantidad de agua; (2) la pared colapsada, donde hay una pérdida en masa del suelo, y la erosión por agua y por gravedad es muy severa; (3) depósito coluvial, donde se deposita el material residual; (4) canal socavado, donde la acumulación y transporte de sedimentos suelen ser profundos y estrechos y (5) abanico aluvial, la zona inferior de la boca de la barranca donde son depositados los sedimentos transportados por el colapso (Zeng, 1960; Jiang *et al.*, 2014; Xu, 1996; Sheng y Liao, 1997; Xia *et al.*, 2015; en Deng *et al.*, 2017).

No obstante, los movimientos en masa también exponen el suelo, acelerando la erosión superficial (Swanson y Dyrness, 1975), por lo tanto, el proceso de erosión puede ser causa de los movimientos en masa y viceversa.

3.6. Generación de sedimentos por erosión y procesos de remoción en masa hacia cuerpos de agua.

La erosión de la superficie en conjunto con los procesos de remoción en masa, transportan materiales de suelo de las laderas montañosas hasta los canales de las corrientes (Swanson y Dyrness, 1975). Casi el 60% del suelo erosionado termina en los ríos, barrancas y lagos, aumentando su susceptibilidad a las inundaciones (Prandhan *et al.*, 2012). El material de suelo, es acumulado en lugares de captación, causando flujos hiperconcentrados o de escombros durante las inundaciones (Hook y Sandercock, 2017).

El transporte de sedimentos hasta los ríos y lagos genera otros problemas ambientales. En zonas agrícolas los sedimentos están contaminados con pesticidas y fertilizantes, ocasionando eutrofización y la perturbación del frágil ecosistema de las aguas; el incremento de la cantidad de sedimentos hacia estos reservorios de agua genera sedimentación en exceso, amenazando también la vida acuática y en ciertos casos la producción de energía hidroeléctrica (Douglas, 1995 y Vanacker *et al.*, 2003 en Bakker *et al.*, 2008).

La expedición de sedimentos hacia los cuerpos de agua depende en gran medida de la producción de sedimentos en el área y la conectividad entre la fuente de los sedimentos y el río o lago (Bakker *et al.*, 2008). Por su parte, la conectividad está en función del uso del suelo, ya que la capacidad de transporte de sedimentos está determinada por los tipos de uso del suelo (Van Rompaey *et al.*, 2002 en Bakker *et al.*, 2008).

En muchos casos, los materiales superficiales son transportados ladera abajo a través de flujos de agua en surcos, cárcavas, túneles y micropipas en el suelo (Hook y Sandercock, 2017).

Capítulo IV. Materiales y métodos

La metodología general del trabajo consistió en obtener diferentes capas temáticas de la cuenca, a partir de información preexistente, de datos de campo, de métodos de percepción remota o del empleo de sistemas de información geográfica, para generar mapas morfométricos, de unidades litológicas, de uso del suelo, de edafología y mapas de inventarios de procesos erosivos y de remoción en masa, con la finalidad de realizar un análisis de la susceptibilidad al desarrollo de dichos procesos geomorfológicos en la zona de estudio (figura 4.1).

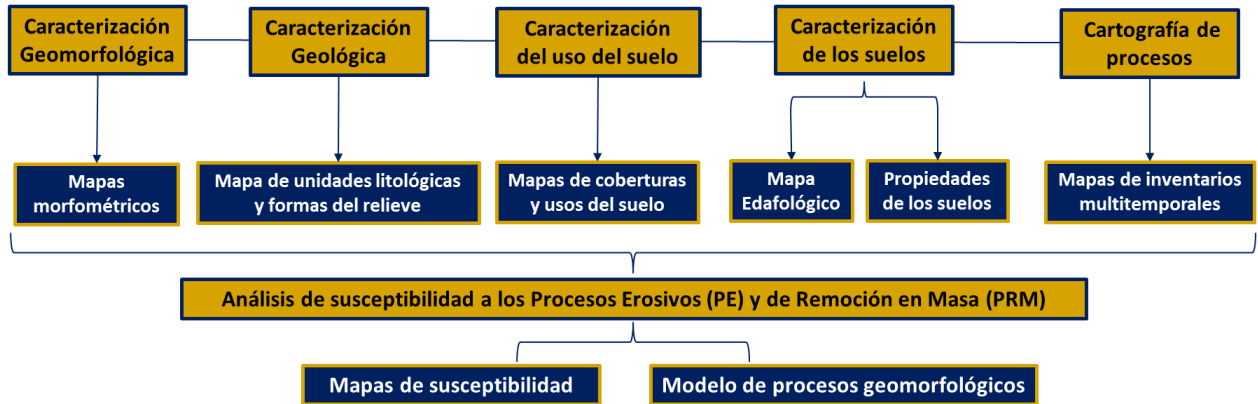


Figura 4.1. Esquema metodológico del trabajo

Como primer paso, se realizó una recopilación de información, en la que se consultaron antecedentes de la problemática planteada, trabajos relacionados a la zona, así como información sobre su geología, clima, vegetación, geomorfología, modelos digitales de elevación, mapas e imágenes satelitales. Por otra parte, se hizo una revisión bibliográfica sobre los temas abordados en este trabajo, con la finalidad de construir las bases del conocimiento necesarias para su desarrollo.

4.1. Análisis morfométrico del relieve

El análisis morfométrico consistió en la cuantificación de elementos del relieve, como altitudes, orientación y pendiente (Lugo, 1988), con el objetivo de generar mapas que permitieran el análisis de la superficie de la zona de estudio, comprender los procesos y los factores geomorfológicos condicionantes. Para ello se elaboraron mapas de altimetría, de orientación de laderas y de pendientes del terreno, mediante la aplicación de herramientas de los Sistemas de Información Geográfica (SIG).

4.1.1. Mapa de altimetría

El mapa de altimetría se realizó empleando como base el modelo digital de elevación (MDE) del INEGI con una resolución espacial de 15 m, el cual se reclasificó para obtener los intervalos de las elevaciones del terreno cada 200 metros, solo para la representación de los rasgos del relieve de la zona de estudio, resaltados además, en franjas de colores, en tonos verdes para las cotas más bajas, una franja en color amarillo para las cotas medias y una franja en color rojo para las cotas más altas. El mapa de altimetría permitió expresar de manera clara e instantánea el relieve del área en su totalidad (Lugo, 1988).

4.1.2. Mapa de orientación de laderas

A partir del modelo digital de elevación, se definió la exposición de las laderas de la zona de estudio determinando su orientación en valores azimutales ($0^\circ - 360^\circ$), para posteriormente reclasificarlos respecto a los cuatro puntos cardinales, donde las laderas con exposición norte tienen orientación de 292.5° a 67.5° , las del este de 67.5° a 112.5° , las del sur de 112.5° a 247.5° , las del oeste 247.5° a 292.5° y las áreas planas 0° . A partir de este mapa de orientación, se determinaron las laderas que reciben mayor radiación solar, que en el caso del hemisferio norte, son las laderas expuestas al sur (Delgado y Godoy, 2009) y las laderas norte son las de mayor humedad.

4.1.3. Mapa de pendientes del terreno

Utilizando como base el modelo digital de elevación, por medio de una herramienta del SIG se calcularon los valores en grados de las pendientes de la zona de estudio, los cuales fueron reclasificados para su interpretación, donde los valores de pendiente de 0° a 2° se caracterizan como superficies planas, de 2° a 5° son ligeramente inclinadas, de 5° a 15° son muy inclinadas, de 15° a 20° son ligeramente escarpadas, de 25° a 35° son escarpadas, de 35° a 50° son muy escarpadas y $>50^\circ$ son consideradas verticales (modificado de Pedraza, 1996). Adicionalmente, se calcularon los porcentajes que ocupan superficialmente cada una de estas clases de pendientes y el mapa se incorporó al análisis de susceptibilidad a los procesos erosivos.

4.3. Caracterización geológica

La caracterización geológica de la cuenca se realizó a partir de los mapas de vulcanismo efusivo del Volcán Nevado de Toluca, de Torres-Orozco (2011) y Torres-Orozco *et al.* (2017), que se presenta en el capítulo II del presente trabajo (figura 2.2), el cual se mejoró con la información obtenida en campo, durante el recorrido dentro de la barranca del arroyo El Zaguán, donde se identificaron los materiales litológicos aflorantes en las paredes del canal, también para la elaboración de columnas estratigráficas. Además, los materiales litológicos definidos fueron asociados a sus geoformas correspondientes, generando finalmente un mapa de unidades litológicas y formas del relieve.

4.4. Determinación de coberturas y usos del suelo con percepción remota

Debido a que el tema central de la presente investigación es la relación de la ocurrencia de procesos geomorfológicos y el uso del suelo, se consideró de vital importancia la determinación de las coberturas y usos de suelo y los cambios ocurridos en un periodo reciente en la cuenca El Zaguán. Para ello se utilizaron herramientas de percepción remota que permitieron una evaluación espacial y temporal de la zona de estudio.

Inicialmente se obtuvieron imágenes satelitales de la página web ASTER Volcano Archive (AVA) perteneciente a la NASA (2018), las cuáles son imágenes tipo ASTER nivel 1B (ASTL1B), es decir que, son productos a los que previamente les fue aplicados coeficientes de corrección geométrica y de calibración radiométrica (ERSDAC, 2007) que incluye una corrección atmosférica absoluta.

Las imágenes ASTER-L1B adquiridas, corresponden a los años 2001 y 2016, las cuales fueron descargadas en formato GEOTIFF, empleando el espectro visible e infrarrojo cercano (VNIR),

específicamente la banda 1 (verde), la banda 2 (rojo) y la banda 3N (infrarrojo cercano), que constan de una resolución espacial de 15 m.

En segundo lugar, se realizó un pre-procesamiento, que correspondió a un primer despliegue de las imágenes empleando el programa TerrSet 17.1, para evaluar sus datos estadísticos y de esta manera corroborar que efectivamente ya contaban con la corrección atmosférica y que las imágenes no tuvieran problemas de saturación. Seguidamente, se recortaron las imágenes de cada una de las bandas con el polígono del área de estudio.

De acuerdo con la previa recopilación de información de la zona de estudio, se conoce que las principales coberturas del suelo son la vegetación boscosa y los pastizales, y que el principal uso del suelo es la agricultura, es por ello que se procedió a buscar las firmas espectrales de la vegetación y del suelo, donde se resaltaron los rangos espectrales de las primeras tres bandas ASTER, las cuales caracterizan muy bien los rasgos principales de la vegetación, es decir, el pico de reflectancia en la Banda 1 (verde), un pico de baja absorbancia en la Banda 2 (rojo) y su rasgo de mayor reflectancia en la Banda 3N (infrarrojo cercano).

Debido a lo anterior, se decidió aplicar un proceso de realce espectral a partir de una composición en falso color 321 (RGB), empleando esas tres primeras bandas, con la finalidad de resaltar en color rojo la vegetación densa, en color rosa las áreas vegetadas menos densas, vegetación en estado de crecimiento temprano; en blanco suelos desnudos; en negro agua espectralmente limpia y en cian áreas pobladas, rocas al desnudo y suelos que ya perdieron su estructura por fragmentación mecánica (arado o intemperismo físico). Dicho realce espectral se aplicó para ambos conjuntos de imágenes, tanto para las del año 2001 y las del 2016.

Con base en el realce espectral, fue posible identificar las diferencias entre los materiales superficiales de las imágenes. Entonces se prosiguió con una extracción de información de las coberturas y usos de suelos de la zona de estudio, mediante una clasificación supervisada, ya que se contaba con información previa del área de interés y puntos de control en campo. Para llevar a cabo dicha clasificación supervisada, fue necesario realizar diferentes polígonos de entrenamiento en los distintos tipos de coberturas y usos de suelo de ambas imágenes con realce espectral (años 2001 y 2016).

Seguidamente se procedió a corroborar que las firmas espectrales de cada grupo de polígonos de entrenamiento correspondieran con los materiales que se estaban clasificando y que además no tuvieran solapamiento entre sí, para evitar en lo posible clasificaciones erróneas. Se continuó con la aplicación de una herramienta de clasificación MINDIST, la cual se basa en el método de clasificación supervisada por mínima distancia a la media de cada clase, dando como producto mapas de clasificación de coberturas y usos de suelo para el año 2001 y 2016, respectivamente.

Con el objetivo de realizar una mejor clasificación de las coberturas y usos del suelo se afinaron los resultados de la segmentación con imágenes satelitales de mejor resolución, como las SPOT-6 y Google Earth (año 2017, con 0.5 m de resolución) y puntos de control en campo. Con esta información se reclasificaron los mapas obtenidos y se incluyeron algunas clases de suelos en una sola clase denominada "agricultura" en conjunto con la clase denominada "zonas de cultivo activas". Esto se debió a que algunos suelos se encontraban inmersos en áreas donde se podían observar claramente los patrones poligonales de los cultivos en el caso de las imágenes SPOT-6 o incluso se lograba visualizar el arado de los campos en las imágenes de Google Earth.

Por otra parte, se presentó cierta dificultad para separar las clases de la zona urbana y el lecho de río, debido a que las firmas espectrales son casi idénticas, ya que las edificaciones de la zona urbana fueron construidas con materiales extraídos de la misma área o del mismo lecho del río, por lo tanto, su respuesta es muy similar. Para resolver esta situación, se hizo una post-clasificación del mapa reclasificado anteriormente, de manera que se resaltara solo la zona urbana y el lecho de río fuera corroborado con la superposición del vector del arroyo El Zaguán, obtenido a partir del modelo digital de elevación.

Para evaluar la exactitud de la clasificación obtenida se realizó la matriz de error (figura 4.2) para cada uno de los mapas de post-clasificación, aplicando la metodología de Congalton (1991). Para ello, el mapa de post-clasificación de coberturas y usos de suelo del 2001, obtenido por este método de percepción remota, se comparó con un mapa de Usos de suelo del INEGI (Conjunto de datos vectoriales de uso del suelo y vegetación, escala 1:250 000) comparando ambos mapas mediante un muestreo aleatorio estratificado mediante 50 puntos por cada clase, las cuales son 5, siendo un total de 250 puntos de muestreo, resultando de la matriz de evaluación un error del 12 %. De la misma manera se aplicó la matriz del error para el mapa de post-clasificación del 2016 obtenido en el presente trabajo, comparándolo con un mapa de “Cubiertas de usos de suelo y vegetación del volcán Nevado de Toluca” (Cruz, 2017), y mediante la matriz se obtuvo un error del 9,2 %.

Finalmente, se calcularon las áreas que ocupan superficialmente cada clase de cobertura y uso del suelo para los mapas obtenidos de 2001 y 2016, para realizar una comparación y ver los cambios ocurridos en la zona durante un periodo de 15 años.

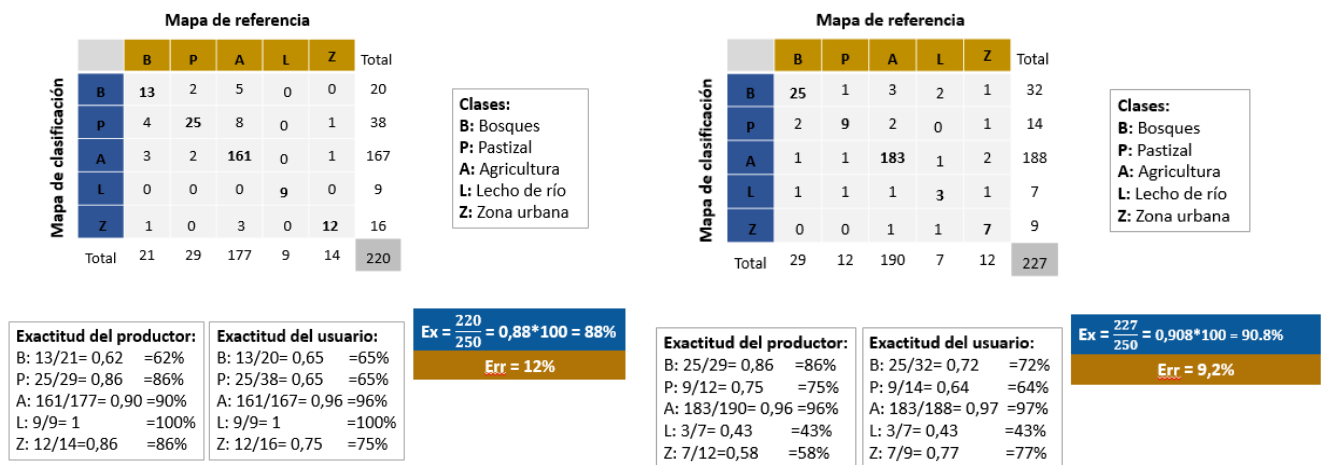


Figura 4.2. Matriz de error para los mapas de post-clasificación del año 2001 y 2016.

4.5. Descripción de perfiles de suelos en campo

Debido a que el uso del suelo es uno de los factores de mayor peso en el análisis de susceptibilidad de los procesos erosivos y de remoción en masa, se realizó el estudio de 8 perfiles de suelo para mostrar la variabilidad de los suelos de la zona, en función de sus características físicas, químicas y geomecánicas. Primero, se hizo un reconocimiento de la zona de estudio a través de la visualización de imágenes satelitales y directamente en campo, con la finalidad de definir puntos importantes para el muestreo. Como criterios fundamentales, se consideró que los perfiles debían ser descritos en lugares con diferentes usos, es decir, bajo vegetación natural boscosa, bajo agricultura y extracción forestal, además, se consideró hacer las descripciones en lugares con diferentes características morfológicas y materiales parentales distintos, de manera que se logaran caracterizar distintos tipos de suelos en el área.

Los perfiles fueron descritos en campo con base en sus características físicas y químicas, de acuerdo con el “Manual para la Descripción y Evaluación Ecológica de Suelos en el Campo” de Siebe *et al.* (2017). A dichas descripciones les antecedió la realización de una calicata de aproximadamente 1m³, y la limpieza del perfil.

En primer lugar, en un formato de descripción se tomó nota de las características y condiciones de la zona como, la localidad, fecha, coordenadas UTM de cada punto de muestreo, el tipo de clima, el estado del tiempo, la altitud, la temperatura, el uso del suelo y/o vegetación del sitio. Adicionalmente, se definió el paisaje en el que se encontraba el perfil, su posición en el relieve, la inclinación de la superficie, la exposición y la forma de la ladera (en planta y en perfil), también, se observó si existían rasgos de erosión visibles y se describió el material parental del suelo.

En función de los cambios físicos como, color, densidad aparente, estructura y textura, se definieron los horizontes de cada perfil de suelo, colocándose para ello una cinta métrica anclada a la superficie, para establecer sus espesores (cm) en profundidad (figura 4.3 A).

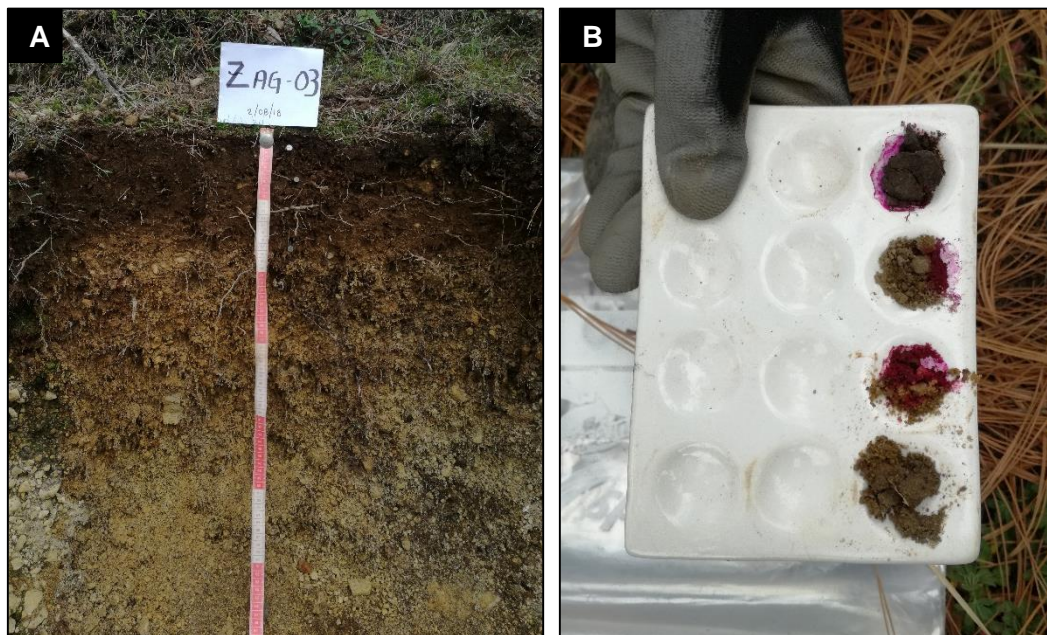


Figura 4.3. Perfil de suelo listo para su descripción (A). Prueba del aluminio activo (B).

Seguidamente, para cada uno de los horizontes se evaluaron distintas características como textura al tacto, pedregosidad, el color en húmedo de acuerdo a la tabla de colores Munsell, se midió el pH en una solución de cloruro de calcio 0.01 m (CaCl_2) o agua destilada, se estimó la cantidad porcentual de materia orgánica (en los horizontes superficiales) con base en nomogramas del manual, el contenido de carbonatos de calcio (CaCO_3) de acuerdo con la reacción al ácido clorhídrico (HCl) y el contenido de humedad. Se describió la estructura de los agregados (tipo, tamaño y grado) y se evaluó su estabilidad. Además, se caracterizaron los poros del suelo (cantidad, tipo y tamaño), se estimó la densidad aparente, la densidad de raíces y la forma y claridad de límites entre los horizontes. Finalmente, en función de las características de cada horizonte y los procesos pedogenéticos observados, se asignaron nombres a cada horizonte.

Por otra parte, como los suelos estudiados tienen un origen volcánico fue pertinente realizar la prueba del aluminio activo (figura 4.3 B) para evaluar la presencia de alofano, para lo cual se utilizó fenolftaleína y fluoruro de sodio 1N. Adicionalmente, se hizo una caracterización del tipo de mantillo que presentaba cada perfil. Por último, se realizó la toma de muestras de cada horizonte de suelo, para sus posteriores análisis en los laboratorios, además, se tomaron muestras de densidad aparente en los horizontes que fuera posible, con la ayuda de una barrena tipo Uhland (figura 4.4 A), la cual cuenta con un cilindro de muestreo de 100 cm^3 .

En cada punto de descripción de los perfiles de suelo se hizo la respectiva medición de la infiltración en campo, empleando un infiltrómetro de doble anillo (figura 4.4. B), procedimiento que fue realizado por duplicado, dadas las condiciones de heterogeneidad de los suelos, con el objetivo de tener valores de infiltración más representativos.



Figura 4.4. Muestreo de densidad aparente con barrena tipo Uhland (A).
Infiltrómetro de doble anillo (B).

4.6. Análisis de laboratorio

En esta etapa fueron llevados a cabo varios análisis de laboratorio de las muestras de suelo, para determinar sus propiedades físicas, químicas y geomecánicas con la finalidad de evaluar la variación de estas propiedades en los distintos perfiles descritos.

Los procedimientos para la determinación del tamaño y la densidad de partículas de los suelos se desarrollaron en Laboratorio de Física de Suelos; los análisis de la densidad aparente, pH, estabilidad de agregados e hidrofobicidad de los suelos se realizaron en el Laboratorio de Edafología Experimental; además, los análisis de cationes intercambiables y carbono orgánico, se llevaron a cabo en el Laboratorio de Edafología Ambiental. Todos los laboratorios antes mencionados pertenecen al Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM) de la UNAM.

Por su parte, los análisis granulométricos fueron realizados en el Laboratorio de Sedimentología Volcánica del Instituto de Geofísica y los límites de consistencia de los suelos se determinaron en el Laboratorio de Vías Terrestres de la Facultad de Ingeniería de la UNAM.

La descripción detallada de todos los procedimientos de laboratorio realizados se encuentran al final del presente trabajo en la sección de los anexos.

4.7. Clasificación de los suelos

La clasificación de los suelos se llevó a cabo siguiendo las normas establecidas en la “Base referencial mundial del recurso suelo” (IUSS Working Group WRB, 2015), el cual es considerado un sistema internacional para la nomenclatura de suelos que se basa en la definición de propiedades, horizontes y/o materiales diagnósticos de los perfiles en campo. En primer lugar se evaluó si cumplían con los criterios ya establecidos y se revisó a cuál de los grupos de referencia correspondían suelos. Definido el grupo, se asignaron sistemáticamente los calificadores principales y secundarios al nombre de clasificación de cada suelo. Se considera que la clasificación de los suelos obtenida es preliminar, ya que no se cuenta con ciertos análisis de laboratorio para la definición precisa de los calificadores, como las extracciones de Al y Fe en oxalato de amonio o análisis de la fijación de P para la definición de las propiedades ándicas, sin embargo, para la asignación de este calificador se tomó como referencia la prueba en campo del aluminio activo con fenolftaleína y fluoruro de sodio 1N, para evaluar la presencia de alofano.

4.8. Cálculos de las pérdidas de suelo con la RUSLE

El cálculo de las pérdidas de suelo en cada uno de los sitios de los perfiles, se realizó siguiendo la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo revisada (RUSLE, por su acrónimo en inglés) explicada en Stone y Hilborn (2000), la cual predice la tasa potencial anual de erosión promedio en una ladera con base en el patrón de precipitación, la erosionabilidad del suelo, la topografía, el sistema de cultivo y las prácticas de manejo. La ecuación solo predice la cantidad de suelo perdido que resulta de la erosión laminar o de la erosión por surcos en una ladera (Stone y Hilborn, 2000). La RUSLE cuenta con factores numéricamente estimados de condiciones específicas de un lugar en particular, expresándose de la siguiente forma:

$$A = R \times K \times LS \times C \times P$$

Donde,

A: Pérdida de suelo potencial en promedio anual.

R: Precipitación.

K: Factor de erodabilidad de los suelos.

LS: Longitud y pendiente de la ladera

C: Vegetación y/o tipo de cultivo y de manejo.

P: Tipo de práctica para disminuir la erosión

Aunque en Stone y Hilborn (2000) incorporan una tabla para determinar el factor de erosividad de la lluvia (**R**), ésta solo trae los valores para diferentes lugares de Canadá, por ello se decidió calcular **R** para la zona de estudio utilizando el Índice Modificado de Fournier (**MFI**), que se expresa a continuación:

$$MFI = \sum_{i=1}^{12} \frac{P_i^2}{P_t}$$

Donde:

P_i : Precipitación media mensual.

P_t : Precipitación total anual.

Los datos de precipitación fueron adquiridos de las dos estaciones meteorológicas más cercanas a la cuenca de estudio, las cuales fueron descritas y sus datos graficados en el capítulo II del Marco Referencial del presente trabajo.

El factor de erodabilidad de los suelos (**K**), fue determinado con base en los nomogramas de Renger et al. (1987) citado en el “Manual para la Descripción y Evaluación Ecológica de Suelos en el Campo” Siebe et al. (2017) en conjunto con los datos de laboratorio.

El factor longitud y pendiente de la ladera (**LS**), se calculó según la expresión en Stone y Hilborn (2000):

$$LS = [0.065 + 0.0456(\text{slope}) + 0.006541(\text{slope})^2] \left(\frac{\text{slope_length}}{\text{const}} \right)^{NN}$$

Donde:

slope: pendiente (%)

slope_length: longitud de la ladera (m)

const: 22.1 (para el sistema métrico)

NN: para $\text{slope} < 1$ $NN = 0.2$; para $1 \leq \text{slope} < 3$ $NN = 0.3$; $3 \leq \text{slope} < 5$ $NN = 0.4$; ≥ 5 $NN = 0.5$.

Para la estimación del factor **C**, que corresponde con la vegetación y/o el tipo de cultivo, se utilizaron los valores para México, expresados en el trabajo de Montes et al. (2011). En el caso del factor (**P**), se emplearon los valores encontrados en Stone y Hilborn (2000) para el tipo práctica empleado.

Finalmente, los valores obtenidos del cálculo de **A**, se interpretaron de acuerdo con la clasificación de la erosión potencial en el ámbito nacional (México), reseñados en Montes et al. (2011), donde los resultados de las pérdidas de suelo se encuentran reportados en toneladas por hectárea por año.

4.9. Generación de mapas de inventarios de procesos erosivos y de remoción en masa

En esta etapa del trabajo se realizaron inventarios de los procesos erosivos (surcos y cárcavas) y de remoción en masa mediante la interpretación de imágenes satelitales multitemporales de alta resolución espacial, como las imágenes del SPOT-6 (2014), con 6 m de resolución (multi-espectrales) e imágenes de la plataforma de Google Earth (2018) provenientes de la compañía DigitalGlobe, con una resolución espacial aproximada de 1 m para las imágenes del año 2011 y de 0.5 m para el año 2017, lo cual permitió identificar surcos erosivos generados en la superficie suelo, cárcavas en el terreno y procesos de remoción en masa para ambos periodos (2011 y 2017). Estos elementos fueron digitalizados empleando sistemas de información geográfica para generar los mapas de inventarios mencionados.

Por otra parte, se extrajo la información de la dirección de todos los surcos erosivos digitalizados para ambos periodos, con la finalidad de determinar si estos presentan orientaciones preferenciales. La dirección de los surcos, fue extraída por áreas mediante su superposición sobre el mapa altimétrico, el cual indica las cuatro zonas de la cuenca. A partir de los datos obtenidos, se generaron diagramas de rosetas usando el programa Stereonet, versión 10.2.9. (Allmedinger, 2019) y se calculó la dirección media de los surcos para cada sector de la cuenca.

Los surcos, las cárcavas y los centroides de las cicatrices de los PRM digitalizados, fueron superpuestos sobre los distintos mapas base, como los mapas morfométricos (mapa de orientación de laderas y mapa de pendientes), el mapa de unidades litológicas y formas del relieve, el mapa de uso de suelo y el mapa de edafología, con el objetivo de evaluar la influencia de distintos factores en la generación de dichos procesos geomorfológicos. Para ello, se generaron histogramas utilizando herramientas de los sistemas de información geográfica, que permitieron conocer las distribuciones de frecuencia de los surcos, cárcavas y PRM, para cada clase de cada factor, es decir, que se obtuvo la frecuencia (%) con la que aparecen estos elementos en cada uno de los intervalos o clasificaciones de cada mapa temático, tanto para el año 2011 como para 2017, permitiendo la comparación de los procesos en este periodo.

Asimismo, se calculó la densidad superficial de los elementos digitalizados para ambos años, con la finalidad de hacer comparaciones temporales de estos rasgos espacialmente y al igual que en el procedimiento anterior, las densidades resultantes fueron combinadas con los diferentes mapas temáticos, para seguir evaluando la influencia de estos factores en la generación de los procesos geomorfológicos aquí analizados.

Además, para verificar la información de los mapas de inventarios de los procesos de remoción en masa, fue necesaria la corroboración directa en campo, mediante la adaptación de un formato de inventarios de los procesos de remoción en masa para la zona de estudio a partir de formatos propuestos por Alcántara y Murillo (2007) y Freeborough (2005). Con dicho formato se evaluó de manera homogénea las principales características de los PRM en la barranca del arroyo El Zaguán, tales como, su ubicación geográfica, grado de actividad (si está activo o inactivo), volumen, dimensiones, tipo y estilo del movimiento, tipo y estado del material de la pared y del depósito, tamaños de partículas predominantes, orientación e inclinación de la pared, además de la observación de otros factores en los sitios como la hidrología, la geología, el espesor del suelo, el tipo de uso del suelo, la vegetación presente, la existencia de deforestación y/o quema, las posibles causas de los procesos y la presencia o no de medidas de mitigación.

4.10. Mapas de susceptibilidad

Para los análisis de susceptibilidad a procesos erosivos y de remoción en masa se empleó el modelo conceptual expuesto en el trabajo de Bisson *et al.* (2013), el cual establece que la susceptibilidad es la sumatoria total de los pesos de cada mapa temático por el índice de cada una de las clases de cada mapa respectivo, como se muestra en la siguiente ecuación:

$$S = \sum_n (W_n * I_n)$$

Donde:

S: Susceptibilidad.

n: Cada una de las capas temáticas.

W_n : El peso de cada capa temática.

I_n : El índice o peso de cada clase.

El peso de cada mapa temático (W_n) representa la influencia que tiene cada factor en la susceptibilidad a procesos erosivos o de remoción en masa, asimismo, el índice de cada clase (I_n) refleja el orden de importancia que poseen las categorías de un factor en la generación de estos procesos geomorfológicos.

Para el análisis de susceptibilidad a procesos erosivos se aplicó dicha fórmula de la siguiente manera:

$$S = (W_e * I_e) + (W_{us} * I_{us}) + (W_l * I_l) + (W_p * I_p) + (W_o * I_o)$$

Para el análisis de susceptibilidad a procesos de remoción en masa se utilizó la misma fórmula, sin incluir los mapas morfométricos, debido a que los factores de orientación y pendiente de las laderas corresponden con las características de las paredes de la barranca, parámetros que fueron medidos directamente en campo, sin embargo, se añadió una capa de densidad de drenajes por el vínculo directo que presentan los PRM con el sistema fluvial de la cuenca. Por lo tanto, la ecuación para la evaluación de la susceptibilidad a PRM se expresa de la siguiente manera:

$$S = (W_e * I_e) + (W_{us} * I_{us}) + (W_l * I_l) + (W_{dd} * I_{dd})$$

Para las dos últimas ecuaciones los subíndices corresponden con los factores considerados:

us: Mapa de uso de suelo.

l: Mapa de unidades litológicas y formas del relieve.

p: Mapa de pendientes del terreno.

o: Mapa de orientación de las laderas.

e: Mapa de edafología.

dd: Mapa de densidad de drenajes.

El mapa de uso de suelo corresponde con el mapa para el año 2016 generado con percepción remota en este trabajo, adaptado a los límites de uso del suelo del año 2017, a partir de imágenes satelitales de 0.5 m de resolución (Google, 2018). El mapa de unidades litológicas y formas del relieve utilizado, es el que se menciona en el inciso 4.3 del presente capítulo. Los mapas de pendientes y orientación de las laderas, fueron los generados mediante el análisis morfométrico

de la cuenca señalado en el inciso 4.1. El mapa de edafología empleado corresponde al presentado en el capítulo II (figura 2.5), el cual pertenece al INEGI (1982), ya que el número de los suelos muestreados en campo, no se consideró representativo para generar un mapa edafológico propio más detallado. Finalmente, el mapa de densidad de drenajes fue generado a partir de herramientas contenidas en los sistemas de información geográfica (SIG).

Los pesos de cada mapa temático se asignaron de acuerdo con observaciones de campo y la consulta de la literatura. Por lo tanto, se consideró que el factor correspondiente a la clase más dominante debía tener mayor peso (W_n) que el resto de factores. Para ello se asignaron valores en números enteros del 1 al 4, siendo el 1 el de menor peso y el 4 el de mayor peso.

Por otra parte, los índices las clases (I_n), se establecieron con base en el comportamiento de los histogramas de frecuencia señalados en el inciso anterior (4.9), que fueron obtenidos a partir de la intersección de los elementos de los mapas de inventarios con cada una de las clases de todas las capas temáticas. Evaluando la distribución de los histogramas, se resaltó la clase de mayor frecuencia en cada una de las capas, segregando las clases de menor frecuencia y resultando en un rango aparte las clases con una frecuencia intermedia. Como resultado se asignaron los índices para tres rangos: las clases con una frecuencia <10 %, con un índice de 1, las clases con una frecuencia entre 10 y 30 % con un índice de 2 y las clases con una frecuencia >30 % les correspondió un índice de 3, donde 1 corresponde al índice de menor peso y 3 al de mayor peso.

En el sistema de información geográfica se reclasificaron todos los mapas temáticos, de acuerdo con el valor del índice asignado a cada una de las clases, es decir que, las categorías de los mapas adquirieron valores enteros del 1 al 3. Una vez obtenidos las capas reclasificadas, se empleó la calculadora raster para operarlas aplicando las fórmulas del modelo conceptual expresado, respectivamente, donde se realizó una sumatoria total del resultado de multiplicar cada capa reclasificada (en función de sus índices de clases, I_n) por su respectivo peso (W_n).

Como resultado de las operaciones anteriores, se obtuvo un mapa de susceptibilidad a procesos erosivos y un mapa de susceptibilidad a procesos de remoción en masa de la zona de estudio, que fueron reclasificados en tres niveles de susceptibilidad (baja, media y alta) usando el método de clasificación de “*Natural Breaks* (Jenks)”. La elección de este método de clasificación de datos, se realizó en función del análisis del comportamiento del histograma de frecuencias del mismo mapa, éste método funciona razonablemente bien para la visualización de datos continuos que no poseen una distribución normal, tal como es el caso de los datos de los mapas de susceptibilidad obtenidos, además de mostrar mejor la variabilidad de los datos, en función las rupturas naturales de los mismos.

Capítulo V. Caracterización de la cuenca El Zaguán

En este capítulo se presentan los resultados de la caracterización morfométrica de la cuenca El Zaguán, constituida por los mapas de altimetría, pendientes del terreno y orientación de laderas, con las respectivas descripciones y cuantificaciones de sus elementos, obteniendo así un análisis detallado de los rasgos geomorfológicos del área de estudio. Además, se presentan las características litológicas del área de estudio con base en las descripciones de campo y la literatura consultada, juntando esta información con las geoformas, se muestra un mapa de unidades litológicas y formas del relieve. También se expresan los resultados obtenidos de la segmentación de las coberturas y usos del suelo para los años 2001 y 2016 de la zona de estudio. Finalmente, se presentan las características físicas, químicas y geomecánicas de los perfiles de suelos descritos en campo y analizados en el laboratorio.

5.1. Caracterización morfométrica

5.1.1. Mapa altimétrico

En el mapa de altimetría se puede observar que la cuenca del arroyo El Zaguán presenta una variación topográfica importante, ya que sus elevaciones están comprendidas entre los 3700 msnm y los 2700 msnm. Se dividió en cuatro zonas (figura 5.1 y tabla 5.1), cuenca alta, cuenca media, cuenca baja superior y cuenca baja inferior. La cuenca alta comprende una superficie de 24.3%, con cotas entre los 3700 y 3330 msnm (color rojo, figura 5.1). La cuenca media (color amarillo, figura 5.1), se encuentra entre los 3300 y 3100 msnm, con un 28.3% de la superficie total y en conjunto con la categoría anterior representan las laderas del volcán. La porción denominada cuenca baja superior (color verde claro, figura 5.1), representa un 26.9% del área, enmarcada entre los 3100 y 2900 msnm, y corresponde con el piedemonte volcánico.

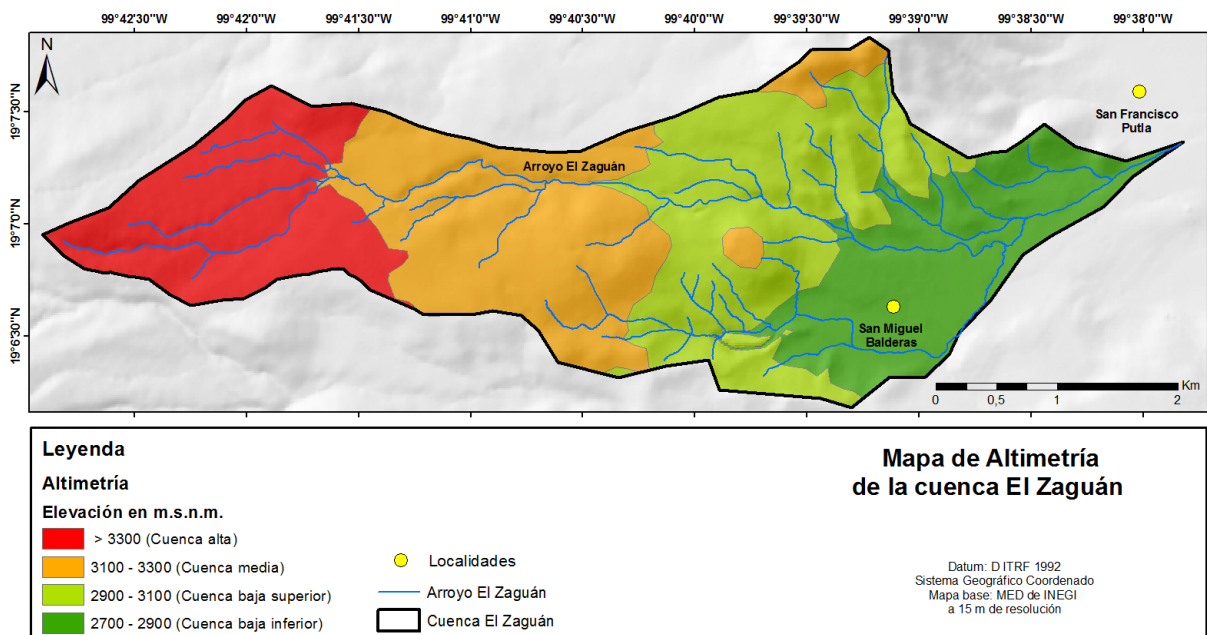


Figura 5.1. Mapa altimétrico de la zona de estudio.

Finalmente, la cuenca baja inferior (color verde oscuro, figura 5.1) comprende 20.5% del área total, con cotas entre los 2900 y 2700 msnm, ésta pertenece a la planicie aluvial del volcán.

Tabla 5.1. Distribución superficial de los rangos altimétricos de la cuenca El Zaguán.

Zona de la cuenca	Elevación (msnm)	Área (km ²)	Superficie (%)
Cuenca alta	>3300	3.2	24.3
Cuenca media	3100-3300	3.8	28.3
Cuenca baja superior	2900-3100	3.6	26.9
Cuenca baja inferior	2700-2900	2.7	20.5

5.1.2. Mapa de orientación de laderas

La orientación de las laderas de la cuenca fueron clasificadas en los rangos que se presentan en la tabla 5.2 y en el mapa de la figura 5.2, donde las laderas con orientación Este (67.5° - 112.5°) son las más predominantes, ya que representan el 27.7% de su superficie total, seguidas de cerca por las laderas con orientación Sureste (112.5° - 157.5°) y Noreste (22.5° - 67.5°), que constituyen el 23.1% y el 20.9% del área, respectivamente.

Tabla 5.2. Distribución superficial de la orientación de las laderas.

Orientación de las laderas	Área (km ²)	Superficie (%)
Norte (337.5° - 360°)	0.3	2.3
Noroeste (292.5° - 337.5°)	0.1	0.8
Oeste (247.5° - 292.5°)	0.1	1.1
Suroeste (202.5° - 247.5°)	0.6	4.3
Sur (157.5° - 202.5°)	1.7	12.7
Sureste (112.5° - 157.5°)	3.1	23.1
Este (67.5° - 112.5°)	3.7	27.7
Noreste (22.5° - 67.5°)	2.8	20.9
Norte (0° - 22.5°)	0.7	5.5
Plano (0°)	0.2	1.5

5.1.3. Mapa de pendientes

En el área de estudio las pendientes de la cuenca fueron clasificadas en los rangos que se muestran en la tabla 5.3 y en la figura 5.3, donde las pendientes que predominan son las muy inclinadas de 5° a 15° (color verde claro, figura 5.3), ya que representan el 47.9 % de la superficie. Disminuyendo en proporción, se tienen zonas ligeramente escarpadas de 15° a 25° de pendiente (color amarillo, figura 5.3) que se ubican principalmente en la cuenca baja superior, en la cuenca media y alta. Seguidamente, existen superficies del terreno con pendientes ligeramente inclinadas de 2° a 5° (color verde oscuro, figura 5.3), que cubren parte de la cuenca media y alta, y gran parte de la cuenca baja inferior donde se encuentra asentado el poblado de San Miguel Balderas.

Continuando, se tienen zonas con pendientes escarpadas de 25° a 35° (color naranja, figura 5.3), que corresponden a las laderas de los domos volcánicos ubicados en la cuenca baja superior y a algunas laderas de los valles de la cuenca media. Por otra parte, se encuentran

áreas de 0° a 2° de inclinación (color azul, figura 5.3) distribuidas de manera aislada, principalmente en la cuenca media y en la cuenca baja inferior.

Por último, existen zonas con pendientes muy escarpadas entre 35° y 50° (color naranja rojizo, figura 5.3), asociadas a los domos volcánicos. Debido a la resolución del modelo digital de elevación, no se logran representar las zonas con inclinaciones verticales >50°, que corresponden a las paredes laterales de la barranca principal del arroyo El Zaguán, las cuales fueron caracterizadas directamente en campo.

Tabla 5.3. Distribución superficial de las pendientes del terreno en la zona de estudio

Pendientes	Descripción	Área (km ²)	Superficie (%)
>50°	Vertical	0.0	0.0
35° - 50°	Muy escarpado	0.1	0.7
25° - 35°	Escarpado	0.9	6.8
15° - 25°	Ligeramente escarpado	3.0	22.5
5° - 15°	Muy inclinado	6.4	47.9
2° - 5°	Ligeramente inclinado	2.5	19.0
0° - 2°	Plano	0.4	3.1

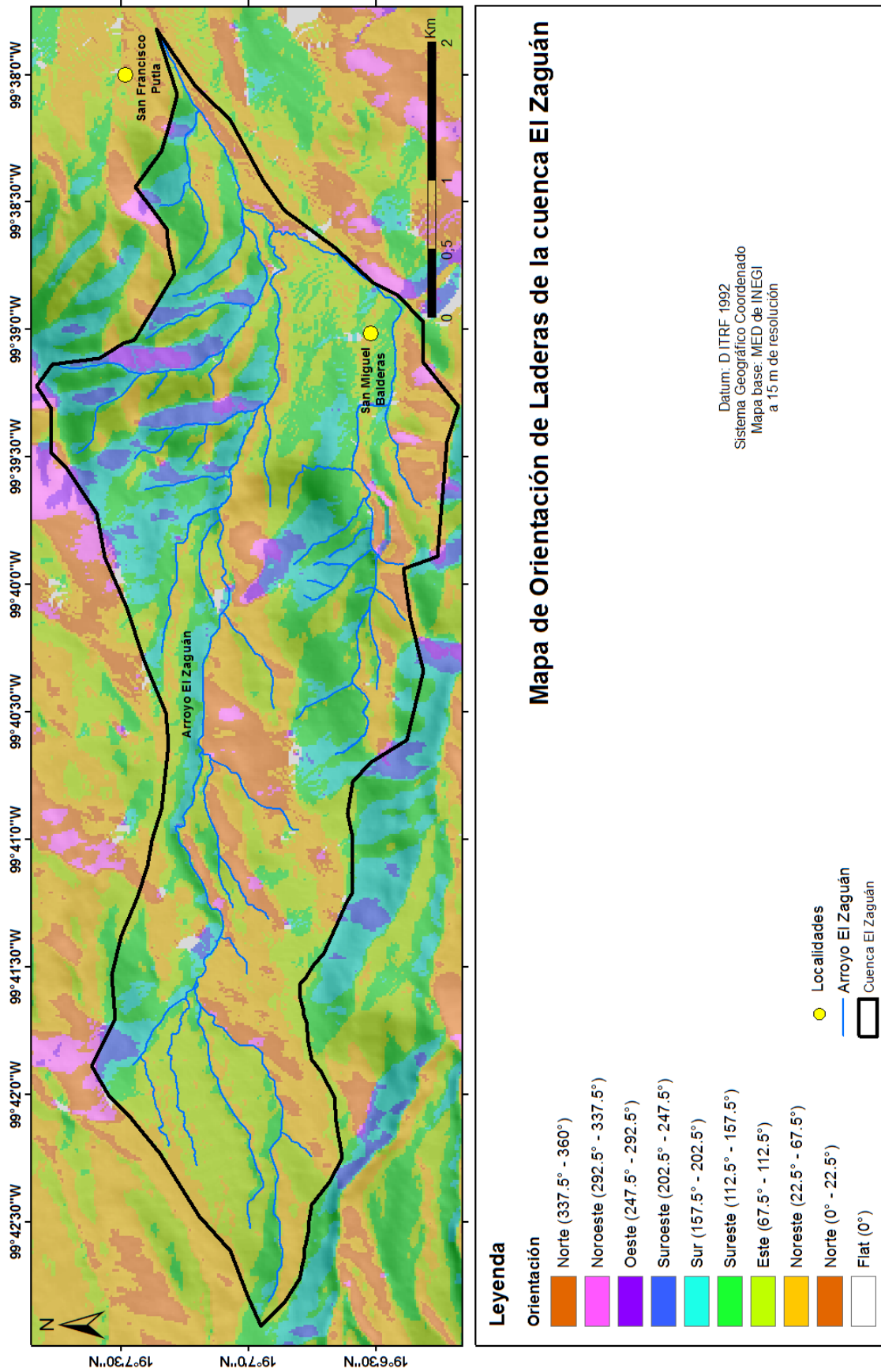


Figura 5.2. Mapa de orientación de laderas de la zona de estudio.

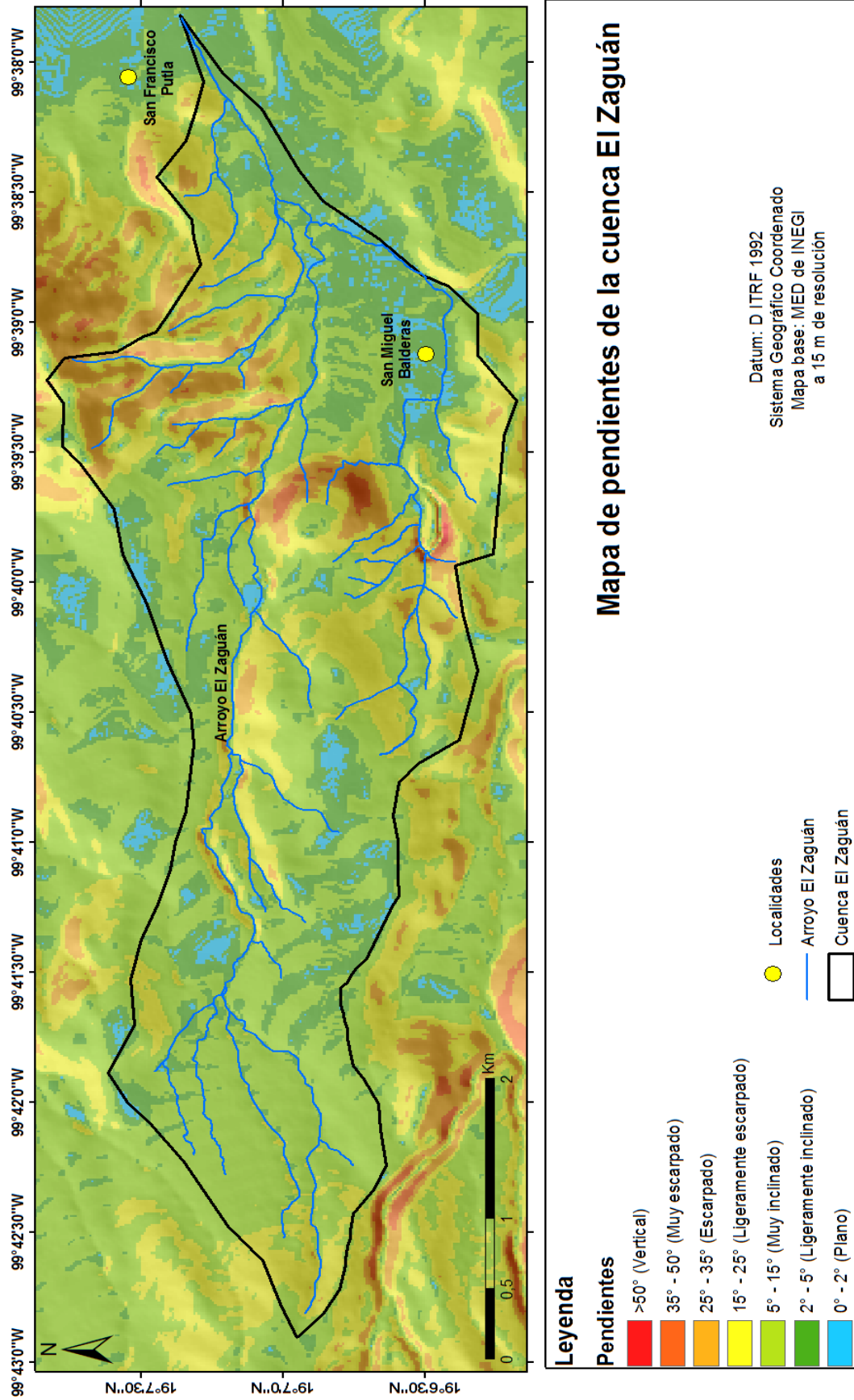


Figura 5.3. Mapa de pendientes de la zona de estudio.

5.2. Características litológicas

En la parte alta de la barranca El Zaguán afloran depósitos de caídas de pómez (figuras 5.4 A y 5.7 D2), color blanco, en una capa de 2 metros de espesor, con estratificación plana con una inclinación de 20°, con soporte grano a grano, clastos angulosos de tamaño de bloques y lapilli. En secciones aguas abajo, en la parte alta de la cuenca media, aflora una secuencia de base a tope, de depósitos de corrientes piroclásticas densas, depósitos de caídas de pómez y depósitos de corrientes piroclásticas diluidas (figura 5.4 B). Los depósitos de las corrientes piroclásticas varían entre 1 y 11 m de espesor, son de color ocre, masivos, con soporte de matriz tamaño ceniza gruesa, clastos sub-redondeados de tamaños lapilli. Los depósitos de pómez se presentan en una o dos capas que varían entre escasos centímetros hasta 2 m de espesor. Los depósitos de corrientes piroclásticas diluidas varían entre 1 y 4 m de espesor, con estratificación ondulada, soporte de matriz de ceniza gruesa y fina, con escasos clastos tamaño lapilli sub-redondeados.

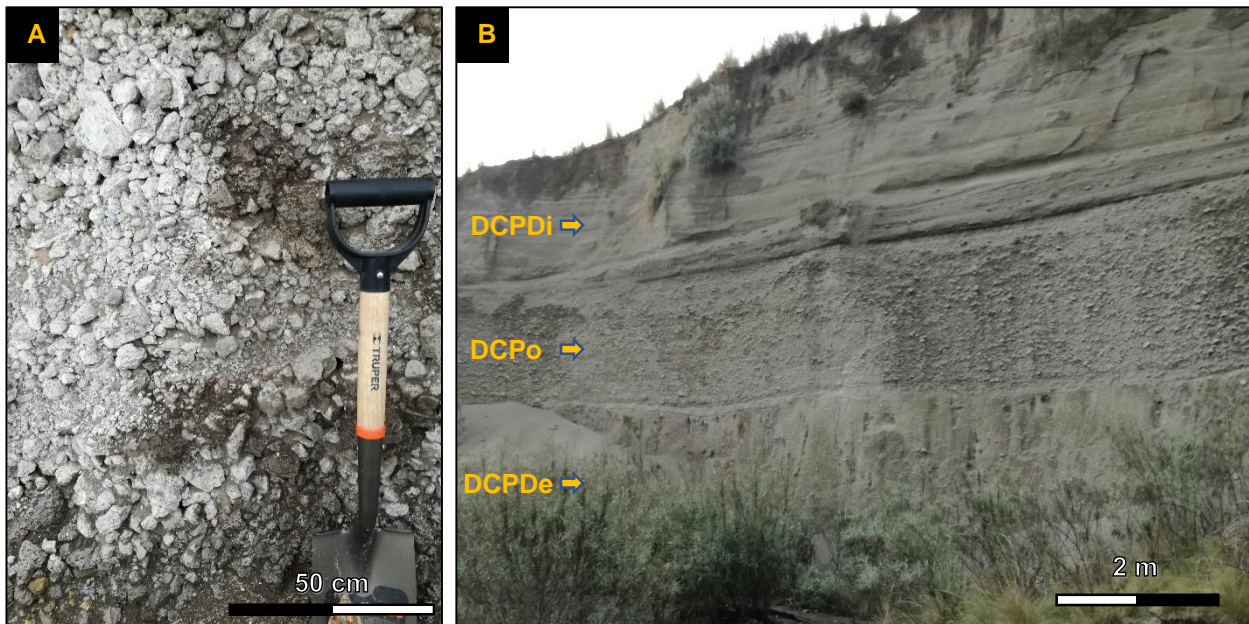


Figura 5.4. (A) Depósito de caída de pómez blanca. (B) Secuencia de base a tope de depósitos de corrientes piroclásticas densas (DCPDe), depósitos de caídas de pómez (DCPo) y depósitos de corrientes piroclásticas diluidas (DCPDi).

En las paredes de la barranca en la cuenca media aparecen depósitos piroclásticos de flujos de bloques y cenizas entre los depósitos de corrientes piroclásticas densas (figura 5.7 D2). Los depósitos de flujos de bloques y cenizas constituyen capas con espesor variable (entre 0.5 y 2 m) de material volcánico, con estructura masiva, con bloques sub-angulosos soportados en una matriz de ceniza fina. Por encima de estos depósitos se encuentran depósitos de corrientes piroclásticas diluidas (figura 5.7 D2).

En otras secciones de la cuenca media aguas abajo en la barranca, afloran en la base depósitos de avalancha de escombros (figuras 5.5 A y 5.7 D3), masivos, con clastos de tamaños que van desde bloques a lapilli, angulosos y sub-angulosos, con soporte de matriz y porciones con soporte grano a grano, con estructuras de rompecabezas y rasgos de alteración hidrotermal que le aportan diferentes tonos de color a los depósitos, como violetas, rojizos y

amarillos. Sobre estos depósitos de avalancha de escombros, aparecen depósitos de flujos de bloques y cenizas y depósitos de corrientes piroclásticas densas (figura 5.7 D3).

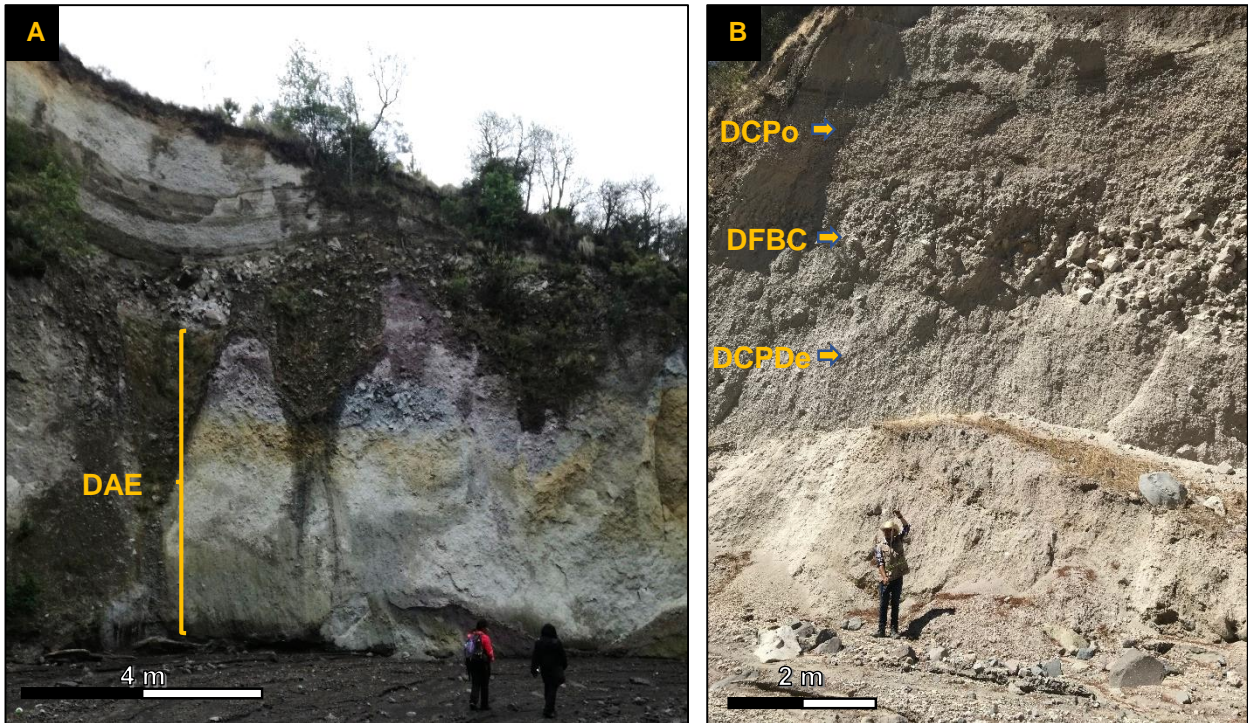


Figura 5.5. (A) Depósito de avalancha de escombros (DAE). (B) Secuencia de base a tope de depósitos de corrientes piroclásticas densas (DCPDe), depósitos de flujos de bloques y cenizas (DFBC) y depósitos de caídas de pómez (DCPo).

En la cuenca baja superior también aflora en la barranca la secuencia de depósitos de corrientes piroclásticas intercaladas con depósitos de flujos de bloques y cenizas y depósitos de caídas de pómez (figura 5.5 B), pero en el tope aparecen depósitos fluviales (figura 5.7 D4), colores gris y ocre, con laminación plano-paralela y lentes de grava, con soporte de matriz tamaño arena. Aguas abajo afloran en la base depósitos de flujos de bloques y cenizas y por encima continúa la secuencia de depósitos de corrientes piroclásticas densas intercaladas con capas de caída de pómez (figura 5.7 D5). En secciones aguas abajo, en la base afloran los depósitos de flujos de bloques y cenizas y por encima se encuentra un flujo de lavas dacíticas masivo de 10 m de espesor (figuras 5.6 A y 5.7 D6).

Finalmente, en la cuenca baja inferior se encuentran terrazas constituidas por depósitos fluviales (figuras 5.6 B y 5.7 D7) que alcanzan los 8 m de altura, de colores gris claro y ocre, con gravas sub-redondeadas y soporte de matriz tamaño arena, con laminación plano-paralela.

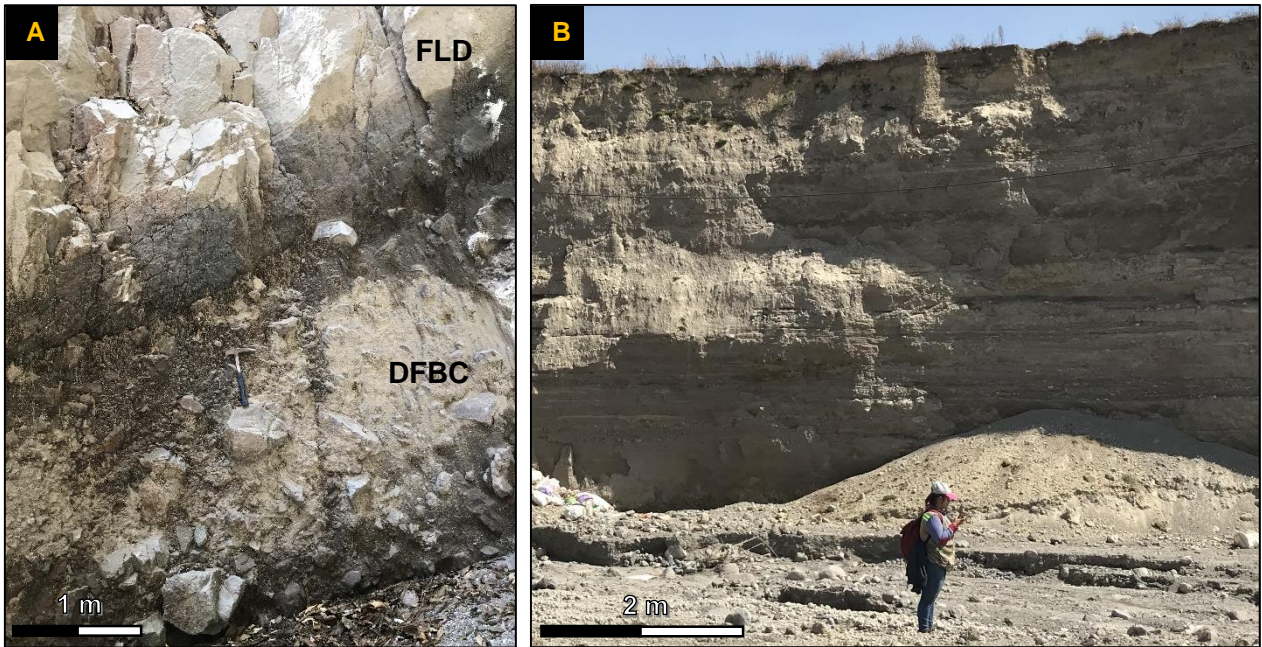


Figura 5.6. (A) Depósito de flujos de bloques y cenizas (DFBC) en la base y flujo de lava dacítica (FLD) en el tope. (B) Terraza de depósitos fluviales.

5.2.1. Unidades litológicas y formas del terreno

En el mapa de unidades litológicas y formas del relieve obtenido se observa que las laderas con depósitos piroclásticos son las unidades superficiales que se encuentran en mayor proporción en la cuenca El Zaguán, como se muestra en la tabla 5.4, seguidas por los domos de lava y los depósitos aluviales que afloran en la cuenca baja superior e inferior (figura 5.8).

Tabla 5.4 Distribución superficial de las unidades litológicas y formas del relieve en la cuenca

Unidades litológicas y formas del relieve	Superficie (%)
Depósitos Aluviales	10.1
Domos	26.8
Laderas de depósitos piroclásticos	63.1

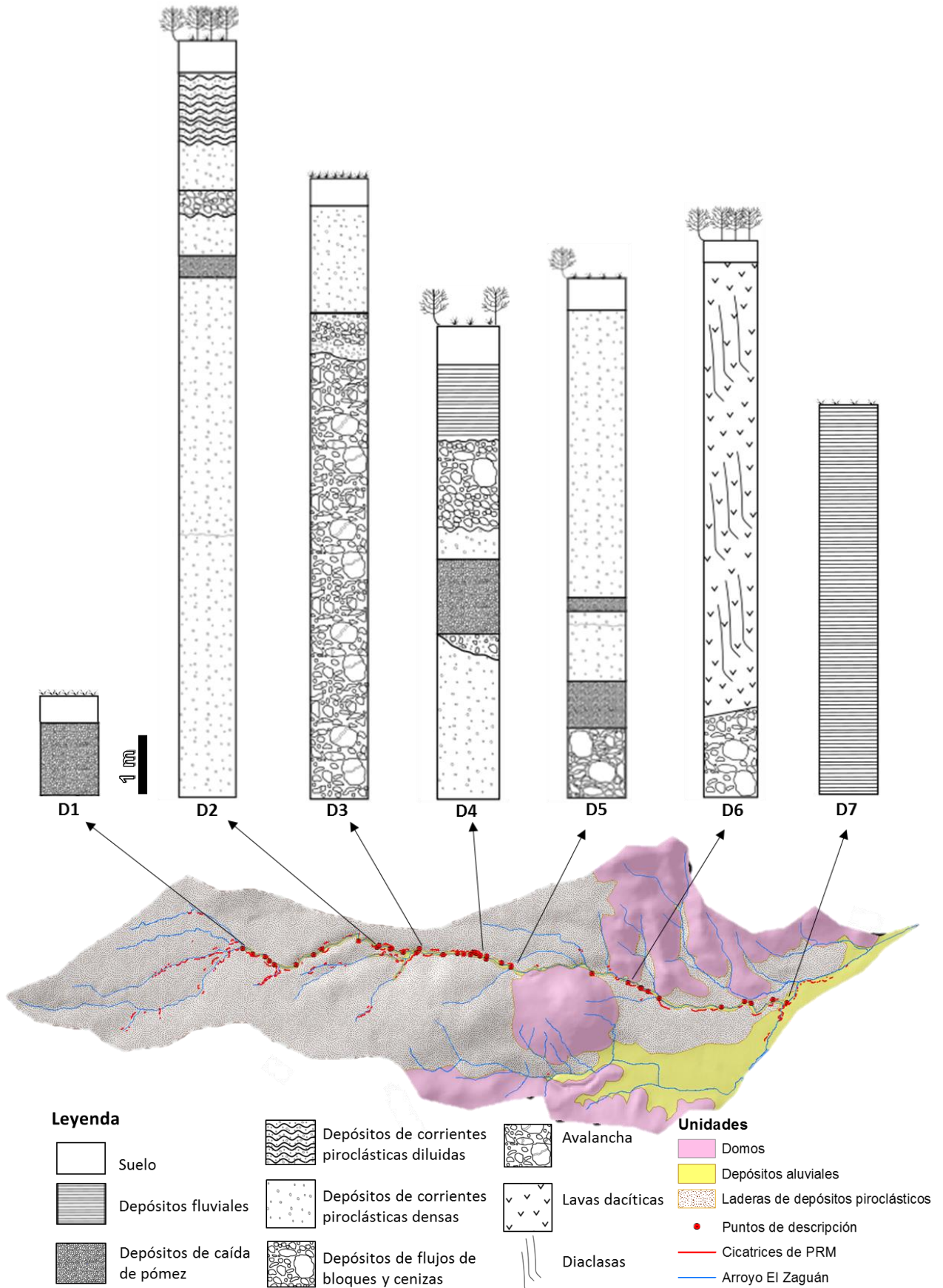


Figura 5.7. Secciones estratigráficas en la barranca El Zaguán.

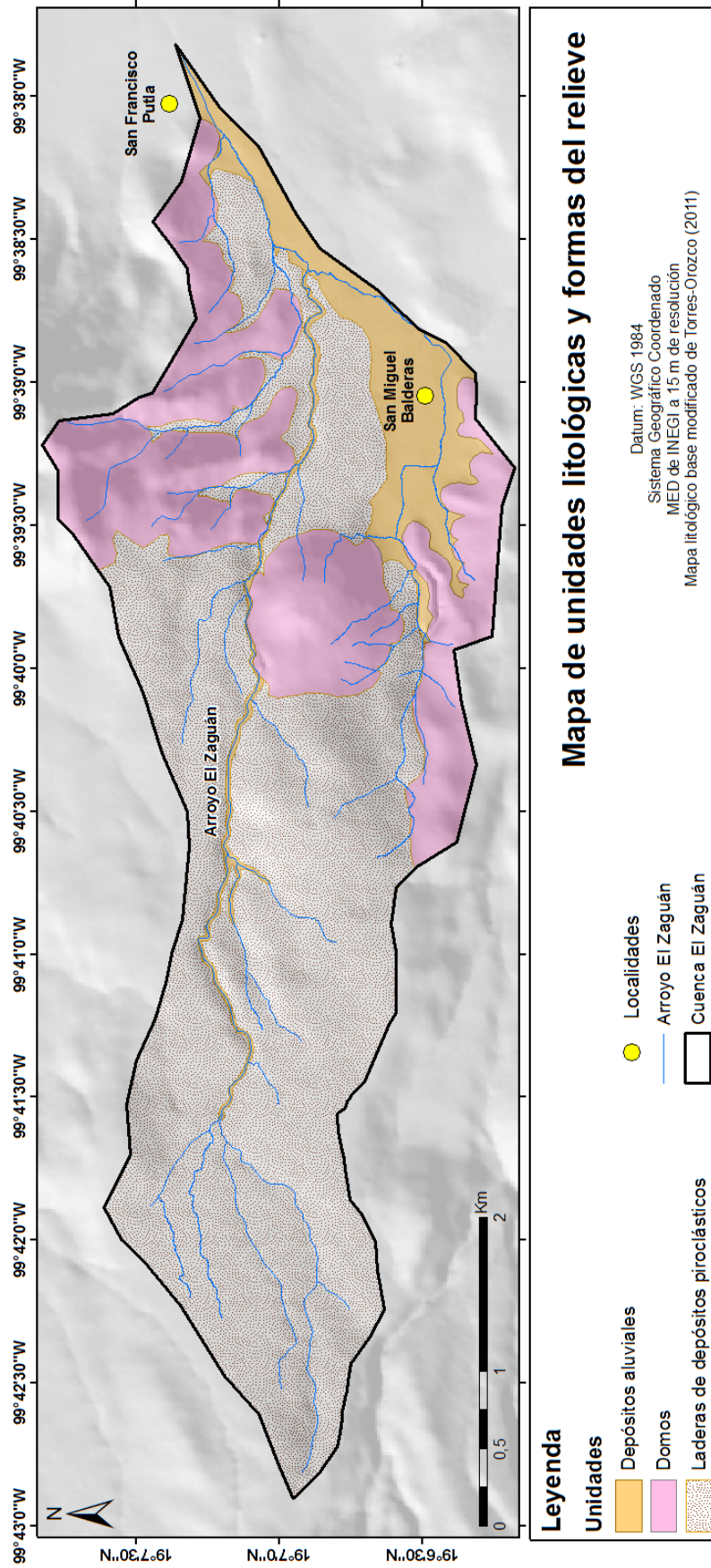


Figura 5.8. Mapa de unidades litológicas y formas del relieve de la cuenca El Zaguán.

5.3. Resultados de la segmentación de coberturas y usos de suelo

De acuerdo con los resultados de la segmentación supervisada a partir de imágenes ASTER L1B del año 2001 (figura 5.9), la categoría con mayor extensión corresponde a la agricultura, ocupando 63.4% del área total, seguido por los pastizales con un 25.6% y los bosques con 7.5%, finalmente, el lecho de los ríos y la zona urbana ocupan tan solo el 3.5% del área.

Para el caso de la segmentación de coberturas y uso de suelo de la imagen del año 2016 (figura 5.10), se tiene que respecto a la del año 2001 hubo una reducción de las zonas de agricultura en un 5.8 % en el área total; este cambio se observa principalmente en la parte baja y media de la cuenca, debido a un incremento del 13.6 % de las zonas boscosas, sin embargo, el área dedicada a la agricultura aumentó en la parte alta de la cuenca, desplazando los pastizales que en total disminuyeron en un 8.6% para el año 2016 (tabla 5.5).

Tabla 5.5. Comparación de las áreas de coberturas y usos del suelo de la cuenca para los años 2001 y 2016.

Coberturas y usos de suelo	Área (%) año 2001	Área (%) año 2016
Agricultura	63.4	57.6
Pastizal	25.6	16.9
Bosque	7.5	21.2
Lecho de río	1.7	2.9
Zona urbana	1.8	1.3

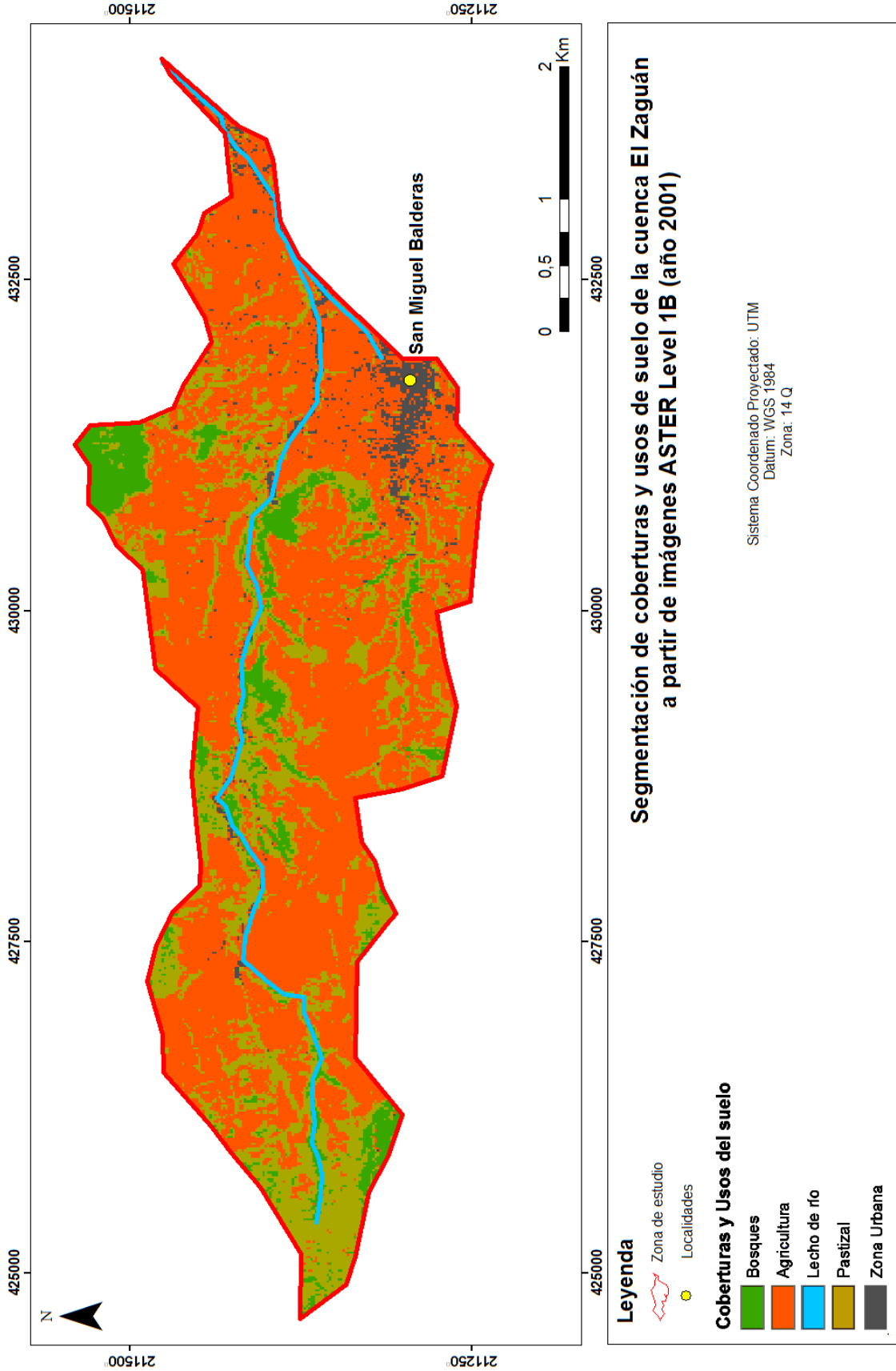


Figura 5.9. Mapa de segmentación de coberturas y usos de suelo de la cuenca El Zaguán, año 2001.

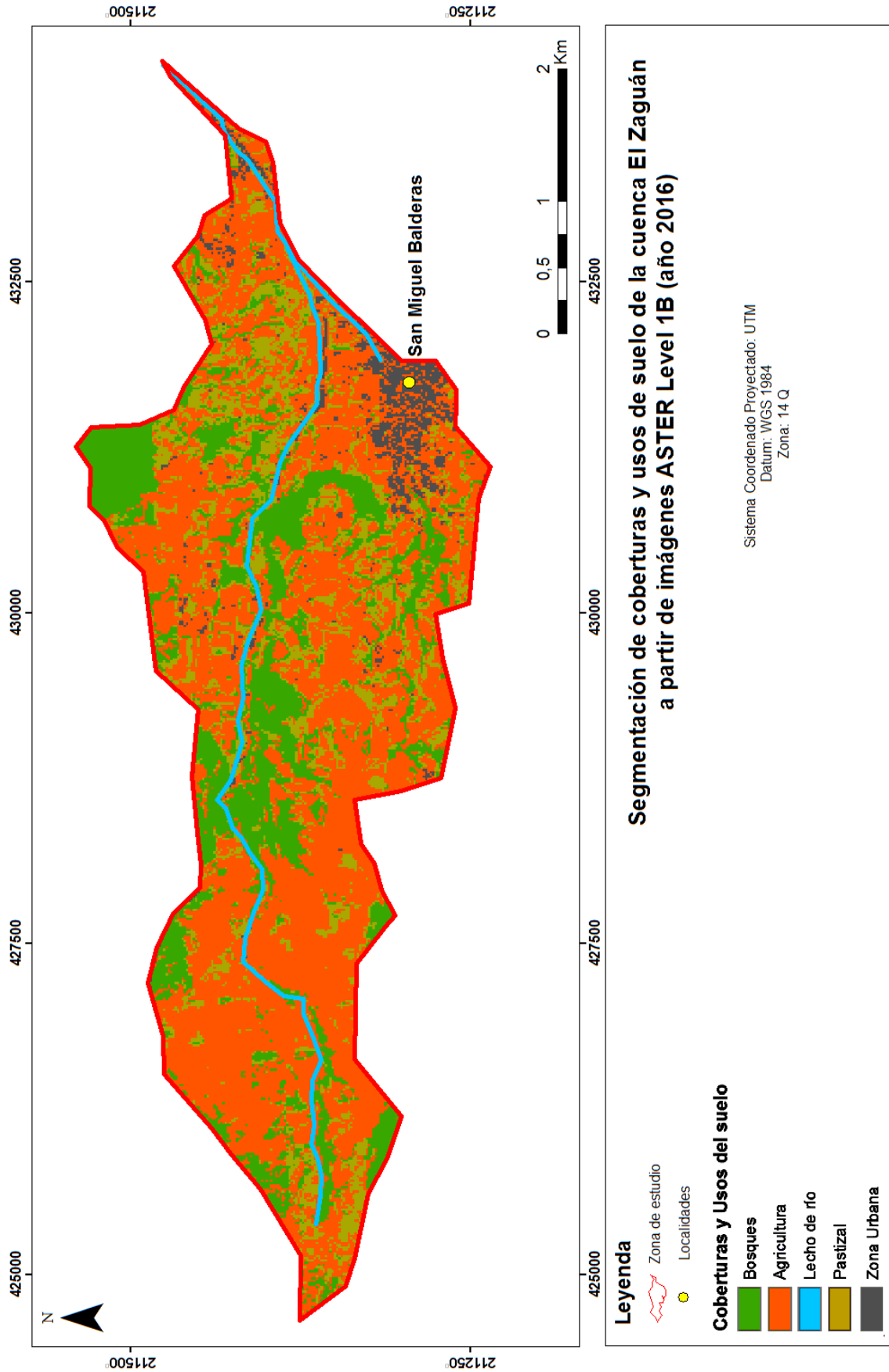


Figura 5.10. Mapa de segmentación de coberturas y usos de suelo de la cuenca El Zaguán, año 2016.

5.4. Características de los suelos

En el mapa de la cuenca de la figura 5.11 se muestra la distribución de los puntos de descripción de los perfiles de suelo, los cuales presentan diversas características expresadas en la tabla 5.6.

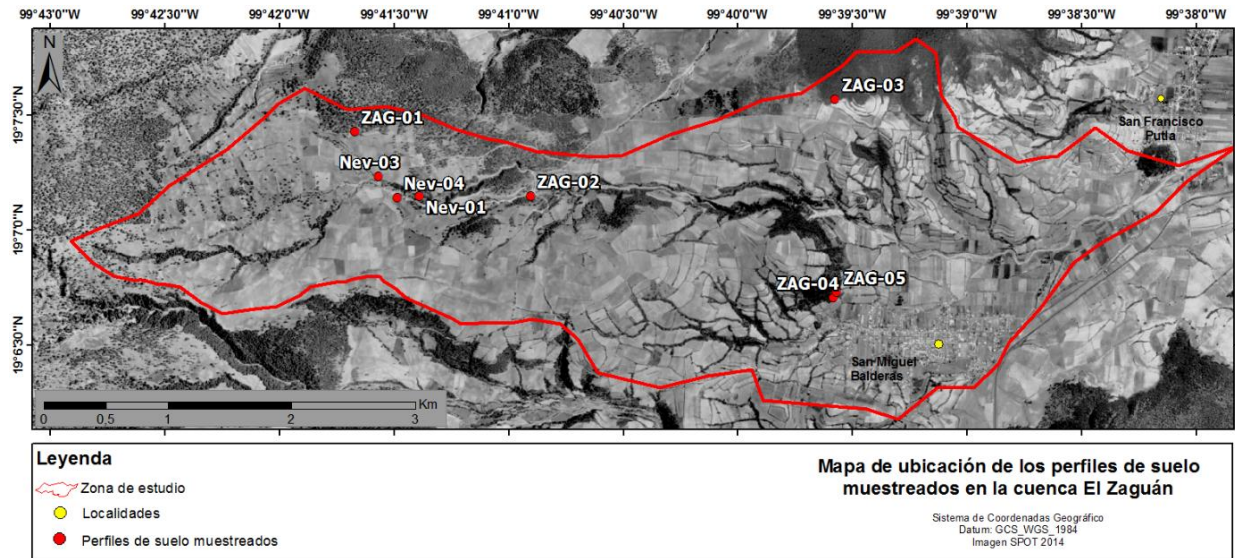


Figura 5.11. Ubicación de los perfiles de suelo descritos en campo

Por otra parte, se describieron evidencias de rasgos erosivos en los sitios donde se realizaron los perfiles, en algunos casos no se observó ningún rasgo de erosión, como por ejemplo donde la superficie presentaba pendientes muy bajas con cobertura de pastizal o en lugares donde había un mantillo protector y una cubierta vegetal densa que inhibía estos procesos. En el resto de los sitios se encontró principalmente erosión laminar, arrastre de hojarasca y en ciertos lugares se observaron terracetos y cárcavas (tabla 5.6).

Tabla 5.6. Características de los perfiles de suelo descritos en campo

Perfiles	ZAG-01	ZAG-05	ZAG-04	ZAG-02	NEV-04	NEV-03	NEV-01	ZAG-03
Altitud (msnm)	3335	2939	2924	3181	3295	3299	3301	3093
Forma del terreno	Cóncava en superficie y rectilínea en perfil	Convexa en superficie y rectilínea en perfil	Convexa en superficie y cóncava en perfil	Cóncava en superficie y convexa en perfil.	Plana en superficie y rectilínea en perfil	Plana en superficie y rectilínea en perfil	Convexa en superficie y rectilínea en perfil	Convexa en superficie y cóncava en perfil
Posición en el relieve	Lomerío	Ladera de domo	Ladera de domo	Ladera escarpada	Ladera muy inclinada	Ladera plana	Ladera plana	Ladera ligeramente escarpada
Pendiente (medida en campo)	19°	35°	18°	25°	15°	10°	0.9°	20°
Exposición	Sur	Sur	Sur	Norte	Norte	Sur	Suroeste	Norte
Uso del suelo o vegetación	Bosque de pino-encino intervenido	Bosque mixto intervenido en estado sucesional	Bosque mixto conservado	Bosque de pino-encino	Agricultura de temporal	Agricultura de temporal	Agrícola con pastizal	Extracción forestal
Material parental	Depósito de caída de pómez	Depósito de caída de pómez	Coluvión de lava y pómez	Depósito de corriente piroclástica densa	Depósito de corriente piroclástica densa	Depósito de corriente piroclástica densa	Depósito de corriente piroclástica densa	Depósito de caída de pómez
Evidencias de erosión	No hay evidencias	Erosión laminar y arrastre de hojarasca	Erosión laminar y arrastre de hojarasca	Cárcava	Erosión laminar	Erosión laminar	No hay evidencias	Erosión laminar, arrastre de hojarasca y terracetas
Influencia humana	Quema y tala forestal	Deforestación y Agricultura	Camino al lado del perfil	Reforestación	Labranza por agricultura	Labranza por agricultura	Agricultura	Deforestación

5.4.1. Resultados de los ensayos de infiltración en campo

Con base en los ensayos de infiltración realizados en campo para la mayoría de los perfiles de suelo estudiados, se obtuvieron resultados en un rango muy variable, tal y como se puede observar en la figura 5.12, donde se presentan las gráficas de la infiltración básica, para los perfiles de suelo bajo vegetación boscosa desarrollados en diferentes materiales parentales como coluvión del domo (ZAG-04), depósitos de corrientes piroclásticas (ZAG-02), depósito de caída de pómez (ZAG-01) y también se muestra la gráfica de infiltración del suelo bajo extracción forestal desarrollado también sobre pómez (ZAG-03).

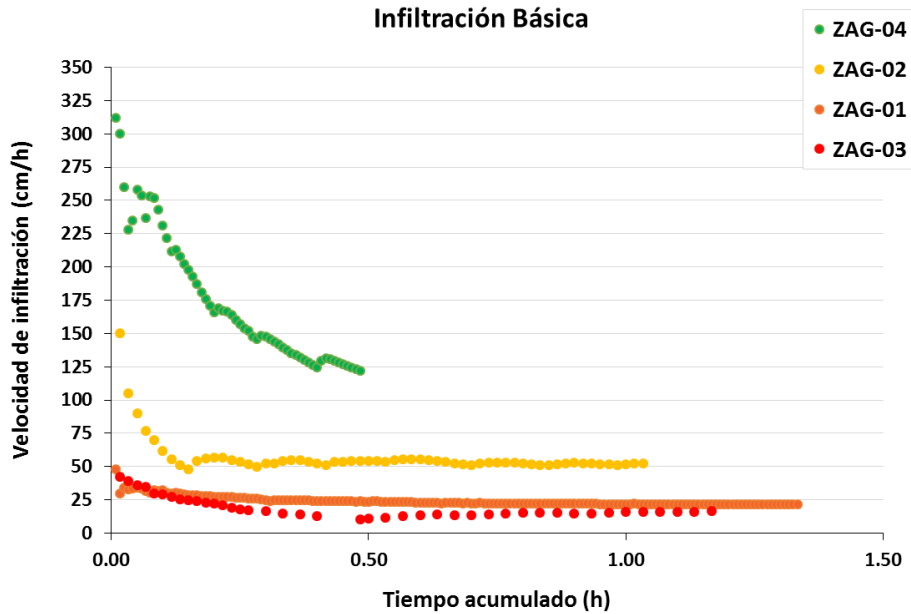


Figura 5.12. Gráficas de infiltración básica de los suelos ZAG-04, ZAG-02, ZAG-01 y ZAG-03.

Para el suelo desarrollado sobre el coluvión (perfil ZAG-04, figura 5.12, puntos verdes), se obtuvieron velocidades de infiltración básica muy altas, comenzando en 300 cm/h y estabilizándose alrededor de los 130 cm/h. Por otra parte, para el suelo desarrollado sobre corrientes piroclásticas (perfil ZAG-02, figura 5.12, puntos amarillos) que se encuentra bajo un bosque reforestado, los valores de infiltración se estabilizaron en 52 cm/h. Finalmente, para algunos suelos desarrollados a partir de depósitos de caída de pómez (perfiles ZAG-01 y ZAG-03, figura 5.12, puntos naranja y rojos) las velocidades de infiltración básica fueron un poco más bajas respecto a las de los perfiles anteriores, estabilizándose a valores de 21 y 15 cm/h, respectivamente. Sin embargo, los valores de infiltración obtenidos son considerados muy rápidos para todos los suelos estudiados, según la FAO (1963).

5.5. Resultados de los análisis de laboratorio de las muestras de suelos

5.5.1. Resultados de los análisis granulométricos

De acuerdo a los análisis de la distribución de partículas tamaño arena, limo y arcilla, los suelos bajo coberturas como bosque o pastizal (ZAG-01, ZAG-02, ZAG-04, ZAG-05 y NEV-01), en general presentan texturas francas en los horizontes más superficiales, donde los porcentajes de arena varían entre 32% y 50%, los de limo desde 32% a 44% y los de arcilla desde 17% a 24%, dependiendo del perfil. Los horizontes subyacentes a los horizontes superficiales, exhiben una textura franco-arenosa, con un rango de variación de 50% a 73% de arenas, 18% a 31% de limos y de 8% a 18% de arcillas. Los horizontes más profundos poseen principalmente una textura arenosa-franca, donde los porcentajes de cada fracción varían para cada perfil, entre 79% a 87% de arenas, de 4% a 12% en limo y para las arcillas se mantiene alrededor de 7%. Por lo tanto, en cada uno de estos perfiles de suelos bajo vegetación boscosa o pastizal, se observa una gradación de las texturas en profundidad, es decir, los porcentajes de arenas aumentan progresivamente con la profundidad y los de arcillas disminuyen con la profundidad, siguiendo un orden desde texturas francas, pasando por franco-arenosas y terminando en

arenosas-francas. Para una mejor visualización de ello, se presentan los resultados texturales de los perfiles de suelo en las gráficas de la figura 5.13.

Por otra parte, los suelos bajo otros tipos de uso como extracción forestal y agricultura (ZAG-03, NEV-03 y NEV-04), muestran un comportamiento textural homogéneo, es decir, todos los horizontes presentan la misma textura franco-arenosa (CA), debido a que los porcentajes de arena varían entre 48% a 84%, los de limos desde 10% a 37% y los de arcilla de 8% a 19%, solo con pequeñas variaciones entre los horizontes de cada suelo, sin embargo, también se observa un incremento progresivo del porcentaje de arenas con el aumento de la profundidad (figura 5.13).

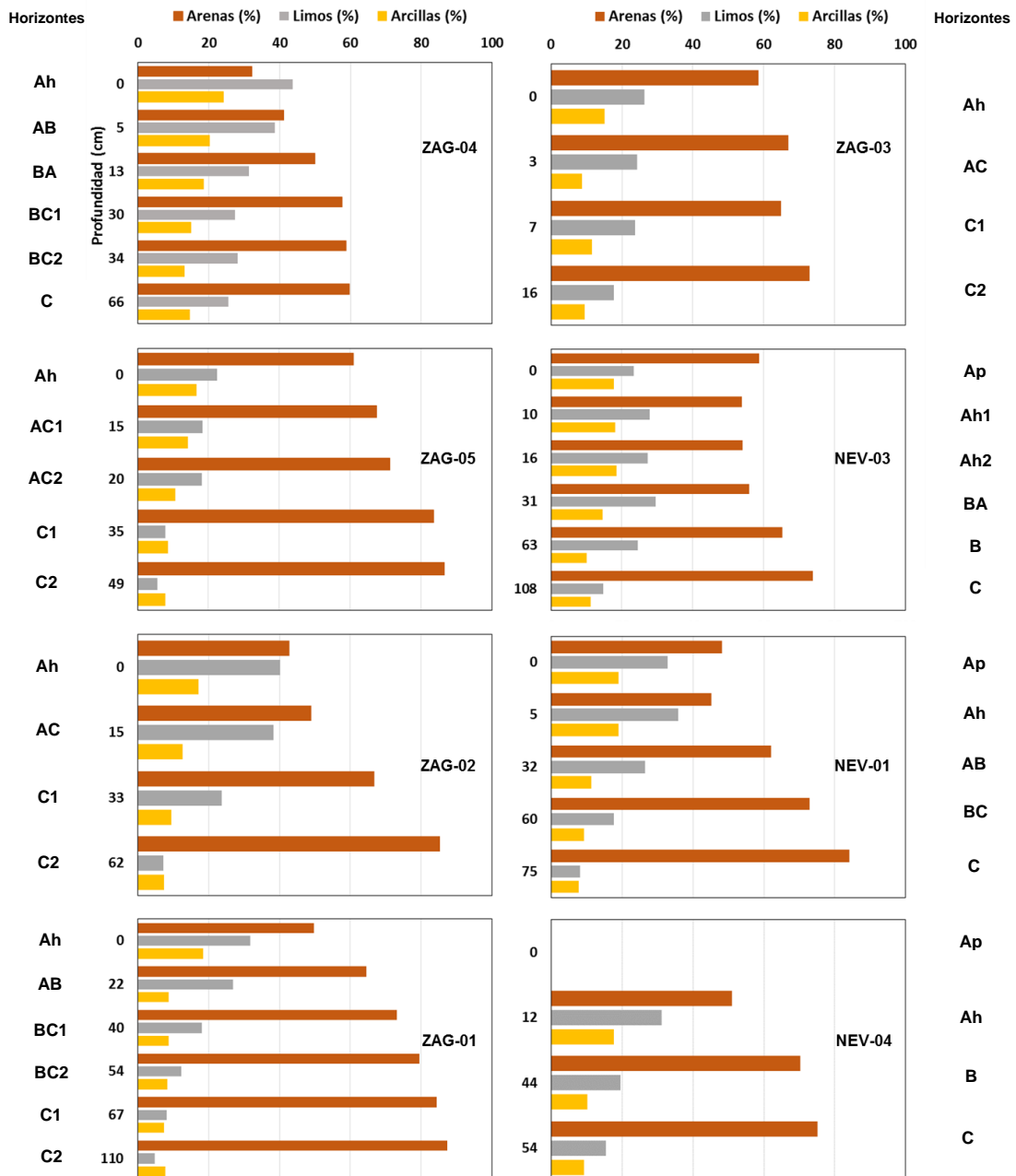


Figura 5.13. Distribución granulométrica de los perfiles de suelo.

5.5.2. Resultados de los análisis de densidad de partículas, densidad aparente y porosidad de los suelos

Los resultados obtenidos muestran que para los suelos desarrollados sobre depósitos de corrientes piroclásticas (ZAG-02, NEV-01, NEV-03 y NEV-04), en general tienen densidades de partículas entre valores de 2.25 g/cm³ y 2.67 g/cm³ y presentan dos tipos de comportamientos de acuerdo con el uso del suelo. El primer comportamiento presenta valores bajos de densidad de partículas en el horizonte superficial y aumenta progresivamente con la profundidad, como es el caso del perfil ZAG-02 (figura 5.14), el cual está bajo un bosque reforestado. El otro comportamiento es inverso, ya que la densidad de partículas es más alta en superficie y disminuye con la profundidad hasta alcanzar los horizontes más profundos, donde aumenta la densidad de partículas nuevamente, como por ejemplo el del perfil NEV-03, que está bajo uso agrícola (figura 5.14).

Respecto a los suelos con material parental de depósitos de caída de pómez (ZAG-05, ZAG-01 y ZAG-03), el rango de valores de densidad de partículas es más alto, variando entre 2.45 g/cm³ y 2.82 g/cm³ (figura 5.14). Además, la densidad de partículas son menores para los perfiles que están bajo vegetación natural (ZAG-05 y ZAG-01) respecto a las del perfil ZAG-03, que se encuentra bajo uso forestal.

Por otra parte, las densidades aparentes de los suelo tienen valores ≤ 1 g/cm³, a excepción de los horizontes profundos o horizontes superficiales arados donde los valores están en el rango de 1 a 1.3 g/cm³.

Las densidades aparentes de los suelos bajo vegetación boscosa (ZAG-04, ZAG-05, ZAG-02, ZAG-01) aumentan naturalmente con el incremento de la profundidad (gráficos con líneas verdes en la figura 5.14).

En el caso de los suelos de uso agrícola y de extracción forestal (NEV-03 y ZAG-03) la densidad aparente es mayor en los horizontes superficiales que en los horizontes subyacentes, mostrando una tendencia a disminuir la densidad con la profundidad (figura 5.14). Tal es el caso del perfil NEV-03, que está bajo uso agrícola y se desarrolló a partir de un depósito de corrientes piroclásticas, cuyo horizonte superficial tiene la mayor densidad aparente de todo el perfil (1.03 g/cm³). Asimismo sucede para el perfil ZAG-03, que se encuentra bajo extracción forestal y desarrollado sobre un depósito de pómez, donde sus dos horizontes más superficiales tienen densidades mayores que sus horizontes subyacentes (figura 5.14).

Como resultado de estas dos propiedades descritas, las porosidades de los horizontes de todos los perfiles de suelo estudiados resultaron ser muy altas (figura 5.14), variando entre 60% y 78% de porosidad. En la figura 5.14 se observa que para los suelos bajo vegetación natural, (ZAG-04, ZAG-05, ZAG-01 y ZAG-02), la tendencia general de la porosidad es disminuir con la profundidad, por el contrario para los suelos bajo uso agrícola y forestal (NEV-03 y ZAG-03), la porosidad tiende a ser menor en superficie y aumenta con la profundidad.

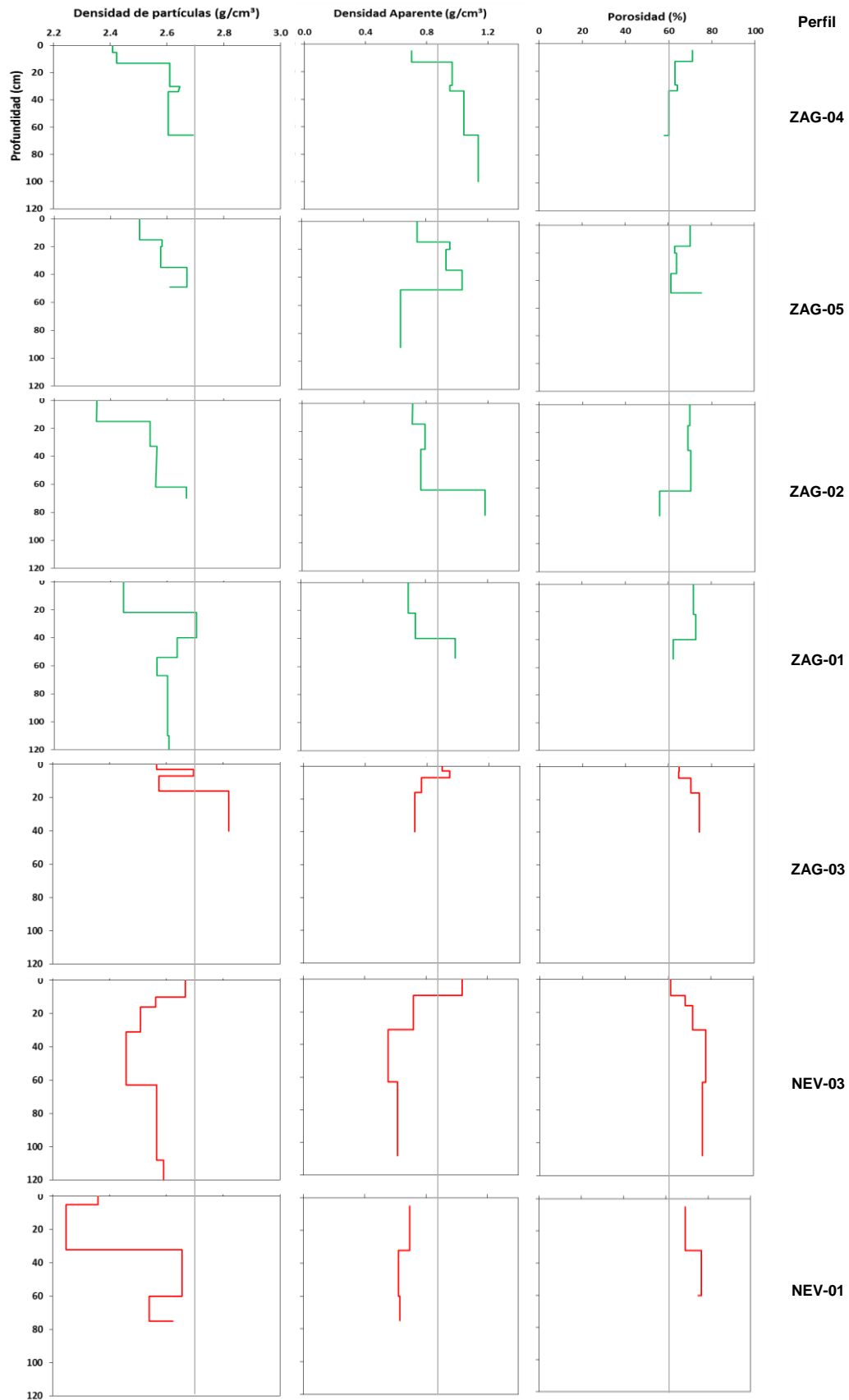


Figura 5.14. Densidad de partículas, densidad aparente y porosidad de los perfiles de suelos (líneas verdes, suelos bajo vegetación natural y líneas rojas, suelos bajo uso agrícola o forestal).

5.5.3. Resultados de los análisis de estabilidad de agregados de los suelos

En la gráfica de la figuras 5.15 se presentan los resultados de la estabilidad de agregados de los dos horizontes más superficiales de los suelos estudiados, donde se visualiza el porcentaje de estabilidad de cada fracción de tamaños de los agregados y el porcentaje de material inestable, el cual corresponde a las arenas y la materia orgánica segregada. En este análisis, se obtuvieron cuatro fracciones de tamaños distintos de agregados, las cuales son ≥ 1 mm, entre 1 - 0.5 mm, entre 0.5 - 0.25 mm y entre 0.25 - 0.053 mm. Los porcentajes restantes de cada barra, corresponden al material inestable.

En el suelo bajo bosque mixto conservado (ZAG-04), el cual posee como material parental un coluvión de rocas dacíticas y pómez, el horizonte más superficial posee un 90.5% de estabilidad de agregados (figura 5.15), mientras que para su segundo horizonte (AB) el total de agregados estables decrece a 63%. Además, los agregados mayores a 1 mm (barra color verde) alcanza el mayor porcentaje de estabilidad, casi 70% para su horizonte más superficial (Ah), y en su segundo horizonte (AB) con casi un 50% de estabilidad, siendo la estabilidad de agregados de este tamaño menor al 33% para todos los demás suelos.

Los resultados para los suelos desarrollados sobre depósitos de corrientes piroclásticas, muestran que los suelos bajo vegetación boscosa (perfil ZAG-02), la estabilidad total de los agregados para el primer horizonte (Ah) es de 54%, mientras que para el suelo con pastizal es de 39% (NEV-01 Ap) y para el suelo bajo agricultura es de 31% (NEV-03 Ap), como se observa en la figura 5.15. Para el suelo bajo vegetación boscosa (ZAG-02, figura 5.15) la estabilidad de los agregados más grandes (> 1 mm, barras de color verde) decrece de un horizonte al otro, mientras que la estabilidad de los agregados más pequeños (0.25 - 0.053 mm, barras de color vinotinto) se mantiene iguales y la de los agregados de tamaños intermedios (1 - 0.5 mm y 0.5 - 0.25 mm) aumenta para el segundo horizonte (figura 5.22). Para el suelo con pastizal (NEV-01) los agregados con mayor estabilidad en el primer horizonte (Ap) son los de tamaño de 0.5 - 0.25 mm y en el segundo horizonte (Ah) son los agregados de mayor tamaño (> 1 mm). En el caso del suelo con agricultura (NEV-03, figura 5.15) la proporción de estabilidad de los agregados de todos los tamaños es similar para ambos horizontes (Ap y Ah1), sin embargo, el total de agregados estables es un 2% mayor en el segundo horizonte (Ah1) que en el primero (Ap).

Para los suelos desarrollados a partir de depósitos de caída de pómez, la estabilidad de agregados del horizonte más superficial varía de acuerdo con el tipo de cobertura o uso, por lo tanto para el suelo bajo cobertura de bosque de pino-encino intervenido (ZAG-01 Ah) es de 36%, la del suelo bajo bosque mixto intervenido (ZAG-05 Ah) es de 29% y la estabilidad de agregados del suelo bajo extracción forestal (ZAG-03 Ah) es de 30%.

Para el suelo bajo bosque de pino-encino (ZAG-01, figura 5.15), los agregados de mayor tamaño (>1 mm) son los más estables en el primer horizonte (Ah) y los de 0.5 - 0.25 mm son los más estables en el segundo horizonte (AB), mientras que los agregados más pequeños (0.25 - 0.053 mm) disminuyen su estabilidad del primer (Ah) al segundo horizonte (AB). Para el suelo bajo bosque mixto intervenido (ZAG-05), los agregados de menor tamaño (0.25 - 0.053 mm) resultaron aumentar un 8% su estabilidad en el segundo horizonte (AC) respecto al primero (Ah), mientras que la estabilidad de agregados de los demás tamaños disminuyeron para el segundo horizonte (AC), sin embargo, el material inestable total resultó un 2% menor en

el mismo horizonte (AC). Por otra parte, los agregados de mayor tamaño (>1 mm) del suelo bajo extracción forestal (ZAG-03), disminuyeron un 9% su estabilidad en el segundo horizonte (AC) respecto al primer horizonte (Ah), siendo un 11% mayor la cantidad de material inestable en el segundo horizonte (AC).

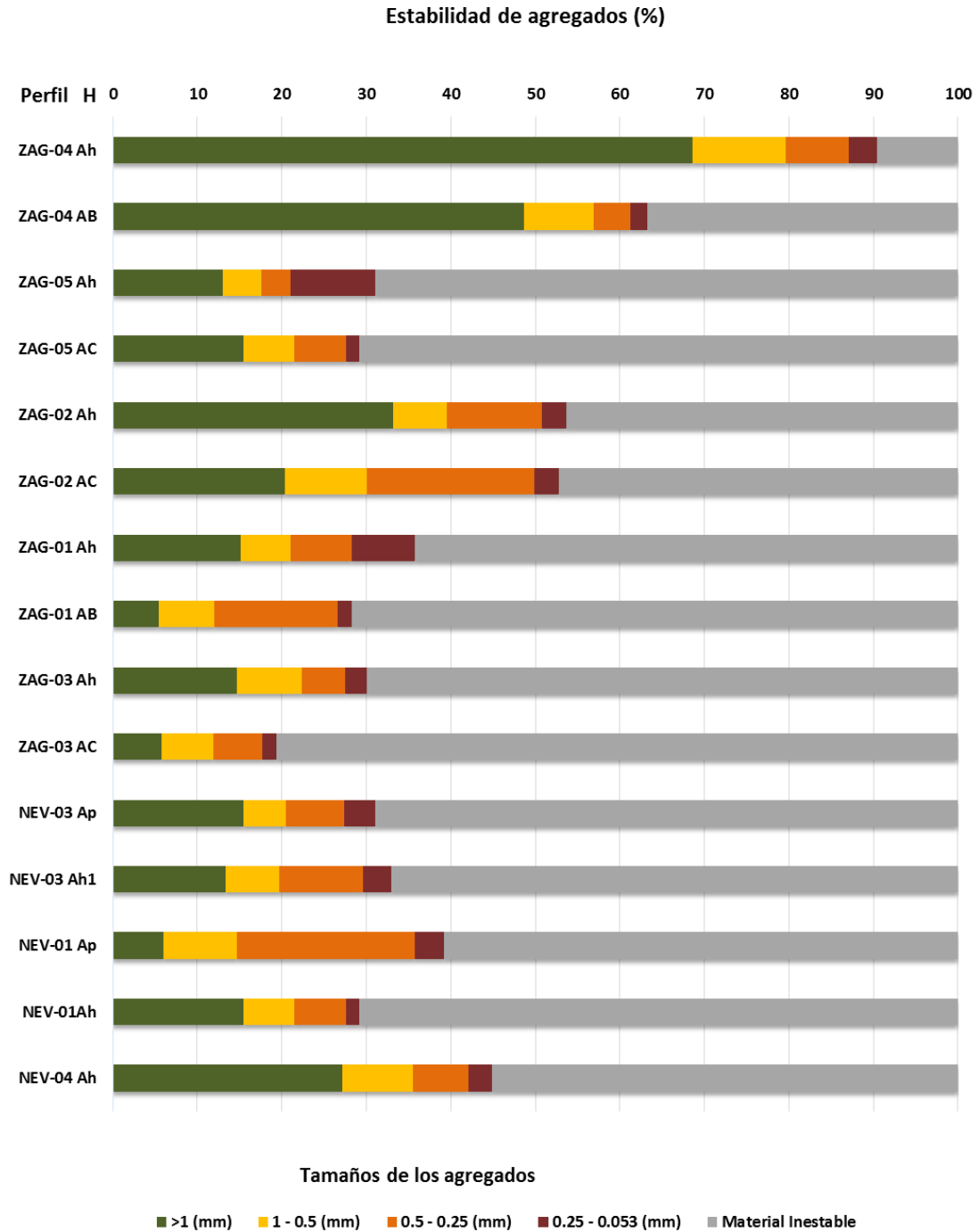


Figura 5.15. Gráficas de estabilidad de agregados de los horizontes más superficiales de los suelos

5.5.4. Resultados del análisis de los límites de consistencia del suelo

En el caso del perfil desarrollado en un bosque mixto conservado (ZAG-04), cuyo material parental es un coluvión de fragmentos de rocas dacíticas y pómez, sus límites de consistencia e índices de plasticidad disminuyen gradualmente con la profundidad (figura 5.16). Además, el límite líquido del horizonte más superficial de este suelo (ZAG-04) es de 92.5%, siendo el valor más elevado respecto a todos los demás suelos, esto implica que, se requiere un contenido de agua de 92.5% para que el material de dicho horizonte se comporte como un líquido.

Los resultados de los límites de consistencia (figura 5.16) muestran también que para un suelo bajo un bosque mixto intervenido (ZAG-05) y para uno bajo extracción forestal (ZAG-03) con el mismo material parental (depósitos de caída de pómez) los límites plásticos (LP) y líquidos (LL) disminuyen progresivamente con la profundidad, sin embargo, los índices de plasticidad (IP) del suelo bajo extracción forestal (ZAG-03), muestran un comportamiento inverso, pues el índice de plasticidad de su primer horizonte es el más bajo de todo el perfil, aumentando los valores de los índices con la profundidad. Caso contrario el del perfil bajo bosque mixto intervenido (ZAG-05), en el cual sus índices de plasticidad (IP) disminuyen con la profundidad. Además, el horizonte más superficial del suelo bajo vegetación de bosque mixto (ZAG-05) presenta un límite líquido elevado (90.17%) respecto a todos sus demás horizontes, mientras que el del suelo forestal (ZAG-03) solo alcanza el valor de 51%.

Por otra parte, los resultados de los límites de consistencia de los suelos desarrollados en depósitos de corrientes piroclásticas, como el ZAG-02, NEV-03 y NEV-01, con distintos tipos de cobertura o uso (bosque, agrícola y pastizal, respectivamente), los límites plásticos y líquidos varían de un horizonte a otro con la profundidad, además, se observa que los límites de consistencia de los segundos horizontes son mayores que los de los horizontes más superficiales. Mientras que los índices de plasticidad (IP) del suelo bajo bosque (ZAG-02) no varían mucho, los del suelo agrícola (NEV-03) aumentan progresivamente con la profundidad y los del suelo con pastizal (NEV-01) son más variables a lo largo del perfil.

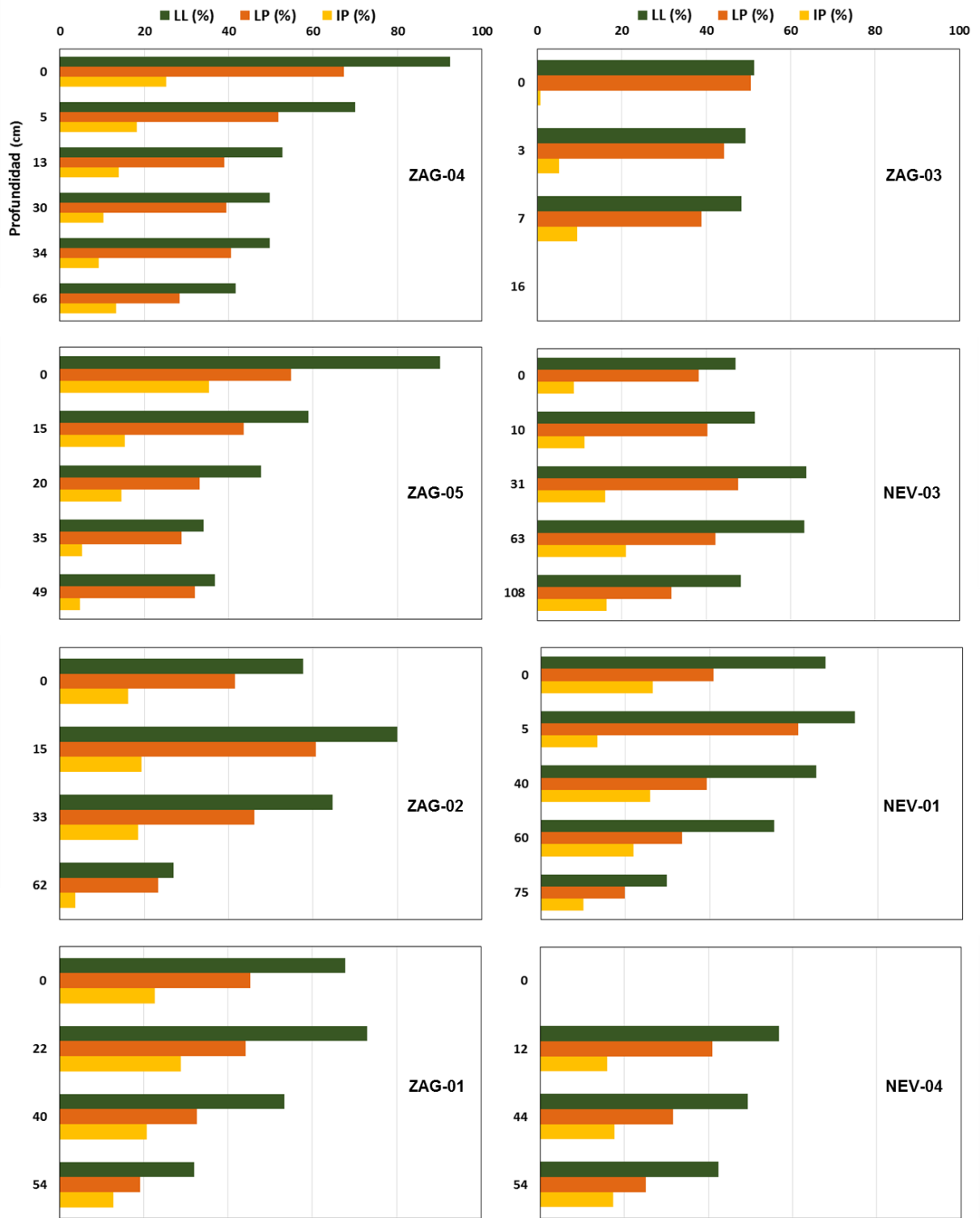


Figura 5.16. Resultados de los análisis de los límites de consistencia de los suelos. LL: Límite líquido, LP: Límite plástico, IP: Índice de plasticidad.

5.5.5. Resultados de los análisis de hidrofobicidad de los suelos

La tabla 5.7 presenta los resultados obtenidos a partir de las pruebas de hidrofobicidad en laboratorio de los horizontes superficiales de los suelos, donde la mayoría de los horizontes mostraron ser hidrofílicos, es decir, sin repelencia al agua, tan solo dos suelos exhiben una hidrofobicidad ligera a moderada, correspondiendo a los perfiles de suelo ZAG-05 y NEV-01, los cuales han estado expuestos a deforestación por la agricultura.

Tabla 5.77. Resultados del grado de hidrofobicidad de los horizontes superficiales de los suelos según la concentración de etanol, de acuerdo con Doerr (1998).

Perfil	Prof. (cm)	Horizonte	% Etanol	Descripción
ZAG-01	0 – 10/22	Ah	0	Muy hidrofílico
ZAG-02	0 – 10/15	Ah	0	Muy hidrofílico
ZAG-03	0 – 3	Ah	0	Muy hidrofílico
ZAG-04	0 – 5	Ah	0	Muy hidrofílico
ZAG-05	0 - 10/15	Ah	7.5	De ligera a moderadamente hidrofóbico
NEV-01	0 - 5	Ap	7	De ligera a moderadamente hidrofóbico
NEV-03	0 - 10	Ap	0	Muy hidrofílico

5.5.6. Resultados de los análisis químicos de los suelos: carbono orgánico total, materia orgánica, pH y cationes intercambiables

De acuerdo con el análisis de carbono orgánico total (COT) para los suelos estudiados se muestran los resultados del cálculo del contenido de materia orgánica (MO) en la figura 5.17, donde se observa que los suelos con depósitos de corrientes piroclásticas como material parental en común (ZAG-02, NEV03 y NEV-01) y bajo distintos usos, presentan las siguientes características: el primer horizonte del suelo bajo el pastizal (NEV-01) tiene 11.8% de MO, valor que aumenta un 1.6% para el segundo horizonte, a partir del cual comienzan a disminuir los valores con la profundidad. El suelo bajo bosque (ZAG-02) presenta una disminución del contenido de MO conforme aumenta la profundidad y su horizonte más superficial presenta 11.5% de MO. Para el primer horizonte del suelo bajo agricultura (NEV-03) la cantidad de MO es de 7%, aumentando para el segundo y tercer horizonte, desde el cual la MO disminuye con la profundidad.

Los resultados para suelos que se desarrollaron a partir de depósitos de pómez bajo otras coberturas y usos como, bosque mixto intervenido a (ZAG-05), bosque de pino-encino intervenido (ZAG-01) y extracción forestal (ZAG-03), sus valores de MO presentan una disminución relativa con el aumento de la profundidad (figura 5.17). El primer horizonte del suelo bajo bosque mixto intervenido (ZAG-05), presenta los mayores valores de MO de este grupo, siendo 12.9%. El suelo bajo el bosque de pino-encino (ZAG-01) contiene 9.5% de MO en su horizonte más superficial. Por otra parte, el suelo con extracción forestal (ZAG-03) presenta los valores más bajos de MO de todos los suelos para el primer horizonte, siendo de 7.5%.

Los resultados para el suelo desarrollado bajo un bosque mixto conservado con material parental de tipo coluvión de rocas dacíticas y pómez (ZAG-04) muestran que, los valores de MO

son los más elevados en sus horizontes más superficiales respecto a los de todos los demás suelos estudiados, pues en su primer horizonte la cantidad de COT es de 13.7% resultando en un contenido de MO del 23.7%, valores que disminuyen progresivamente para los horizontes subyacentes.

De acuerdo con los resultados de pH de cada horizonte, los suelos de esta área en general son ligeramente ácidos, con valores de pH entre 5 y 6 (figura 5.17), sin embargo, el único suelo que mostró un comportamiento diferente fue el suelo bajo bosque mixto conservado (perfil ZAG-04), en el que todos sus horizontes tienen valores de pH entre 7.4 y 7.7, es decir, que son considerados de muy ligeramente alcalinos a ligeramente alcalinos (Siebe *et al.*, 2017).

Por otra parte, los valores de pH para los suelos desarrollados a partir de las corrientes piroclásticas (ZAG-02, NEV-03 y NEV-01) presentan valores ligeramente más ácidos que los suelos de materiales parentales de depósitos pómez (ZAG-05, ZAG-01 y ZAG-03), ya que los primeros tienen pH alrededor de 5.5 y los segundos alrededor de 6 (figura 5.17). Además, los suelos de las corrientes piroclásticas tienden a aumentar levemente sus valores de pH con la profundidad, mientras que los suelos de los depósitos de pómez tienden a disminuir su pH con la profundidad, a excepción del suelo bajo bosque de pino-encino (ZAG-01) que tiende a incrementar ligeramente su pH a medida que los horizontes incrementan su profundidad.

Con respecto a los análisis de los cationes intercambiables que se observan en los gráficos de la figura 5.17, se tiene que la mayor proporción de cationes de calcio intercambiables respecto a los demás suelos, se presentan en el suelo bajo bosque mixto conservado de material parental coluvión (ZAG-04), pues la cantidad de calcio en los horizontes superficiales de este suelo es de 80 cmol/kg, mientras que sus horizontes inferiores poseen cantidades de calcio menores a 35 cmol/kg, disminuyendo progresivamente con la profundidad. Para los suelos desarrollados a partir de depósitos de pómez la cantidad de calcio intercambiable se encuentra por debajo de los 20 cmol/kg, en todos sus horizontes, mientras que para los suelos desarrollados en los depósitos de corrientes piroclásticas tienen los valores más pequeños de Ca^{2+} , los cuales están por debajo de 5 cmol/kg a en todos los perfiles.

La cantidad de cationes de magnesio que se muestran en las gráficas de la figura 5.17, el suelo bajo bosque mixto conservado (ZAG-04) muestra también las mayores proporciones de Mg^{2+} respecto a los demás suelos estudiados, ya que este perfil contiene entre 6 y 10 cmol/Kg de magnesio en todo el perfil y en los otros suelos las cantidades del magnesio intercambiable está por debajo de 2 cmol/kg, a excepción del suelo bajo bosque mixto intervenido (ZAG-05), cuyo contenido de magnesio está alrededor de 5 cmol/kg en el horizonte superficial y en los horizontes subyacentes están en un rango entre 2 y 3 cmol/kg.

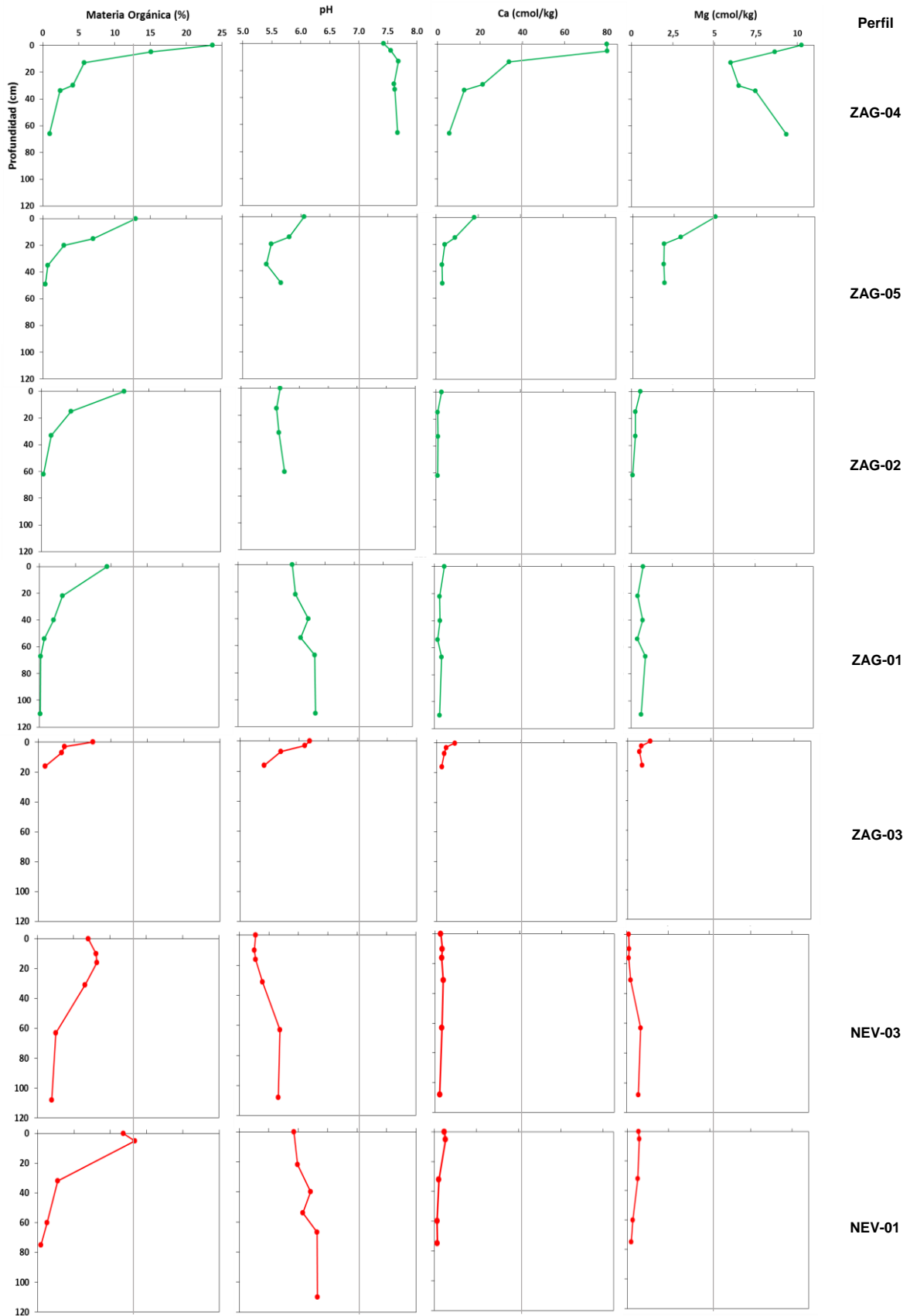


Figura 5.17. Resultados de los análisis químicos de los suelos (líneas verdes, suelos bajo vegetación natural y líneas rojas, suelos bajo uso agrícola o forestal).

5.6. Clasificación de los suelos

De acuerdo con las reglas del IUSS Working Group WRB (2015), se obtuvo la clasificación preliminar de los tipos de suelos que se señalan en la tabla 5.8, donde seis de los ocho suelo estudiados son Andosoles, uno es un Regosol y el otro suelo restante es un Feozem.

Por su parte los Andosoles en el área de estudio son los suelos correspondientes a los perfiles ZAG-01, ZAG-02, ZAG-04, NEV-01, NEV-03 y NEV-04, cuentan con casi los mismos calificadores principales, como es el caso del calificador *Mollic*, que hace referencia a la presencia de un horizonte móllico, cuyas características principales vienen dadas por un alto contenido de materia orgánica que le aportan un color muy oscuro y que cumplen con un espesor mínimo de 20 cm. Es común también el calificador *Endoskeletalic*, el cual considera la presencia de un volumen de pedregosidad mayor al 40% dentro de los primeros 50 cm del suelo, como en el caso del ZAG-01 y ZAG-02, sin embargo, el ZAG-04, no presenta esta condición. Por otra parte, todos los Andosoles presentan los calificadores *Eutrosilic* y *Eutric*, donde el primero se refiere a que los suelos poseen propiedades ándicas en un espesor igual o mayor a 30 cm dentro de los primeros 100 cm del suelo y el segundo, a que los suelos poseen una saturación de bases >50%. Respecto al calificador *Epiaric*, se refiere a que la superficie del suelo está arado dentro de una profundidad menor a 50 cm. Además, los subcalificadores *Arenic* o *Loamic*, dependen de las texturas predominantes en dichos suelos.

Dentro de los suelos estudiados, existe un Feozem, que corresponde al perfil ZAG-05, el cual también presenta un horizonte móllico, tiene una saturación de bases mayor al 50%, como presenta una pedregosidad >40% en los horizontes superficiales se le agregó el calificador principal *Episkeletic*. Adicionalmente, los subcalificadores son *Loamic*, por su textura franco-arenosa predominante, *Protoandic*, por tener propiedades ándicas en un espesor mayor o igual a 15 cm y *Tephric*, por poseer material téfrico que comienza a los ≤50cm de la superficie del suelo.

Tabla 5.8. Clasificación de los suelos según el WRB (2015)

Perfil	Clasificación de los suelos	Nombre General
ZAG-01	Mollic Endoskeletalic Eutrosilic Eutric ANDOSOL (Arenic)	Andosol
ZAG-02	Mollic Endoskeletalic Eutrosilic Eutric ANDOSOL (Loamic)	Andosol
ZAG-03	Leptic Episkeletic Tephric Eutric REGOSOL (Escalic)	Regosol
ZAG-04	Mollic Eutrosilic Eutric ANDOSOL (Loamic)	Andosol
ZAG-05	Episkeletic FEOZEM (Loamic, Protoandic, Tephric)	Feozem
NEV-01	Epiaric Mollic Eutrosilic Eutric ANDOSOL (Loamic)	Andosol
NEV-03	Epiaric Mollic Eutrosilic Eutric ANDOSOL (Loamic)	Andosol
NEV-04	Epiaric Mollic Eutrosilic Eutric ANDOSOL (Loamic)	Andosol

Finalmente, el perfil de suelo ZAG-03, se clasificó como un Regosol, por ser un suelo poco desarrollado y por no presentar horizontes móllicos o úmbricos. Los calificadores principales, fueron asignados de acuerdo a sus características como *Leptic*, porque la roca continua comienza a menos de los primeros 100 cm de profundidad del suelo, *Episkeletic*, por su pedregosidad somera, *Tephric*, por la presencia de material téfrico a poca profundidad y *Eutric*,

por tener una saturación de bases >50%. El subcalificador *Escalic*, fue asignado debido a que este perfil estaba desarrollado sobre el corte de una terraza hecha por el hombre.

5.7. Resultados de los cálculos de las pérdidas de suelo con la RUSLE

De acuerdo con los resultados obtenidos de la ecuación universal de pérdida de suelos rectificadas (RUSLE), la mitad de los suelos estudiados, es decir cuatro de los ocho totales, presentan un potencial de pérdida de suelo por erosión hídrica muy baja. En este grupo se incluyen a los tres Andosoles bajo vegetación boscosa, es decir, el perfil del bosque mixto conservado (ZAG-04), el cual presenta la tasa de erosión anual (A) más baja de los suelos bajo bosque, resultando en 0.8 ton/ha/año, también se encuentra el perfil bajo bosque de pino-encino reforestado (ZAG-02) y el suelo bajo bosque de pino-encino intervenido (ZAG-01), cuyos valores de erosión se presentan en la tabla 5.9. También se incluye en este grupo de suelos con erosión muy baja al Andosol bajo pastizal de uso agrícola (NEV-01), el cual posee la tasa potencial de erosión anual más baja de todos los suelos estudiados, siendo ésta de 0.1 toneladas por hectárea por año.

Por otra parte, los otros cuatro suelos estudiados resultaron con una pérdida potencial de suelo por erosión hídrica severa (tabla 5.9), dentro de los cuales se incluyen los suelos con extracción forestal (Regosol ZAG-03), los Andosoles que se encuentran bajo agricultura de temporal (NEV-03 y NEV-04) y el Feozem de la bajo bosque mixto intervenido (ZAG-05). El suelo con la tasa de erosión potencial promedio anual más elevada de todos los suelos corresponde con el perfil que se encuentra bajo extracción forestal (ZAG-03), pues resultó con una pérdida de 361 ton/ha/año.

Tabla 5.99. Pérdida de suelo promedio por hectárea por año (A).

Perfil	Cobertura / Uso del suelo	A (ton/ha/año)	Clasificación
ZAG-03	Extracción forestal	361.0	Severa
NEV-03	Agricultura de temporal	304.6	Severa
ZAG-05	Bosque pino-encino intervenido en estado sucesional	285.3	Severa
NEV-04	Agricultura de temporal	73.5	Severa
ZAG-01	Bosque pino-encino intervenido	4.3	Muy Baja
ZAG-02	Bosque pino-encino reforestado	2.3	Muy Baja
ZAG-04	Bosque mixto conservado	0.8	Muy Baja
NEV-01	Pastizal inducido de uso agrícola	0.1	Muy Baja

Capítulo VI. Procesos erosivos y de remoción en masa en la cuenca El Zaguán

En este capítulo se describen las características de los procesos erosivos y de remoción en masa del área de estudio, con base en los rasgos visualizados en las imágenes satelitales y las observaciones en campo. Asimismo, se presenta la cartografía de estos procesos de acuerdo con los resultados de los inventarios de los rasgos erosivos y de remoción en masa y la relación de su frecuencia con respecto a los mapas morfométricos, de unidades litológicas y formas del relieve, de edafología y de uso del suelo.

6.1. Cartografía de procesos erosivos

Con base en la interpretación de las imágenes satelitales, se obtuvo la cartografía de los rasgos erosivos para el año 2011 y 2017, expuestos en la figura 6.1, donde se resaltan los rasgos erosivos como surcos y cárcavas. Los surcos se desarrollan en casi toda la superficie de la zona de estudio, las cárcavas están asociadas a la formación de nuevas barrancas y al avance de las barrancas existentes.

En la imagen de la figura 6.2 se visualiza como los surcos erosivos se desarrollan directamente sobre los campos de cultivo, sobre los linderos que los dividen o sobre caminos adyacentes. Los surcos menos profundos, son temporalmente “borrados” por el arado de los campos, sin embargo, éstos al poco tiempo, siguen su curso y reaparecen atravesando el patrón arado de la superficie.

En zonas de cultivos con superficies ligeramente escarpadas, como la que se muestra en la imagen de la figura 6.3, se tienden a desarrollar numerosos surcos con patrones paralelos que siguen el curso de la pendiente aguas abajo.

Algunos surcos en evolución comienzan a erosionar el terreno lateralmente, formando pequeñas cárcavas transversales a su curso, como se observa en la imagen de la figura 6.4, afectando directamente los campos de cultivo. Otros surcos se ensanchan y se profundizan homogéneamente hasta llegar a formar una cárcava, como se muestra en las imágenes de las figuras 6.5 y 6.6. Por otra parte, también se observan obras de contención dispuestas perpendicularmente a los surcos, las cuales se ven como barras blancas en el terreno en la figura 6.5.

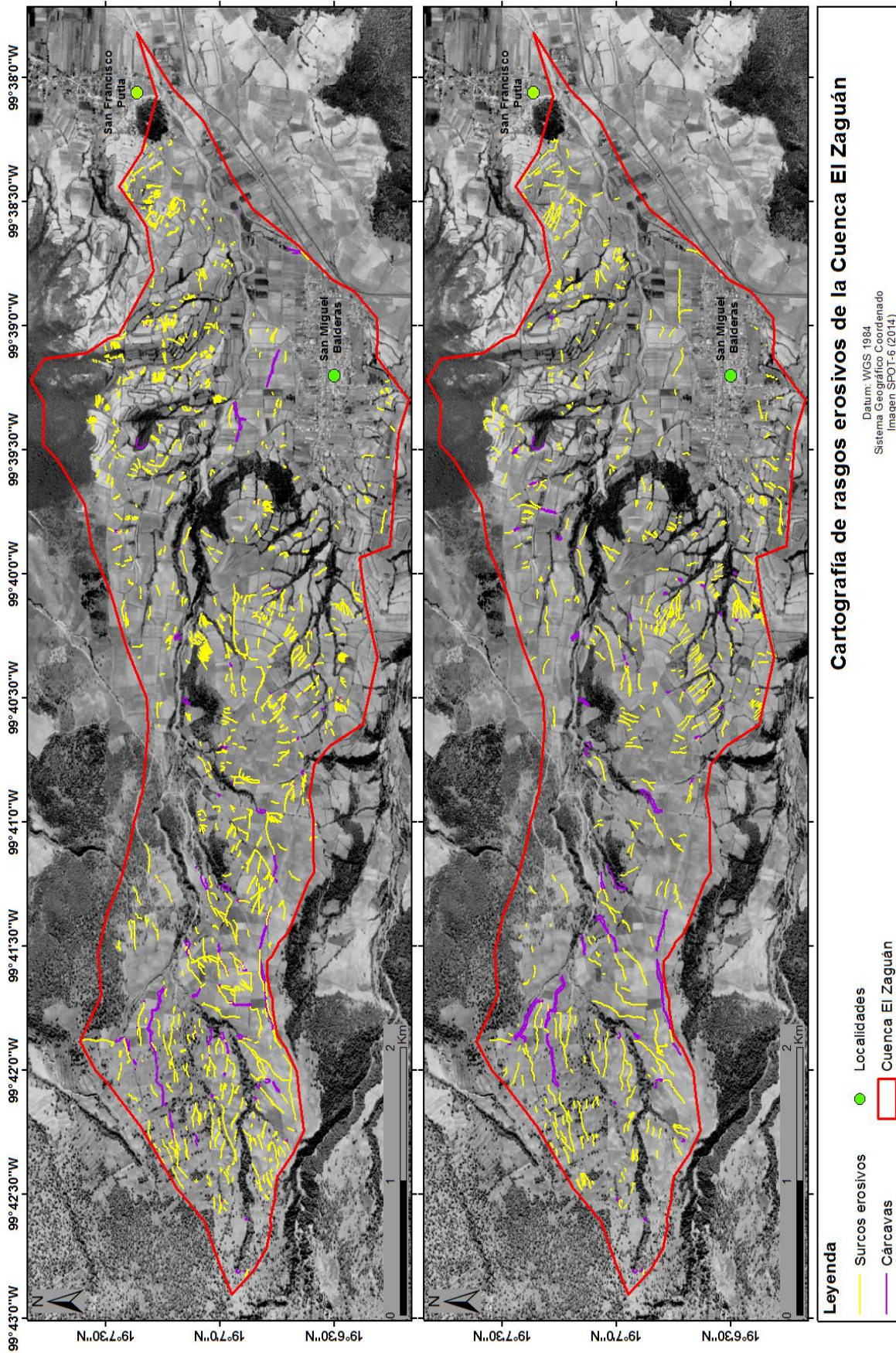


Figura 6.1. Cartografía de rasgos erosivos para el año 2011 (mapa inferior) y 2017 (mapa superior).

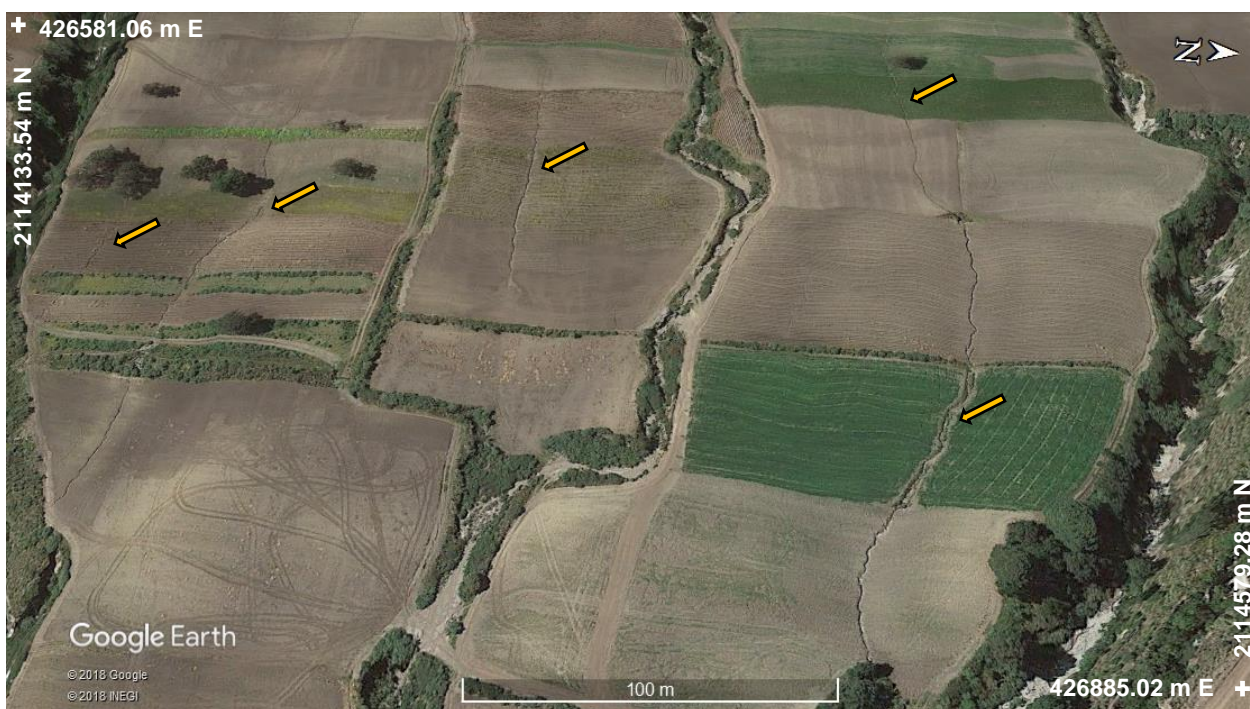


Figura 6.2. Desarrollo de surcos erosivos (flechas amarillas) sobre los campos de cultivo en la cuenca alta de El Zaguán, imagen satelital del año 2017 (Google, 2018).



Figura 6.3. Desarrollo de surcos erosivos paralelos sobre un campo de cultivo ligeramente escarpado en la cuenca media, imagen satelital del año 2017 (Google, 2018). Las flechas amarillas señalan los surcos.



Figura 6.4. Desarrollo de cárcavas transversales a los surcos erosivos en la cuenca media, imagen satelital del año 2017 (Google, 2018). Las flechas amarillas señalan los surcos y las flechas rojas las cárcavas transversales.



Figura 6.5. Ensanchamiento de los surcos erosivos en la cuenca media, con obras de contención. Imagen satelital del año 2017 (Google, 2018). Las flechas amarillas señalan el surco ensanchado y las obras de contención (barras blancas).

Particularmente en las imágenes de la figura 6.6, se presenta la evolución de algunos surcos en la cuenca alta de El Zaguán desde el año 2006 hasta el año 2017. En la imagen de 2006 los surcos ya se encontraban desarrollados sobre los campos de cultivo, aparentemente cubiertos por vegetación, sin embargo, en la imagen del año 2011, ya está ausente la hilera de vegetación, se observan los surcos más anchos y profundos e incluso se logra apreciar en la zona inferior de la imagen, el desarrollo de dos nuevas cárcavas asociadas, la cárcava inferior central poseía un ancho de 14 m en ese momento. Para el año 2014, el surco izquierdo ya se ha convertido en una cárcava y las cárcavas anteriores siguen profundizándose y ensanchándose de forma que, la cárcava inferior central ya tiene un ancho de 19 m. En la imagen 2017 se visualiza que estas cárcavas ya conforman barrancos secundarios asociados a la barranca principal, ubicada en la parte derecha de las imágenes, y para ese año el ancho de la cárcava inferior central se ha incrementado hasta alcanzar los 25 m. Además, en la imagen del año 2017 se logra apreciar que se ha colocado nuevamente una hilera de vegetación en los bordes de dichas cárcavas y barrancos, para reducir el impacto de la acelerada erosión en la zona, que en tan solo un periodo de 11 años logró convertir un pequeño surco de 70 cm de ancho en una cárcava de 25 m, conformando un barranco en su tramo final.

Asimismo, los surcos erosivos y cárcavas de la zona de estudio pueden estar directamente conectados al sistema de barrancos, influyendo de manera importante en el ensanchamiento de los mismos y en el desarrollo de procesos de remoción en masa en las paredes de los barrancos, como se muestra en la imagen de la figura 6.7, donde varios surcos alimentan directamente el barranco, y en la intersección de los surcos con el mismo se visualizan rasgos de erosión remontante, asimismo, en la parte derecha de la imagen, se señala la conectividad entre una cárcava y un barranco.

Estos rasgos erosivos también están presentes en la cuenca baja inferior, asociados a las zonas de cultivo muy cerca del poblado de San Miguel Balderas. Como ejemplo de ello, se presenta la imagen de la figura 6.8 donde, en la parte central, se observa una cárcava profunda, desarrollada sobre los campos de cultivo; la misma se encuentra protegida por vegetación.



Figura 6.6. Evolución de surcos erosivos a cárcavas y barrancos, en imágenes satelitales de diferentes años: 2006, 2011, 2014 y 2017 (Google, 2018). Las flechas amarillas señalan los surcos erosivos mientras que las flechas rojas señalan las cárcavas y las flechas azules indican el lugar de medición del ancho de la cárcava.

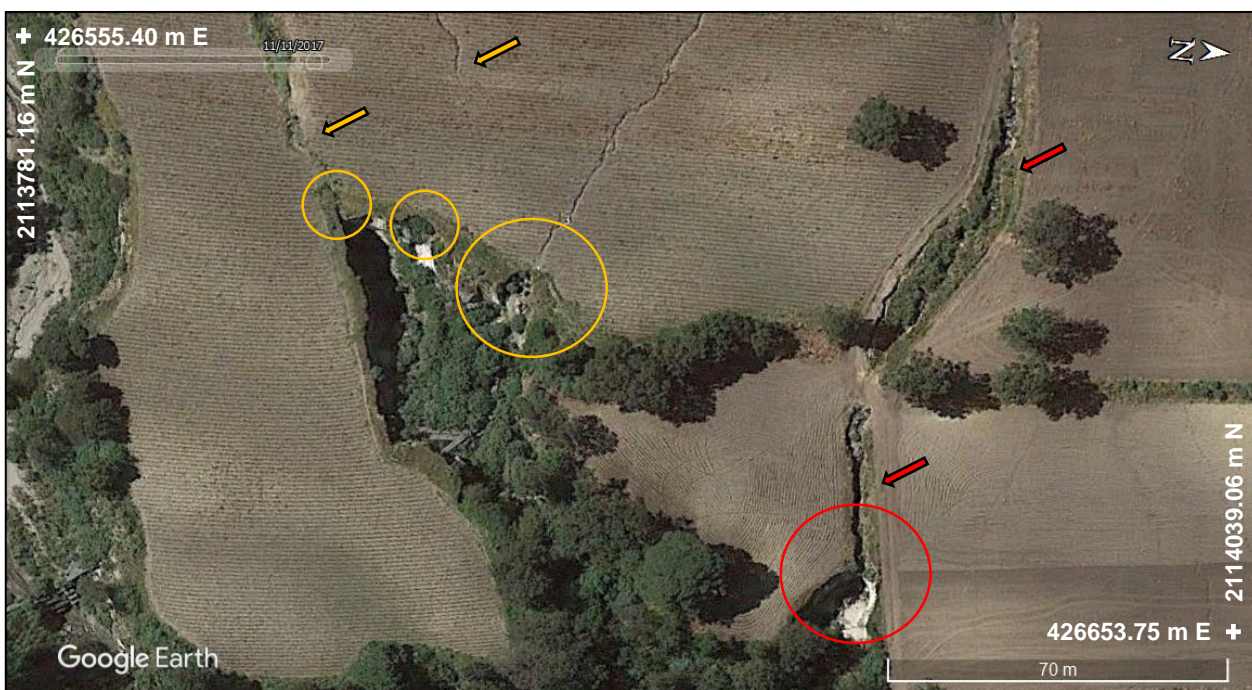


Figura 6.7. Conectividad de los surcos y cárcavas con el sistema de barrancos en la cuenca alta de El Zaguán (Google, 2018). Las flechas amarillas señalan los surcos y las rojas cárcavas. Los círculos amarillos y rojos indican las zonas de conectividad de los surcos y las cárcavas con el sistema de barrancos, respectivamente.



Figura 6.8. Cárcava profunda en la cuenca baja inferior de El Zaguán (Google, 2018). La flecha roja señala la cárcava.

6.2. Orientación de los surcos erosivos

Los diagramas de rosetas muestran que los surcos erosivos presentan una tendencia general hacia el Este ($\bar{x} = 104.7^\circ$). Sin embargo, si se analizan sus direcciones medias y orientaciones para cada zona de la cuenca, los surcos en la cuenca alta poseen una orientación hacia el Noreste ($\bar{x} = 77^\circ$), mientras que en la cuenca media los surcos erosivos poseen orientaciones predominantemente hacia el Sureste ($\bar{x} = 91.5^\circ$), al igual que en la cuenca baja superior e inferior ($\bar{x} = 127.4^\circ$ y 123° , respectivamente).

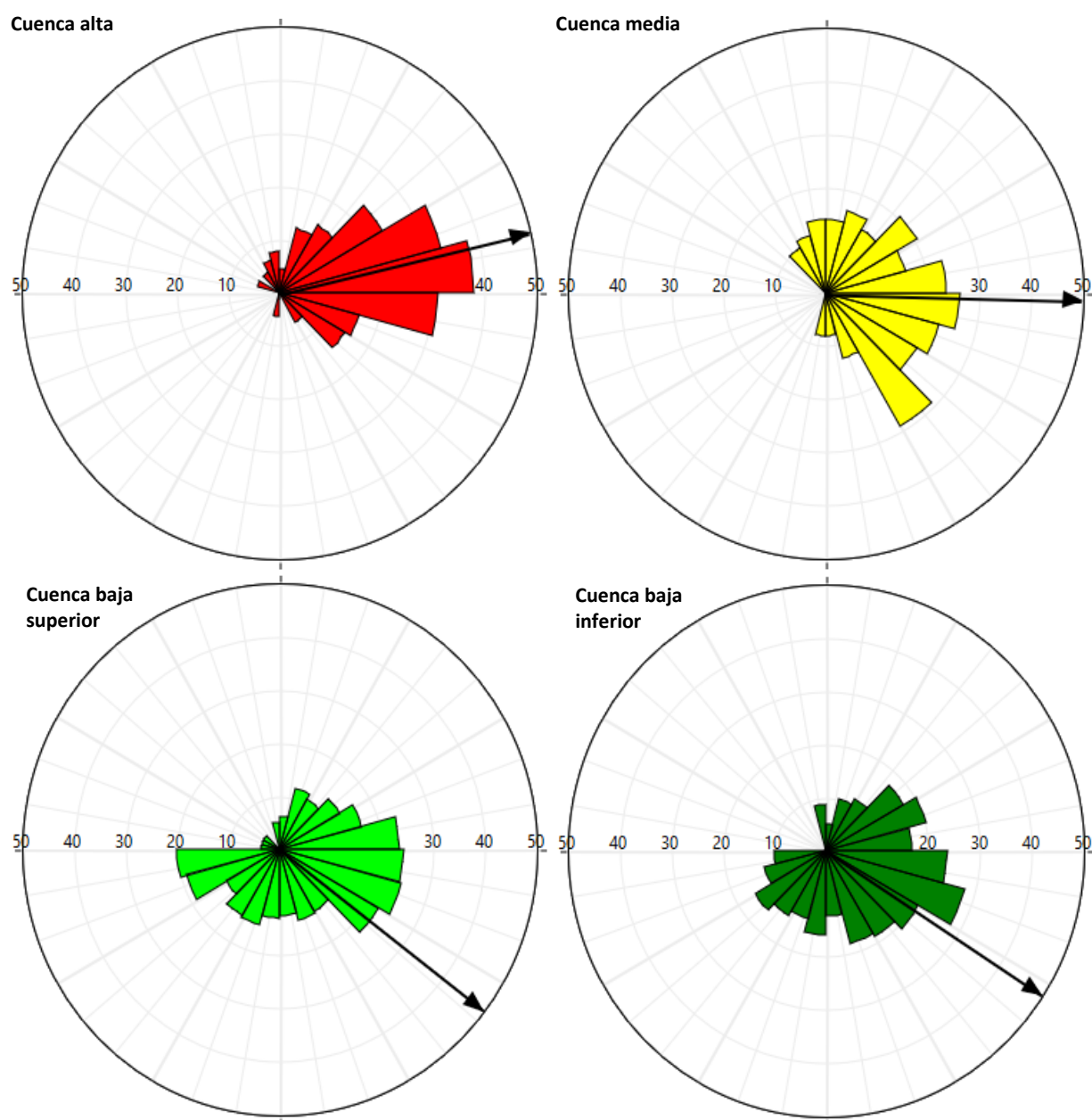


Figura 6.9. Diagrama de rosetas con vector de dirección media para los surcos erosivos del año 2017 en cada zona de la cuenca El Zaguán.

Tabla 6.1. Dirección y orientación media de los surcos erosivos para el año 2017 en cada zona de la cuenca.

Zona de la cuenca	Dirección media de los surcos	Orientación media de los surcos
Cuenca alta	77.0° ± 1.8°	NE
Cuenca media	91.5° ± 4.3°	SE
Cuenca baja superior	127.4° ± 4.6°	SE
Cuenca baja inferior	123.0° ± 4.7°	SE

6.3. Factores relacionados con los procesos erosivos

A continuación se presenta la relación de los procesos erosivos con las características de la cuenca, mediante la superposición de los surcos erosivos y cárcavas de los años 2011 y 2017 sobre cada uno de los mapas temáticos como orientación de laderas, pendientes, unidades litológicas y formas del relieve, uso del suelo y edafología, descritos en los capítulos II y V. Asimismo, se muestran la frecuencia de ocurrencia de estos rasgos sobre cada una de las clases correspondientes a cada mapa, con la finalidad de conocer cuáles son los factores y las condiciones preferenciales para su desarrollo.

Los resultados de las frecuencias de los surcos y cárcavas con respecto a los factores descritos se presentan por separado con el objetivo de observar cuáles son las características de las zonas donde se desarrollan las cárcavas y de los lugares donde los surcos pueden evolucionar a cárcavas. Además se muestran por separado la densidad de surcos y cárcavas de ambos años (2011 y 2017).

6.3.1. Surcos erosivos

Los valores obtenidos de la frecuencia de los surcos de 2011 y 2017 se muestran en la tabla 6.2, y en la en la figura 5.20 se comparan los histogramas de distribución de frecuencia para ambos años.

Con respecto a la orientación de las laderas (figura 6.11), los surcos erosivos se presentan con mayor frecuencia (~35%) en las laderas con orientación este (E). Seguidamente, se tiene que los surcos se desarrollan sobre laderas con orientación sureste (SE), con una disminución en frecuencia de 5% del año 2011 al 2017 y en las laderas con orientación noreste (NE) hubo un aumento de 7.4% para 2017 con respecto al 2011. La frecuencia de aparición de los surcos erosivos es menor sobre las laderas con orientación sur (S) en ambos años (10.8% y 7.9% respectivamente) y de forma similar ocurre para las laderas de orientación norte (N), donde la frecuencia es de alrededor de 7% para ambas fechas. En último lugar, se tienen las laderas con orientaciones suroeste (SO), oeste (O), noroeste (NO) y planas, en las cuales la frecuencia de ocurrencia de surcos erosivos es menor al 3.3 % para 2011 y 2017 (figura 6.11).

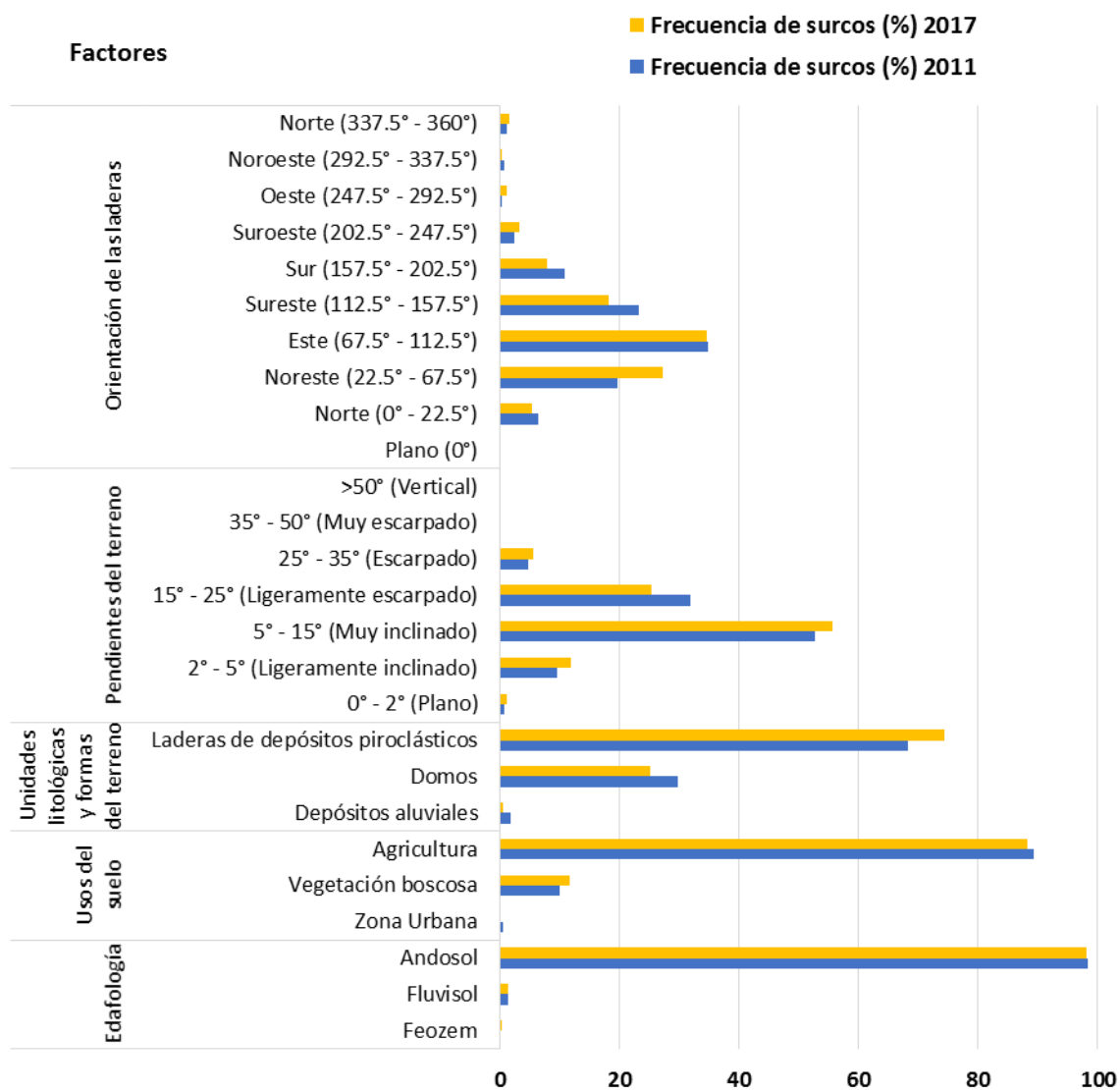


Figura 6.10. Histogramas de distribución de frecuencia de los surcos del año 2011 y 2017 para las clases de cada mapa temático.

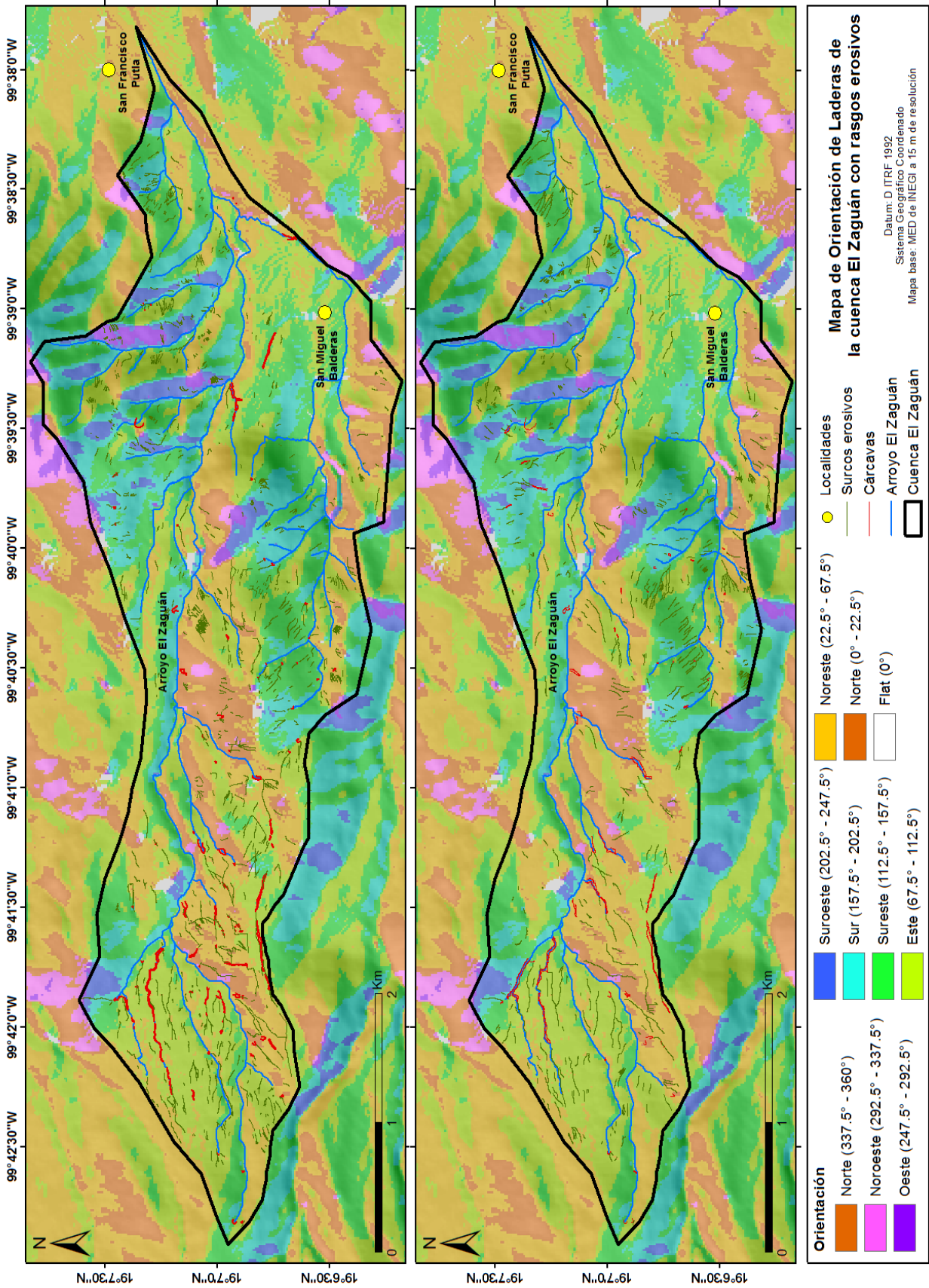


Figura 6.11. Mapas de orientación de laderas con rasgos erosivos de los años 2011 (inferior) y 2017 (superior).

Como resultado de la sobreposición de los rasgos erosivos de los años 2011 y 2017 sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio (figuras 6.12), se tiene que los surcos de erosión se desarrollan preferencialmente sobre el rango de pendientes muy inclinadas que van desde 5° a 15°, ya que la frecuencia de ocurrencia de los surcos sobre este intervalo es de 52.7 % para el año 2011 y aumenta a 55.7 % para 2017. Seguidamente, estos surcos erosivos tienden a generarse también de manera importante en terrenos ligeramente escarpados con pendientes entre 15° y 25°, con una frecuencia de 31.8 % en 2011 y de 25.4 % en 2017 (figura 5.20). En las zonas ligeramente inclinadas con pendientes entre 2° y 5°, los surcos representan el 9.6 % y el 12 %, para los años 2011 y 2017, respectivamente. En menor porcentaje de frecuencia, se tienen los demás rangos de pendientes, es decir, los terrenos escarpados con 25° a 35° de inclinación y las áreas planas con pendientes de 0° a 2° y las zonas muy escarpadas entre 35° y 50° (figura 6.10).

Respecto al mapa de unidades litológicas y formas del relieve, se observa que los surcos erosivos se desarrollan principalmente sobre las laderas constituidas por depósitos piroclásticos, ya que la frecuencia de ocurrencia de los surcos totales sobre este tipo de depósitos es de 68.3 % para el año 2011 y aumenta a 74.3 % para el año 2017. Seguidamente, se tiene que un 29.8 % de los surcos se desarrollaron sobre los domos de lava para 2011 y su frecuencia disminuyó a 25.1 % para el año 2017. Los depósitos aluviales corresponden a la unidad litológica en la que menos se generan surcos erosivos, ya que en 2011 tan solo representaron el 1.8 % de la frecuencia total de los surcos y para 2017 este valor disminuyó a 0.6 % (figura 5.20).

Por otra parte, si se analiza la densidad superficial de surcos erosivos sobre el mapa de unidades litológicas y formas de relieve, se visualiza que para el año 2011 (figura 6.14, inferior), las mayores densidades de surcos erosivos están en un intervalo de 2 a 4 m/m² (color naranja) y éstas se encuentran predominantemente en las laderas de depósitos piroclásticos de la cuenca media y en los domos de lava.

Sin embargo, para el año 2017 hay un aumento general de la densidad de surcos (figura 6.14, superior), que alcanza 4 – 8 m/m² (color rojo) en la cuenca media alta sobre una ladera de depósitos piroclásticos; asimismo aparecen zonas con densidad de surcos entre 2 y 4 m/m² (color naranja) en la cuenca alta. Además, se incrementan las áreas con densidad de surcos de 1 a 2 m/m² (color amarillo) en las diferentes zonas de la cuenca sobre las laderas de depósitos piroclásticos y sobre los domos de lava.

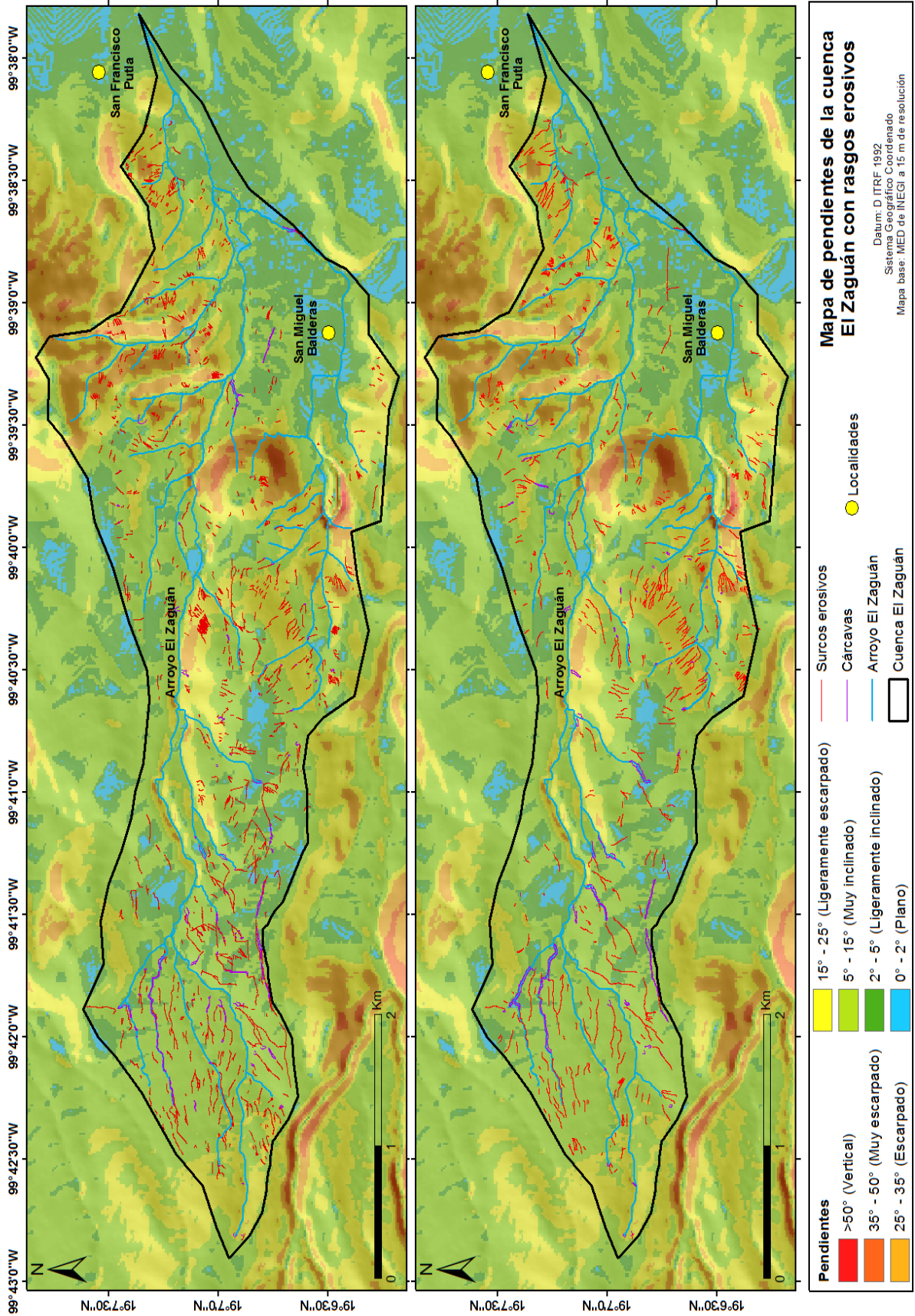


Figura 6.12. Mapas de pendientes con rasgos erosivos de los años 2011(inferior) y 2017 (superior).

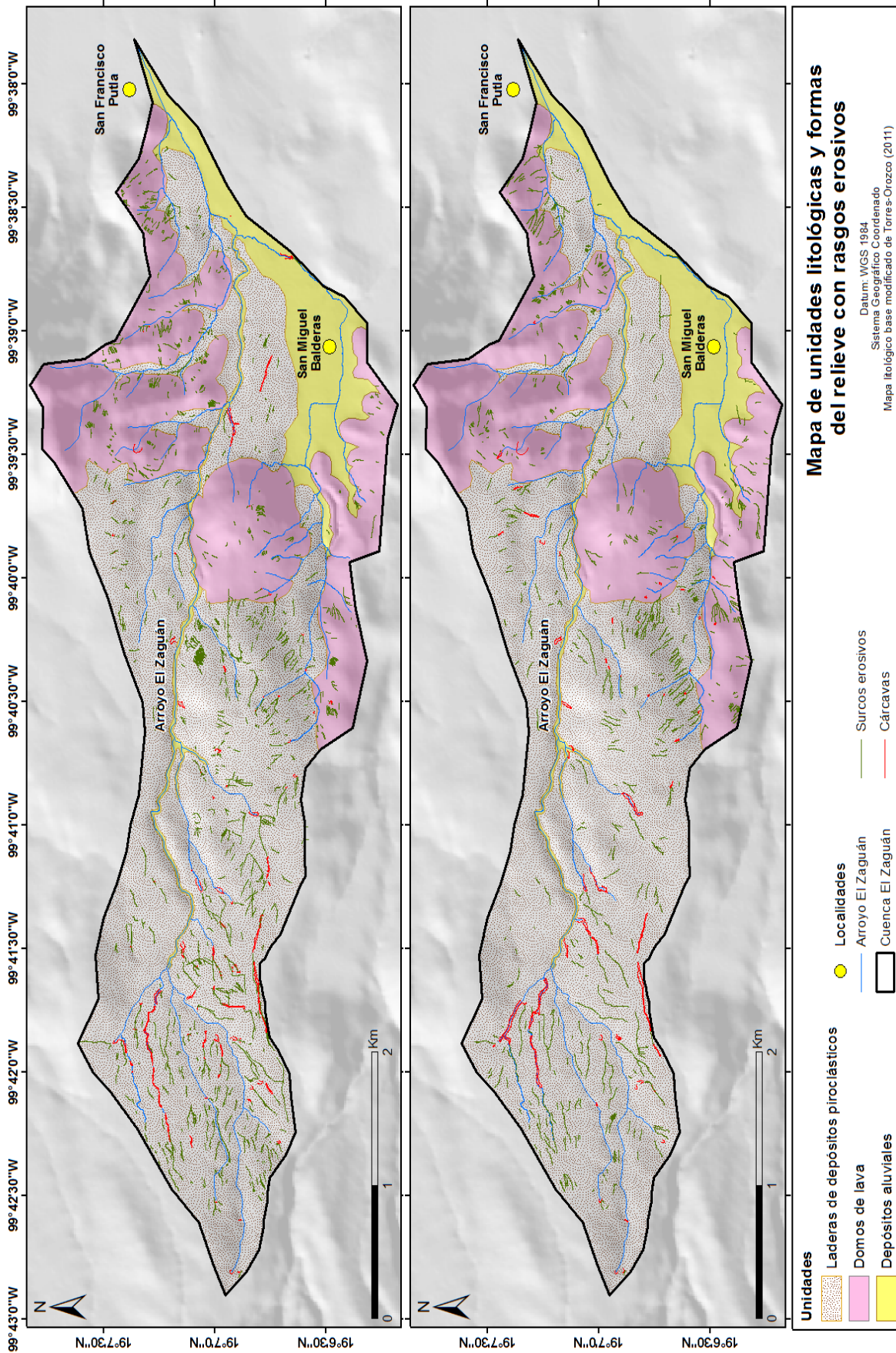


Figura 6.13. Mapa de unidades litológicas y formas del relieve con rasgos erosivos para el año 2011 (inferior) y 2017 (superior).

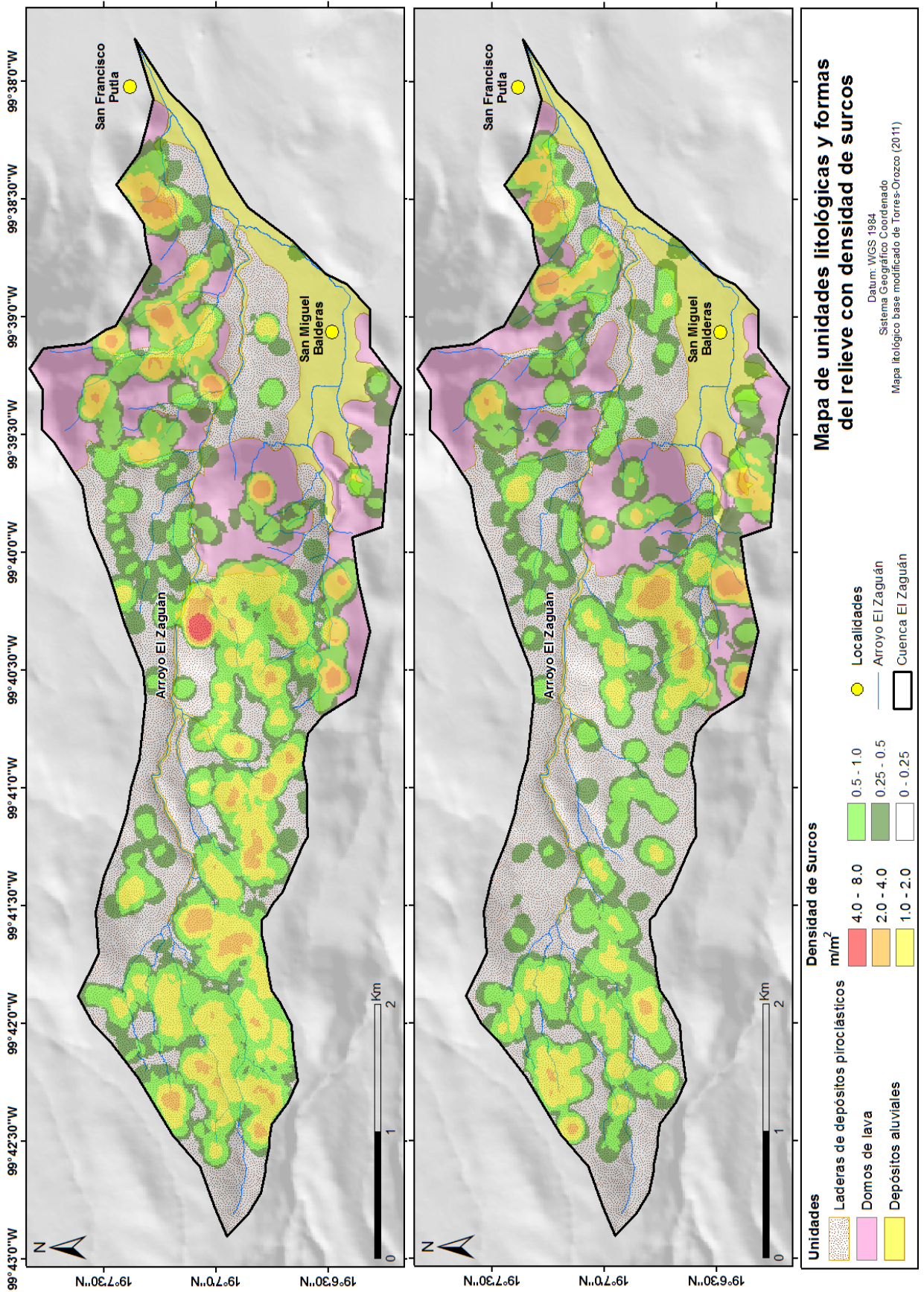


Figura 6.14. Mapas de unidades litológicas y formas del relieve con la densidad de surcos erosivos de los años 2011 (inferior) y 2017 (superior).

El desarrollo de surcos erosivos posee una relación importante con el uso del suelo (figura 6.15), ya que se encontró que estos rasgos erosivos están asociados predominantemente a las zonas de agricultura, con una frecuencia de 89.4 % en 2011 y de 88.2 % en 2017. Solo un 10% de los surcos de 2011 y un 11.7 % de 2017 están presentes en las zonas con vegetación boscosa y menos del 1 % de los surcos se encuentran en la zona urbana (figura 6.10).

El vínculo entre los surcos erosivos y la agricultura se corrobora también al evaluar la densidad de surcos para ambos años (2011 y 2017, figura 6.16) sobre el mapa de uso de suelo, encontrando que los mayores valores de densidad ($2 - 8 \text{ m/m}^2$) están vinculados a las zonas agrícolas. Adicionalmente, los surcos coinciden con los linderos de las zonas de cultivo, o bien, se encuentran dentro de los campos agrícolas.

Para el caso del mapa edafológico, los surcos erosivos predominan casi totalmente en los suelos de tipo andosol (figura 6.17), ya que el 98 % de los surcos se desarrollan sobre los andosoles, para los años 2011 y 2017. Por otra parte, la frecuencia de surcos en los fluvisoles resultó ser solo del 1.5 % y la de los feozems es del 0.2 % y 0.3 % para 2011 y 2017, respectivamente (figura 6.10).

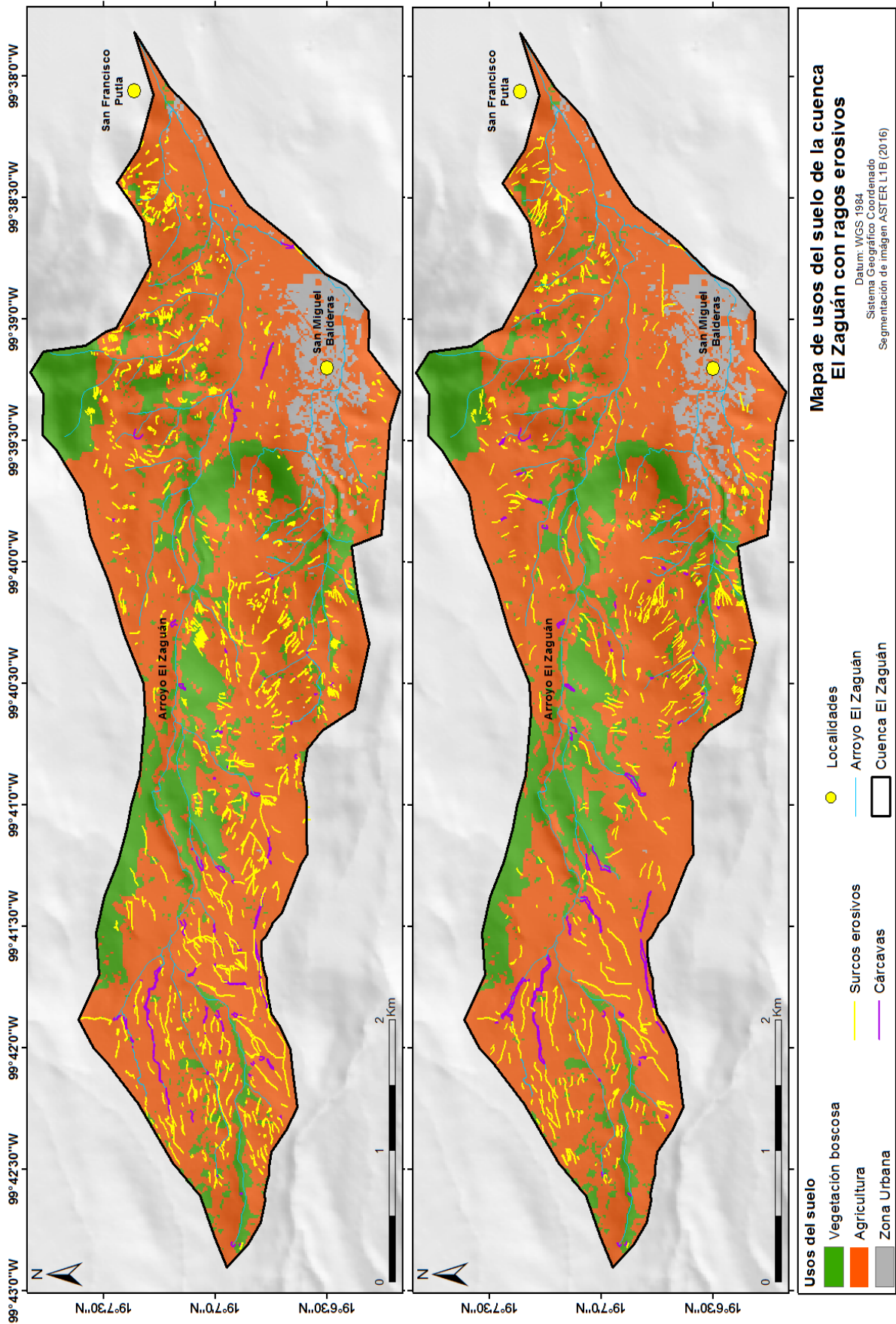


Figura 6.15. Mapas de usos del suelo con rasgos erosivos de los años 2011(inferior) y 2017 (superior).

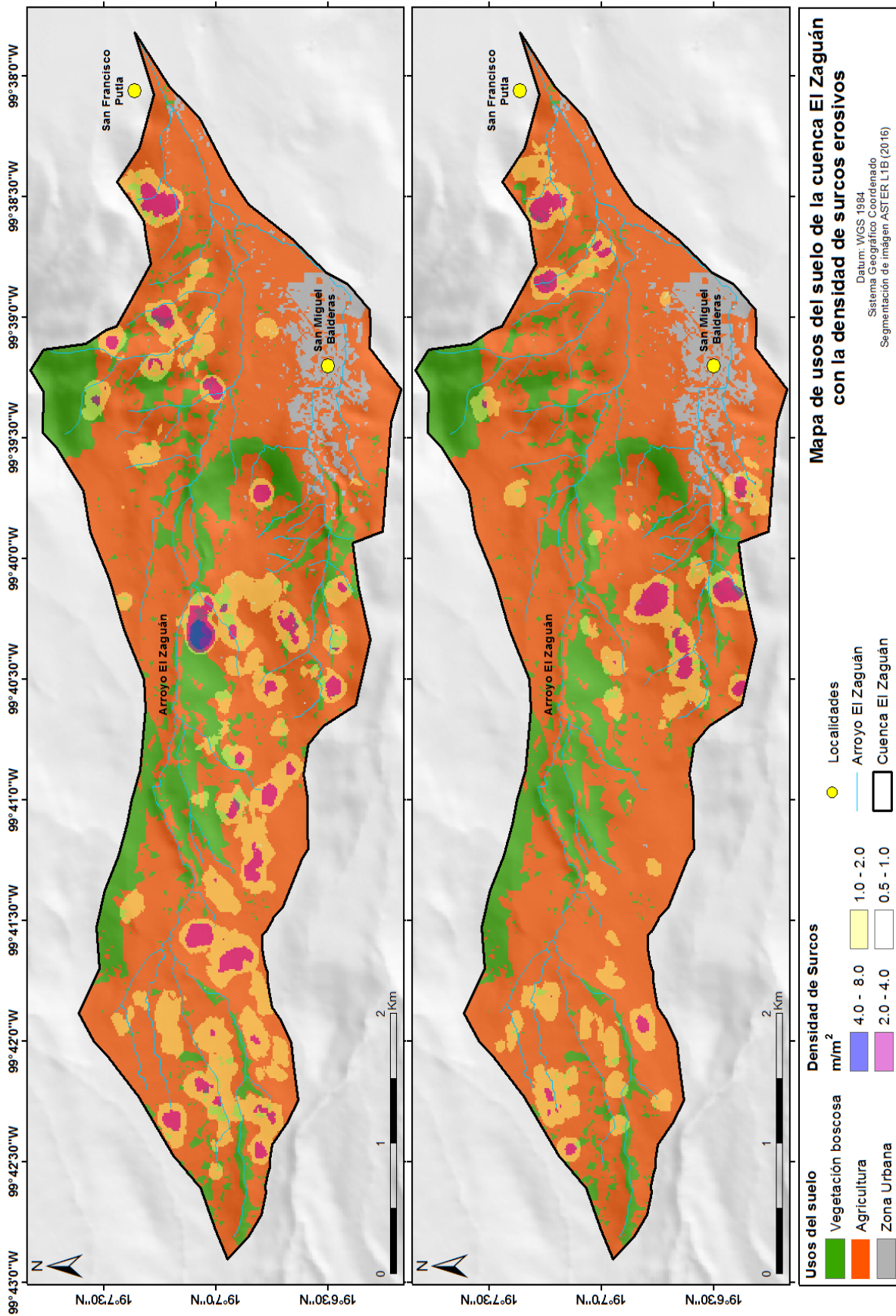


Figura 6.16. Mapas de usos del suelo con la densidad de surcos erosivos de los años 2011 (inferior) y 2017 (superior).

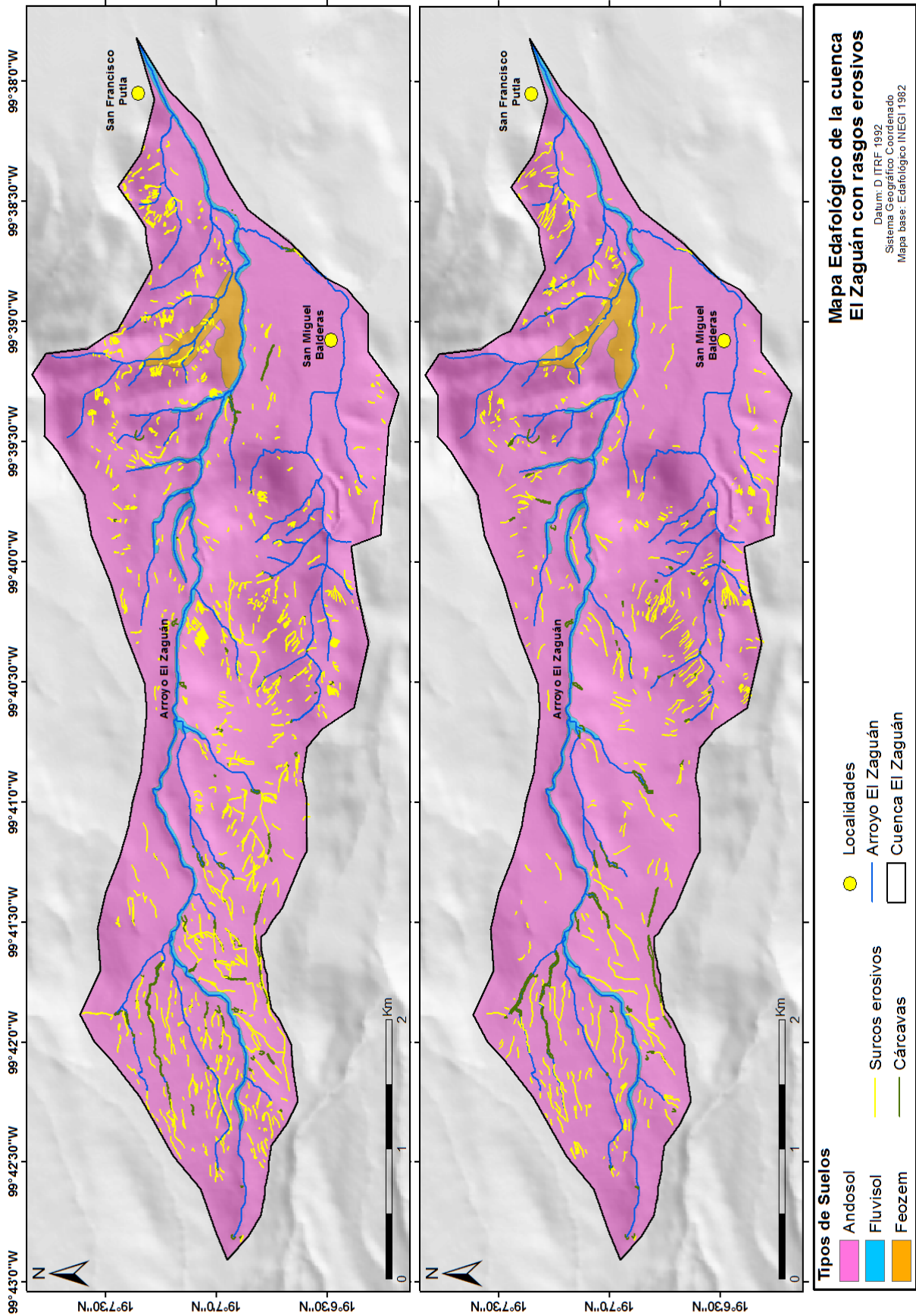


Figura 6.17. Mapas edafológicos con rasgos erosivos de los años 2011 (inferior) y 2017 (superior).

6.3.2. Cárcavas

Las cárcavas tienen tendencia a desarrollarse en las laderas con orientación este (figura 6.11), ya que para las laderas con dicha orientación la frecuencia de aparición de cárcavas fue de 41.6% para el año 2011 y se incrementó a 52.6% para 2017 (figura 6.18).

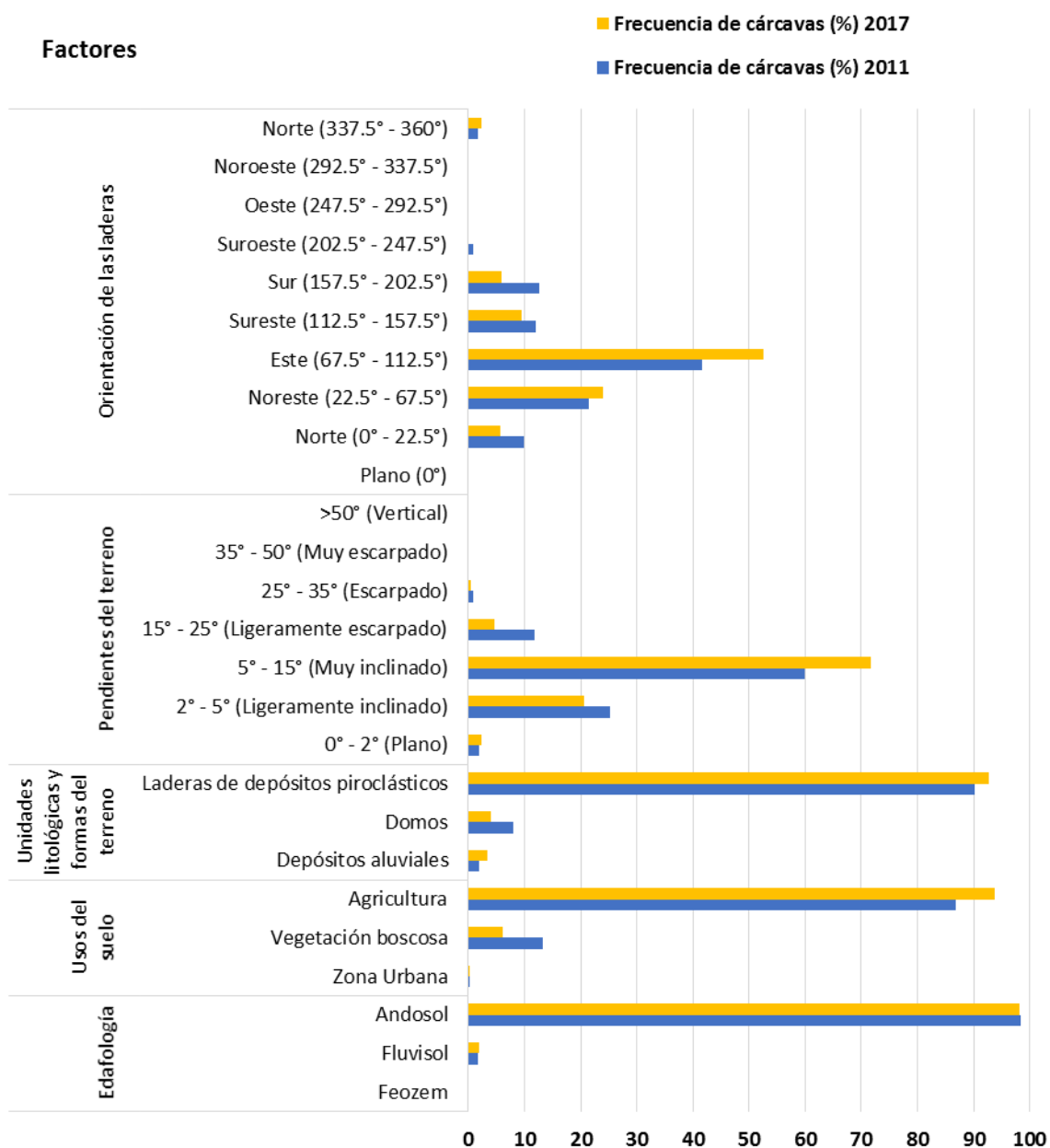


Figura 6.18. Histogramas de distribución de frecuencia de las cárcavas de los años 2011 y 2017 para las clases de cada mapa temático.

Por otra parte, se evaluó el desarrollo de cárcavas sobre las diferentes clases de pendientes del terreno (figuras 6.12) y se determinó que éstas se generan preferencialmente en zonas muy inclinadas de 5° a 15°, con una frecuencia de 60% para el 2011 y de 71.8% para el 2017, y sobre terrenos ligeramente inclinados con pendientes que van de 2° a 5°, con una frecuencia de 25.3% para el 2011 y de 20.7 % para el 2017, particularmente donde existe una alternancia de estos dos intervalos, es decir, en zonas escalonadas o con terrazas. Además, en 2011, el 11.8% de las cárcavas se encontraban en pendientes ligeramente escarpadas (15° a 25°) y este valor de frecuencia disminuyó a 4.7% para el año 2017. Los resultados de la frecuencia de cárcavas para las demás clases de pendientes se muestran en la tabla 6.3 y la figura 6.18.

Las cárcavas en la zona de estudio se desarrollan predominantemente sobre las laderas depósitos piroclásticos (figura 6.13), ya que según los valores frecuencia, el 90.2 % y el 92.8 % de las cárcavas en el año 2011 y 2017, respectivamente, se encontraban sobre este tipo de depósitos. Con menor frecuencia aparecen las cárcavas en los domos de lava, con valores de 7.9 % para el año 2011 y disminuyen a 3.9 % para el 2017, en cambio en los depósitos aluviales, aumenta la frecuencia de 2.0 % a 3.3 %, en dicho periodo de 6 años (tabla 6.3 y figura 6.18).

Con respecto a la densidad de cárcavas (figura 6.19), en el caso del año 2011, éstas se encuentran en la cuenca alta con densidades superficiales que varían entre 0.4 y 2.2 m/m², mientras que para el año 2017, los mayores valores de densidad de cárcavas solo alcanzan los 1.8 m/m². Sin embargo, se observó que en el inventario del 2017, existe un nuevo desarrollo de cárcavas sobre los depósitos piroclásticos de la cuenca baja inferior y otros en la cuenca alta, donde además, se visualiza el incremento en la longitud de las cárcavas preexistentes, ya que por ejemplo, la cárcava más larga tenía una longitud de 800 metros en el año 2011 y en 2017 se prolongó a los 1200 metros. Adicionalmente, se puede ver que las algunas de las áreas con cárcavas ya están vinculadas al sistema fluvial, contribuyendo a la formación de barrancos secundarios del arroyo El Zaguán.

Las cárcavas también se encuentran directamente asociadas a la agricultura, debido a su frecuencia de ocurrencia del 86.7 % para el año 2011 y del 93.7 % para 2017, que se obtuvo como resultado de conjugar las cárcavas con el mapa de uso de suelo (figura 6.15) y lógicamente se observó la misma relación al superponer las densidades superficiales de las cárcavas sobre dicho mapa temático, como se exhibe en la figura 6.20. Por otra parte, resultó que un 13.2 % de las cárcavas del 2011 aparecen en la clase de vegetación boscosa y su frecuencia se disminuye a 6.2 % para el 2017. Finalmente, el valor de frecuencia de las cárcavas en la zona urbana es despreciable (figura 6.18).

Además, las cárcavas son predominantes en el tipo de suelos más abundante del área de estudio, es decir, sobre los andosoles, teniendo una frecuencia de ocurrencia alrededor del 98 % para ambos periodos (figura 6.17 y 6.18).

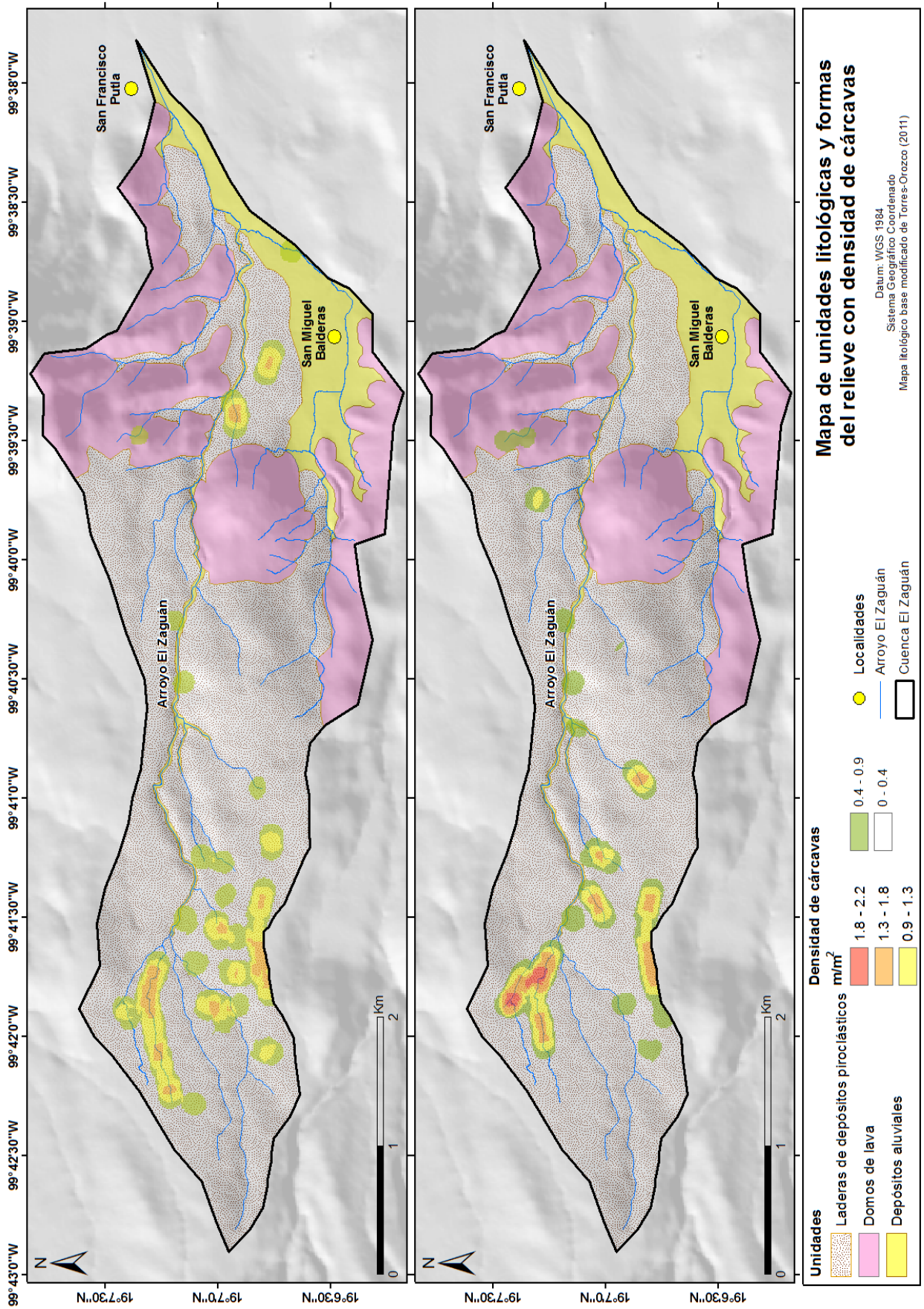


Figura 6.19. Mapas de unidades litológicas y formas del relieve con la densidad de cárcavas de los años 2011 (inferior) y 2017 (superior).

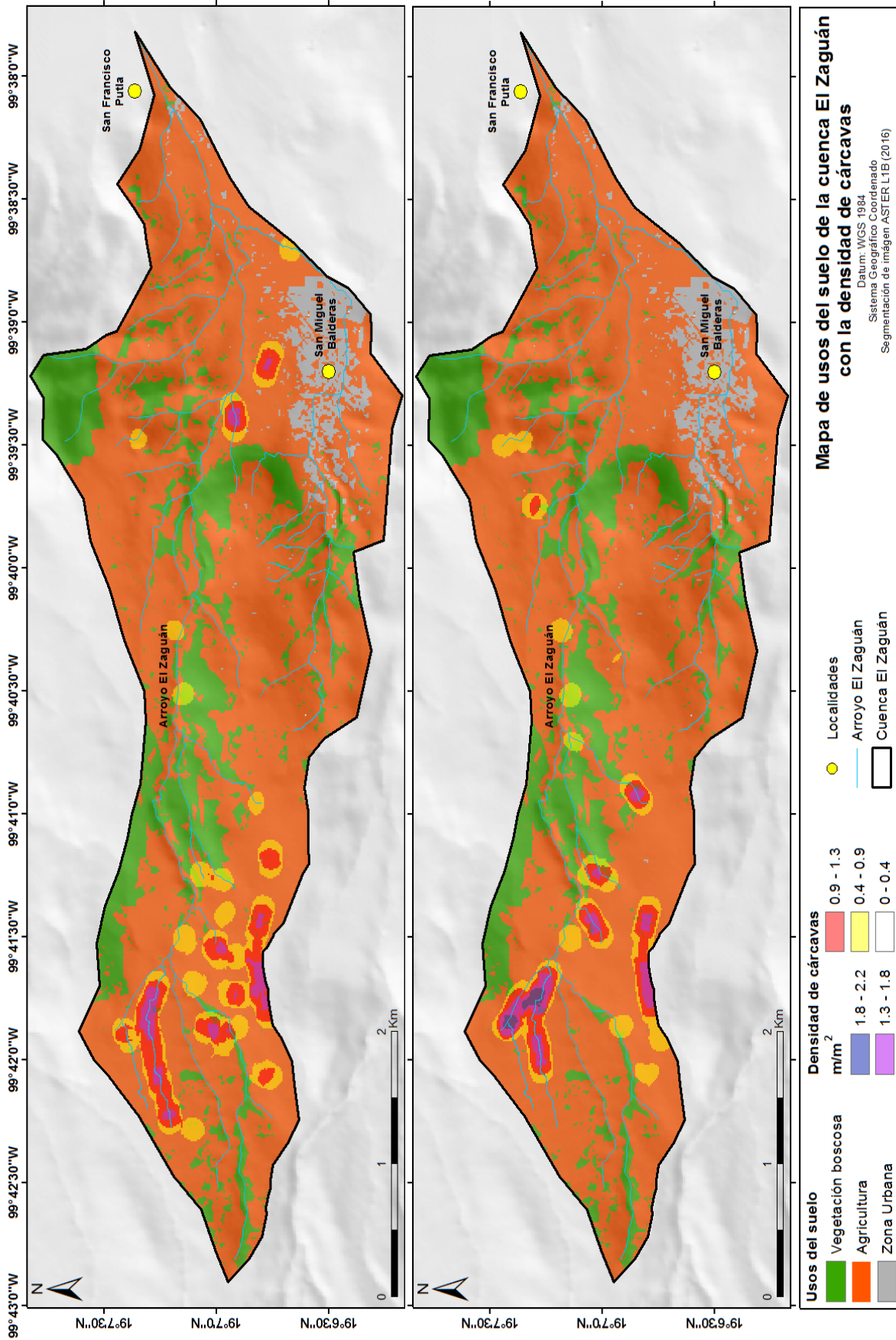


Figura 6.20. Mapa de usos del suelo con la densidad de cárcavas de los años 2011 (inferior) y 2017 (superior).

6.4. Cartografía de procesos de remoción en masa (PRM)

Con base en la interpretación de las imágenes satelitales se obtuvo la cartografía de los procesos de remoción en masa para el año 2011 (figura 6.22 inferior), mientras que para la cartografía del año 2017 se agregaron los puntos de PRM del levantamiento de campo realizado entre 2018 y 2019 (figura 6.22 superior).

Los procesos de remoción en masa inventariados directamente en campo, dentro de la barranca del arroyo El Zaguán, fueron un número de 35 en total, los cuales son principalmente de tipo caída (94%) (figura 6.21), debido al colapso gravitacional del material de las paredes del cauce, comúnmente por la existencia de fracturas en el lecho rocoso o por la socavación basal de las paredes del canal.



Figura 6.21. Proceso de remoción en masa de tipo caída dentro de la barranca El Zaguán.

Uno de los condicionantes para el desarrollo de los PRM, es la existencia de fracturas en los depósitos piroclásticos, resultado del lavado de los materiales por escurrimiento superficial o subsuperficial de agua desde las partes superiores de las paredes de la barranca, las cuales presentan pendientes muy abruptas alrededor de los 90° , donde de manera progresiva se van delimitando bloques de material piroclástico, que colapsa por gravedad, en conjunto con porciones importantes de suelo (figura 6.23 A). De la misma manera, cuando la corriente fluvial logra socavar la parte basal de las paredes laterales de la barranca (figura 6.23 B), éstas pierden soporte y estabilidad, dando lugar al colapso gravitacional de buena parte del material rocoso y del suelo.

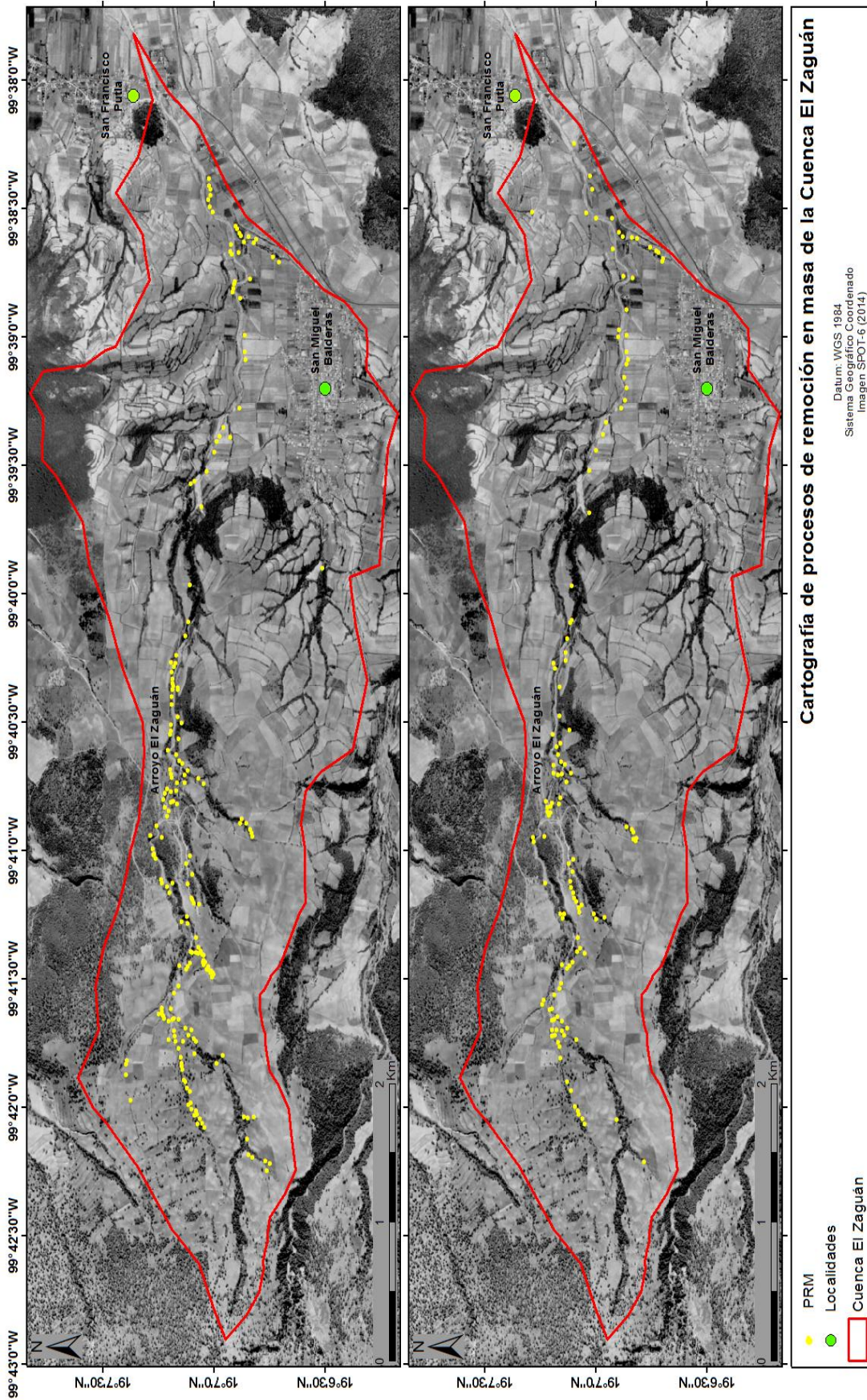


Figura 6.22. Cartografía de procesos de remoción en masa para el año 2011 (inferior) y para el periodo 2017-2019 (superior).

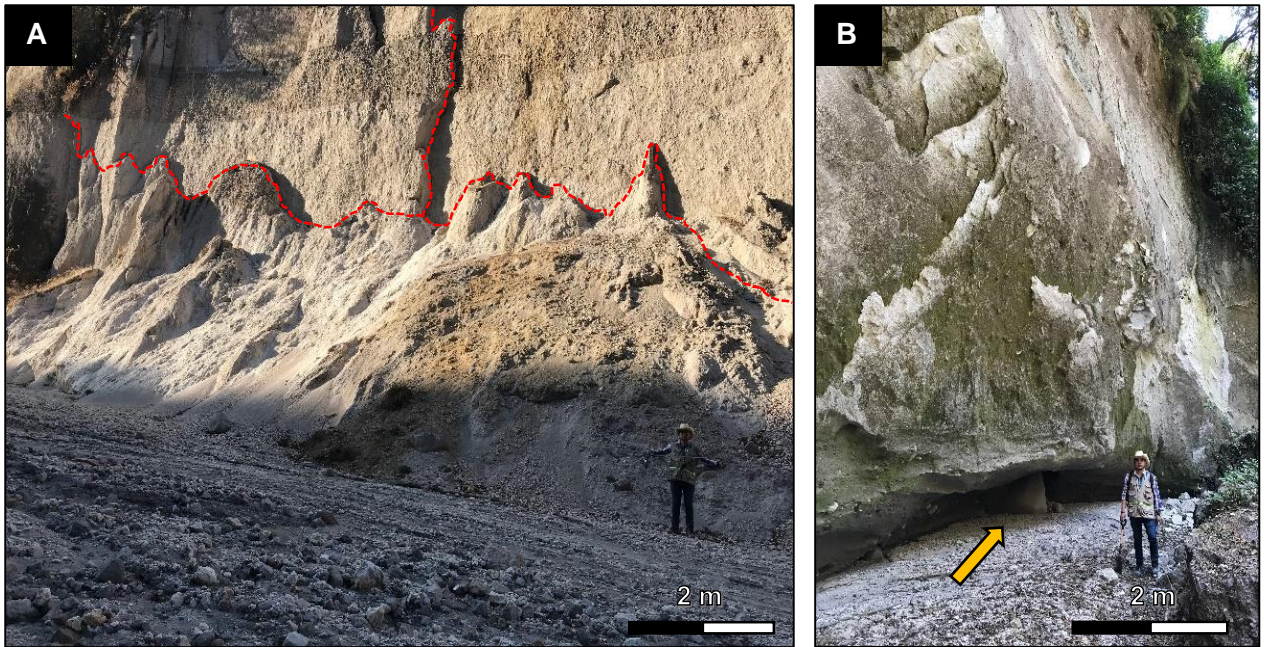


Figura 6.23. Fracturas en las paredes de la barranca (A, líneas rojas punteadas). Socavación basal en las paredes de la barranca (B, flecha amarilla).

Por otra parte, el 6% de estos procesos de remoción en masa que ocurren en la barranca son de tipo deslizamiento rotacional, ya que solo 2 de los 35 procesos inventariados, son el resultado de una ruptura de los materiales delimitada por una superficie cóncava. Uno de ellos tuvo lugar en un depósito de lavas (figura 6.24 B) y el segundo en un depósito de avalancha (figura 6.24 A).



Figura 6.24. Deslizamientos rotacionales en la barranca.

Un 80% de estos procesos de remoción en masa se encuentran activos, con constantes episodios de caídas de material, los cuales se acumulan en el fondo del cauce constituyendo depósitos en forma de cono (figura 6.25). Un 60% de estos procesos presentan un estilo múltiple, es decir, estaban asociados a otros depósitos formando conos coalescentes y el resto son de estilo simple con un solo episodio de colapso y un solo cono (figura 6.25). Los materiales de los depósitos de estas caídas poseen volúmenes muy variables que van desde los 8 m³ a los 6000 m³, de los cuales un 32% están compuestos solo por detritos, otro 32% de una combinación de detritos con porciones de suelo, un 30% de detritos con bloques de rocas, y solo un 6% son una combinación de detritos, suelo y rocas. Además, todos los materiales de los depósitos de estos procesos no presentan compactación, es por ello que, muchos de ellos son erosionados por la corriente fluvial, transportando gran cantidad de estos sedimentos río abajo.

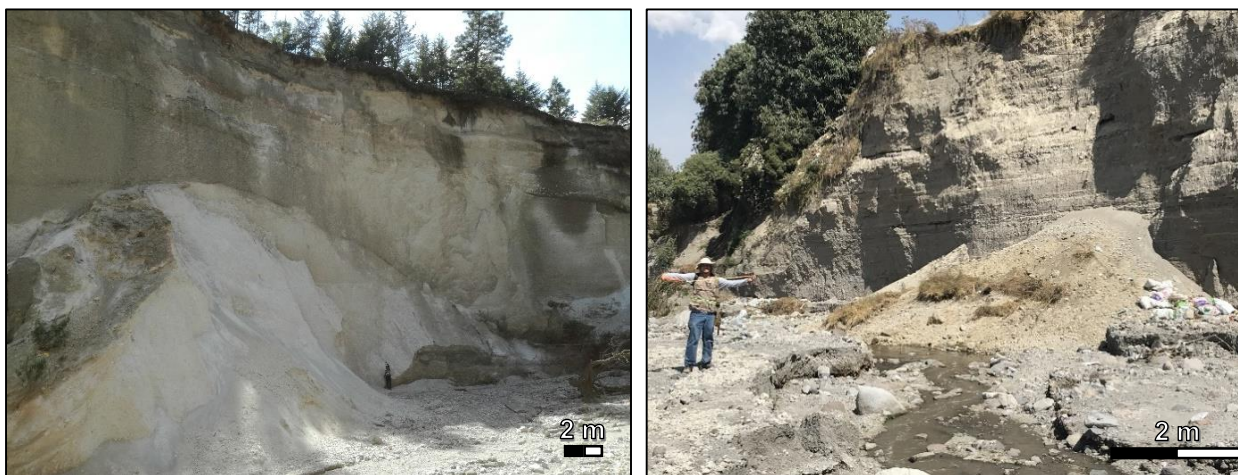


Figura 6.25. Ejemplos de procesos de remoción en masa de grandes y pequeños volúmenes, en la figura de la derecha se observan porciones de suelo dentro del depósito de PRM.

Las paredes de las barrancas de donde regularmente se desprende el material tienen características muy similares entre sí, geomorfológicamente, presentan pendientes verticales con alrededor de 90° de inclinación, con alturas que van de los 2 m hasta 20 m; generalmente son paredes con perfiles, rectos, cóncavos, o ambos, es decir, perfiles complejos. Las paredes de la barranca están constituidas por una secuencia de depósitos piroclásticos, conformados por capas alternantes de espesores variables, de depósitos de corrientes piroclásticas densas, depósitos de caída de pómez, corrientes piroclásticas diluidas y depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas. Además, en la cuenca media afloran depósitos de avalancha de escombros, en la cuenca baja superior afloran flujos de lavas dacíticas. En algunas secciones de la cuenca baja inferior las paredes están constituidas por terrazas fluviales, de hasta 10 m de altura. Por lo tanto, las paredes de la barranca están compuestas por materiales con bajo grado de compactación.

En la parte superficial de las paredes de la barranca los perfiles de suelo poseen espesores muy variables, particularmente en la cuenca alta, en la parte inferior de la cuenca media y la cuenca baja inferior, el espesor de los suelos es de 30 a 50 cm, asociados a zonas con escasos árboles y arbustos, donde predominan pastizales y se observan evidencias de deforestación. En la parte superior de la cuenca media y en la cuenca baja superior, existen bosques densos de pino-encino, algunas correspondientes a zonas de reforestación, donde los suelos son profundos, con alrededor de 80 a 100 cm de profundidad. Además, en la cuenca baja inferior hay poco desarrollo de suelos con profundidades menores a los 30 cm e incluso la ausencia total de los mismos, asociadas a zonas de cultivo. En la figura 6.26, se observa el suelo en el

borde superficial de la pared de la barranca en la cuenca baja, donde está ausente el horizonte A, el cual es parte de una terraza de cultivo abandonada.



Figura 6.26 Parte superficial de la pared de la barranca con ausencia total del horizonte A del suelo en una zona de cultivo abandonada

Además, en diversas paredes de la barranca se observa escurrimiento producto de la escorrentía superficial o subsuperficial, que en algunos lugares llegan a producir cárcavamiento de las paredes y de los mismos depósitos de los procesos de remoción en masa (figura 5.53). Esto se observa principalmente en la cuenca alta inferior y media, por arriba de los 3100 m de altura. En algunos puntos a lo largo del cauce se observan evidencias de socavación de la base de estas paredes, principalmente en las zona de depositación actual del cauce, las paredes se encuentran protegidas de la acción de la corriente por terrazas fluviales, que han sido depositadas por la misma dinámica del río. Estos procesos de remoción en masa contribuyen a la erosión remontante de la barranca, ensanchando cada vez más su cauce y la fácil removilización de los sedimentos volcánicos por la corriente promueve la profundización de su nivel base.

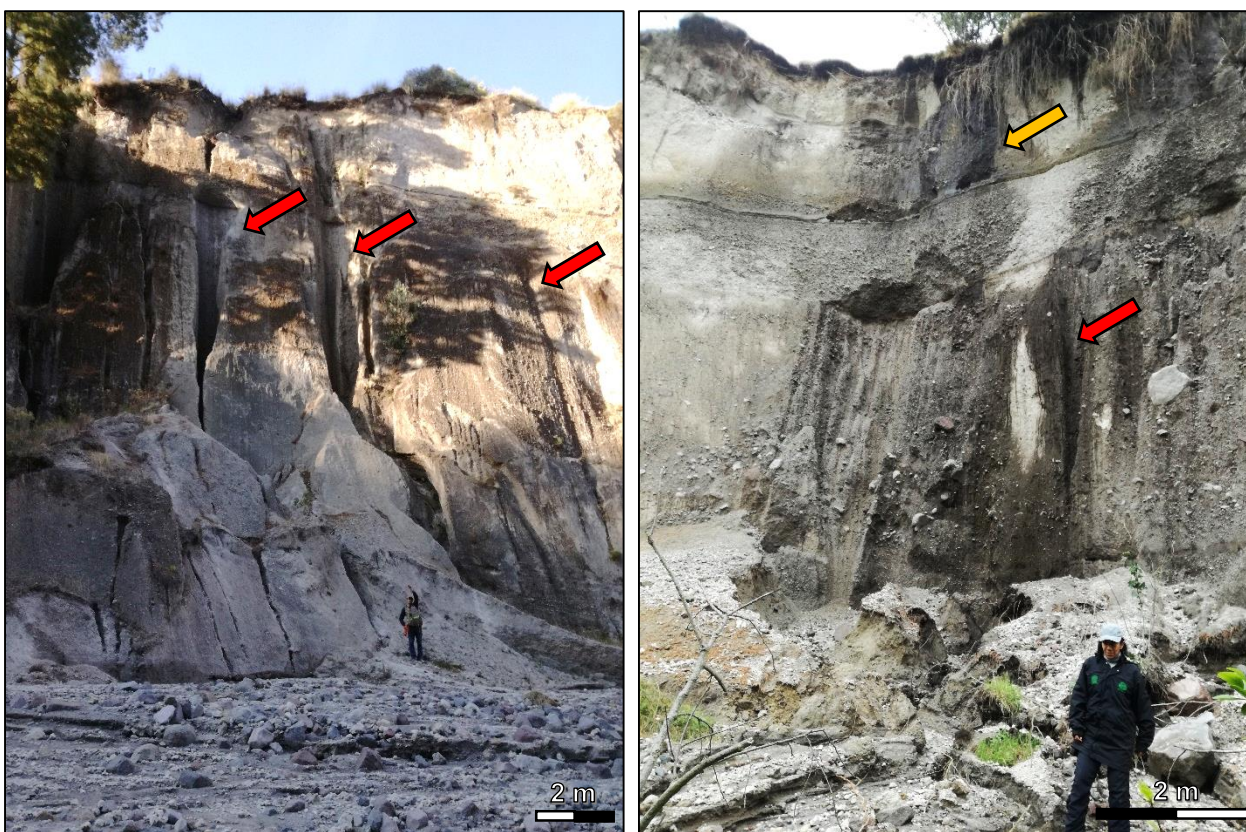


Figura 6.27. Escurrimiento superficial (flechas amarillas) y carcavamiento (flechas rojas) de las paredes de la barranca.

6.5. Factores relacionados a los procesos de remoción en masa (PRM)

Como las cicatrices de los procesos de remoción en masa es posible observarlas en superficie, para obtener la frecuencia de aparición se utilizaron sus puntos de centroides, de los años 2011 y 2017, los cuales fueron interceptados con los mapas de unidades litológicas y formas del relieve, de uso de suelo y de edafología. Además, debido a la relación directa de los PRM con el sistema fluvial, también se evaluó la frecuencia de estos procesos con respecto a la densidad de drenajes de la cuenca. Por otra parte, se calculó la densidad de puntos de PRM de los años 2011 y 2017, para evaluar las zonas más críticas y apreciar los cambios espaciales en dicho periodo.

Con respecto a la frecuencia de los PRM en las diferentes clases del mapa de densidad de drenajes (figura 6.29), un poco más del 90% de los PRM de los años 2011 y 2017 ocurren en las clases de mayor densidad de drenajes, es decir, en las densidades de 5.9 a 20.9 km/km² (figura 6.28).

La ocurrencia de los procesos de remoción en masa está asociada principalmente a las laderas de depósitos piroclásticos (figura 6.30), con una frecuencia del 75.9% y 82.4%, para 2011 y 2017, respectivamente. Los PRM también son comunes en los depósitos aluviales, es decir en las paredes de las terrazas fluviales que forman parte del lecho del arroyo El Zaguán en la cuenca baja, ya que presentaron un 22.6 % de frecuencia para el 2011 y 16.6% para el 2017. En cambio, es poco común encontrar estos procesos asociados a los domos de lava, ya que para 2011, solo el 1.5% de los puntos PRM identificados están asociados a estas unidades y el 1% para el 2017 (figura 6.28).

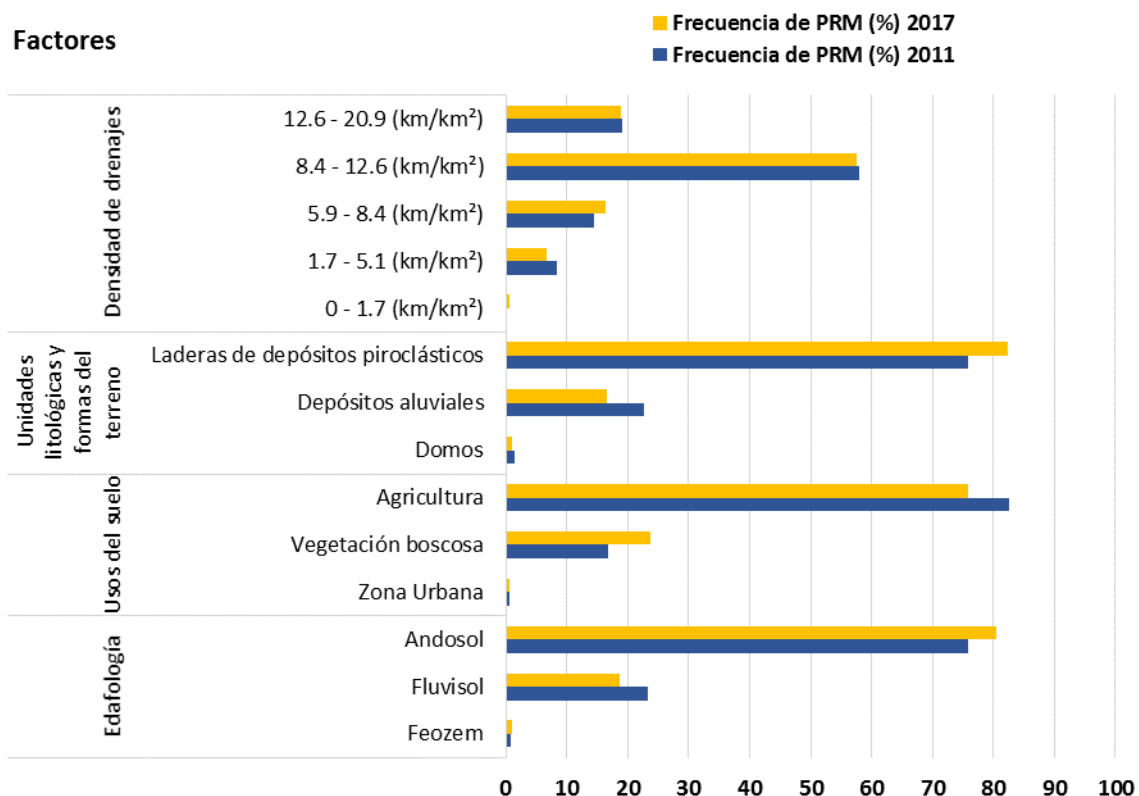


Figura 6.28 Histogramas de distribución de frecuencia de los procesos de remoción en masa, para el año 2011 y 2017 para las clases de algunos mapas temáticos.

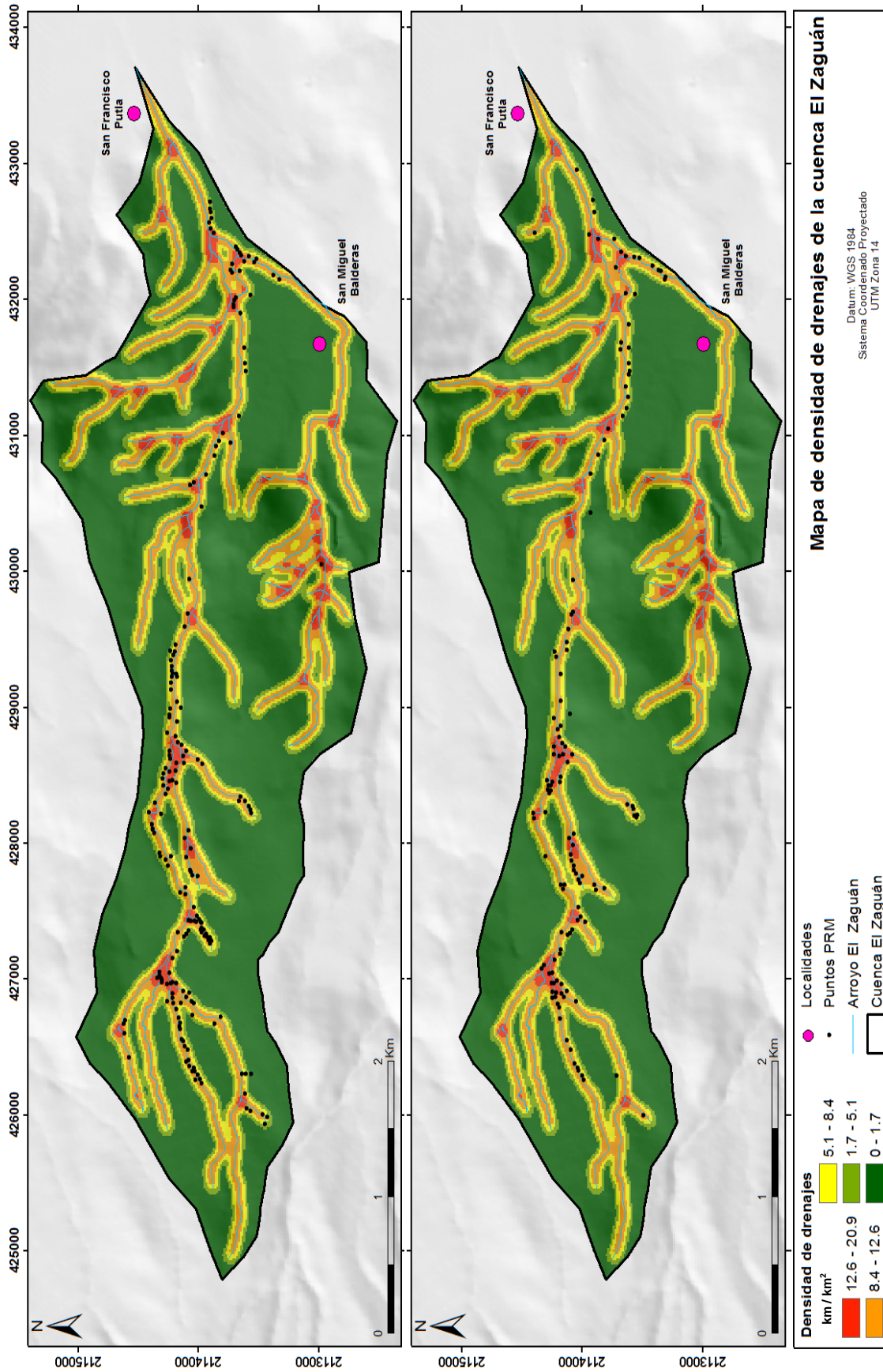


Figura 6.29. Mapa de densidad de drenajes de la cuenca El Zaguán con puntos PRM de los años 2011 (inferior) y 2017 (superior).

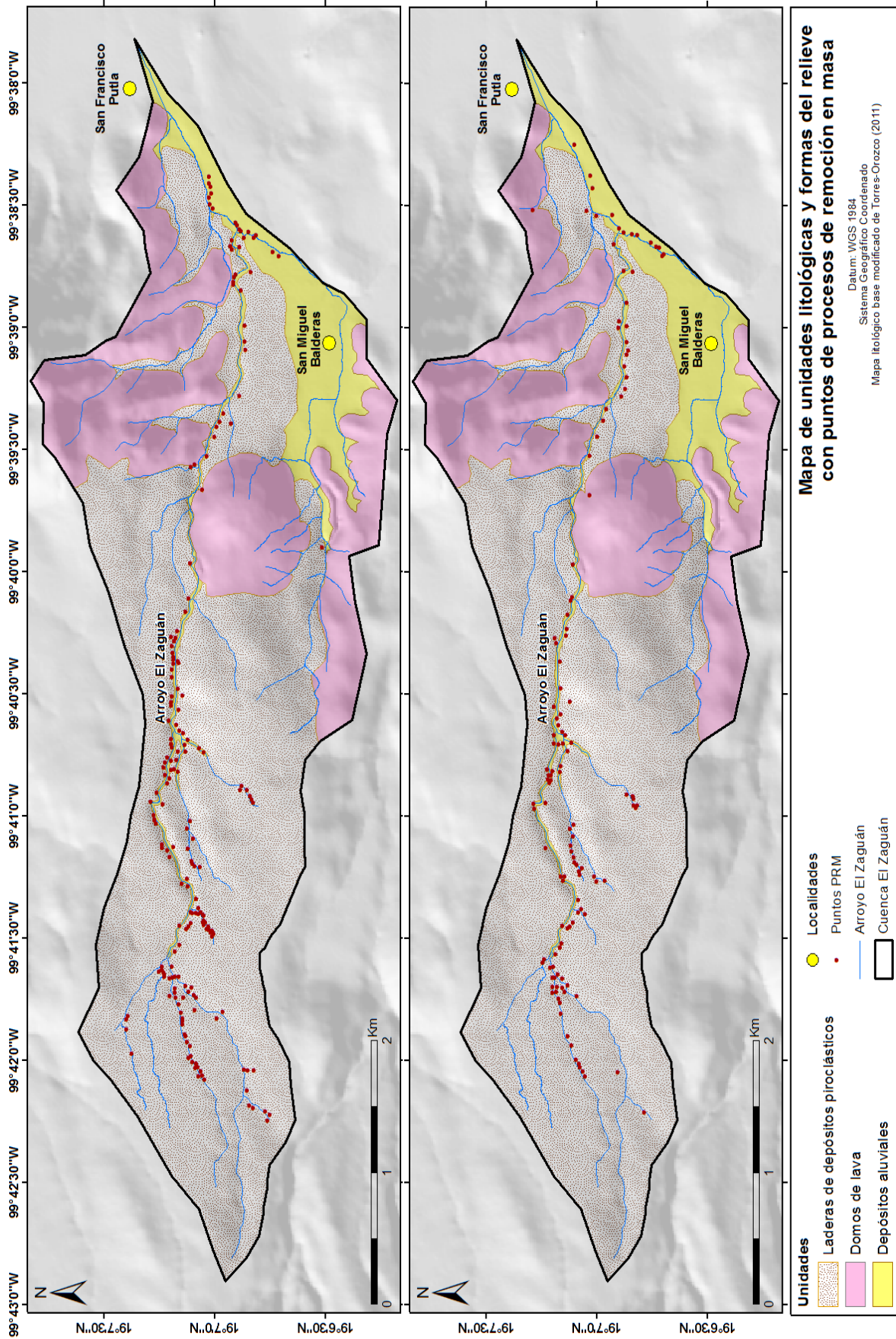


Figura 6.30. Mapa unidades litológicas y formas del relieve con puntos PRM de los años 2011 (inferior) y 2017 (superior).

Los resultados indican que los procesos de remoción en masa son mucho más abundantes en los bordes de las barrancas asociados a zonas agrícolas, con el 82.6% de frecuencia para el año 2011 y el 75.8% para el 2017 (figura 6.31), siendo menos comunes en bordes de la barranca con vegetación boscosa, ya que su frecuencia para ambos años es del 16.8% y del 23.7%, respectivamente, y casi nulos en bordes de las barrancas asociados a la zona urbana (figura 6.28).

En el caso de la frecuencia de los PRM en relación con los tipos de suelo (figura 6.32) se obtuvo que el 75.9% de ellos estaban asociados a suelos de tipo andosol y que para el año 2017 este valor aumenta a 80.4%. Además, los valores de frecuencia de PRM en los fluvisoles se muestran comunes ya que el 23.3% y el 18.6%, para 2011 y 2017, respectivamente, estaban asociados a ese tipo de suelo. Por otra parte, la ocurrencia de los PRM en los suelos de tipo Feozem, son muy poco comunes, ya que para ambos años los valores de frecuencia rondan apenas el 1%.

Si se observa el mapa de densidad de PRM para el año 2011 (figura 6.33, inferior), se tiene que las mayores densidades se localizan en la cuenca alta y media, específicamente en las zonas de mayor confluencia de los afluentes tributarios con el canal principal y en uno de los barrancos secundarios en gestación, zonas donde las densidades alcanzan valores alrededor de 190 puntos por kilómetro cuadrado (área en color naranja). Sin embargo, para el año 2017, los valores de mayor densidad aumentan, apareciendo zonas en color rojo (figura 6.33, superior), con densidades mayores a 190 pts/km², que pueden alcanzar los 278 pts/km², en la cuenca alta y media, también asociados a la confluencia de afluentes y a la formación de un nuevo barranco; además para este último periodo aparecen nuevas áreas de densidad de PRM en color naranja, en la cuenca media y en la parte baja de la cuenca, ésta última representa una zona donde los procesos se desarrollan sobre depósitos aluviales, donde un canal tributario se une al arroyo principal.

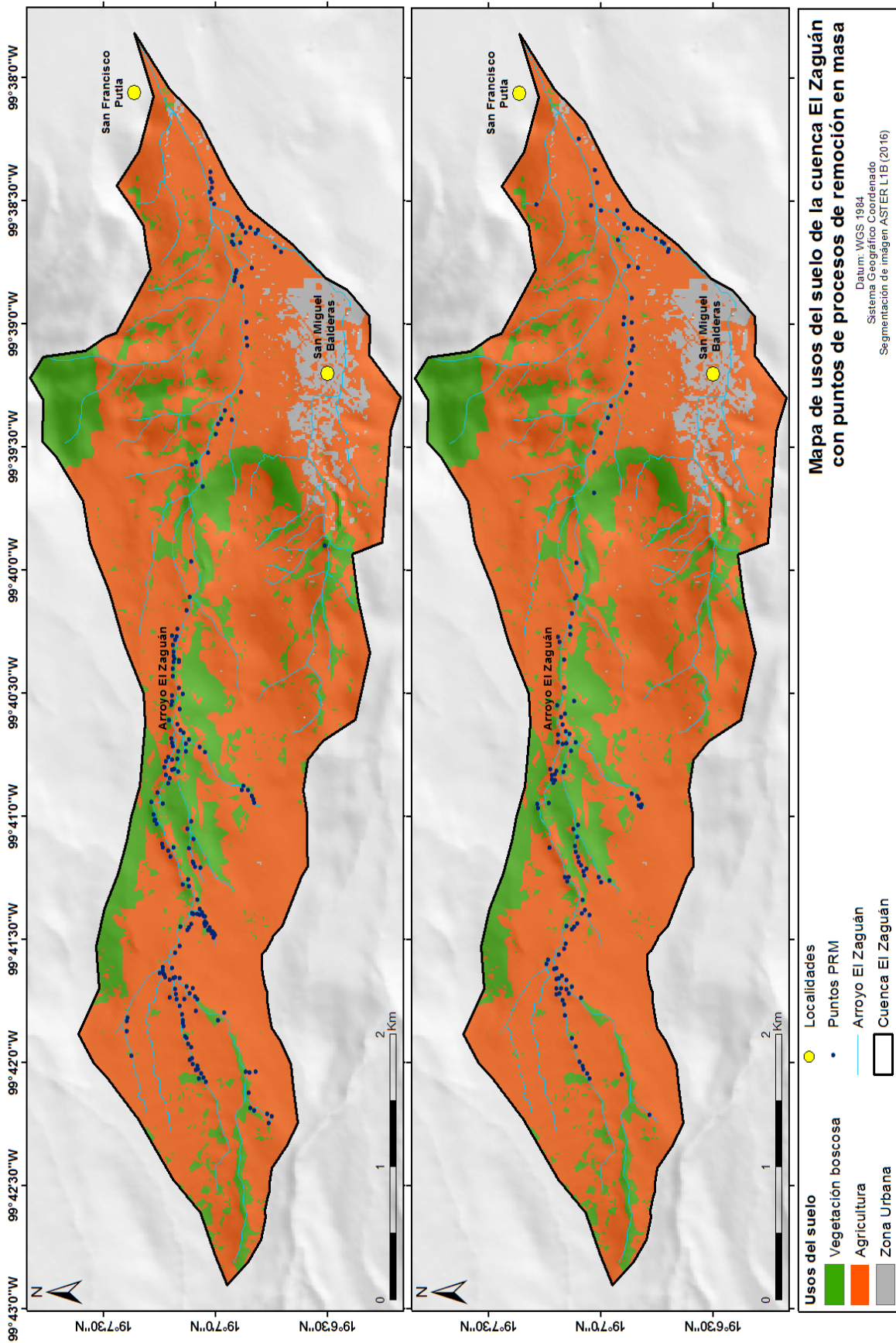


Figura 6.31. Mapa de usos del suelo de la cuenca El Zaguán con puntos PRM de los años 2011 (inferior) y 2017 (superior).

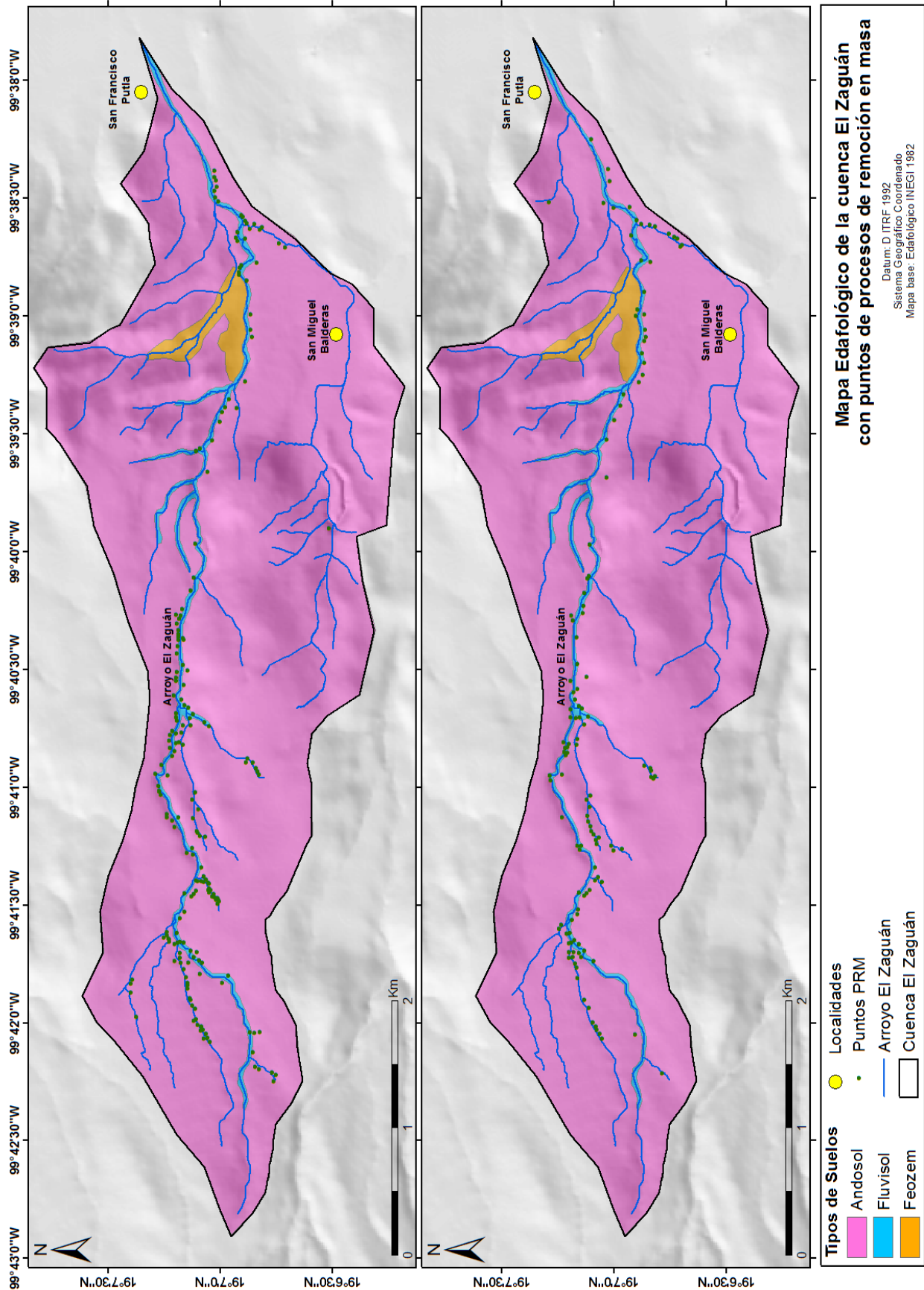


Figura 6.32. Mapa edafológico con puntos de procesos de remoción en masa de los años 2011 (inferior) y 2017 (superior).

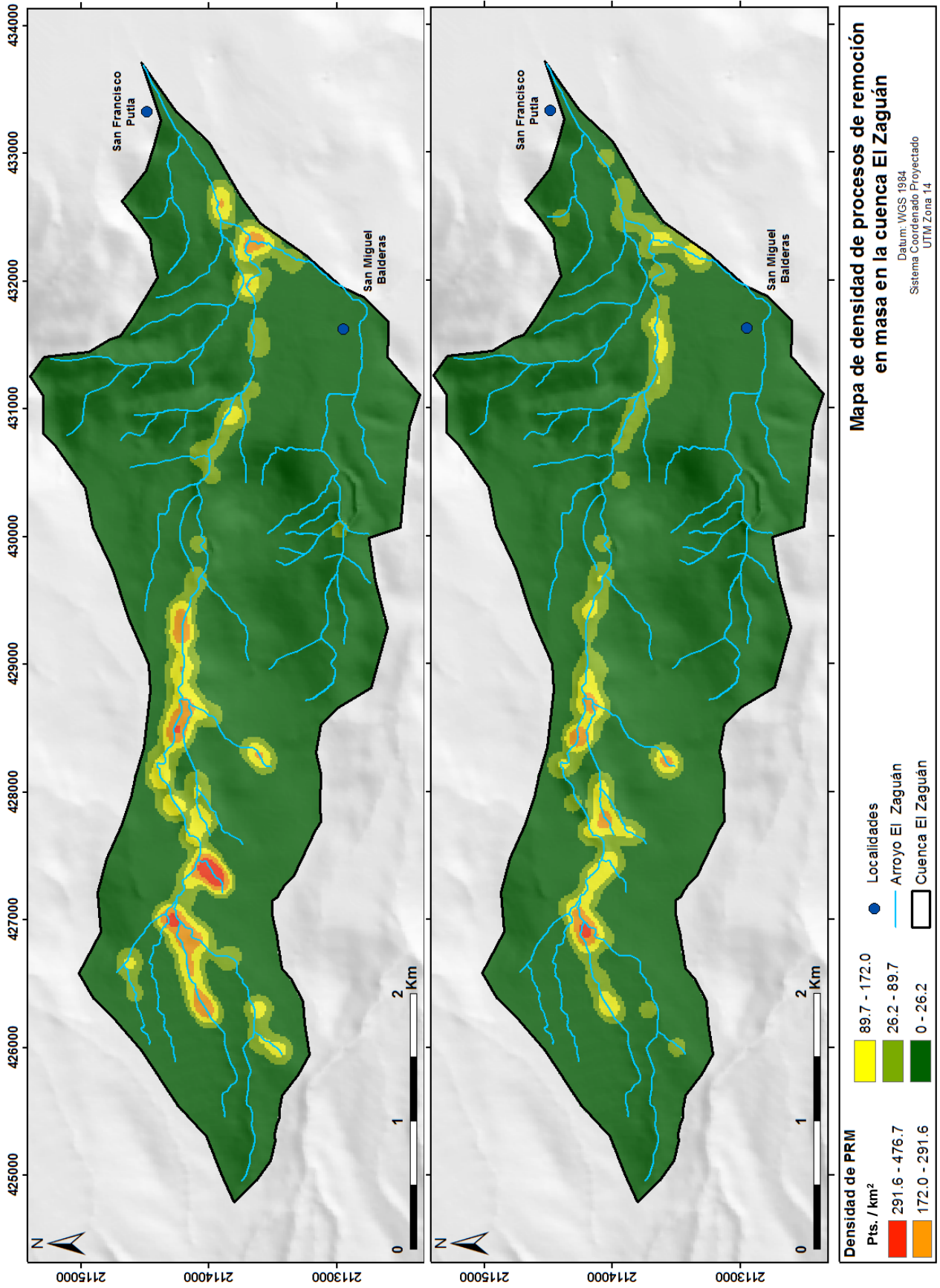


Figura 6.33. Mapa de densidad de procesos de remoción en masa de los años 2011 (inferior) y 2017 (superior).

Capítulo VII. Susceptibilidad a los procesos erosivos y de remoción en masa

En este capítulo se presentan los histogramas de frecuencia de los surcos más las cárcavas y de los PRM del año 2017, con respecto a los diferentes factores caracterizados de la cuenca, con los pesos e índices asignados para el análisis de susceptibilidad. Asimismo, se presentan los mapas de susceptibilidad a procesos erosivos y a procesos de remoción en masa.

7.1. Mapa de susceptibilidad a los procesos erosivos

Para el cálculo de las frecuencias se tomaron en cuenta la cantidad de píxeles interceptados por los surcos y las cárcavas del año 2017, con las clases de cada mapa temático y en la figura 7.1 se muestran los valores obtenidos con sus respectivos histogramas, los índices de clases (I_n) asignados de acuerdo con los rangos de frecuencias establecidos y además se señalan los pesos designados a cada capa (W_n), como se explicó en el capítulo IV de materiales y métodos. Dichos pesos e índices se utilizaron para realizar el álgebra de mapas correspondiente y así generar el mapa de susceptibilidad a procesos erosivos que se muestra en la figura 7.2. Además, en la figura 7.3 se presentan los resultados porcentuales de las superficies para los distintos niveles de susceptibilidad obtenidos.

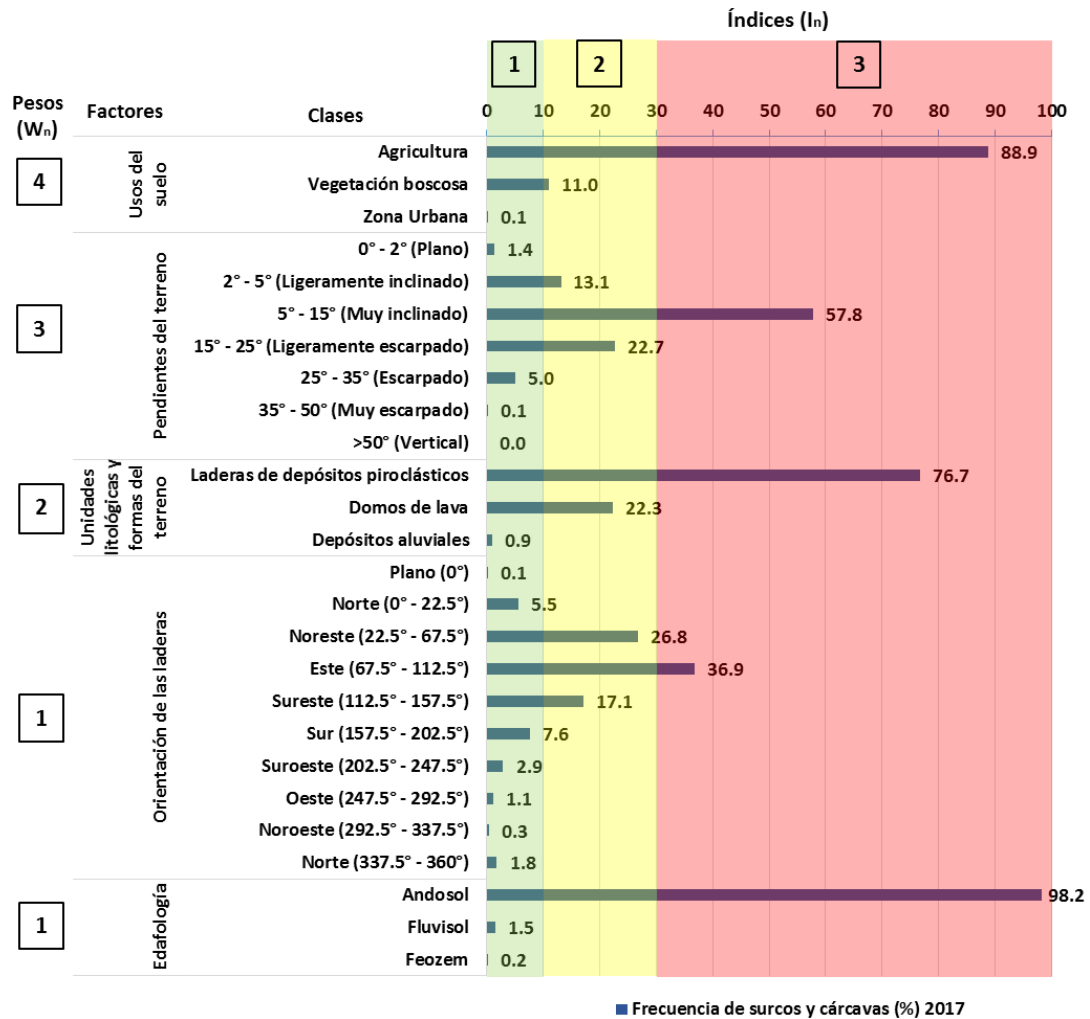


Figura 7.1. Diagramas de distribución de frecuencias para los surcos y las cárcavas del año 2017 para cada mapa temático, con sus respectivos pesos (W_n) e índices de clase (I_n).

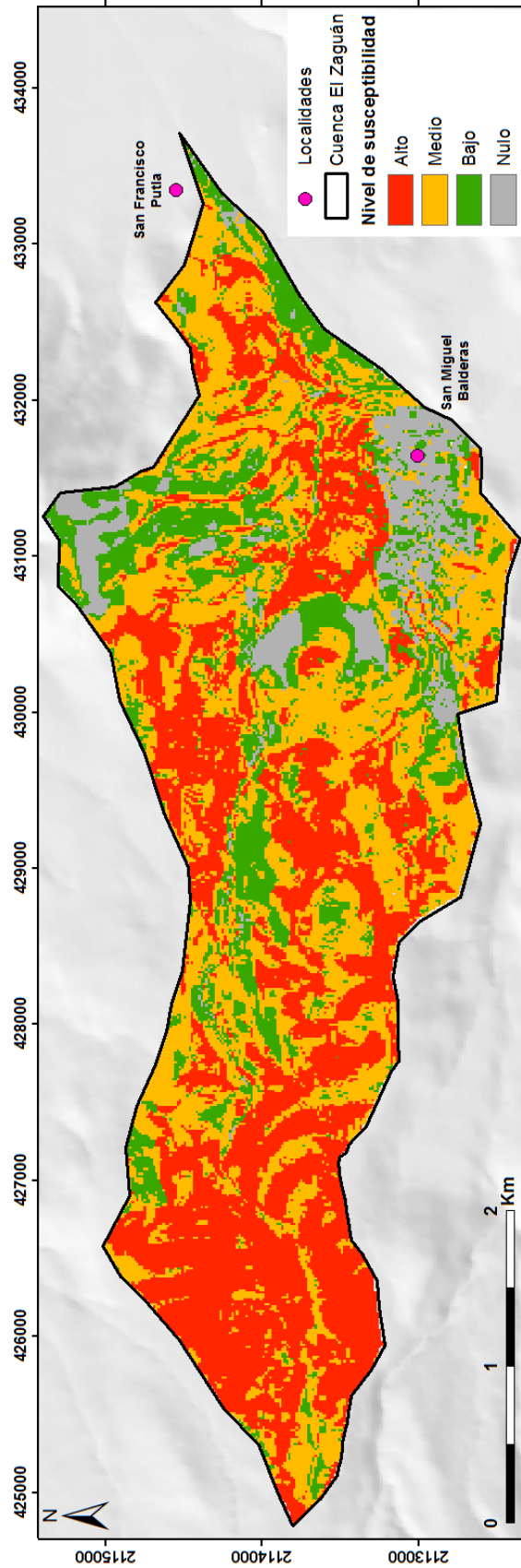


Figura 7.2. Mapa de susceptibilidad a procesos erosivos de la cuenca El Zaguán.

El 38.5% de la superficie del área de estudio presenta una susceptibilidad alta a la generación de procesos erosivos, es decir que son zonas en la que es muy probable que se desarrollen surcos y cárcavas, ocupando casi la totalidad de la cuenca alta, gran parte de la cuenca media y una porción de la cuenca baja. Mientras que el 37.8% del área presenta una susceptibilidad media, la cual se concentra en la cuenca media y baja y en porciones de la cuenca alta. Por otra parte, el 16.8% de la superficie de estudio posee una susceptibilidad baja a los procesos erosivos, es decir, que son lugares donde es poco probable que se desarrollen surcos y cárcavas, correspondientes a zonas con vegetación densa o al fondo del cauce, donde la pendiente condiciona el desarrollo de los procesos erosivos, mientras que las zonas con una susceptibilidad nula están asociadas a áreas donde las condiciones no son propicias para la generación de surcos y cárcavas como, el asentamiento del pueblo de San Miguel Banderas y zonas densamente vegetadas sobre los domos de lava (figura 7.3).

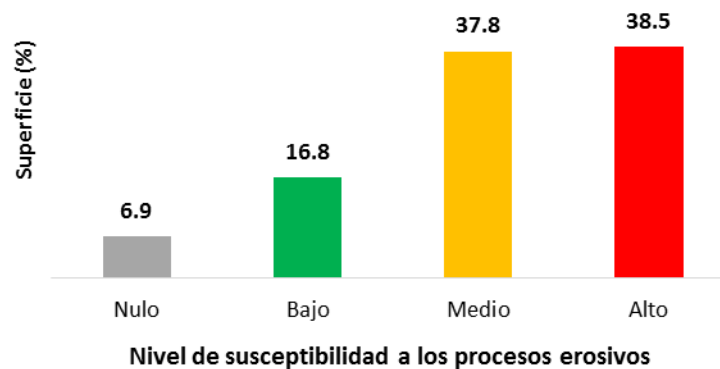


Figura 7.3. Distribución de las áreas de los niveles de susceptibilidad a procesos erosivos de la cuenca El Zaguán.

7.2. Mapa de susceptibilidad a los procesos de remoción en masa

Para el mapa de susceptibilidad a los procesos de remoción en masa se tomó en cuenta la cantidad de píxeles interceptados por los puntos de PRM del año 2017 y complementados por los puntos del inventario del periodo 2018-2019, con respecto a las clases de cada mapa temático y el cálculo de sus frecuencias. En la figura 7.4 se presentan los histogramas frecuencia de los valores obtenidos, además de los pesos (W_n) de cada mapa temático y sus respectivos índices de cada clase (I_n) resaltados en colores verde, amarillo y rojo, según los rangos de porcentajes de frecuencia. Además, en la figura 7.4 también se expresan los pesos establecidos para cada capa (W_n) en función de su nivel de influencia en la generación de dichos procesos.

Estos valores se utilizaron para realizar el álgebra de mapas correspondiente y así generar el mapa de susceptibilidad a procesos de remoción en masa que se muestra en la figura 7.5. Finalmente, en la figura 7.6, se presentan los resultados de las superficies de cada nivel de susceptibilidad en porcentajes.

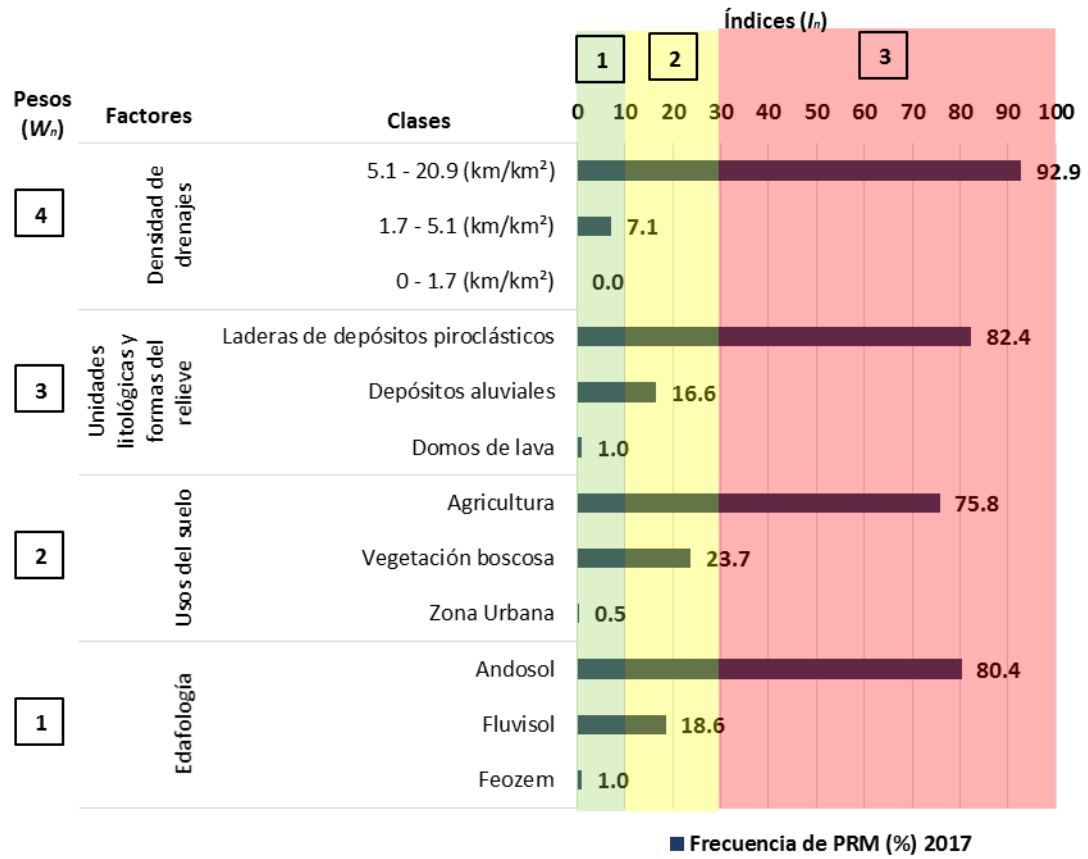


Figura 7.4. Diagramas de distribución de frecuencias de los PRM para cada mapa temático, con sus respectivos pesos (W_n) e índices de clase (I_n).

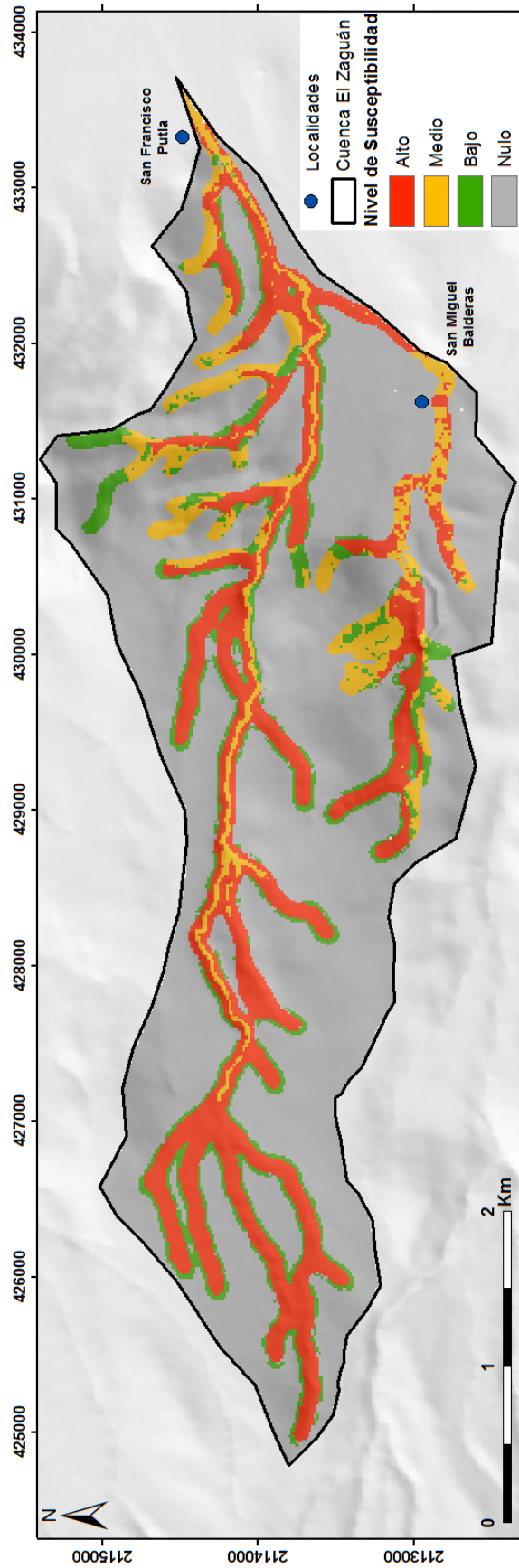


Figura 7.5. Mapa de susceptibilidad a procesos de remoción en masa en la cuenca El Zaguán.

Resultó que el 66.7% de la superficie del área de estudio presenta una susceptibilidad nula a la generación de procesos de remoción en masa, debido a que la ocurrencia de estos procesos se encuentra directamente asociada al sistema fluvial y a la existencia de barrancas con paredes verticales. Por otra parte el 18.5% de la cuenca presenta un nivel alto susceptibilidad a los PRM, ocupando casi todo el sistema fluvial de la cuenca, donde es muy probable que estos procesos ocurran, mientras que el nivel medio de susceptibilidad representa solo el 7.5% de la superficie, correspondiendo con parte del fondo del canal principal, zonas donde el cauce corta los domos de lava o donde atraviesa la zona urbana en la cual las corrientes de agua se encuentran canalizadas. Finalmente, el 7.3% de la zona de estudio posee una susceptibilidad baja a la ocurrencia de PRM, pues corresponden a los contornos más alejados de los bordes de las barrancas o los afluentes asociados a los domos de lava con una cobertura de vegetación densa (figura 7.6).

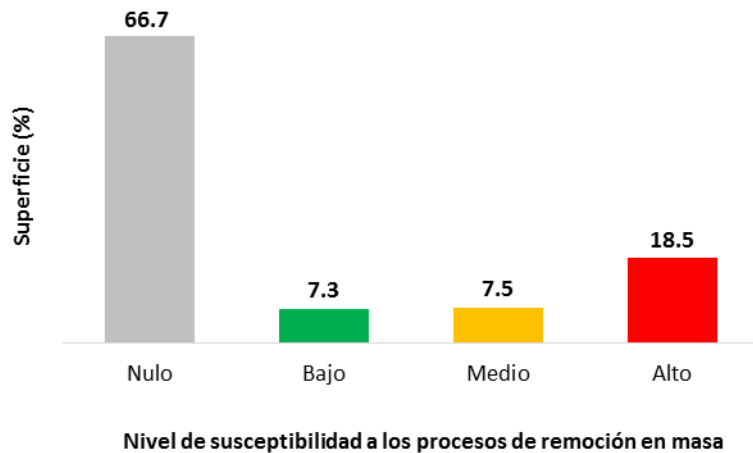


Figura 7.6. Distribución de las áreas de los niveles de susceptibilidad a procesos de remoción en masa en la cuenca El Zaguán.

Capítulo VIII. Discusión

En este capítulo se discuten los factores que determinan los procesos superficiales en la zona E del Nevado de Toluca como características del relieve, geología y edafología y cómo el uso del suelo interfiere en la aceleración de estos procesos geomorfológicos.

8.1. Procesos erosivos

Los procesos erosivos presentan una relación estrecha con el **uso del suelo** dominante en la zona de estudio, que es la agricultura, la cual ocupa alrededor del 77 % (para 2017) de la superficie total de la cuenca El Zaguán y se desarrolla sobre las diferentes unidades litológicas y formas del relieve de la zona. Dada la magnitud del desarrollo agrícola en la cuenca, resultó que las mayores densidades de surcos y cárcavas (4 m/m^2 y 1.8 m/m^2 , respectivamente), están localizados directamente sobre las áreas agrícolas. Mientras que las áreas con densidades de surcos más bajas ($< 2 \text{ m/m}^2$ y $< 0.9 \text{ m/m}^2$, respectivamente), resultaron estar asociadas a las zonas con vegetación boscosa. Sin embargo, se considera que esos valores deberían ser menores, debido a que la cobertura vegetal densa inhibe el impacto de la lluvia y de la escorrentía superficial. No obstante, en campo se observaron algunos rasgos erosivos dentro de los bosques intervenidos y reforestados. Este resultado se atribuye al error que involucra el método de percepción remota para generar el mapa de uso de suelo, al desfase entre las fechas del mismo con las de las imágenes satelitales utilizadas para la identificación de los rasgos erosivos, al uso de imágenes con diferentes resoluciones y además, a que los límites de los tipos de coberturas y usos del suelo son modificados regularmente por los pobladores de la zona.

El tipo de agricultura desarrollado es el cultivo de temporal, el cual depende de la cantidad de agua de lluvia y de la capacidad de retención de agua del suelo. Dicha práctica agrícola no está acompañada de prácticas de conservación y es poco tecnificada, siendo común el uso de yuntas, tractores, fertilizantes químicos, pesticidas, herbicidas y semillas mejoradas, incrementando así los impactos ambientales en la zona (Cruz, 2017).

De acuerdo con los resultados obtenidos de la **segmentación de coberturas y usos del suelo en la zona de estudio**, a partir de imágenes satelitales ASTER, se determinó que en el periodo del 2001 al 2016, hubo un incremento de las zonas boscosas en la zona de estudio, pero principalmente en la cuenca baja y media y muy poco en la cuenca alta. El aumento de las zonas con vegetación boscosa del área llevó a una pequeña reducción general de las zonas agrícolas (5.8%) en un periodo de 15 años (2001-2016). Sin embargo, se aprecia que hubo un desplazamiento de los cultivos hacia la parte más alta de la zona de estudio, la cual corresponde con el área de captación de la cuenca. Palacio (1988) menciona que, para los años 80, las zonas de la cabecera y el barranco principal hasta el punto de unión con el primer tributario, se encontraban cubiertos por una densa cubierta de bosque y matorral, donde la actividad erosiva no era importante. Adicionalmente, los cambios más recientes en la cuenca alta se deben al cambio de categoría de Parque Nacional a Área de Protección de Flora y Fauna en el año 2014, el cual según Cruz (2017), trajo consigo la disminución de las restricciones en el manejo de los recursos naturales, en el uso del suelo y en la tenencia de la tierra. En contraste, los cambios en la parte baja se deben al desarrollo de programas

incentivados por PROBOSQUES (Protectora de Bosques del Estado de México) en el Volcán Nevado de Toluca, cuyo objetivo es reforestar, dar mantenimiento a los bosques y lograr un desarrollo forestal sustentable (Gobierno del Estado de México, s.f.).

Con base en el cambio observado en la cabecera entre el periodo del 2001 a 2016, donde parte de los pastizales fueron sustituidos por campos de cultivo, se infiere que éste aceleró los procesos erosivos en la parte alta de la cuenca, ya que cuando las cuencas son alteradas por actividades agrícolas, la incisión de la corriente es más rápida en las áreas de la cabecera y progresa gradualmente aguas abajo (Costa, 1975) y, considerando que es una cuenca pequeña, ésta tiene una baja capacidad amortiguadora y, por lo tanto, una rápida respuesta ante los cambios. Por tal motivo, la **densidad de cárcavas** para el año 2011 se concentró en la cuenca alta y para el año 2017, las cárcavas preexistentes avanzaron, alargándose 400 metros hacia la cabecera en un periodo de 6 años. Además, para el año 2017 también se detectó el desarrollo de nuevas cárcavas en las zonas agrícolas desarrolladas sobre los depósitos piroclásticos en la cuenca alta y en la cuenca baja inferior.

La mayoría de los surcos en la zona de estudio se encuentran desarrollados en las superficies de los campos de cultivo; muchos coinciden con sus linderos o están controlados por estos límites. Esto se debe a que, los sedimentos arrastrados en los surcos son depositados ladera abajo, donde se desacelera el flujo por una ruptura de la pendiente o donde se reduce la longitud de la ladera por la existencia de límites de parcelas que atrapan los sedimentos (Bakker *et al.*, 2008).

Adicionalmente, se han realizado investigaciones (Ludwig *et al.* 1996 en De Roo, 1998) sobre la influencia de la dirección de la labranza, de las marcas dejadas por las ruedas de vehículos, y de las características de las fronteras de los campos de cultivo, encontrándose que estos factores agrícolas pueden cambiar la dirección normal del flujo topográfico y forzarlo a nuevas direcciones, generando patrones de flujo superficial muy diferentes, lo cual va a estar en función del ángulo entre la dirección del flujo y la dirección de la labranza (u otro efecto agrícola), y de la rugosidad del terreno.

Las prácticas agrícolas involucran la deforestación de la vegetación natural, dejando los suelos expuestos al impacto de la lluvia durante ciertos periodos de tiempo (Borselli *et al.* 2006 en Hook y Sandercock, 2017). La erosión está determinada de manera importante por la ausencia de la cobertura protectora del suelo, debido a que la vegetación reduce la cantidad de agua de escorrentía superficial (Bakker *et al.*, 2008 y Hook y Sandercock, 2017).

Con todas estas evidencias, queda claro que el desarrollo de la agricultura en la cuenca El Zaguán ha tenido una influencia fundamental en la generación de procesos erosivos, sin embargo, más adelante en este capítulo se explicará cómo la agricultura puede llegar a modificar ciertas propiedades de los suelos y convertirlos en un recurso susceptible a la erosión.

Por otra parte, los resultados indican que las pendientes favorables para la aparición de surcos se encuentran entre 5 - 15 ° y, de manera secundaria entre 15 – 25°. Su desarrollo y orientación preferencial hacia el E, SE y NE, coincide con la orientación de las laderas en la zona de estudio, que definen las zonas de máxima pendiente y condicionan propiedades asociadas al desarrollo del suelo como la radiación solar, la temperatura, el contenido de agua y los nutrientes del suelo a escala local (Dearborn y Danby 2017, Kishne *et al.* 2014, Kunkel *et al.* 2011, Ranney *et al.* 2015, Schwanghart y Jarmer 2011, todos citados por Yuan *et al.*, 2019). Sin

embargo, algunos surcos y cárcavas están condicionados por características lineales como, líneas de depresión sobre las laderas y los límites de los campos de cultivo. Ambas características concentran flujos superficiales, formando una red colectora de escorrentía, que guían el flujo y determinan la longitud máxima acumulada de los surcos (Lugwig et al., 1995). En estas zonas la descarga y la velocidad del flujo exceden los valores críticos, dando lugar a la aparición de las cabeceras de los surcos (Govers 1985, Rauws y Govers 1988, Foster 1990, Moore y Foster 1990, todos citados en Lugwig *et al.*, 1995).

Los surcos erosivos son menos frecuentes en las zonas con pendientes menores a 5° y mayores a 25°, esto se debe a que, en las zonas con pendientes escarpadas (> 25°) existe una cobertura boscosa densa que reduce la aparición de estos rasgos erosivos. Por otro lado, en pendientes muy bajas (< 5°) es más difícil que el agua de la lluvia fluya ladera abajo en canales preferenciales, debido a que la gravedad en este caso, favorece al flujo vertical del agua, suscitando su infiltración en el suelo o el estancamiento, procesos que promueven la formación de cárcavas, como se detallará más adelante.

Asimismo, otro de los factores importantes en el desarrollo de procesos erosivos es el material que compone las laderas. Las laderas formadas por materiales piroclásticos son más susceptibles a su desarrollo (figuras 6.14 y 6.19), debido a sus propiedades físicas y químicas como: composición, bajas densidades, bajos grados de compactación y de cohesión entre sus partículas (González *et al.*, 2008; Torres-Orozco, 2011 y Palacio, 1988). Por lo cual, los surcos erosivos y las cárcavas alcanzan los mayores valores de densidad (4 m/m² y 1.8 m/m², respectivamente) sobre este tipo de depósitos.

Los rasgos erosivos se desarrollan en menor proporción en la unidad correspondiente a los domos de lava aún a pesar de sus pendientes escarpadas a muy escarpadas (>25°), lo cual se interpreta como la expresión de una mayor resistencia física de las lavas y la presencia de una cobertura boscosa densa (figura 6.15). Asimismo, el tipo de material parental de los suelos asociados y su mayor antigüedad (~>1.4 Ma) permiten suelos con mayor grado de desarrollo, respecto a los materiales de las demás unidades.

Además, la unidad litológica que resultó con la frecuencia más baja de procesos erosivos fue la de los depósitos aluviales, debido más que a su composición, a su baja pendiente (0°- 5°).

De acuerdo con la carta **edafológica** consultada, las descripciones en campo y los análisis de laboratorio realizados, los suelos predominantes en el área de estudio son de tipo Andosol, ocupando más del 90 % de la superficie de la cuenca. Los suelos volcánicos en general, tienen propiedades excelentes y se consideran dentro de las tierras más fértiles en el mundo, por lo cual son cultivados intensamente (Neall, 2006).

Dentro de las características favorables de los Andosoles para la agricultura se tienen, bajas densidades aparentes, altas permeabilidades, una gran capacidad de retención de agua y un alto contenido de materia orgánica (Dercon *et al.* 1998, Swindale 1969, Van Wambeke 1992; FAO *et al.* 1998, todos citados por Buytaert *et al.*, 2002). La mayoría de estas propiedades son consecuencia directa de su estructura, ya que los Andosoles usualmente presentan unos de los valores más altos de macro-porosidades encontrados dentro de cualquier suelo mineral, aportándoles una alta conductividad hidráulica, lo cual promueve un drenaje rápido a bajas tensiones y evita la humedad excesiva (Neall, 2006).

Los valores más bajos de **densidad aparente** de los suelos estudiados se encuentran alrededor de 0.55 g cm^{-3} y alcanzan el valor más alto en el horizonte superficial de un Andosol con uso agrícola, con 1.03 g cm^{-3} . Lo anterior coincide con los valores que se han reportado para la mayoría de Andosoles, pues estos suelos muestran bajas densidades aparentes, con valores $\leq 0.90 \text{ g cm}^{-3}$ a 33 kPa de retención de agua (Neall, 2006).

La **densidad aparente** varía en función del tipo de uso del suelo, ya que los perfiles que están bajo una cobertura boscosa presentan un aumento natural y gradual de la densidad aparente con el incremento de la profundidad, a diferencia de los suelos bajo uso agrícola, que presentan horizontes superficiales con densidades aparentes relativamente mayores a las subyacentes (figura 5.21). Esto se atribuye a que el primer horizonte de los suelos bajo uso agrícola, presenta un menor contenido de materia orgánica respecto a su segundo horizonte, aumentando así la densidad aparente superficial. No obstante, los valores de densidad aparentes de todos los suelos estudiados se siguen considerando bajos con respecto a otros tipos de suelos, por lo que no muestran compactación. Los suelos volcánicos muestran una pobre compactibilidad (Neall, 2006), ya que las propiedades físicas de los Andosoles en particular, no alcanzan valores críticos en términos de compactación (Döner *et al.*, 2012). Sin embargo, los pequeños cambios registrados en las densidades de los horizontes pueden modificar la forma en la que se infiltra el agua en el suelo, ya que se cambia la configuración de su estructura natural.

Por otro lado, Neall (2006) indica que los Andosoles pueden perder la capacidad de la pobre compactibilidad, cuando sufren secado severo. Por lo tanto, los suelos si pueden llegar a sufrir algún grado de compactación en el área de estudio, particularmente en los caminos hacia las zonas de cultivo, debido al paso constante de autos y maquinaria pesada (Horn *et al.*, 2000 en Czyz, 2004).

Los bajos valores de densidad aparente le aportan altas **porosidades** a estos suelos, estando entre 60 y 80% (figura 5.21), las cuales determinan el buen comportamiento de la **conductividad hidráulica**, pues el valor mínimo medido es de 5.5 cm/h , el cual según la FAO (1963), representa un valor de infiltración muy rápido, siendo aún más elevados para los demás suelos, alcanzando valores de aproximadamente 130 cm/h .

La gran capacidad de retención de agua de este tipo de suelos volcánicos está asociada a la presencia de arcillas alofánicas, las cuales son pequeñas esferas con un típico agujero de 35 a 50 \AA de diámetro y es en esos poros microscópicos donde el agua se puede almacenar a mayores tensiones de humedad (Wada 1985 y Nanzyo *et al.* 1999 en Buytaert *et al.*, 2002). Sin embargo, Buytaert y colaboradores (2002) atribuyen al contenido de materia orgánica la alta retención de agua de los Andosoles y no el contenido de alofano. Sin embargo, si los Andosoles experimentan un secado intenso, las microesferas de alofano colapsan y son incapaces de ser rehidratadas. Cuando este proceso ocurre, trae como consecuencia que a pesar de los altos contenidos de materia orgánica en los horizontes superficiales, estos muestren retenciones de agua más bajas (a 1.5 MPa) que las de sus subhorizontes (Neall, 2006).

Por otra parte, los suelos volcánicos desde la perspectiva geomecánica, poseen patrones de comportamiento desfavorables en términos de su resistencia, deformabilidad y estabilidad ante cargas estáticas y dinámicas (González *et al.*, 2008). Además, los suelos volcánicos bajo circunstancias normales (sin cargas) se comportan como un sólido, pero bajo la aplicación

repentina de presión se pueden romper por cizalla o licuarse por un corto periodo y fluir, propiedad denominada tixotropía (Neall, 2006). No solo la aplicación de cargas define el comportamiento geomecánico del suelo, pues este depende directamente de su contenido de agua, y una manera de evaluarlo es mediante los límites de consistencia. Por lo tanto, los **límites de consistencia** de los suelos se utilizaron como indicadores de susceptibilidad a procesos erosivos (Marinissen 1994, Blanco-Canqui *et al.* 2006, Stanchi *et al.* 2009, citados por Stanchi *et al.*, 2013).

El regosol (ZAG-03) bajo extracción forestal, desarrollado a partir de un depósito de caída de pómez, muestra valores muy bajos de sus índices de plasticidad (0.72%) en los horizontes superficiales, lo que se traduce en una alta susceptibilidad a la erosión, ya que este suelo puede cambiar súbitamente de un estado semi-sólido a líquido y fluir, con tan solo aumentar menos del 1% su contenido de humedad después de sobrepasar su límite plástico (50.6%). Estas características son el resultado del poco desarrollo pedogenético, que además de ser el suelo más somero, su alto contenido de arena, bajo contenido de materia orgánica y la pendiente sobre la cual se desarrolla (20°), son características que aumentan la susceptibilidad a la erosión.

A diferencia del suelo anterior, se presenta el caso de un Andosol desarrollado también sobre un depósito de caída de pómez (ZAG-01), en una pendiente de 19°, pero bajo un bosque de pino-encino intervenido, donde sus límites de consistencia y los índices de plasticidad disminuyen gradualmente con la profundidad, es decir, que los horizontes superficiales requieren un mayor contenido de humedad (67.8 %) para alcanzar la pérdida total de la resistencia de las capas superficiales, por lo tanto, durante una lluvia de corta duración, el estado plástico no cambia tan fácilmente (Deng *et al.*, 2017). Este comportamiento se atribuye a que los horizontes superficiales de este suelo, presentan mayores contenidos de materia orgánica y arcilla, y menos arena que el suelo anterior, por lo que se corrobora el vínculo de estos factores con los límites de Atterberg (Hemmat *et al.*, 2010 en Stanchi *et al.*, 2013). Es por ello que, además de tener un relieve más estable, el estar bajo vegetación boscosa disminuye la susceptibilidad de los suelos a procesos erosivos en la zona de estudio.

Los suelos estudiados en general, poseen límites de consistencia por debajo del 100%, debido al origen de sus materiales parentales y, por lo tanto, al dominio de las partículas de arena y relativamente bajos contenidos de arcilla, lo que implica que estos suelos no requieren un gran contenido de agua para modificar su comportamiento físico, siendo muy susceptibles a la erosión en temporadas lluviosas. Aunque, las altas tasas de infiltración medidas para estos suelos, pueden reducir la posibilidad de que se sobre-saturen de agua, luego de varios meses de que comienza la temporada lluviosa se satura el sustrato permeable, y una vez saturado éste, las lluvias torrenciales de los meses con las mayores precipitaciones, producen escurrimientos importantes (Palacio, 1988), donde los suelos logran alcanzar sus límites de consistencia y se vuelven susceptibles a procesos erosivos.

Cuando las capas profundas poseen límites de consistencia e índices de plasticidad más bajos que las capas superficiales, es fácil que ocurran colapsos, ya que las capas profundas pueden perder su resistencia más rápido, en el caso de una lluvia de corta duración (Deng *et al.*, 2017), lo que daría lugar a una cárcava por colapso.

Los suelos que requieren mayor contenido de agua para cambiar su comportamiento en la superficie son los que se desarrollan sobre la unidad de domos (ZAG 04 y ZAG 05), ya que requieren más del 54% de agua para alcanzar su límite plástico y requieren un porcentaje mayor al 90% para alcanzar su límite líquido. Este comportamiento geomecánico, además de relacionarse con la unidad litológica y la forma del relieve del que fue derivado, se puede atribuir las altas cantidades de materia orgánica y a un relativamente alto contenido de arcilla, que incrementan la resistencia de estos suelos a los procesos erosivos.

La **materia orgánica (MO)** de los suelos de la zona de estudio, en sus horizontes superficiales resultaron ser medio-altos a muy altos, en un rango entre 7 y 24 %, lo cual es favorable en la reducción de los procesos erosivos, debido que la materia orgánica además contribuye a la formación de agregados y a la estabilidad de los mismos (FAO, 2018). Sin embargo, se observó que la cantidad de materia orgánica de los suelos de la zona está en función del tipo de cobertura o uso que presentan, pues la velocidad de degradación de la materia orgánica depende en parte del tipo de vegetación, es por ello que los suelos bajo bosques mixtos (ZAG-04) poseen los contenidos más altos de MO (~24%), seguidos por los suelos bajo pastizal (NEV-01, 11.8% MO) y los suelos bajo bosques de pino-encino (ZAG-01 y ZAG-02, 9.5% – 11.5%), mientras que los suelos de uso agrícola (NEV-03, 7% MO) son los que presentan la menor cantidad de materia orgánica.

Los otros dos tipos de suelos de la zona de estudio que corresponden a feozem y regosol, presentan cantidades similares de materia orgánica en función de su cobertura vegetal, pues el feozem se encuentra bajo bosque mixto intervenido (ZAG-05) y posee un 12.9% de MO y el regosol bajo extracción forestal (ZAG-03) tiene solo 7.5% de MO.

Está bien establecido que la agricultura por arado, trae como consecuencia la pérdida del contenido de **materia orgánica** en el suelo (Gregorich *et al.* 1994 y Paustian *et al.* 1997 en Dominy y Haynes, 2002) y la ruptura de sus agregados (Beare *et al.*, 1994). El **cultivo de papa** es uno de los principales productos en la zona. Es un cultivo muy agresivo, que se desarrolla por encima de los 3300 msnm y en laderas con pendientes mayores a 12°, con la finalidad de impedir inundaciones en el cultivo y que la siembra se dañe Cruz (2017). Este tipo de cultivo involucra una fuerte alteración de la estructura del suelo, debido a que las actividades realizadas durante su cultivo y cosecha, aflojan el suelo, haciéndolo susceptible al desprendimiento de los agregados por las gotas de lluvia y a la erosión por escorrentía superficial, sobre todo cuando la papa emerge y después de su cosecha, periodo en el que el suelo queda sin cobertura vegetal alguna (Nyawade *et al.*, 2019). Por lo tanto, esta práctica agrícola favorece la aparición de rasgos erosivos sobre los campos de cultivo, considerando además la ligereza de los materiales por su baja densidad.

También se ha comprobado que en los suelos con cultivos por arado existe una disminución de la **estabilidad de sus agregados** (Haynes y Swift, 1990 en Beare *et al.*, 1994), característica que coincide con los resultados obtenidos en esta investigación y se considera un aspecto importante ya que, la estabilidad de los agregados en el tope del suelo está fuertemente vinculada a su susceptibilidad a la erosión (Barthe`s y Roose, 2002).

Para ilustrar aún mejor la influencia de la agricultura en la pérdida de la estabilidad de los agregados en el suelo, se presenta el caso de dos suelos, el primero de ellos se encuentra bajo un bosque de pino-encino reforestado (ZAG-02) y el segundo bajo agricultura de temporal

(NEV-03), ambos con el mismo material parental, el cual corresponde a depósitos de corriente piroclástica densa. El primer suelo resultó con una estabilidad de agregados mayor que la del segundo, donde el total del material estable fue de 53.7 % y 39.2 %, respectivamente, a pesar de que el primer perfil se encuentra en una ladera con 25° de inclinación y el segundo sobre una ladera plana con 10° de pendiente. Sin embargo, el suelo del bosque de pino-encino posee un contenido de MO de 11.5 % en su horizonte superficial, mientras que en el suelo agrícola el contenido de MO es de 7 %, por lo cual su estabilidad de agregados difiere notablemente.

La estabilidad de agregados además de depender del contenido de materia orgánica también varía de acuerdo con el material parental de los suelos, pues de ello depende su textura. Para el caso de los suelos bajo vegetación boscosa (ZAG-04, ZAG-02 y ZAG-01), desarrollados sobre coluvión, corrientes piroclásticas y pómez de caída, respectivamente, el total de material estable en el primer horizonte de cada uno de ellos fue de 90.5 (%), 53.7 % y 35.7 %. Dichos porcentajes de estabilidad están en función de su contenido de arenas y de materia orgánica, pues el suelo con mayor estabilidad de agregados (ZAG-04) de los tres, posee la menor cantidad de arenas (32.1 %) y el mayor contenido de materia orgánica (23.7 %), mientras que el suelo con menor estabilidad de agregados en su horizonte superficial (ZAG-01) posee la mayor cantidad de arenas (49.7 %) y el menor contenido de materia orgánica (9.45 %) de los tres.

Ha sido ampliamente reconocido que la presencia de materia orgánica en el suelo incrementa la cohesión entre las partículas tamaño arcilla, permitiendo la formación de agregados más estables y la reducción de los efectos de removilización por la escorrentía superficial (Lal 2004 en Stanchi *et al.*, 2013; Wuddivira *et al.* 2013 en García *et al.*, 2004; Buytaert *et al.*, 2002).

Además, Doerr *et al.* (2000) encontró que también existe una mejora en la estabilidad de los agregados por la presencia de material orgánico **hidrofóbico** en ellos, ya que reduce la expansión y las fuerzas destructivas del aire atrapado, sobre todo en agregados grandes. Los mismos autores consideran que la repelencia al agua o hidrofobicidad en los suelos, es parcial o completamente causada por moléculas orgánicas hidrofóbicas, procedentes de la descomposición de las plantas. También Capra *et al.* (2010), indican que los suelos de texturas gruesas con partículas tamaño arena, presentan una mayor tendencia a la hidrofobicidad debido a que tienen una pequeña área superficial por unidad de volumen en comparación con las partículas pequeñas de los suelos de textura más finas. Sin embargo, cuando se desarrollan superficies hidrofóbicas en el terreno, se inhibe la infiltración y se facilita el aumento del agua de escorrentía (Doerr y Thomas, 2000 en Capra *et al.*, 2010), promoviendo la formación de surcos y cárcavas (Doerr *et al.*, 2000).

Los resultados de los análisis de hidrofobicidad de la presente investigación, no revelan aspectos importantes para el entendimiento de los procesos erosivos de estos suelos, ya que por el contrario, la mayoría de los horizontes superficiales resultaron ser hidrofílicos, lo cual promueve el efecto inverso, es decir, la infiltración del agua en el suelo y no la erosión por escorrentía. No obstante, uno de los suelos que mostró una ligera a moderada hidrofobicidad está asociado a una parcela agrícola cubierta temporalmente por un pastizal (NEV-01) y el otro se encuentra en el límite de una selva baja intervenida (ZAG-05), ya que se observaron evidencias de deforestación para el desarrollo de un cultivo de nopal.

Otro factor que determina la agregación del suelo es el **pH**. En la mayoría de los suelos estudiados los valores de pH resultaron ser mayores a 5, de moderada a ligeramente ácidos,

adicionalmente, se encontró presencia de alofano, sobre todo en sus primeros horizontes. Driessen y Dudal (1991 en Buytaert *et al.*, 2002) explican que el aluminio activo en los Andosoles, es liberado por el rompimiento e intemperismo de suelos volcánicos jóvenes, y que con un pH mayor a 5 se forma alofano. Por el contrario, el suelo del bosque mixto (ZAG-04), tiene valores de pH alrededor de 7.5 (figura 5.29), siendo ligeramente alcalino, a este valor de pH (7.5) el proceso dominante es la descomposición de materia orgánica (Schroeder, 1969 en Siebe *et al.*, 2006), lo cual también promueve la agregación y es por ello que este suelo presentó una buena estructura con el mejor valor de estabilidad de agregados (~90%).

Por otra parte, cuando el pH disminuye de 6, la agregación causada por la liberación del Al^{+3} , más la atracción molecular de las partículas del suelo, genera un aumento en el tamaño de las partículas, lo cual reduce el índice de plasticidad (IP) y límite plástico (LL), permitiendo el desarrollo de la erosión hídrica del suelo (Matsumoto *et al.*, 2018).

Además, el pH también controla la **capacidad de intercambio catiónico**, ya que la materia orgánica humificada posee una carga variable, la cual aumenta con el incremento del pH. Asimismo, los suelos alofánicos pueden adsorber tanto cationes como aniones, por lo tanto, se considera que su agregación es muy fuerte. Los cationes en la solución del suelo pueden inducir la floculación, por lo cual tienen un papel muy importante en el desarrollo de agregados, tal como el Ca^{2+} y el Mg^{2+} que favorecen la formación de agregados estables (Jordán, 2013).

El contenido y la mineralogía de las arcillas, así como la materia orgánica, son factores que contribuyen a la capacidad de intercambio catiónico (CIC) y en consecuencia favorecen la retención de los cationes en el suelo (Bedel *et al.*, 2018). Es por ello que la disponibilidad de los cationes en el suelo la relacionan con la estabilidad de los agregados (Balesdent *et al.*, 2000, Oades y Waters 1991, Oades 1984, Schmidt *et al.* 2011, todos citados en Bedel *et al.*, 2018). Por tal motivo, se justifica que los contenidos de cationes de Ca^{2+} y Mg^{2+} resultaran ser mucho mayores en el suelo del bosque mixto (ZAG-04) que en el resto de los suelos, ya que dicho suelo posee los agregados más estables, además posee una CIC muy alta, según la evaluación edafo-ecológica realizada. Sin embargo, los contenidos de cationes en suelos naturales dependen fundamentalmente del material de origen y de los procesos de meteorización y lixiviación, por lo tanto, este suelo no es comparable con los demás por tener un material parental distinto (coluvión de dacita y pómez).

8.1.2. Mecanismos para la formación de cárcavas

Las cárcavas representan la evolución de algunos surcos en una fase más avanzada del proceso erosivo. A partir de los resultados, de las observaciones y de trabajos de investigación previos, se proponen aquí tres mecanismos para la formación de las cárcavas en la zona de estudio.

El primero inicia con la erosión remontante de la cabecera y de las paredes laterales de surcos preexistentes hasta formar una cárcava (figuras 6.5, 6.6 y 8.3 C1). El segundo mecanismo, se asocia a erosión laminar (figura 8.3 C2), ya que cuando se desarrollan parches desnudos (sin vegetación) en la superficie, estos constituyen la primera etapa en el desarrollo de las cárcavas, donde el suelo queda expuesto a la escorrentía superficial y a la acción del viento (Mosley, 1972). Estos agentes erosivos remueven las partículas del suelo, produciendo una depresión somera en la superficie (figura 6.4). En las imágenes satelitales de alta resolución de la cuenca,

se aprecian numerosos parches claros sobre el terreno, que representan pequeñas áreas donde se ha perdido el horizonte superficial del suelo u horizonte A producto de la erosión laminar (figura 8.1).



Figura 8.1. Parches claros en la superficie del terreno dónde probablemente se ha perdido el horizonte superficial del suelo (círculos rojos). Imagen de Google (2018).

Posteriormente, durante las lluvias intensas, el agua de escorrentía superficial es capaz de remover las partículas del terreno, especialmente cuando fluye sobre los bordes de la depresión incipiente. En etapas más avanzadas, a medida que se sigue removiendo material alrededor de los bordes, se forman paredes muy inclinadas, claramente activas, la escorrentía arrastra pequeñas cantidades de sedimentos y causa la migración de las paredes verticales hacia la parte externa (Mosley, 1972). Con base en las imágenes satelitales multitemporales se observa que, las cárcavas evolucionan por erosión remontante, tanto en la cabecera como en los bordes laterales, a partir de depresiones someras o de los canales de los surcos preexistentes (figuras 6.4 y 6.6).

El tercer mecanismo de formación corresponde con la formación incipiente de un barranco de colapso, según el concepto propuesto por Zeng en 1960, cuyo proceso involucra erosión por socavación hidráulica y colapso gravitacional (Deng *et al*, 2017). Este mecanismo se asocia a la acción de los flujos de agua subsuperficiales y de infiltración (Blong, 1970), cuyo efecto erosivo puede socavar las capas subyacentes del suelo, generando canales subterráneos (figura 8.3 C3), denominados pipas (Mosley, 1972) o nichos (Ding *et al.*, 1995 en Deng *et al*, 2017). En las paredes de la barranca de la zona de estudio, fue posible observar el efecto de socavación interna en depósitos piroclásticos, donde los flujos subsuperficiales erosionaron la base de un depósito de caída de pómez y el tope de un depósito de corriente piroclástica densa, dejando túneles en el contacto de estas dos capas (figura 8.2). Asimismo, Palacio (1988) identificó estos

rasgos como productos del flujo subsuperficial, que surgen en forma de manantiales temporales en las laderas de la barranca.

La generación de túneles ocasiona que las capas superficiales pierdan soporte y por lo tanto colapsen por su propio peso, dando lugar a la formación de una cárcava o barranco de colapso (Deng *et al*, 2017). Dichos colapsos, también pueden ser producto de una disminución



Figura 8.2. Socavación interna en depósitos piroclásticos (círculos rojos) producto de la acción erosiva de flujos de agua subsuperficiales en las paredes de la barranca El Zaguán (cuenca media).

significativa de la cohesión y resistencia de los materiales subyacentes bajo condiciones de saturación, es decir, cuando se alcanzan sus límites de consistencia (Yalcin, 2007 en Deng *et al*, 2017).

Algunas cárcavas se conectan directamente con la barranca principal y dependiendo de su grado de evolución y ubicación, llegan a formar parte del sistema de barrancos secundarios de la cuenca El Zaguán (figuras 6.7 y 8.2).

8.1.3. Susceptibilidad a procesos erosivos

El 38.5% de la cuenca presenta un nivel de susceptibilidad alto a procesos erosivos, debido a que la agricultura está desarrollada principalmente sobre laderas con pendientes y litologías muy vulnerables a la generación de surcos y cárcavas, como los son las laderas con 5-15° de inclinación compuestas por depósitos piroclásticos, los cuales además, son predominantes en la

superficie de la cuenca y la influencia de la actividad agrícola sobre sus suelos, aumenta la susceptibilidad al desarrollo de este tipo de procesos erosivos.

Por otra parte, el 37.8% de la cuenca presentó un nivel de susceptibilidad intermedio a procesos erosivos, debido a que son áreas asociadas fundamentalmente a actividades agrícolas pero desarrolladas sobre litologías poco vulnerables a la erosión, como las lavas de los domos que además presentan pendientes y orientaciones de las laderas que pudieran favorecer el desarrollo de surcos y cárcavas. También se encuentran zonas con niveles de susceptibilidad intermedia asociadas a las laderas agrícolas sobre depósitos piroclásticos, sin embargo, estas zonas tienen pendientes que promueven en menor medida el desarrollo de surcos y cárcavas, por lo tanto, el nivel de susceptibilidad no es tan alto.

Solo el 16.8% de la zona de estudio posee una baja susceptibilidad a la erosión en surcos y cárcavas, ya que son áreas donde existen otro tipo de cobertura del suelo, como la vegetación boscosa, tanto sobre laderas con depósitos piroclásticos como sobre domos de lava, con pendientes que pueden favorecer la generación de procesos erosivos solo si se cambia la cobertura boscosa a un uso agrícola o forestal. También existen zonas con baja susceptibilidad al desarrollo de surcos y cárcavas en la parte más baja de la cuenca, las cuales están asociadas a áreas de uso agrícola establecidas sobre depósitos aluviales, donde las pendientes son muy bajas y no facilitan la generación de este tipo de procesos erosivos. Asimismo, el canal del arroyo El Zaguán, presenta un nivel bajo de susceptibilidad, debido a que allí domina la erosión fluvial más que la erosión en surcos o en cárcavas.

Finalmente, las zonas con un nivel nulo de susceptibilidad a la formación de cárcavas y surcos, se encuentran vinculadas a la zona urbana y a porciones de los domos de lava, donde a pesar de que las pendientes son muy elevadas, no se encontraron evidencias del desarrollo de estos procesos, debido a la presencia de una cobertura boscosa densa.

8.1.4. Pérdidas de suelo con la RUSLE y comparación con el mapa de susceptibilidad a procesos erosivos

De acuerdo con los resultados de la RUSLE los Andosoles bajo vegetación boscosa, presentan una pérdida potencial de suelo promedio por hectárea por año muy baja (0.8 – 4.3 ton/ha/año), pues la cobertura vegetal minimiza la escorrentía superficial y le aporta gran cantidad de materia orgánica que mejora tanto la estabilidad de agregados como sus límites de consistencia, a pesar de ser suelos desarrollados en laderas muy inclinadas o muy escarpadas. Asimismo, el suelo que resultó con la pérdida potencial por erosión hídrica más baja de todas (0.1 ton/ha/año) fue un Andosol con pastizal, pues además de presentar una cobertura protectora, este perfil se encuentra en una ladera plana con menos de 1° de pendiente, por lo tanto es poco propenso a la erosión.

Por otra parte, los suelos que presentan las tasas potenciales de pérdidas de suelo por erosión más severas (73.5 – 361 ton/ha/año) corresponden al regosol bajo extracción forestal y a los Andosoles con agricultura de temporal, pues este tipo de actividades tienen un impacto importante en la estructura del suelo, la estabilidad de sus agregados y sus límites de consistencia, haciéndolos muy susceptibles a la erosión hídrica durante las temporadas de lluvias. Además, si los suelos están desarrollados en laderas con pendientes abruptas o con longitudes grandes, estos factores favorecen los procesos de escorrentía superficial aumentando la tasa de pérdida de suelo, como fue el caso del feozem bajo bosque mixto

intervenido, que a pesar de tener una cobertura vegetal este suelo se encuentra en una ladera muy escarpada (35°), presentando una tasa de erosión severa (285.3 ton/ha/año).

Si se comparan los valores puntuales obtenidos con la RUSLE para la pérdida de suelo con el mapa de susceptibilidad a procesos erosivos (figura 7.2), se tiene que el Andosol bajo bosque mixto, desarrollado sobre un coluvión en el domo central (ZAG-04), presenta una erosión hídrica potencial muy baja según la RUSLE, mientras que en el mapa, su ubicación corresponde con un área categorizada con un nivel nulo de susceptibilidad a procesos erosivos, debido a que este perfil resultó tener muy buenas propiedades físicas y químicas, además de estar asociado a una cobertura vegetal natural. Sin embargo, los otros dos perfiles bajo vegetación de bosque de pino-encino (ZAG-01 y ZAG-02) que también presentan una pérdida potencial de suelo muy baja (RUSLE), se ubican en zonas con susceptibilidad baja, debido a su desarrollo sobre depósitos piroclásticos, el cual fue considerado el material más propenso a desarrollar procesos erosivos en la zona. Por otra parte, el suelo con la menor tasa potencial de pérdida de suelo (NEV-01), asociado a un pastizal agrícola, se ubica en una zona con un nivel alto de susceptibilidad en el mapa, lo cual se atribuye a que además de estar asociado a depósitos piroclásticos, este se encuentra sobre una zona agrícola, factor que posee uno de los mayores pesos en el análisis de susceptibilidad.

Por otra parte, los suelos bajo cultivo (NEV-03 y NEV-04) y extracción forestal (ZAG-03) que presentan un potencial a la erosión hídrica severo según la RUSLE, correspondieron con zonas de un alto nivel de susceptibilidad a procesos erosivos, pues presentan características que favorecen el desarrollo de estos procesos geomorfológicos. Respecto al suelo con vegetación de bosque mixto en estado sucesional (ZAG-05), éste se asocia a un nivel de susceptibilidad bajo en el mapa pero presenta una tasa de pérdida de suelo severa de acuerdo a la RUSLE, lo cual se atribuye a su pendiente muy escarpada (35°) que es considerada en la ecuación como un factor de mayor peso, no obstante, en el análisis de susceptibilidad, en esta inclinación de laderas no se identificaron surcos erosivos ni cárcavas, debido a la existencia de vegetación boscosa.

8.2. Procesos de remoción en masa (PRM)

Para el análisis de la ocurrencia de PRM se consideraron los factores de densidad de drenajes de la cuenca, las unidades litológicas y formas del relieve, el uso del suelo y la edafología. La inclinación de las laderas es fundamental en el desarrollo de estos procesos, por lo que dicha información fue derivada del trabajo de campo.

El tipo de movimiento de los PRM observados es de caída (colapsos o desplomes) y ocurren en paredes con pendientes cercanas a los 90° de inclinación, sin embargo, el 1% se presenta en domos de lava, donde el tipo de movimiento es rotacional. Con base en los inventarios y los análisis de los datos en el SIG, se determinó que todos los PRM están asociados al sistema de barrancas del arroyo El Zaguán y más del 80 % se encuentran vinculados a las laderas de depósitos piroclásticos, y en menor proporción a las terrazas mayores a 8 m de altura, localizadas en la parte baja de la barranca.

Según el análisis de la densidad de PRM en la cuenca (figura 6.33), las zonas de confluencia de los barrancos tributarios con el principal, son zonas donde ocurren con mayor frecuencia los procesos de inestabilidad, debido a que la intersección de las corrientes concentra la energía y aumenta la carga los flujos, en estas zonas, manifestándose como un mecanismo de erosión acelerada (Palacio, 1988). Asimismo, se detectó que otros sectores críticos son los barrancos

en reciente formación, los cuales presentan una dinámica muy acelerada, debido a que las litologías son fuertemente erosionables, particularmente, los depósitos de pómez, donde además pueden intervenir procesos de colapsos gravitacionales subsuperficiales, como se explicó para los mecanismos de formación de cárcavas y barrancos.

La baja densidad de los depósitos piroclásticos, la forma y tamaño de sus partículas, y el grado de compactación y unión entre ellas, son características que incrementan la ocurrencia de fenómenos de colapso (González *et al.*, 2008). Además, variaciones relativamente pequeñas en la porosidad inicial de los materiales, pueden afectar profundamente el comportamiento de un movimiento en masa, ya que la saturación puede incrementar la presión del agua de poro y así reducir la fuerza de fricción entre las partículas (Iverson *et al.*, 2000).

Blong (1970), menciona que cuando las paredes de los barrancos son de este tipo de depósitos piroclásticos, es usual que se desarrollen fracturas (figura 8.3 P1), y ocurran movimientos de tipo caídas de bloques. Además, Palacio (1988) señala que durante la temporada de lluvias en la cuenca El Zaguán, son frecuentes los “desplomes” de las laderas de los barrancos, debido a la saturación de agua de dichas laderas. Esto lo atribuye a que la capacidad de infiltración de los materiales piroclásticos le aporta gran relevancia a los flujos subsuperficiales, lo cual se refleja en la aparición de numerosos manantiales temporales y en el aumento del caudal en los flujos permanentes. También, Booker *et al.* (1993 en Doerr *et al.*, 2000) observaron que en las zonas donde ocurren flujos preferenciales subsuperficiales se desarrollan grietas, favoreciendo a que las laderas sean más propensas a movimientos en masa, como consecuencia de una mejora en la transferencia de agua en el subsuelo.

En campo fue posible observar algunos de estos manantiales (figuras 8.2 y 8.3), así como también, evidencias de humedad y escurrimientos en las paredes de la barranca principal (figura 6.27), por lo cual, se considera que el primer mecanismo para la generación de PRM en la zona de estudio, está asociado la presencia de contenidos importantes de agua en los depósitos piroclásticos, ya que pueden incrementar la presión de poro y la erosión interna de los materiales, facilitando el desarrollo de diaclasas y el aumento del peso de ciertas porciones de las paredes de la barranca, promoviendo así la ocurrencia de la caída de bloques de estos materiales. Además, si la cantidad de agua rebasa los límites de consistencia de estos materiales piroclásticos, estos pierden su resistencia y fácilmente colapsan.

Debido a que la coherencia de los depósitos piroclásticos no es suficiente para resistir el impacto con el lecho del cauce, se generan depósitos sin compactación en el pie de las paredes verticales de la barranca, tal y como se logró evaluar en campo y como lo menciona Blong (1970) en su trabajo. Pero como los materiales piroclásticos no consolidados pueden ser fácilmente movilizados por agua, estos depósitos resultantes de los PRM son usualmente incorporados a la corriente, formando flujos cargados de sedimentos que le aportan un poder abrasivo, socavando las márgenes (figura 8.3 P2), desequilibrando las paredes de la barranca, las cuales se desploman por la ausencia de soporte (Capra *et al.*, 2010 y Palacio, 1988). Este proceso constituye entonces un segundo mecanismo para el desarrollo de procesos de remoción en masa en la barranca del Zaguán.

Dado que 75.8 % de los PRM inventariados se encuentran vinculados a los bordes de la barranca con zonas agrícolas, este se convierte en uno de los factores más importantes considerados en el desarrollo de estos procesos. Esto se debe a que los bordes superiores de

las paredes de las barrancas, se encuentran desprovistos de cubierta vegetal, por lo cual el escurrimiento superficial aumenta, generando fracturas y carcavamiento en las paredes, delimitando bloques de material piroclástico que posteriormente colapsa.

Además, Palacio (1988) establece como factor general al uso del suelo, refiriéndose al uso agrícola como un aspecto importante para entender los procesos acelerados que ocurren en la cuenca El Zaguán y señala la ausencia de los movimientos en masa en áreas forestadas en los bordes de la barranca, sin embargo, según la presente investigación 23.7 % de los PRM ocurren en bordes de la barranca asociados a vegetación boscosa.

El impacto de la dinámica fluvial en el proceso de socavación de la base de las paredes de la barranca, no discrimina las zonas con vegetación densa, sobre todo si ésta se encuentra en la parte superior de la pared de la barranca. No obstante, en campo se observaron paredes de la barranca muy estables que estaban cubiertas totalmente por vegetación. Además, la vegetación puede actuar a favor o en contra de los PRM, ya que su presencia, aunque disminuye la escorrentía y representa soporte para los suelos, también puede aumentar el peso de la ladera y las raíces pueden llegar a generar diaclasas y rutas preferenciales para la infiltración, lo cual promueve la ocurrencia de estos procesos geomorfológicos.

Cuando se llevó a cabo el inventario de PRM en campo, se observó que en alrededor del 70 % de los bordes de la barranca donde ocurren estos procesos se encontraban deforestados y algunos autores (Prandhan *et al.*, 2012) señalan que cuando se lleva a cabo deforestación en zonas montañosas con pendientes pronunciadas, esta acción representa un catalizador para la erosión y los movimientos en masa. Asimismo, se observaron zonas con poco desarrollo de los suelos o la ausencia total de ellos en las partes superiores de las paredes de la barranca, sectores en los cuales también se encontraban activos procesos de remoción en masa.

Adicionalmente, en las zonas deforestadas se incrementa la velocidad de infiltración de agua en el suelo y esto aunado a la alta conductividad hidráulica de los Andosoles en el área de estudio, puede favorecer la erosión interna de los materiales piroclásticos y a la consecuente generación de diaclasas en el macizo rocoso, por lo tanto, la baja densidad de cobertura vegetal del suelo, como las zonas agrícolas y de extracción forestal en los bordes de la barranca, facilitan la generación de procesos erosivos.

8.2.1. Susceptibilidad a procesos de remoción en masa

El 66.7% de la cuenca resultó con un nivel nulo de susceptibilidad a los PRM, debido a que para la ocurrencia de estos procesos es necesaria la existencia de una barranca con paredes verticales, por lo tanto el análisis se restringe a los bordes del sistema fluvial del arroyo El Zaguán.

Por otra parte el 18.5% del área de estudio presenta un nivel de susceptibilidad alto, ya que la dominante presencia de la agricultura en los bordes de la barranca y sobre depósitos piroclásticos, los cuales son catalogados como materiales naturalmente vulnerables a la inestabilidad y de manera similar se comportan los depósitos aluviales, derivados de la erosión y sedimentación de estos mismos materiales. Además, la incisión fluvial en este tipo de litologías deja como resultado márgenes con laderas muy escarpadas e incluso verticales, que exponen las secuencias de depósitos favoreciendo la ocurrencia de los PRM.

Las áreas con un nivel de susceptibilidad medio a los PRM corresponde con el 7.5% de la superficie total de la cuenca y las mismas están asociadas a bordes del sistema fluvial donde además de haber cultivos existen unidades litológicas más competentes, como las lavas de los domos, o están vinculadas a la zona urbana donde no hay evidencias de la ocurrencia de estos procesos de remoción en masa, debido a la canalización de las corrientes de agua.

Finalmente, 7.3% de la superficie de la cuenca presenta un nivel bajo de susceptibilidad a los PRM, representado zonas más alejadas de los bordes del sistema de barrancas o áreas donde los afluentes se localizan en laderas compuestas por materiales más resistentes, como las lavas de los domos y donde además, existe una cubierta de vegetación boscosa densa que permite mantener la estabilidad del relieve.

8.3. Modelo de procesos erosivos y de remoción en masa en la cuenca

A continuación se presenta un modelo para procesos erosivos y de remoción en masa en la cuenca El Zaguán (figura 8.3), donde se representan los mecanismos y factores que dan lugar a estos procesos geomorfológicos.

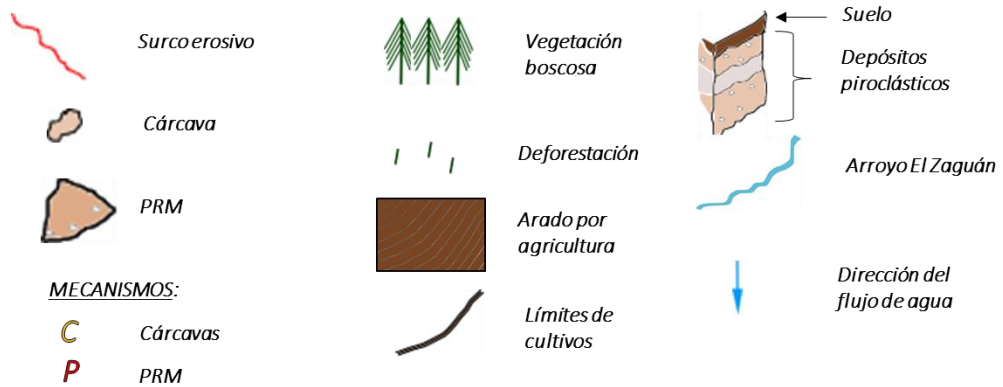
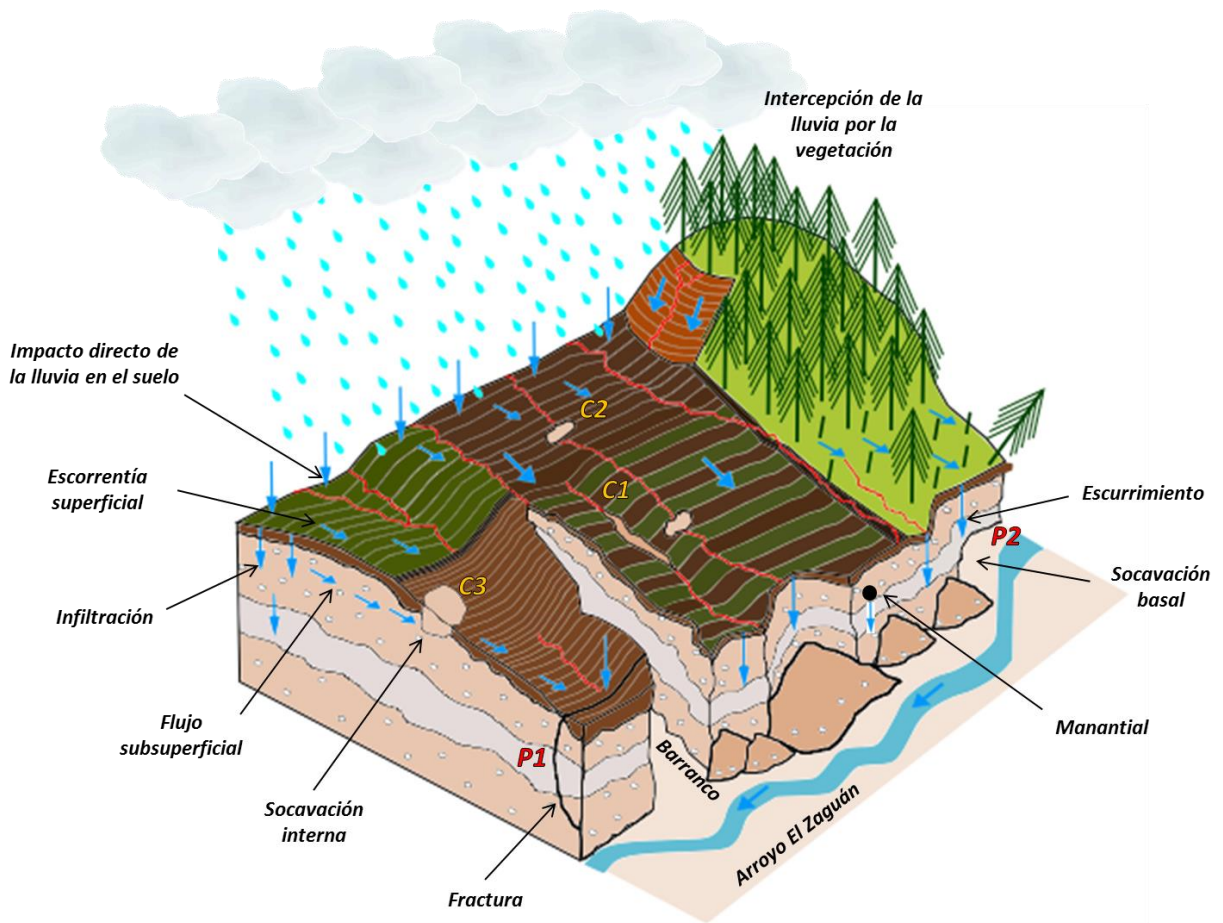


Figura 8.3. Modelo para procesos erosivos y de remoción en masa en la cuenca El Zaguán

Capítulo IX. Conclusiones

Con base en el estudio realizado, se llegó a las siguientes conclusiones:

- En la superficie de la cuenca El Zaguán existen numerosas evidencias de procesos erosivos y de remoción en masa controlados por factores climáticos, geológicos, geomorfológicos y edafológicos de origen volcánico, que están siendo intensificados por el uso del suelo.
- La zona de estudio presenta principalmente una susceptibilidad alta a los procesos erosivos, debido a que la mayor parte del área está bajo agricultura, la cual afecta las propiedades de los suelos, además, se desarrolla sobre pendientes que favorecen la generación de surcos y cárcavas, y sobre materiales naturalmente vulnerables a la erosión.
- Los procesos erosivos presentan una clara relación con el tipo de uso de suelo que domina en la cuenca El Zaguán, ya que la agricultura llevada a cabo carece de prácticas de conservación e involucran labranza, la cual altera la estructura del suelo, de la misma manera que lo hace el cultivo de papa, que es uno de los productos principales en la zona.
- La actividad agrícola en la zona de estudio afecta directamente las propiedades físicas, químicas y geomecánicas de los suelos. De las propiedades del suelo analizadas, el contenido de materia orgánica es el que posee mayor relación con el desarrollo de los procesos erosivos, pues de este factor dependen la densidad aparente del suelo, su porosidad e infiltración, lo que disminuye el impacto erosivo de la escorrentía superficial. Asimismo, un alto contenido de materia orgánica, mejora la estructura del suelo, la estabilidad de sus agregados y aumenta la presencia de cationes intercambiables, lo cual favorece la unión de partículas y, por lo tanto, disminuye el impacto de la erosión hídrica. Además, la presencia de materia orgánica también mostró una muy buena relación con los límites de consistencia del suelo, ya que en conjunto con la arcilla, incrementan los valores de los límites plásticos y líquidos, haciéndolos menos susceptibles a la erosión.
- La rápida infiltración de agua en estos suelos y su gran capacidad de almacenamiento, conduce a que se alcancen con facilidad sus límites de consistencia y pierdan su resistencia durante las lluvias intensas, por lo tanto la susceptibilidad de los suelos a la erosión aumenta.
- La cabecera de la cuenca es la zona más afectada por los procesos erosivos, ya que allí se encuentra la mayor densidad de surcos, cárcavas y barrancos activos, debido a la intensificación de la agricultura en esta área, mientras que la reforestación llevada a cabo en los últimos años solo se ha enfocado en la parte media y baja de la cuenca.
- La pendiente tiene una influencia directa en el desarrollo de los procesos erosivos, ya que controla el movimiento del agua en las laderas en conjunto con las características

topográficas lineares del terreno. Asimismo, su dirección está controlada por la orientación de las laderas.

- La abundancia de rasgos erosivos en la superficie se debe a que la litología más común de la cuenca son los depósitos piroclásticos, los cuales son naturalmente susceptibles a procesos erosivos por sus características físicas y químicas.
- Las cárcavas de la zona de estudio se pueden generar por tres mecanismos, el primero a partir de la evolución de surcos preexistentes a cárcavas, el segundo, por la erosión concentrada en parches de suelo desprovistos de vegetación y, un tercer mecanismo, por el colapso gravitacional de la superficie como consecuencia de la socavación interna producto de flujos de agua subsuperficiales en materiales piroclásticos.
- Por otra parte, los procesos de remoción en masa (PRM) están vinculados directamente al sistema de barrancos de la cuenca el Zaguán, donde la susceptibilidad a estos procesos resultó ser alta, ya que además de sus pendientes casi verticales, la mayoría de las paredes están compuestas por depósitos piroclásticos naturalmente propensos a colapsos.
- Los PRM en las barrancas ocurren por dos mecanismos principales, el primero por la saturación con agua de las laderas durante la temporada de lluvias, la superación de los límites de consistencia de los materiales y la generación de fracturas. El segundo mecanismo, se atribuye a la pérdida de soporte de las paredes de la barranca por la socavación basal ocasionada por la dinámica de la corriente fluvial.
- En la ocurrencia de los PRM también se encuentra la agricultura como un factor condicionante, ya que debido al importante desarrollo de la actividad agrícola en la zona, la mayoría de los bordes superiores de las paredes de las barrancas se encuentran desprovistos de vegetación y con evidencias de deforestación, favoreciendo el aumento de la saturación de los materiales, el escurrimiento superficial, la generación de fracturas y cárcavas en las laderas del cauce.
- El uso del suelo es un factor determinante en el desencadenamiento y aceleración de los procesos geomorfológicos que ocurren en la cuenca El Zaguán, siendo las actividades económicas de los pobladores de la zona, uno los agentes causantes y al mismo tiempo los entes afectados por las problemáticas que estos procesos erosivos y de remoción en masa traen consigo.
- Finalmente, los resultados de esta investigación develan la influencia que tiene el uso del suelo en la aceleración de procesos geomorfológicos en ambientes volcánicos, por lo tanto, pueden ser extrapolados a zonas con características similares en México y el mundo, para mitigar el impacto negativo de estos procesos en las poblaciones o evitar en primera instancia, el desarrollo de actividades agrícolas y de extracción tanto forestal como de materiales para la construcción, en zonas naturalmente susceptibles a procesos erosivos y de remoción en masa.

- Como recomendaciones se sugiere que los planes de reforestación de la cuenca baja y media se extiendan hacia la zona alta de la cuenca, donde el desarrollo de la agricultura ha ocasionado que los procesos erosivos y de remoción en masa se intensifiquen. De esta manera, se atacaría directamente la causa de estos procesos geomorfológicos y no solo la consecuencia. Para la estrategia de reforestación se debe procurar utilizar vegetación característica del área y no introducir especies nuevas que puedan ocasionar otros problemas ambientales.
- Adicionalmente, se sugiere la colocación de gaviones no solo perpendiculares al cauce sino también de gaviones paralelos a las paredes de la barranca en puntos críticos de socavación, para reducir la ocurrencia de procesos de remoción en masa por medio de este mecanismo, considerando realizar previamente un análisis detallado de la dinámica fluvial de la cuenca.

Referencias

- Aceves, J.; Legorreta, G.; Lugo, J. (2014). Aplicación de SIG y cartografía geomorfológica para el inventario de deslizamientos en la cuenca del río El Estado, Volcán Pico de Orizaba, México. Memorias de la IX Reunión Nacional de Geomorfología (Resúmenes). Facultad de Geografía. Universidad Autónoma del Estado de México.
- Aceves, F.; López, J. y Martín, 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*, v. 23, núm. 2, 2006, p. 113-124.
- Alewell, C.; Meusburger, K.; Brodbeck, M. & Bänninger, D. (2008). Methods to describe and predict soil erosion in mountain regions. *Landscape and Urban Planning*, 88 (2008), pp. 46-53
- Alcántara, I. (2000). Landslides: ¿Deslizamientos o movimientos del terreno? Definición, clasificaciones y terminología. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*. Número 41, 2000.
- Alcántara, 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.
- Allmedinger, R. (2019). Stereonet, versión 10.2.9.
- Álvarez, Y. (2015). Relación entre los deslizamientos y cambios en la cubierta de uso y vegetación entre los años 1983 y 2014 en el arroyo La Ciénaga, Volcán Nevado de Toluca, México. Tesis para obtener el título de Bióloga, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Bakker, M.; Govers, G.; Van Doorn, A.; Quetier, F.; Chovardas, D. & Rounsevell, M. (2008). The response of soil erosion and sediment export to land-use change in four areas of Europe: The importance of landscape pattern. *Geomorphology* 98 (2008) 213–226.
- Barthe`s, B. y Roose, E. (2002). Aggregate stability as an indicator of soil susceptibility to runoff and erosion; validation at several levels. *Catena* 47 (2002) 133 – 149.
- Beare, M.; Hendrix, P. y Coleman, D. (1994). Water-Stable Aggregates and Organic Matter Fractions in Conventional and No-Tillage Soils. Published in *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58:777-786 (1994).
- Bedel, L.; Legout, A.; Poszwa, A.; Heijden, G.; Court, M.; Goutal, N.; Montarges, E.; & Ranger, J. (2018). Soil aggregation may be a relevant indicator of nutrient cation availability. *Annals of Forest Science* (2018) 75: 103 <https://doi.org/10.1007/s13595-018-0782-y>
- Bellotti, F.; Capra, L.; Groppelli, G. & Norini, G. (2006). Tectonic evolution of the central-eastern sector of Trans Mexican Volcanic Belt and its influence on the eruptive history of the Nevado de Toluca volcano (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158 (2006) 21–36.
- Bisson, M.; Fubelli, G.; Sulpizio, R. y Zanchetta, G. (2013). A GIS-based approach for estimating volcanoclastic flow susceptibility: a case study from Sorrentina Peninsula (Campania Region). *Società Geologica Italiana, Roma 2013. Ital. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.)*, Vol. 132, No. 3 (2013), pp. 394-404, 4 figs., 5 tabs. (doi: 10.3301/IJG.2012.37).

- Blong, R. (1970). The development of discontinuous gullies in a pumice catchment. *American Journal of Science*, Vol. 268, April 1970, P. 369-383.
- Borselli, L. y Sarocchi, D. (2017). DECOLOG 5.6.1. Deconvolution of Mixture's Components Inside Particle Size Distributions. Win 64 bit, Portable app. Freeware Software for Earth Science and Engineering Scientific Community. Disponible en: <https://www.lorenzo-borselli.eu/decolog/>
- Bogusława, P. (2014) Changes of bulk density, air-water properties and morphology of soils in basins without outlets as an effect of erosion and anthropogenic denudation (a study from northwestern Poland), *Soil Science and Plant Nutrition*, 60:1.
- Buytaert, W.; Deckers, J.; Dercon, G.; De Bièvre, B.; Poesen, J. & Govers, G. (2002). Impact of land use changes on the hydrological properties of volcanics ash soils in South Ecuador. *Soil Use and Management* (2002) 18, 94 -100.
- CAEM, Comisión del Agua del Estado de México (2017). Reincidencia de Inundaciones en las Temporadas de Lluvias 2002-2017, Cuenca del Río Lerma. Disponible en: <http://caem.edomex.gob.mx/sites/caem.edomex.gob.mx/files/files/AtlasInundaciones/Atlas2018/Lerma/ReincidenciasLerma.pdf>. [Consulta: 29, noviembre].
- Carter, M. (1990). Relative Measures of Soil Bulk Density to Characterize Compactation in Tillage Studies on Fine Sandy Loams. Research Station, Agriculture Canada. *Can. J. Soil Sci*: 70: 425-433.
- Capra, L.; Borselli, L.; Varley, N.; Gavilanes, J.; Norini, G.; Sarocchi, D.; Caballero, L. & Cortes, A. (2010). Rainfall-triggered lahars at Volcán de Colima, Mexico: Surface hydro-repellency as initiation process.
- Ceballos, G. (Compilador) (2011). Propuesta de Recategorización y Decreto Del Parque Nacional Nevado De Toluca Secretaria Del Medio Ambiente Gobierno Del Estado De México. H, Ayuntamiento De Toluca.
- CONAGUA (2017). Comisión Nacional del Agua, Coordinación General del Servicio Meteorológico Nacional, Proyecto de Bases de Datos Climatológicos (Estaciones Nevado de Toluca y San Francisco Putla, Estado de México, período 1981-2010). Disponible en: <https://smn.conagua.gob.mx/tools/RESOURCES/Mensuales/mex/>.
- CONANP (2013). Estudio previo justificativo para la modificación de la declaratoria del Parque Nacional Nevado de Toluca, ubicado en el Estado de México, México. Disponible en: <https://datos.gob.mx/busca/dataset/estudio-previo-justificativo-de-conanp/resource/8f42fbad-bbac-4d9a-99fb-12f5e295795d>.
- Congalton, R. (1991). A Review of Assessing the Accuracy of Classifications of Remotely Sensed Data. Department of Forestry and Resource Management, University of California, Berkeley. *Remote Sensing Environmental*, 37:35-46 (1991).
- Costa, J. (1975). Effects of Agriculture on Erosion and Sedimentation in the Piedmont Province, Maryland. *Geological Society of America Bulletin*, v. 86, p. 1281-1286, 5 figs., no. 50912.
- Crockford, H.; Topalidis, S. y Richardson, D. (1991). Water Repellency in a Dry Sclerophyll Eucalypt Forest - Measurements and Processes. *Hydrological Processes*, Vol. 5.405-420.

- Cruz, A. y Vázquez, B. (2014). Remoción en masa en el municipio de Calimaya, estado de México. Memorias de la IX Reunión Nacional de Geomorfología (Resúmenes). Facultad de Geografía. Universidad Autónoma del Estado de México.
- Cruz, A. (2017). Evaluación de la calidad del paisaje como recurso turístico en el Volcán Nevado de Toluca, Estado de México. Tesis que para obtener el título de Licenciada en Geografía. Colegio de Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Czyz, E. (2004). Effects of traffic on soil aeration, bulk density and growth of spring barley. Institute of Soil Science and Plant Cultivation, ul. Czartoryskich 8, 24-100 Pulawy, Poland. *Soil & Tillage Research* 79 (2004) 153–166.
- Dávila, I.; Lastra, J., López, R. (2004). “Fallece un menor tras fuerte granizada en el Nevado de Toluca; 250 viviendas dañadas”. Periódico La Jornada. Martes 4 de mayo de 2004, México D.F. Disponible en: [https://www.jornada.com.mx/2004/05/04/041n1est.php?printver=1&fly=.](https://www.jornada.com.mx/2004/05/04/041n1est.php?printver=1&fly=) [Consulta: 29, noviembre de 2018].
- De Roo, A. (1998). Modelling runoff and sediment transport in catchments using GIS. *Hydrological Processes*, 12, 905-922 (1998).
- Delgado, J. y Godoy, R. (2009). Elaboración de Cartografía Física Elemental. OCW-Universidad de Málaga. Disponible en: <http://ocw.uma.es>. [Consultado: 24, Abril 2009].
- Deng, Y.; Cai, C.; Xia, D.; Ding, S.; Chen, J. and Wang, T. (2017). Soil Atterberg limits of different weathering profiles of the collapsing gullies in the hilly granitic region of southern China. *Solid Earth*, 8, 499-513, 2017.
- Doerr, S. (1998). On Standardizing the ‘Water Drop Penetration Time’ and the ‘Molarity of an Ethanol Droplet’ Techniques to Classify Soil Hydrphobicity: A Case Study Using Medium Textured Soils. *Earth Surf. Process. Landforms* 23, 663–668.
- Doerr, S.; Shakesby, R. & Walsh, R. (2000). Soil water repellency: its causes, characteristics and hydro-geomorphological significance. *Earth-Science Reviews* 51 2000 33–65.
- Domínguez, I. (2016). Cambios de Cobertura Forestal en el Área de Protección de Flora y Fauna Nevado de Toluca. Tesis que para obtener el título de Licenciada en Geografía. Facultad de Filosofía y Letras. Universidad Autónoma de México. Ciudad Universitaria, Ciudad de México, México.
- Dominy, C. y Haynes, R. (2002). Influence of agricultural land management on organic matter content, microbial activity and aggregate stability in the profiles of two Oxisols. *Springer-Verlag 2002 Biol Fertl Soils* (2002) 36:298–305.
- Döner, J.; Dec, D.; Feest, E.; Vázquez, N. & Díaz, M. (2012). Dynamics of structure and pore functions of a volcanic ash soil under tillage. *Soil & Tillage Research* 125 (2012) 52 – 60.
- ERSDAC, Earth Remote Sensing Data Analysis Center, (2007). ASTER user’s Guide, Part II, Level 1 Data Products (Ver. 5.1). Japan/USA. Disponible en: https://unit.aist.go.jp/igg/rs-rgr/ASTERSciWeb_AIST/en/documnts/users_guide/part1/pdf/Part2_5.1E.pdf.
- Espinosa, L. (2003). Elementos geomorfológico-cuantitativos del piedemonte nororiental del volcán Nevado de Toluca. *Ciencia Ergo Sum*, vol. 10, núm. 2, julio, 2003. Universidad Autónoma del Estado de México, México.

- Espinosa, L.; Balderas-Plata, M. y Cabadas-Báez, H. (2014). Caracterización Geomorfológica el Área Natural Protegida Nevado de Toluca: Complejo de Volcanes Nevado de Toluca y San Antonio. *Revista Ciencia UAT (Universidad Autónoma de Tamaulipas)*. ISSN 2007-7521. 9(1): 6-14 (Jul - Dic 2014).
- FAO (2018). Portal de Suelos de la FAO: Propiedades químicas de los suelos. Disponible en: <http://www.fao.org/soils-portal/soil-survey/clasificacion-de-suelos/sistemas-numericos/propiedades-quimicas/es/>
- Ferreira, V.; Panagopoulos, T.; Andrade, R.; Guerrero, C. y Lourdes, L. (2015). Spatial variability of soil properties and soil erodibility in the Alqueva reservoir watershed. *Solid Earth*, 6, 383-392, 2015.
- Flores, L. y Alcalá, R. (2010). Manual del Laboratorio de Física de Suelos. Departamento de Edafología. Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Freeborough, K.; Gibson, A.; Hall, M.; Poulton, C.; Wildman, G.; Forster, A. & Burt, E. (2005). *Landslide and Mass Movement Processes and their Distribution in the Wellington District of Somerset. Geoscience in South-West England*.
- García, S. (2017). Susceptibilidad Geomorfológica a Deslizamientos en Arroyos Secundarios del Sur de la Cuenca La Ciénega, Volcán Nevado de Toluca. Tesis que para obtener el título de Licenciada en Geografía. Facultad de Filosofía y Letras. Universidad Autónoma de México. Ciudad de México, México.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Garduño, V.H. (2000). Miocene to recent structural evolution of the Nevado de Toluca Volcano region, Central México: *Tectonophysics*, 318, 281-302.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Arce, J.L., Capra, L., Garduño, V.H., Espíndola, J.M. (2002). *Geology of Nevado de Toluca volcano and surroundings areas, Central México: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Map and Chart Series, MCH080, 1 mapa, 26 p. texto*.
- Gobierno del Estado de México (s.f.). Acerca de PROBOSQUE. Probosque. Secretaría de Medio Ambiente. Disponible en: http://probosquedesa.edomex.gob.mx/acerca_probosque. [Consultado: 26, Agosto de 2019].
- Gobierno Municipal Tenango del Valle (2009). *Gaceta de Gobierno Municipal: Plan de Desarrollo Municipal 2009 – 2012 del Municipio de Tenango del Valle (17 de diciembre de 2009)*.
- Google (2017 y 2018). Imágenes satelitales de la plataforma Google Earth, provenientes de la compañía DigitalGlobe.
- González, L.; Ferrer, M.; Ortuño, L. y Oteo, C. (2002). *Ingeniería Geológica*. Pearson Educación, Madrid, 2002. ISBN: 84-205-3104-9, 744 p.
- González, L.; Hijazo, T. y Ferrer, M. (2008). Engineering geological properties of the volcanic rocks and soils of the Canary Island. *Soils and Rocks* 31: 3-13.
- Highland, L., y Bobrowsky, P. (2008). *The Landslide Handbook, A guide to understanding landslides*. Reston, Virginia, U.S. Geological Survey Circular 1325, 129 p.
- Hook, J. y Sandercock, P. (2017). *Combating Desertification and Land Degradation: Spatial Strategies Using Vegetation*. Springer Briefs in Environmental Science. Springer International Publishing Switzerland 2017.

- INEGI (1982). Cartas Edafológicas Volcán Nevado de Toluca E-14-A-47 a escala 1: 50 000. Comisión de Estudios del Territorio Nacional.
- INEGI (2001). Síntesis de información geográfica del estado de México. Disponible en: http://internet.contenidos.inegi.org.mx/contenidos/productos/prod_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/historicos/2104/702825224028/702825224028_7.pdf.
- INEGI (2009). Prontuario de Información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos. Tenango del Valle, México (Clave geoestadística 15090).
- IPCEM, Instituto de Protección Civil del Estado de México (2005). Cuaderno de Investigación 6: Evaluación de Algunas Zonas de Inundación en el Estado de México. Disponible en: <http://cgproteccioncivil.edomex.gob.mx/sites/cgproteccioncivil.edomex.gob.mx/files/files/Publicaciones/trabajo%20de%20investigacion/cuaderno%206.pdf>.
- IUSS Working Group WRB (2015). Base referencial mundial del recurso suelo 2014, Actualización 2015. Sistema internacional de clasificación de suelos para la nomenclatura de suelos y la creación de leyendas de mapas de suelos. Informes sobre recursos mundiales de suelos 106. FAO, Roma.
- Iverson, R.; Reid, M.; Iverson, N.; LaHusen, R.; Logan, M.; Mann, J. & Brien, D. (2000). Acute Sensitivity of Landslide Rates to Initial Soil Porosity.
- Lal, R. (2001). Soil Degradation by Erosion. *Land Degradation & Development*. 12: 519-539 (2001).
- Lal, R. y Shukla, M. (2004). Principles of Soil Physics. The Ohio State University, Columbus, Ohio, USA. Marcel Dekker, INC, New York, Basel.
- Letey, J; Carrillo, M. y Pang, X. (2000). Approaches to characterize the degree of water repellency. *Journal of Hydrology* 231–232 (2000) 61–65.
- Lobo, D. (2003). Soil Physical Properties Affecting Soil Erosion in Tropical Soils. Facultad de Agronomía, Instituto de Edafología, Universidad Central de Venezuela, Maracay, Venezuela. College on Soil Physics Trieste.
- Ludlow-Wiechers, B.; Almeida-Leñero, L. y Gerald, I. (2005). Paleoeological and climatic changes of the Upper Lerma Basin, Central Mexico during the Holocene. *Quaternary Research* 64 (2005) 318 – 332.
- Lugo, J. (1988). Elementos de Geomorfología Aplicada (Métodos Cartográficos). Instituto de Geografía. Universidad Nacional Autónoma de México. México D.F., 1988.
- Lugwig, B.; Boiffin, J.; Chadoeuf, J. & Auzet, A. (1995). Hydrological structure and erosion damage caused by concentrated flow in cultivated catchments. *Catena* 25 (1995) 227-252.
- Maass, S.; Regil, H.; González, C y Nava, G. (2006). Cambio de uso del suelo y vegetación en el Parque Nacional Nevado de Toluca, México, en el periodo 1972-2000. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía UNAM*, ISSN 0188-4+11, Núm.61, 2006, pp. 38-57.
- Macías, J. (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, 2005, p. 379-424.

- Montero, I. (2004). Atlas Arqueológico de la Alta Montaña Mexicana. Gobierno de los Estados Unidos Mexicanos. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. Comisión Nacional Forestal.
- Montes, M.; Uribe, E. y García, E. (2011). Mapa Nacional de Erosión Potencial. Tecnología y Ciencias del Agua, antes Ingeniería hidráulica en México, vol. II, núm. 1, enero-marzo de 2011, pp. 5-17.
- Mosley, M (1972). Evolution of a Discontinuous Gully System.
- NASA (2018). ASTER Volcano Archive: Imágenes del Nevado de Toluca ASTER LEVEL 1B 2001 y 2016. Disponibles en: https://ava.jpl.nasa.gov/ASTER_data.php?id=1401-07-.
- Neall, V. (2006). Volcanic Soils. Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS). Land use and land cover VII: 1-24.
- Norini, G.; Gropelli, G., Capra, L. & De Beni, 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 (2004) 47–61. doi:10.1016/j.geomorph.2004.02.010.
- Nyawade, S.; Gachene, C.; Karanja, N.; Gitari, H.; Schulte-Geldermann, E. & Parkera, M. (2019). Controlling soil erosion in smallholder potato farming systems using legume intercrops. *Geoderma Regional* 17 (2019). e00225. <https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2019.e00225>. Published by Elsevier B.V.
- Palacio, J. (1988). Destrucción de tierras en el flanco oriental del Nevado de Toluca, el caso de la cuenca del arroyo El Zaguán. *Investigaciones Geográficas UNAM* N°.18, México.
- Pedraza, J. (1996). Geomorfología. Principios, Métodos y Aplicaciones. Editorial Rueda, Madrid, España.
- Pimentel, D. (2006). Soil Erosion: A Food and Environmental Threat. *Environment, Development and Sustainability* (2006) 8: 119–137. DOI 10.1007/s10668-005-1262-8.
- Pradhan, B.; Chaudhari, A.; Adinarayana, J. y Buchroithner, M. (2012). Soil erosion assessment and its correlation with landslide events using remote sensing data and GIS: a case study at Penang Island, Malaysia. *Environ Monit Assess* (2012) 184:715–727.
- Porta, J.; López-Acevedo, M. y Roquero, C. (2003). Edafología para la agricultura y el medio ambiente. 3ª edición revisada y ampliada. Ediciones Mundi-Prensa.
- Reis, M.; Gomes, E.; Rodriguez, A. & Alves, M. (2001). Effects of soil management systems on soil microbial activity, bulk density and chemical properties. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, v. 36, n. 12, p. 1539-1545, dez. 2001.
- Sandoval, A. (1987). Actualización y Análisis Cartográfico sobre Usos del Suelo y Vegetación del Parque Nacional Nevado de Toluca, Estado de México. Tesis que para obtener el título de Biólogo. Facultad de Ciencias. Universidad Nacional Autónoma de México. México, D. F.
- SCT, Secretaría de Comunicaciones y Transporte (2007). MMP, Métodos de Maestreo y Prueba de Materiales. Parte 1: Suelos y Materiales para Terracerías. Título: 07. Límites de Consistencia.
- Siebe, C.; Jahn, R. y Stahr, K. (2017). Manual para la descripción y evaluación ecológica de suelos en el campo. 3ª. Edición (revisada, corregida y aumentada). Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo, México.

- Soane, B. y Ouwerkerk, C. (2013). Chapter 1 - Soil Compaction Problems in World Agriculture. *Developments in Agricultural Engineering*. Volume 11, 1994, Pages 1-21. El Sevier.
- Stanchi, S.; Freppaz, M.; Godone, D. & Zanini, E. (2013). Assessing the susceptibility of alpine soils to erosion using soil physical and site indicators. *Soil Use and Management*, December 2013, 29, 586–596. DOI: 10.1111/sum.12063.
- Stone, R. y Hilborn, D. (2000). Universal Soil Loss Equation (USLE). Ministry of Agriculture, Food and Rural Affairs, MAFRA, Ontario. Fact Sheet, Agricultural Engineering. Order N°. 00-001, AGDEX 572/751.
- Suárez, J. (1998). *Deslizamientos y Estabilidad de Taludes en Zonas Tropicales*. Instituto de Investigaciones sobre Erosión y Deslizamientos. Universidad Industrial de Santander. Bucaramanga, Colombia.
- Swanson, F. y Dyrness, C. (1975). Impact of clear-cutting and road construction on soil erosion by landslides in the western Cascade Range, Oregon. *Geology* 3:393–96.
- Torres-Orozco, R. (2011). *Volcanismo efusivo en el área del Nevado de Toluca: distribución y génesis de magmas*. Tesis que para obtener el grado de Maestro en Ciencias de la Tierra (Vulcanología). Universidad Nacional Autónoma de México.
- Torres-Orozco, R.; Arce, J.; Layer, P. & Benowitz, J. (2017). The Quaternary history of effusive volcanism of the Nevado de Toluca area, Central Mexico. *Journal of South American Earth Sciences* 79 (2017) 12e39. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2017.07.008>
- Valerio, V.; García, A.; López, C. y Galván, A. (2007). Geología y procesos de remoción en masa asociados a un domo volcánico tipo couleé: Cerro El Tenayo, Tlalnepantla, Estado de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Volumen 59, Núm. 2, 2007, P. 183-201.
- Van Oost, K.; Govers, G. & Desmet, P. (2000). *Evaluating the effects of changes in landscape structure on soil erosion by water and tillage*. Kluwer Academic Publishers. Printed in the Netherlands. . *Landscape Ecology* 15: 577–589, 2000.
- Yalcin, A. (2007). The effects of clay on landslides: A case study. *Applied Clay Science* 38 (2007) 77–85.
- Yasar, S.; Ozyuvaci, N. y Hizal, A. (2008). Impacts of Land Use Conversion on Soil Properties and Soil Erodibility. *Journal of Environmental Biology* May 2008, 29(3) 363-370 (2008).
- Yuan, Z.; Fang, C.; Zhang, R.; Li, F.; Mansoor, M. & Janssens, I. (2019). Topographic influences on soil properties and aboveground biomass in lucerne-rich vegetation in a semi-arid environment. *Geoderma* 344 (2019) 137–143. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.03.003>.

Anexos

Metodología para los análisis de laboratorio de los suelos

- **Análisis granulométrico de los suelos**

El análisis granulométrico de los suelos se realizó en dos partes, el primer procedimiento correspondió al análisis de la distribución de partículas de tamaños mayores a 16 mm (bombas, bloques y lapilli) hasta partículas de tamaños menores a 63 μm (ceniza fina) y el segundo proceso constituyó la determinación de la proporción de partículas de tamaño arena (o ceniza gruesa, de 2 mm a 63 μm) y tamaño limo y arcilla (o ceniza fina, menores a 63 μm), este último con la finalidad de determinar también la textura de los suelos.

El primer procedimiento consistió en el tamizado de las muestras individualmente en un juego de tamices (figura A.1., U.S.A. Standar Test Sieve, ASTM E-11 Standar) que van desde el -4 Φ al 4 Φ (tabla 1.1), pesando posteriormente el material retenido en cada tamiz con una balanza analítica.



Figura A.1. Juego de tamices empleado para el análisis granulométrico

Tabla 1.1. Juego de tamices y tamaños de las aberturas de sus mallas

Tamiz N°	Phi (Φ)	Abertura
5/8"	-4	16.00 mm
5/16"	-3	8.00 mm
5	-2	4.00 mm
10	-1	2.00 mm
18	0	1.00 mm
35	1	500 μm
60	2	250 μm
120	3	125 μm
230	4	63 μm

A partir los resultados obtenidos del análisis granulométrico se realizó un estudio de la distribución de tamaños de las partículas, empleando el software libre DECOLOG 5.6.1 (Borselli y Sarocchi, 2017), el cual permite obtener automáticamente distintos parámetros estadísticos con base en el método Montecarlo, como la media, la desviación estándar, la asimetría y la curtosis, generando los respectivos histogramas con las curvas de distribución.

El segundo procedimiento granulométrico consistió en el análisis del tamaño de partículas tamaño arena, limo y arcilla y con ello la determinación de la textura de los suelos, éste fue desarrollado de acuerdo con el manual de Flores y Alcalá (2010), empleando el método del tamizado húmedo para la fracción gruesa (arena o ceniza gruesa) y el de la pipeta para la fracción limo-arcillosa (ceniza fina). Este último, se considera el método más exacto en la determinación granulométrica, debido a que mide las partículas en forma gravimétrica.

El primer paso fue tamizar las muestras de suelo en húmedo (con la humedad de campo) con una malla de 2 mm para separar las gravas (o lapilli). Posteriormente, las muestras fueron pre-

tratadas para eliminar los agentes cementantes de los suelos, con el fin de dispersar bien las partículas; considerando las características que presentan los suelos estudiados, solo se requirió realizar un tratamiento para eliminar la materia orgánica, para ello se colocaron entre 15 y 20 gramos de suelo homogenizado en vasos de precipitado, se humedecieron un poco con agua destilada y bajo la campana extractora se le adicionaron 5 ml de H_2O_2 al 30%, dejándose actuar al reactivo durante aproximadamente 24 horas en frío.

Terminado el paso anterior, se colocaron las muestras contenidas en los vasos de precipitado en un baño María (figura A.2. A y B) bajo la campana extractora, comenzando en una temperatura de $30^\circ C$, la cual se fue incrementando $10^\circ C$ progresivamente hasta alcanzar una temperatura de $80^\circ C$, agregando además, otras dosis de 5 ml de H_2O_2 , cuando se observaba que la reacción disminuía, hasta que se observó que la reacción había finalizado. Luego, las muestras contenidas en los vasos de precipitado se calentaron a una temperatura constante de $80^\circ C$ en una parrilla eléctrica (Figura A.2. C), para eliminar el peróxido de hidrógeno H_2O_2 , adicionando agua destilada paulatinamente y evitando que la muestra se seque por completo. Acto seguido, las muestras se secaron a $105^\circ C$, para trasvasarlas individualmente a un mortero de porcelana y triturarlas bien con la ayuda de un mazo de madera. Listo este paso, las muestras se colocaron en unas cápsulas de porcelana, respectivamente etiquetadas, se homogenizaron con una espátula y se introdujeron de nuevo en la estufa a $105^\circ C$ durante 24 horas.

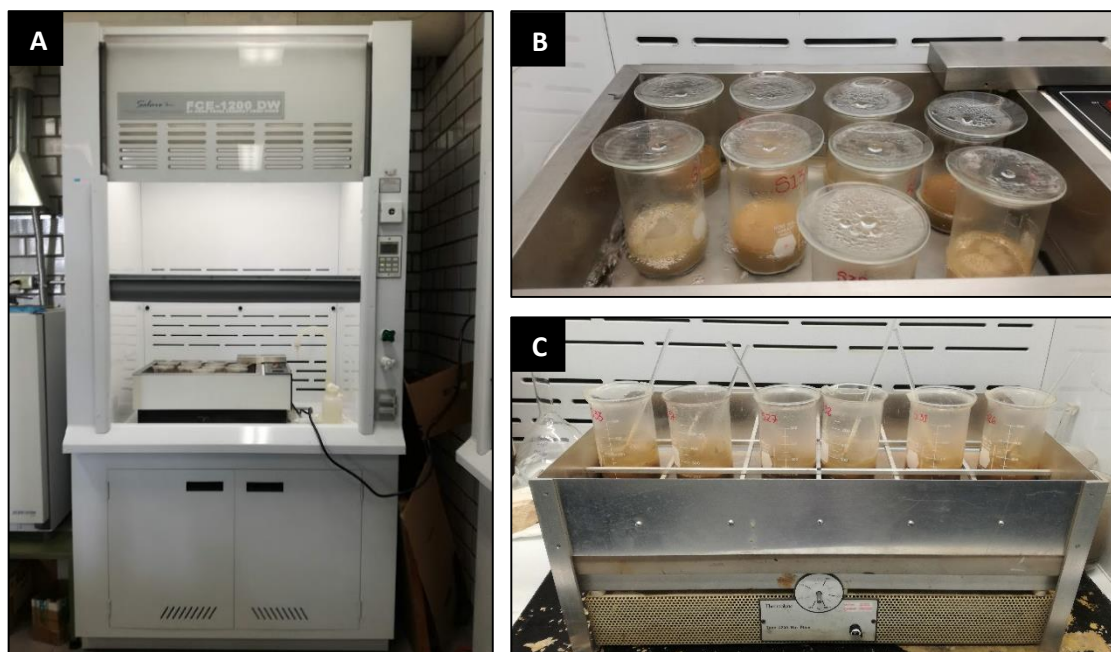


Figura A.2. Campana extractora y baño maría (A). Muestras en reacción con H_2O_2 , en baño maría (B). Muestras en parrilla eliminando H_2O_2 (C).

De las cápsulas se extrajeron 10 gramos de cada muestra y se transfirieron a unos envases plásticos con tapa (figura A.3. A), a los cuales se les adicionó 250 ml de agua destilada y 10 ml de Hexametáfosfato de sodio (HMF_{Na} , con una concentración de 0.5 g/L, figura A.3. B), actuando este último como un dispersante de partículas. A la boca de los envases se les colocó un papel filme, para evitar la pérdida de material; finalmente se taparon y se colocaron en un agitador mecánico durante aproximadamente 18 horas.

Una vez tratada la muestra, se realizó el tamizado en húmedo con la malla de $63 \mu m$ de abertura (figura A.4. A), con la ayuda de agua destilada, lavando bien las arenas y conteniendo el residuo líquido en un recipiente plástico. Las arenas lavadas, se pasaron a una cápsula de porcelana, se introdujeron en la estufa a $105^\circ C$ hasta que se secaron y una vez frías, se les determinó su peso.

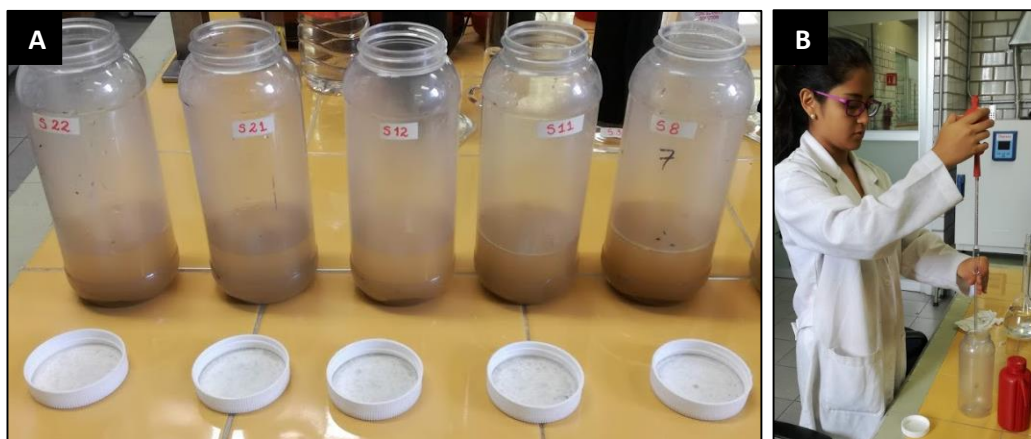


Figura A.3. Envases plásticos con muestras, agua destilada y HMF_{Na} .

El líquido residual del proceso de tamizado, el cual contenía partículas de tamaño limo y arcilla, fue vertido en probetas (figura A.4. B), y se les agregó 10 ml de dispersante (HMF_{Na}) y agua destilada hasta el aforo. De inmediato, se cubrieron las probetas con vidrios de reloj en la parte superior y con unos forros negros de tela alrededor de estos (figura A.4. C), para que la solución se equilibrara durante varias horas. Posteriormente, se agitó la solución con fuerza durante 1 minuto, con la ayuda de un agitador manual, y se registró cuidadosamente el tiempo exacto de la agitación y la temperatura de la suspensión. Cumplido el tiempo calculado para la caída de las partículas, se tomó una alícuota de 25 ml de la solución (contenía solo partículas tamaño arcilla) con una pipeta especialmente diseñada para ello (figura A.4. D), dicha muestra fue vaciada en cápsulas de aluminio y se secaron en la estufa a 105°C y finalmente se pesaron para obtener el peso de las partículas tamaño arcilla.

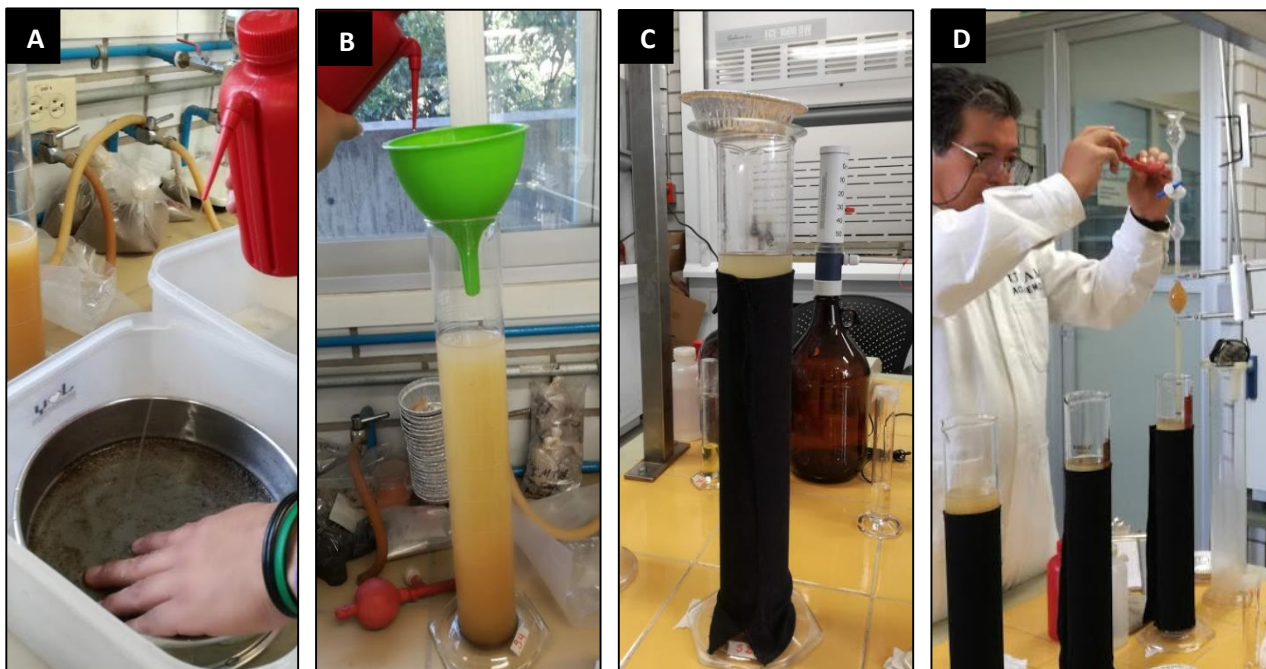


Figura A.4. Tamizado de arenas (A). Vaciado del líquido residual del tamizado en la probeta (B). Probetas cubiertas con vidrio de reloj y forro de tela negro (C). Toma de alícuota de la solución con partículas tamaño arcilla (D).

- **Análisis de densidad de partículas de los suelos**

El análisis de densidad de partículas se desarrolló siguiendo la metodología propuesta en Flores y Alcalá (2010). Las muestras de suelo estudiadas fueron tamizadas con una malla de 2 mm de abertura, y homogenizadas, posteriormente, se separaron entre 8 y 10 g de muestra en cápsulas de aluminio y se colocaron por varios días a secar al aire. Luego, se pesaron 2 g por duplicado de cada muestra seca para la determinación de la densidad de partículas. Además, se pesó en paralelo 1 g de cada muestra, y se secaron en la estufa a 105°C, para determinar la humedad gravimétrica.

Por otra parte, se pesaron picnómetros volumétricos vacíos (25 ml de capacidad) y luego, estos mismos fueron llenados con agua destilada casi por completo, de forma que al taparlos expulsaran el agua desplazada por el tapón a través de un tubo capilar, quedando totalmente llenos de agua y se les volvió a tomar su peso. Se vaciaron los picnómetros y se secaron bien en la estufa.

Una vez fríos los picnómetros, se les colocaron 2 gramos de suelo (seco al aire), por duplicados de cada muestra y se les agregó agua destilada hasta la altura de la parte más ancha de los mismos, ya que seguidamente fueron colocados en un desecador aplicándoles vacío durante 24 horas (figura A.5. A), con el objetivo de extraer las burbujas de aire de la fracción sólida (figura A.5. B). En el caso de que algunas muestras tuvieran mucha materia orgánica, fue necesario calentarlas a 80°C (figura A.5. C), para conseguir que estas partículas flotantes decantaran.

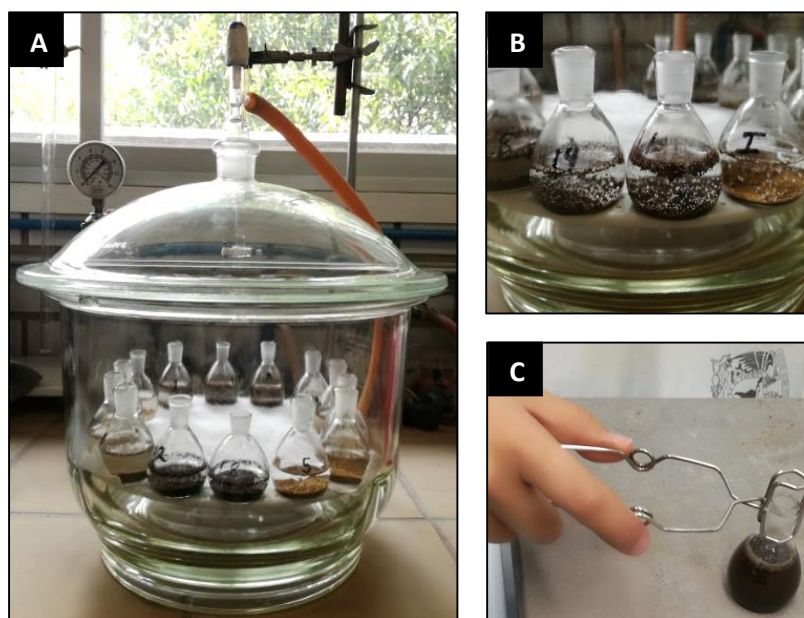


Figura A.5. Picnómetros con muestras en un desecador al vacío (A). Muestras liberando burbujas de aire en vacío (B). Picnómetro con muestra hirviendo en la parrilla (C)

Como paso final, los picnómetros fueron terminados de llenar con agua destilada, hasta la mitad del cuello para nuevamente colocarles el respectivo tapón y pesarlos en la balanza analítica (peso del picnómetro, más suelo, más agua). Adicionalmente, se tomó la temperatura del agua contenida en los picnómetros para luego determinar la correcta densidad de ésta. Finalmente, con los datos tomados durante el procedimiento, se calculó la densidad de las partículas.

- **Análisis de densidad aparente de los suelos**

Para este análisis se tomaron muestras inalteradas en campo en cilindros de acero (figura A.6. A) y fueron guardadas en bolsas plásticas herméticamente cerradas para conservar su humedad. En el laboratorio se vaciaron las muestras en unas cápsulas de aluminio previamente pesadas, por duplicado para cada muestra. Seguidamente, las cápsulas con las muestras fueron introducidas a la estufa a 105°C por 48 horas o hasta lograr un peso constante, registrando su peso en la balanza analítica, teniendo la precaución de que se enfriaran en el desecador (figura A.6. B) y que estuvieran frías al pesarlas. Finalmente, con los datos se calcularon las densidades aparentes de las muestras.

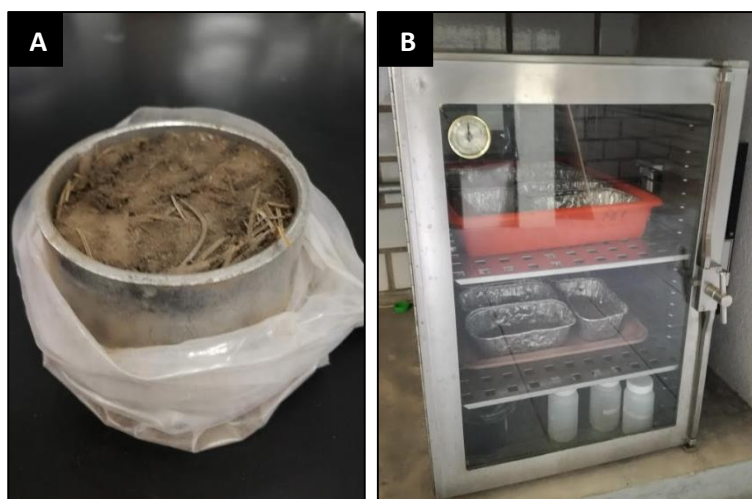


Figura A.6. Cilindro de acero inoxidable (100 cm³) con muestra de densidad aparente (A). Muestras enfriando en el desecador (B).

- **Cálculo de la porosidad de los suelos**

Con base en los resultados obtenidos de la densidad de partículas y la densidad aparente, se realizó el cálculo de las porosidades de cada horizonte de suelo.

- **Análisis de pH de los suelos**

Para la determinación del pH, las muestras se tamizaron con una malla de 2 mm de abertura. Seguidamente, se pesaron 10 g de suelo por duplicado, colocándolos en tubos plásticos de centrifuga (figura A.7. A), y de la misma manera se colocaron 10 g por duplicado de una muestra patrón como referencia. A continuación, a cada uno de los tubos se les agregó 25 ml de agua

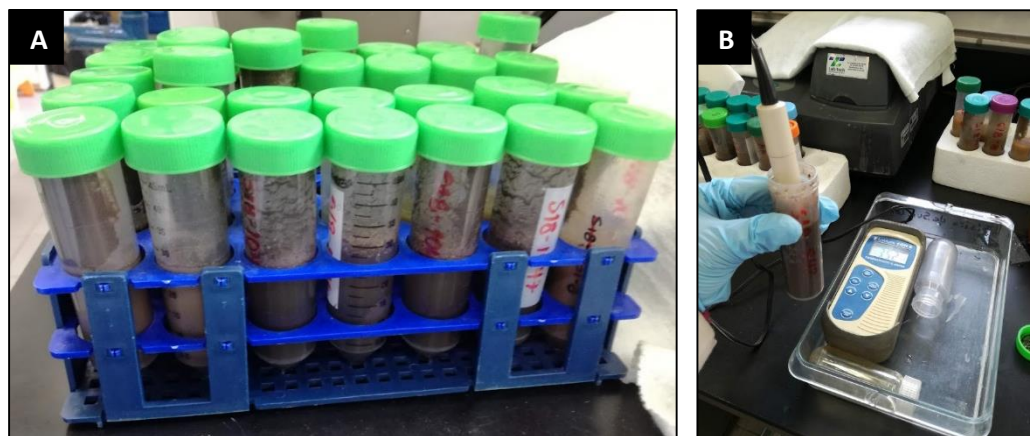


Figura A.7. Muestras de suelo en los tubos de centrifuga, reposando en una gradilla (A). Potenciómetro (B).

destilada, se taparon muy bien y se pusieron todos en un agitador mecánico durante 18 horas continuas a 120 rpm. Seguidamente, se dejaron reposar las muestras durante aproximadamente 1 hora y con un potenciómetro se midió el pH correspondiente (figura A.7. B).

- **Análisis de cationes intercambiables (Ca^{2+} , Mg^{2+})**

El principio de este procedimiento es extraer los cationes intercambiables con una solución de acetato de amonio 1 N pH 7 y luego determinar por absorción atómica Ca^{2+} y Mg^{2+} .

Las muestras fueron previamente tamizadas <2mm y secadas al aire, para seguidamente pesar 4 g de suelo por duplicado en tubos de centrifuga de 50 ml de capacidad, además, se pesó la misma cantidad para la muestra patrón por duplicado y dos blancos. Luego, se les agregó 33 ml de acetato de amonio 1 N pH7 (figura A.8. A), se agitaron durante 10 minutos y se centrifugaron a 2500 rpm durante 5 min. El sobrenadante fue filtrado en envases de plástico de 125 ml de capacidad (figura A.8. B). Todo este procedimiento de extracción se repitió de la misma manera dos veces más, tomando en cuenta que en la última lavada se le agregaron 34 ml de acetato de amonio en vez de 33 ml, con la finalidad de completar 100 ml.

Para determinar el Ca^{2+} , fue necesario preparar una curva con 0, 0.5, 1, 2, 3 y 4 mg/l de calcio, se diluyó 10 ml de una solución de 1000 mg/l de calcio en matraces aforados de 100 ml con agua destilada, se obtuvo una solución de 100 mg/l, de la cual se tomaron 0, 0.5, 1, 2, 3 y 4 ml y se colocaron en matraces aforados de 100 ml. Luego, se agregó cloruro de lantano hasta lograr una concentración final de 0.5% de Lantano (10 ml de lantano al 5%). Seguidamente, se agregó



Figura A.8. Agregando acetato de amonio a las muestras con pipeta (A). Extractos de muestras con embudos, papel filtro y envases de plástico (B). Espectrofotómetro de absorción atómica para determinar Ca^{2+} y Mg^{2+} (C).

acetato de amonio en una concentración equivalente a la de la muestra a medir. Finalmente, se determinó el Ca en el espectrofotómetro de absorción atómica (figura A.8. C).

Para determinar el Mg^{2+} , se preparó una curva con 0, 0.1, 0.2, 0.3, 0.4 y 0.5 mg/l de magnesio, se colocó 0, 1, 2, 3, 4 y 5 ml de una solución patrón de 10 mg/l de Mg en matraces aforados de 100 ml. Luego, se agregó cloruro de lantano y acetato de amonio de la misma manera que para la curva de calcio. Finalmente, se determinó el Mg en el espectrofotómetro de absorción atómica (figura A.8. C).

- **Análisis de carbono total**

La determinación del contenido de carbono total en la muestras de suelo, se realizaron en el analizador elemental CNHS Perkin Elmer 2400 series II, el cual emplea un método de combustión, donde a altas temperaturas ($980^{\circ}C$ para combustión y $640^{\circ}C$ para reducción) primero convierte los elementos en gases simples (CO_2 y N_2) y seguidamente evalúa la concentración de estos gases mediante su conductividad térmica.

Previamente las muestras de suelo fueron secadas al aire, se pesaron 5 g y luego se tamizaron con una malla N° 10 de 2mm de abertura. Consecutivamente, se pasaron por un molino de ágata y se tamizaron nuevamente con una malla N° 100, con la finalidad homogenizar bien las muestras. Luego, justo antes de la medición, las muestras se colocaron en la estufa a $105^{\circ}C$, durante 2 horas y se pasaron inmediatamente a un desecador mientras se enfriaban. Usando una balanza y cápsulas de estaño, se pesaron 15 mg de cada muestra de suelo.

Se realizó un proceso previo de calibración y se corrió una muestra estándar para verificar que el equipo estaba bien calibrado. Además, se corrió un estándar certificado de suelo para garantizar que los resultados fueran confiables. Asimismo, se procedió a la lectura de las muestras con el analizador y cada 10 muestras se incluyó una muestra estándar certificada para verificar que el equipo no se había descalibrado.

- **Análisis de hidrofobicidad de los suelos**

La determinación de la hidrofobicidad se desarrolló siguiendo el Método del Tiempo de Penetración de la Gota de Agua (WDPT) y el Método de la Molaridad de la gota de Etanol (MED), expuestos en Crockford *et al.* (1991), Doerr (1998) y Letey *et al.* (2000).

Primero, las muestras de suelo fueron pasadas por un tamiz malla N°10 (abertura <2mm) y secadas al aire hasta peso constante. Se prepararon cuatro disoluciones de etanol absoluto (EtOH) en porcentaje másico para < 25 mL, es decir, al 2.5% 5% 7.5% 10% de concentración. Seguidamente, se pesaron 10 g de suelo en un recipiente circular de 50 mm x 10 mm (figura A.9.)



Figura A.9. Muestras que exhiben hidrofobicidad a las gotas de agua.

y se aplanó suavemente la superficie. Tomando en consideración el método del tiempo de penetración de la gota de agua (WDPT), con un gotero se aplicó una gota de agua destilada de aproximadamente 0.05 ml, desde una altura no mayor a 5 mm y con la ayuda de un cronómetro se tomó el tiempo que tardó la gota en penetrar en la muestra. Si la gota penetraba la superficie de la muestra inmediatamente, se consideraba que el suelo es hidrofílico y no se continuaba con los siguientes procedimientos.

Si en caso contrario, la gota permanecía en la superficie de la muestra un tiempo mucho más prolongado (mayor a 3 segundos), se decía que el suelo es hidrofóbico (figura A.9.) y por lo tanto se aplicaba el método de la molaridad de la gota de etanol (MED), el cual es muy similar al método anterior, pero en este caso se colocó una gota de 0.05 ml de etanol absoluto a una altura no mayor a 5mm y con un cronómetro se tomó el tiempo que tardó dicha gota en penetrar completamente la superficie de la muestra. Este procedimiento se repitió incrementando la molaridad de la solución hasta que la gota penetrara en un tiempo menor a 3 segundos, finalmente, se varió el contenido del etanol a intervalos de 1% de concentración y se determinó cuál de las disoluciones se ajustaba con mayor precisión a límite de 3 segundos. Una vez obtenida la concentración de etanol anterior en porcentaje, se utilizó la tabla 1.2 para determinar el grado de hidrofobicidad que presentaban las muestras.

Tabla 1.2. Descripción del grado de hidrofobicidad del suelo según la concentración de etanol (MED).

Hidrofobicidad de los suelos (MED)	
Descripción	% Etanol
Extremadamente hidrofóbico	36
Muy fuertemente hidrofóbico	24
Fuertemente hidrofóbico	13
Moderadamente hidrofóbico	8.5
Ligeramente hidrofóbico	5
Hidrofílico	3
Muy hidrofílico	0

- **Análisis de la estabilidad de agregados de los suelos**

Este procedimiento consistió en evaluar la resistencia de los agregados del suelo con tamizado húmedo. En primer lugar, se separaron 15 g de muestra de suelo por duplicado, sin secar ni tamizar. Adicionalmente, se tomaron aparte 5 g de suelo para estimar su humedad, se colocaron en charolas de aluminio previamente pesadas y se secaron en la estufa a 105°C hasta alcanzar peso constante.

Seguidamente, la muestra de 15 g se colocó en la parte superior de una torre de 4 tamices (figura A.10. A), cuyos números y aberturas de las mallas se indican en la tabla 1.3. Dicha torre de tamices fue adaptada a un sistema mecánico (figura A.10. B), el cual incluye un motor con 40 rpm, que va unido a un tubo anclado a una prensa. Entonces, se realizó el tamizado húmedo mediante la colocación de un recipiente con agua destilada, debajo del sistema mecánico, de manera que la torre de tamices quedara sumergida hasta un nivel de agua que no sobrepasara su tope. Se encendía el motor e inémitamente comenzaba a oscilar, subiendo y sumergiendo en el agua la torre de tamices con la muestra, durante 3 min continuos.

Terminado el proceso de tamizado húmedo, se recolectaron los agregados retenidos en cada uno de los tamices, con la ayuda de la presión de agua de una piseta y vertiendo todo el contenido

de cada tamiz en charolas previamente pesadas, las mismas se colocaron en la estufa para secarlas a 105 °C.

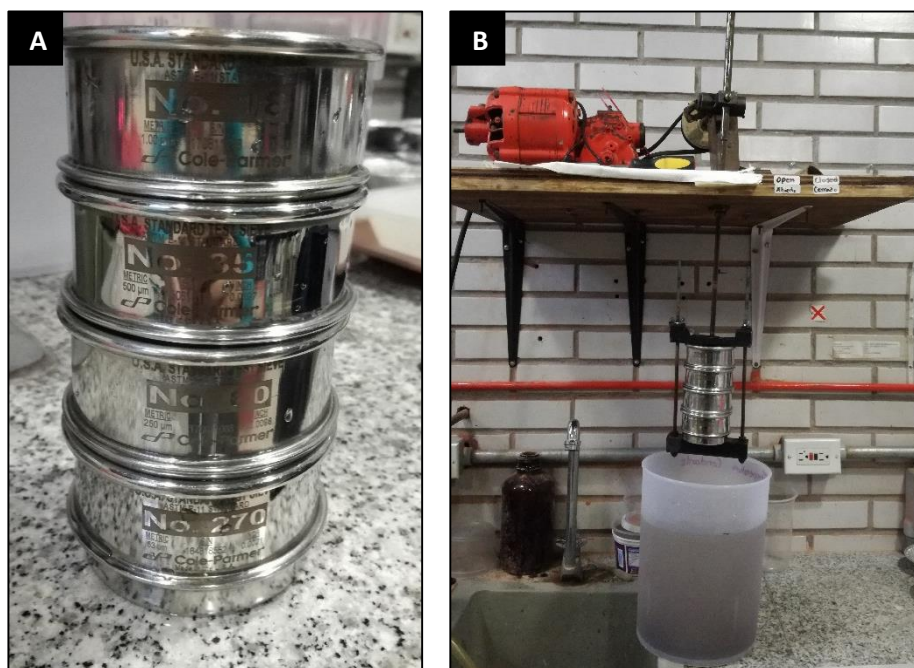


Figura A.10. Juego de tamices para la evaluación de la estabilidad de agregados (A). Sistema con motor para la determinación de la estabilidad de agregados (B).

Tabla 1.3. Juego de tamices y tamaños de las aberturas de sus mallas

Tamiz N°	Abertura
18	1.00 mm
35	500 μm
60	250 μm
270	53 μm

Una vez secas, se pesaron las charolas con los agregados, los cuales a continuación fueron vertidos en vasos de precipitado con agua destilada y se introdujeron en un lavado ultrasónico, con la finalidad de disgregar los agregados para extraer las arenas. Asimismo, el contenido de cada vaso de precipitado fue tamizado manualmente por vía húmeda, empleando la malla N°270 (53 μm), de manera que se separaron definitivamente las arenas de los agregados. Finalmente, las arenas se colocaron en las mismas charolas de peso conocido y se secaron en la estufa, para posteriormente obtener su peso.

Con los datos de los pesos obtenidos de cada fracción de los agregados retenidos en los tamices, el peso de las arenas y de la muestra inicial (15 g), se realizaron los respectivos cálculos para evaluar la cantidad de agregados estables y el peso de la fracción inestable.

- **Análisis de los límites de consistencia de los suelos**

Las pruebas consisten en determinar el límite líquido, es decir, el contenido de agua para el cual un suelo plástico adquiere una resistencia al corte de 2.45 kPa y el límite plástico, que es el contenido de humedad para el cual un rollito se rompe en tres partes al alcanzar un diámetro de 3 mm. Estos procedimientos tienen la finalidad de encontrar el índice plástico, calculado a partir de la diferencia entre los límites líquido y plástico, SCT (2007).

Las muestras fueron previamente tamizadas por la malla N°40 (0,425 mm), de manera que se obtengan aproximadamente 300 g de cada una y se colocaron en una charola; de allí se separaron 250 g de suelo, se colocaron en un recipiente, se les agregó agua hasta saturar la muestra y se dejó en reposo durante 24 horas, en un lugar fresco, cubriendo el recipiente con un paño húmedo para evitar la pérdida de agua por evaporación.

- **Límite líquido**

Se tomaron 150 g del material previamente preparado y se colocó en una placa de vidrio para homogenizarlo bien con una espátula (figura A.11. B). Se colocó una cantidad suficiente de muestra en una copa Casagrande (Figura A.11. A), previamente calibrada, extendiéndolo y enrasándolo con una espátula, del centro hacia los lados, sin ejercer mucha presión, hasta que se alcanzaba un espesor de 8 a 10 mm en la parte central de la copa.

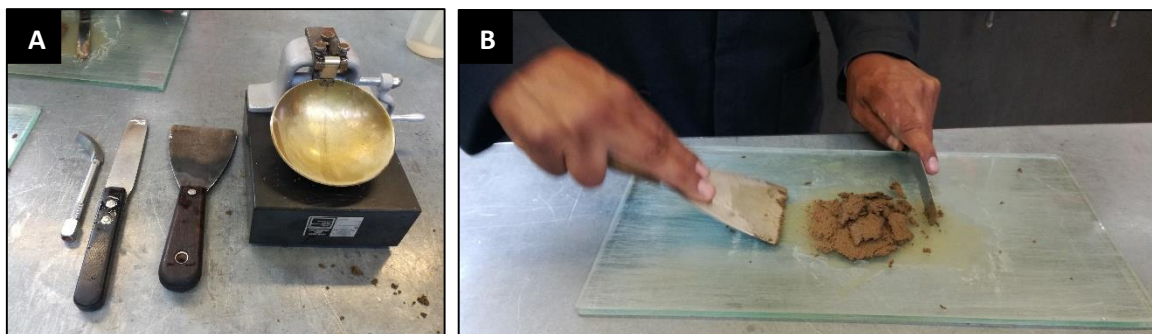


Figura A.11. Copa Casagrande, ranurador y espátulas (A). Homogenización de la muestra (B).

Seguidamente, se pasó firmemente un ranurador especial, haciendo una abertura en la parte central de la muestra contenida en la copa, manteniendo el ranurador siempre normal a la superficie interior de la copa. Inmediatamente, se giró la manivela del aparato para hacer caer la copa a razón de 2 golpes por seg, hasta que los bordes inferiores de la ranura hecha en la muestra se pusieran en contacto en una longitud de 13 mm, registrando el número de golpes que fueron necesarios para lograr dicho estado.

Luego, con la espátula se tomaron aproximadamente 10 g de la muestra en la porción cerrada de la ranura, se colocaron en un vidrio de reloj (Figura A.12. B) y se tomó su masa para determinar el contenido de agua, colocando la muestra a secar completamente en la estufa.

Con una piseta, se le agregó un poco de agua a la muestra restante, homogenizado bien con la espátula y se repitió todo el procedimiento anterior hasta lograr 4 determinaciones, que quedaran comprendidas entre 10 y 35 golpes en la copa Casagrande, teniendo en cuenta que dos de esos valores queden por encima y dos por debajo de los 25 golpes.

Los valores obtenidos de este procedimiento se graficaron, representando en las abscisas en escala logarítmica, el número de golpes n y en las ordenadas en escala aritmética, los respectivos contenidos de agua W_n . Luego, con los puntos graficados se trazó una recta de mejor ajuste, sobre la que se obtiene el valor de la cantidad de agua correspondiente a 25 golpes, el cual es directamente el valor del límite líquido (W_L).

- **Límite plástico**

De la fracción de material inicial preparada anteriormente, se tomó una pequeña porción de manera que se pudiera formar una pequeña esfera de 12 mm de diámetro aproximadamente, moldeándose con los dedos para que perdiera humedad y luego se trató de hacer un cilindro en la palma de la mano. Seguidamente, este cilindro de muestra se hizo girar cuidadosamente con los dedos o con una espátula sobre una placa de vidrio (Figura A.12. A), hasta reducir su diámetro a 3 mm uniformemente en toda su longitud.

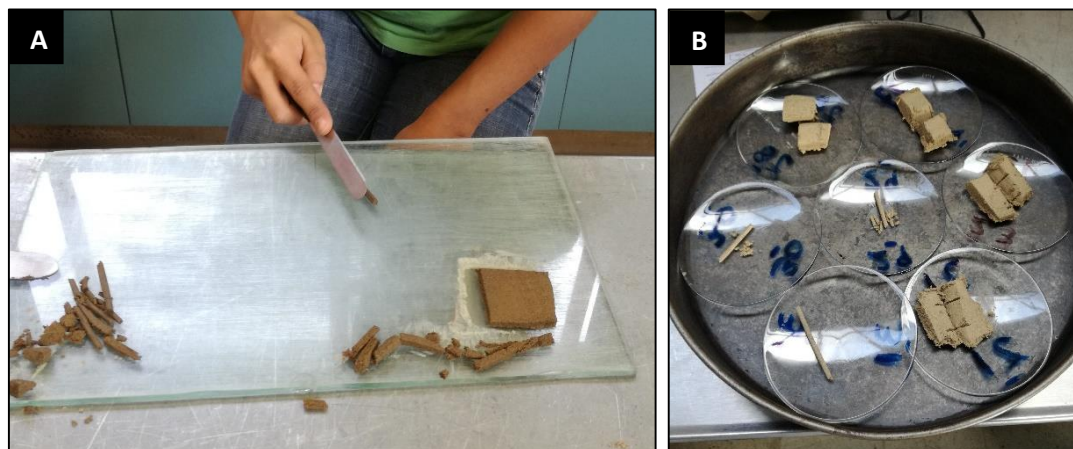


Figura A.12. (A). Muestras para determinar el contenido de agua en vidrios de reloj (B).

Si se alcanzaba un diámetro de 3 mm y el cilindro no se rompía en tres secciones simultáneamente, significaba que la muestra tenía un contenido de humedad superior al del límite plástico. Por lo tanto, se volvía a juntar la muestra y se repetía todo el procedimiento anterior, hasta lograr que el cilindro dichas dimensiones se rompiera en tres segmentos al mismo tiempo, para inmediatamente poner los fragmentos en un vidrio de reloj (figura A.12. B) para la determinación de su contenido de agua. Con la finalidad de obtener un resultado representativo, todo este procedimiento se realizó por triplicado para cada muestra y de esta manera calcular un promedio de sus contenidos de humedad, es decir, el límite plástico (W_p).

- **Índice plástico**

Teniendo ya calculados los valores del límite líquido y el límite plástico se determinó el índice plástico (I_p) de cada una de las muestras, mediante la siguiente expresión:

$$I_p = W_L - W_p$$

Donde:

I_p : Índice plástico del suelo (%).

W_L : Límite líquido del suelo (%).

W_p : Límite plástico del suelo (%).

Descripción de los suelos

Tres de los suelos descritos en campo se encuentran bajo uso agrícola (NEV-01, NEV-03 y NEV-04), están desarrollados a partir de depósitos de corrientes piroclásticas, la mayoría de ellos se localizan en laderas planas con pendientes entre 1° a 10°, excepto el perfil NEV-01 que se encuentra en una ladera muy inclinada de 15° de pendiente en el borde de la barranca principal.

Se tomará como ejemplo de este tipo de suelos el perfil de suelo NEV-01 (figura A.13.), el cual es de uso agrícola y actualmente tiene una cobertura de pastizal para el pastoreo de animales. En general es un suelo con una profundidad de desarrollo mayor a 75 cm, pero con características muy homogéneas en todo el perfil, con un contenido de humedad fresco ($pF=3$) y un pH neutro en todos sus horizontes según la medición en campo. Su horizonte más superficial (Ap), presenta 5 cm de espesor, tiene un color húmedo marrón muy oscuro (7.5 YR 2.5/2), una textura franca (C), y sin pedregosidad. Este horizonte posee una estructura en bloques subangulares, de tamaño finos y muy gruesos, de grado moderado; con baja estabilidad de agregados y con muy pocos poros; la densidad de raíces es muy alta y el límite con el horizonte subyacente es difuso y ondulado.

El segundo horizonte (Ah) del perfil NEV-01, exhibe un color húmedo negro (10 YR 2/1), con una textura franco limosa (CL), con muy baja de pedregosidad (2%). La estructura es en bloques angulares, de tamaño fino y muy grueso, de grado moderado. Al igual que el horizonte suprayacente, la estabilidad de agregados es baja, tiene muy pocos poros, la densidad de raíces es muy alta y el límite inferior es difuso ondulado. El tercer horizonte (AB) presenta casi las mismas características del horizonte superior (Ah), difiriendo solo en que su color húmedo es marrón muy oscuro (10 YR 3/3) y su textura es franco arenosa (CA). De la misma manera el

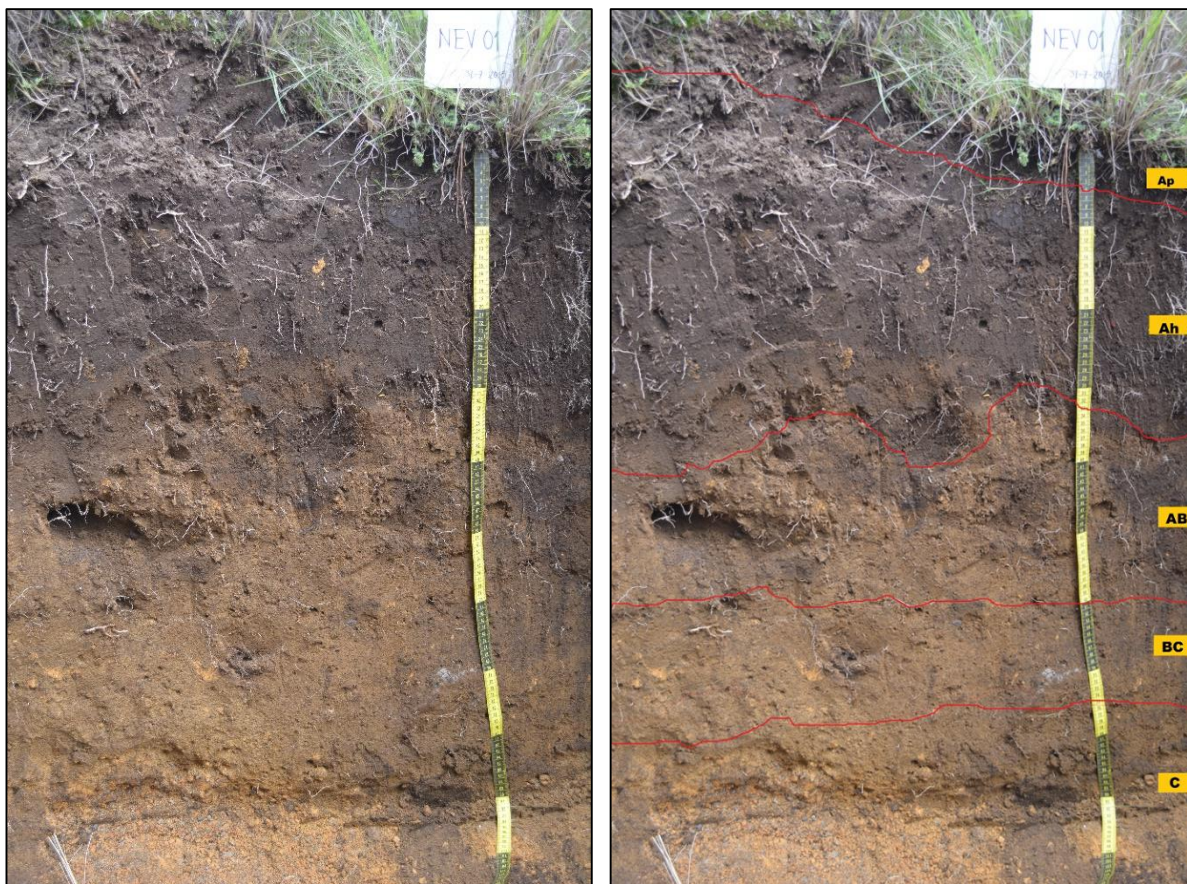


Figura A.13. Perfil de suelo NEV-01 y delimitación de sus horizontes.

cuarto horizonte (BC) posee características similares a los anteriores, con variaciones en su color húmedo, que es marrón amarillento oscuro (10 YR 3/6), en la textura que es arenosa franca (AC), la densidad de raíces disminuye de muy alta a alta y su límite inferior es difuso uniforme.

Por último, el horizonte más profundo (C), exhibe un color húmedo marrón fuerte (7.5 YR 5/6), una textura arenosa (A), y a diferencia de los horizontes suprayacentes, este presenta un volumen de pedregosidad del 50%, ya no presenta agregación ni raíces y el límite inferior no se diferencia.

Uno de los suelos estudiados se encuentra bajo uso de extracción forestal (perfil ZAG-03, figura A.14.), el cual se desarrolló en una ladera ligeramente escarpada de 20° de inclinación, a partir de un depósito de caída de pómez, que cubrió parte de las laderas de los domos. Este suelo presenta una profundidad de desarrollo de tan solo 16 cm con un mantillo muy escaso de tipo Mull. Su horizonte más superficial es Ah con un espesor de 3 cm, un color húmedo marrón muy oscuro (10 YR 2/2), de textura franco limosa fina (CLf), ligeramente ácido con un pH de 5.5 y un contenido de humedad seca (pF=4). La pedregosidad es considerable con un volumen de 20% de piedras. La estructura es granular, los agregados son de tamaños medianos y finos, de grado y estabilidad es moderada. Este horizonte posee pocos poros, que son medianos y finos, tubulares, la densidad de raíces es alta y el límite con el horizonte subyacente es claro y uniforme.

En este suelo está ausente el desarrollo de un horizonte B ya que el segundo horizonte del perfil presenta una pedregosidad muy elevada, teniendo un 70% en volumen de fragmentos gruesos y por su color se infiere un contenido importante de materia orgánica, por lo cual se le califica como un horizonte AC. Este horizonte tiene un espesor de solo de 4 cm, exhibe un color húmedo marrón oscuro (10 YR 3/3), es de textura franca (C), mantiene un pH ligeramente ácido igual al del horizonte superior y un contenido de humedad seca (pF=4). La estructura es granular, de tamaño fino y grado moderado, con una estabilidad de agregados baja; con poros comunes, medianos y finos, tubulares e intersticiales. En esta capa la densidad de raíces es muy alta y su límite inferior es claro y uniforme.



Figura A.14. Perfil de suelo ZAG-03 y delimitación de sus horizontes.

Siguiendo en profundidad en el perfil (ZAG-03), se desarrolla un tercer horizonte calificado como C1, de 9 cm de espesor, con un aumento de la pedregosidad a un 85%, con color húmedo marrón

oscuro (10 YR 3/3); de textura franco arenosa (CA); con el mismo pH ácido de 5.5 y el contenido de humedad seco ($pF=4$). La estructura es subangular en bloques que rompe a granular, con agregados de tamaños medianos y finos, de grado moderado a débil y baja estabilidad, con pocos poros, medianos y finos, vesiculares y tubulares. La densidad de raíces sigue siendo muy alta y su límite inferior es gradual uniforme.

Finalmente, se diferencia un último horizonte, denominado C2 por tener una pedregosidad de 90%; el horizonte comienza a tan solo 16 cm de la superficie, exhibe un color húmedo marrón oliva claro (2.5 Y 5/6); es de textura arenosa (A), pH ácido, con un contenido de humedad seco ($pF=4$). Presenta una estructura masiva sin agregación. Los poros son comunes, finos, tubulares y vesiculares. La densidad de raíces en este horizonte es mediana y su límite inferior no es diferenciable.

El perfil ZAG-04 (figura A.15.), se desarrolló a partir de un coluvión con fragmentos de lava, pómez y partículas finas, ubicado en la parte baja de la ladera de un domo, en una zona boscosa densa bien conservada. Este suelo presenta un horizonte Ah bien definido, con colores Munsell muy oscuros de matiz 10 YR con brillo y croma ≤ 2 . Su textura es franco limosa fina (Clf), con un pH ligeramente ácido de 5.5, con contenido de humedad fresco y con un volumen de pedregosidad del 10%. Respecto a la estructura de este horizonte, se tiene que es del tipo bloques subangulares que rompen a granular, con tamaños de agregados que varían entre medianos y finos, de grado moderado a fuerte y una alta estabilidad. Los poros son generalmente finos, tubulares y vesiculares. Este horizonte superficial (A_h), presenta una alta densidad de raíces y su límite es difuso uniforme con respecto al horizonte subyacente.

El segundo horizonte de este suelo es de tipo AB, con colores húmedos en tonos marrones de matiz 10 YR con brillo y croma ≤ 3 . La textura es franco arcillo limosa (CRL), con pH ligeramente ácido de 5, con un aumento en la pedregosidad respecto al horizonte superficial con volúmenes 15% de piedras. La estructura de este horizonte se mantiene en bloques subangulares que rompen a granular, los tamaños de los agregados varían entre medianos y finos, de grado y estabilidad fuerte. Los poros son comunes vesiculares e intersticiales, de tamaños medianos y finos. Este horizonte presenta una densidad de raíces muy alta y su límite con el horizonte subyacente es difuso e irregular.

El tercer horizonte es de tipo BA, el cual posee un color húmedo marrón muy oscuro (10 YR 2/2), con textura franco arcillo limosa (CRL); con un pH de 5.5, ligeramente ácido; contenido de humedad fresco ($pF=3$); con una pedregosidad del 30%. La estructura se mantiene en bloques subangulares que rompen a granular, de tamaños gruesos y finos, el grado disminuye a débil, al igual que, la estabilidad de agregados que es mediana en este horizonte. Los poros son pocos, de variedad de tamaños, de tipo vesicular y tubular. La densidad de raíces sigue siendo muy alta y el límite con el horizonte subyacente es difuso ondulado.

Este suelo presenta un desarrollo de un cuarto horizonte de tipo BC1, donde su color húmedo en escala Munsell es de 7.5 YR 2.5/2 (marrón muy oscuro), su textura es franco limosa fina (CLf); su pH sigue siendo ligeramente ácido ($pH=5.5$) y un contenido de humedad fresco ($pF=3$). Su pedregosidad aumenta a un 40%; la estructura cambia a bloques angulares y rompe a granular, de tamaños medianos y finos, de grado débil; la estabilidad de sus agregados es muy baja; con pocos poros medianos, tubulares. La densidad de raíces es mediana y el límite con el horizonte inferior es difuso ondulado.

El quinto horizonte de este suelo es de tipo BC2, con un color húmedo 10 YR 3/3 (marrón oscuro), de textura franco arcillo arenosa (CRA), ligeramente ácido con un pH = 6 y un contenido de humedad fresco ($pF=3$). La pedregosidad es de alrededor de un 45%; la estructura de los agregados es en bloques angulares que rompen a subangulares, de tamaños medianos y finos, de grado moderado a débil y de estabilidad moderada; este horizonte presenta pocos poros,

medianos y finos, tubulares e intersticiales. La densidad de raíces es mediana y el límite inferior es difuso ondulado.

Por último, este suelo posee un último horizonte de tipo C, el cual exhibe un color húmedo marrón amarillento oscuro (10 YR 4/6), con una textura franco arcillo arenosa (CRA), sigue siendo ligeramente ácido con un pH igual a 6.5 y un valor de pedregosidad elevado de 55%. La estructura es en bloques angulares gruesos que rompen en bloques angulares finos, de grado moderado; estabilidad de agregados de moderada a baja, con poros comunes, finos, tubulares. Este último horizonte contiene una mediana densidad de raíces y el límite inferior no es diferenciable.



Figura A.15. Perfil de suelo ZAG-04 y delimitación de sus horizontes.

Otro de los suelos bajo vegetación natural es el perfil ZAG-01 (figura A.16.), que se encuentra bajo un bosque de pino-encino intervenido, con una profundidad de desarrollo de 67 cm. Presenta un horizonte superficial que varía entre 10 y 22 cm, calificado como Ah, ya que presenta un color húmedo negro (10 YR 2/1), una textura franco limosa fina (CLf); es ligeramente ácido con un pH = 5.5; contenido de humedad seco (pF=4) y tiene un 2% de pedregosidad. La estructura es en bloques subangulares, de tamaños grueso, medios y finos y grado moderado con una alta estabilidad de agregados; tiene pocos poros medianos y son comunes los poros tubulares micro. Este primer horizonte tiene una densidad de raíces alta y su límite inferior es abrupto y ondulado. Además, mostró reacción a la prueba del alofano y se observó material carbonizado.

El segundo horizonte del perfil ZAG-01, es de tipo AB, con un color húmedo marrón (10 YR 4/3), de textura franca (C); es ácido con un pH = 5 y un contenido de humedad seco/fresco (pF=4/3). La pedregosidad es del 10%. Presenta una estructura en bloques subangulares, de tamaños grueso y finos y grado débil con una moderada estabilidad de agregados; los poros son pocos, finos y están fuera y dentro de los agregados, también hay tubulares de tamaño micro. La densidad de raíces es mediana y el límite con el horizonte subyacente es gradual uniforme. Este horizonte también reaccionó a la prueba del alofano.

El tercer horizonte es de tipo BC1, posee un color húmedo marrón amarillento claro (10 YR 6/4), su textura es franco arcillo arenosa (CRA), es ácido con un pH de 5; el contenido de humedad es seco/fresco (pF=4/3); presenta un 6% de pedregosidad. La estructura es en bloques subangulares, de tamaños medios y grado débil con baja estabilidad de agregados. Los poros son pocos, micro-intersticiales y tubulares finos. La densidad de raíces es alta, el límite es claro ondulado y si presentó reacción a la prueba del alofano. El cuarto horizonte es de tipo BC2, posee un color húmedo marrón oliva (2.5 Y 4/4), su textura es franco arcillo arenosa (CRA), es ácido con un pH de 5; el contenido de humedad es fresco (pF=3); presenta un 2% de pedregosidad. No presenta agregados. Los poros son pocos, medianos, vesiculares. La densidad de raíces es muy alta, el límite es claro ondulado y no presentó reacción a la prueba del alofano. Los últimos dos horizontes tienen conservan las características del material parental, con más del 70% de pedregosidad, por lo cual se les denominó C1 y C2.

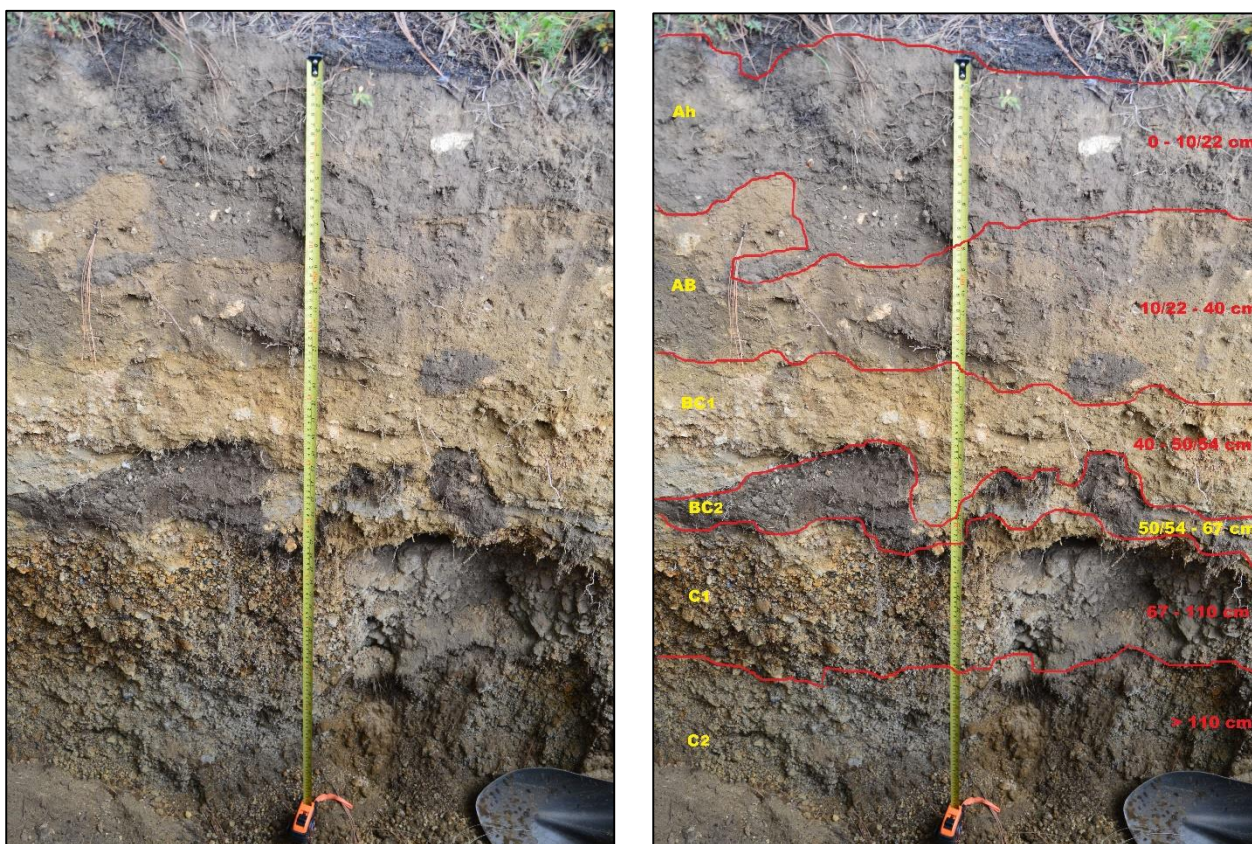


Figura A.16. Perfil de suelo ZAG-01 y delimitación de sus horizontes.

Otro ejemplo de este tipo de suelos desarrollados sobre corrientes piroclásticas es el perfil ZAG-02 (figura A.17.), que presenta una cobertura natural de bosque de pino-encino reforestado y está desarrollado en un terreno de mayor pendiente (25°). Este suelo posee un primer horizonte de 10 a 15 cm de espesor y de tipo Ah, el cual exhibe un color húmedo marrón muy oscuro (10 YR 2/2), con una textura franco limosa fina (CLf), es ligeramente ácido con un pH de 5,5. La pedregosidad

es de 2%; su estructura es en bloques subangulares, de tamaño mediano y grado moderado con una alta estabilidad de agregados. Los poros son pocos, medianos, vesiculares. La densidad de raíces es alta, su límite inferior es ondulado y el horizonte presentó una reacción ligera a la prueba del alofano.

El perfil ZAG-02, tiene un segundo horizonte (AB), que presenta un color húmedo marrón oscuro (10 YR 3/3), con textura franca (C), ligeramente ácido con un pH de 6, con un 10% de pedregosidad. La estructura es en bloques subangulares que rompen a granular, de tamaño mediano y grado moderado, con moderada estabilidad de agregados. Los poros son vesiculares, comunes y pequeños. La densidad de raíces es muy alta, su límite con el horizonte subyacente es gradual; y presentó una ligera reacción a la prueba del alofano.

Sus dos últimos horizontes son del tipo C, con colores húmedos marrón amarillento oscuro; el superior muestra textura franca (C) y el más profundo una textura franco arenosa (CA); ambos son ligeramente ácidos con pH de 6 y con más de 80% de pedregosidad. Estos dos horizontes profundos no presentan agregados ni reacción a la prueba del alofano. Los poros son comunes y finos, la densidad de raíces varía de un horizonte a otro de muy alta a mediana. El límite entre ambos horizontes es gradual y el inferior no es diferenciable.



Figura A.17. Perfil de suelo ZAG-02 y delimitación de sus horizontes.

Resultados de granulometría de los suelos

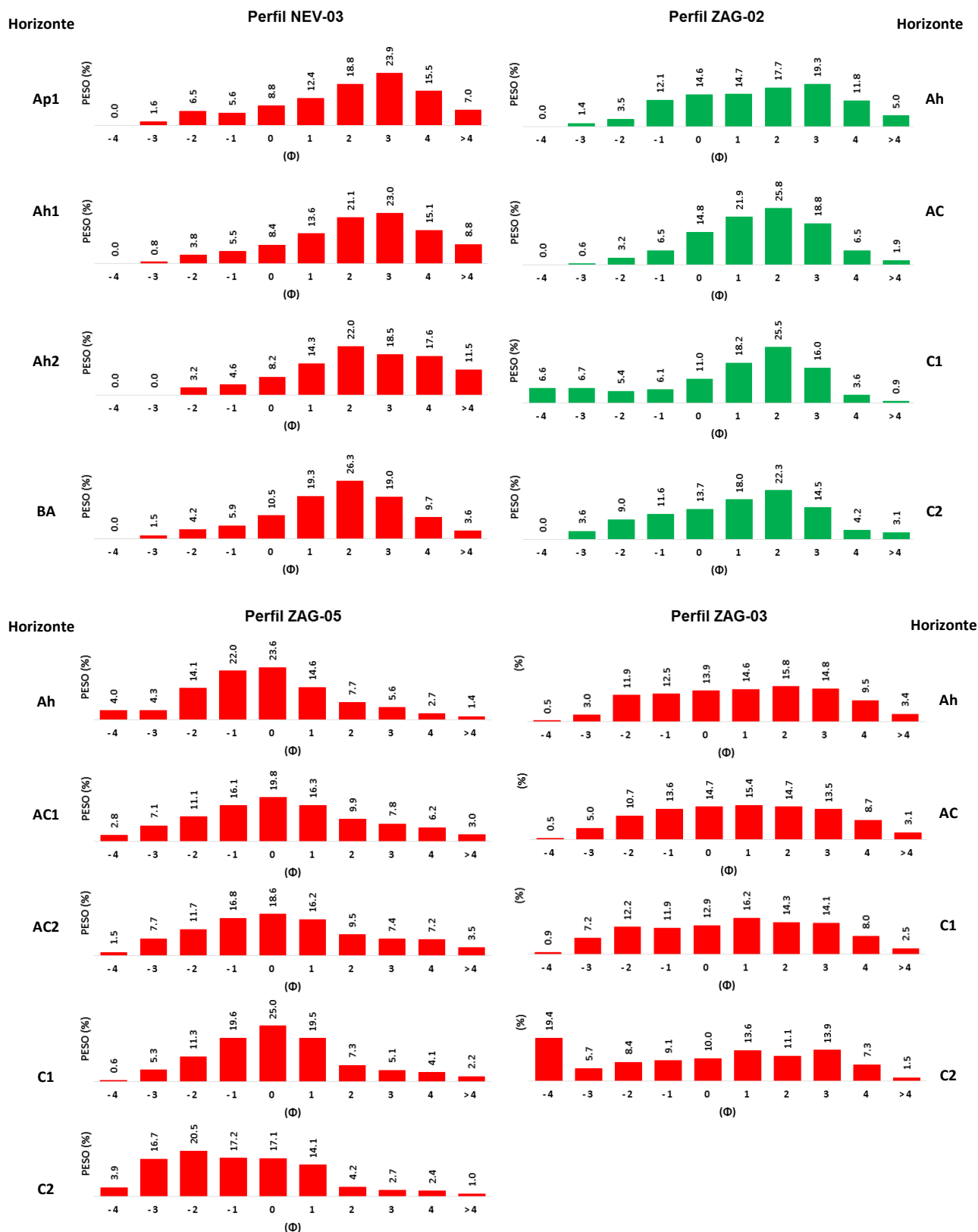


Figura A.18. Distribución granulométrica para los perfiles de suelo NEV-03, ZAG-02, ZAG-05 y ZAG-03.

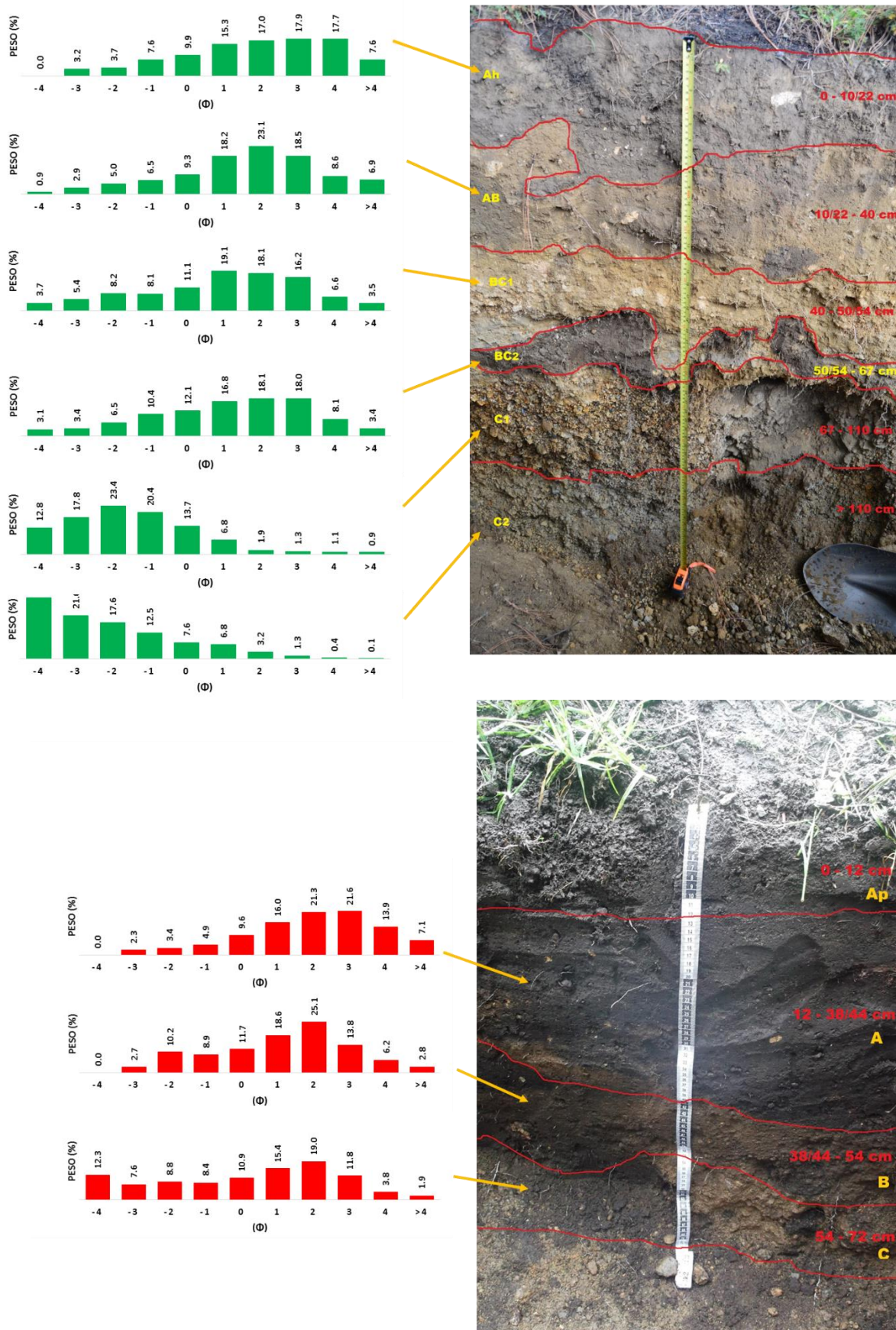


Figura A.19. Distribución granulométrica para los perfiles de suelo ZAG-01 y NEV-04.

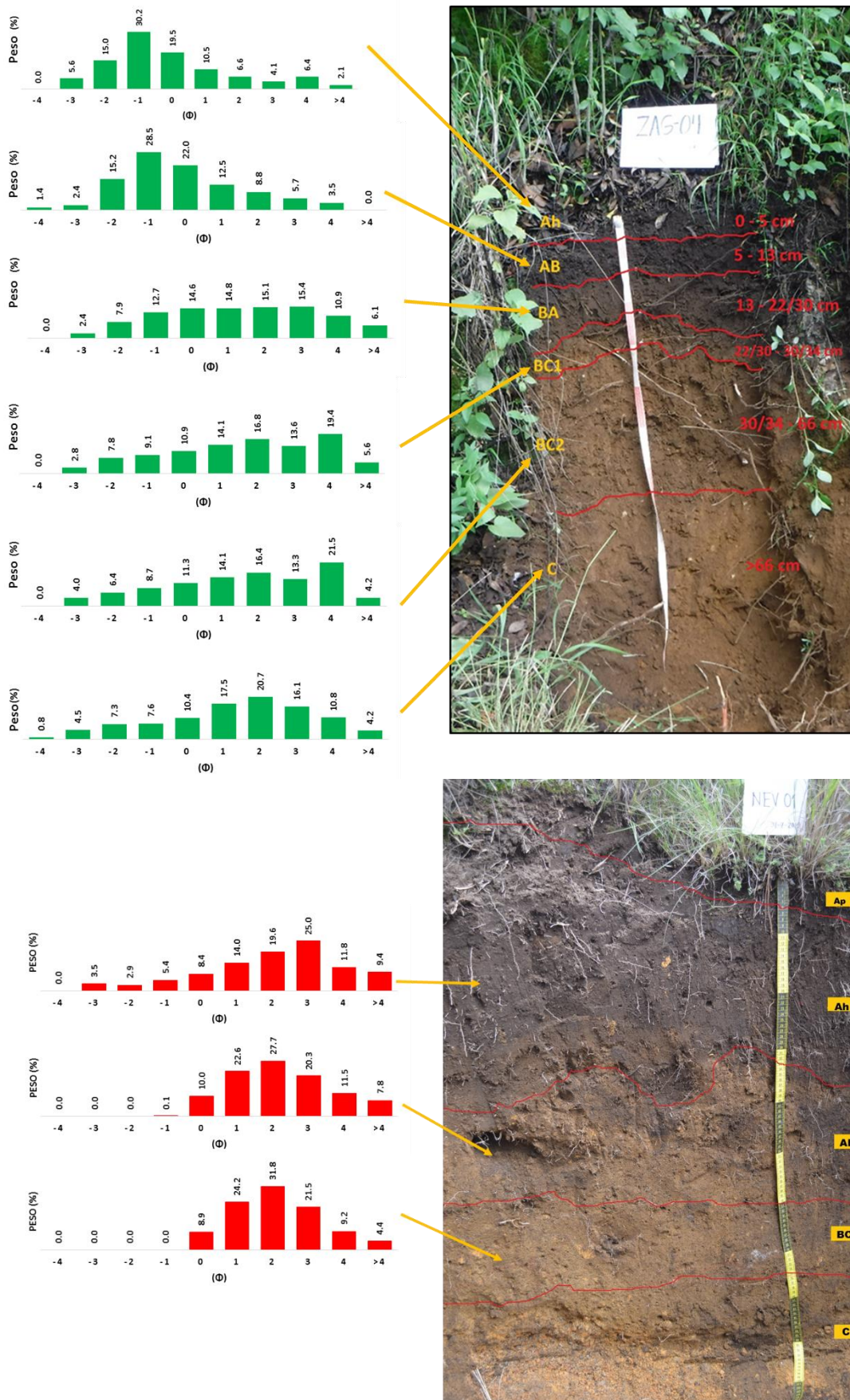


Figura A.20. Distribución granulométrica para los perfiles de suelo ZAG-04 y NEV-01.

Tabla 1.4. Distribución granulométrica y clasificación textural de los suelos

Perfil	Profundidad (cm)	Horizonte	Arenas (%)	Limos (%)	Arcillas (%)	Clasificación Textural
ZAG-01	0 -10/22	Ah	49.73	31.75	18.52	Franca
	10/22 - 40	AB	64.49	26.84	8.67	Franco-arenosa
	40 – 50/54	BC1	73.17	18.16	8.67	Franco-arenosa
	50/54 – 67	BC2	79.48	12.25	8.27	Arenosa-franca
	67 – 110	C1	84.39	8.14	7.47	Arenosa-franca
	>67	C2	87.27	4.86	7.87	Arenosa-franca
ZAG-02	0 – 10/15	Ah	42.79	40.14	17.07	Franca
	10/15 – 30/33	AC	49.00	38.33	12.67	Franca
	30/33 – 62	C1	66.79	23.74	9.47	Franco-arenosa
	>62	C2	85.24	7.29	7.47	Arenosa-franca
ZAG-03	0 – 3	Ah	58.54	26.39	15.07	Franco-arenosa
	3 – 7	AC	67.05	24.28	8.67	Franco-arenosa
	7 – 16	C1	64.83	23.70	11.47	Franco-arenosa
	>16	C2	72.86	17.67	9.47	Franco-arenosa
ZAG-04	0 – 5	Ah	42.79	40.14	17.07	Franca
	5 – 13	AB	49.00	38.33	12.67	Franca
	13 – 22/30	BA	50.06	31.42	18.52	Franco-arenosa
	22/30 – 30/34	BC1	57.70	27.38	14.92	Franco-arenosa
	30/34 – 66	BC2	58.71	28.22	13.07	Franco-arenosa
	>66	C	59.70	25.63	14.67	Franco-arenosa
ZAG-05	0 – 10/15	Ah	60.91	22.42	16.67	Franco-arenosa
	10/15 – 20	AC1	67.39	18.34	14.27	Franco-arenosa
	20 – 25/35	AC2	71.15	18.18	10.67	Franco-arenosa
	25/35 – 49	C1	83.51	7.82	8.67	Arenosa-franca
	>49	C2	86.60	5.53	7.87	Arenosa-franca
NEV-01	0 - 5	Ap	48.22	32.86	18.92	Franca
	5 - 32/40	Ah	45.30	35.78	18.92	Franca
	32/40 - 60	AB	62.11	26.57	11.32	Franco-arenosa
	60 - 75	BC	72.93	17.75	9.32	Franco-arenosa
	>75	C	84.15	8.13	7.72	Arenosa-franca
NEV-03	0 - 10	Ap	58.83	23.45	17.72	Franco-arenosa
	10 - 16	Ah1	53.94	27.94	18.12	Franco-arenosa
	16 - 31	Ah2	54.15	27.33	18.52	Franco-arenosa
	31 - 63	BA	55.97	29.51	14.52	Franco-arenosa
	63 - 108	B	65.36	24.52	10.12	Franco-arenosa
	108 - 143	C	73.84	14.84	11.32	Franco-arenosa
NEV-04	12 - 38/44	Ah	51.05	31.23	17.72	Franco-arenosa
	38/44 - 54	B	70.27	19.61	10.12	Franco-arenosa
	54 - 72	C	75.23	15.45	9.32	Franco-arenosa