



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN GEOGRAFÍA

Estudio de la erosión hídrica, a partir del análisis dendrogeomorfológico de raíces expuestas en Huasca, Hidalgo

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRA EN GEOGRAFÍA

PRESENTA:
MIREYA VÁZQUEZ RÍOS

DIRECTOR DE TESIS
DR. OSVALDO FRANCO RAMOS
INSTITUTO DE GEOGRAFÍA, UNAM

CIUDAD UNIVERSITARIA, CDMX, SEPTIEMBRE, 2023



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.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer profundamente a todos aquellos que formaron parte de este proceso.

Al principal autor por guiarme hasta aquí.

A mis papás, Mireya Ríos Olascoaga e Ismael Vázquez Carpio por apoyarme en cada proyecto y después soportarme en los momentos de estrés. A mi hermano Alan Vázquez Ríos, a mis tías (Georgina, Alma y Amalia) y prim@s (Andrea, Mariana y Ramón) por acompañarme y hacer más divertida la vida.

Al Dr. Osvaldo Franco Ramos por aceptar dirigir esta investigación. Muchas gracias por el apoyo en todos los aspectos, la guía, la paciencia, el aprendizaje y la dedicación para concluir este trabajo. Gracias por enseñarme el asombroso mundo de la dendrogeomorfología, fue increíble.

A los sinodales, por tomarse el tiempo de leer este trabajo:

Al Dr. Lorenzo Vázquez Selem por seguir de cerca esta investigación y sumar tanto. Gracias por la disposición de enseñarme tanto sobre la geomorfología y los suelos

A la Dra. Esperanza Muñoz Salinas por su dedicación en la lectura de esta tesis y sus comentarios que sin duda mejoraron la redacción y coherencia del texto.

A la Dra. Leticia Mendoza por aceptar ser parte del sínodo y por sus observaciones. Además de los conocimientos compartidos durante las clases de maestría que pudieron ser útiles en este trabajo.

Al Dr. Juan Antonio Ballesteros Cánovas por leer este trabajo y la disposición de compartir tus conocimientos sobre la dendrogeomorfología durante la colecta de las muestras usadas en este trabajo.

A mis amig@s de todas las etapas de la vida por compartir este proceso a pesar de nuestras múltiples ocupaciones. A Ernesto y Marco por hacer más agradable y ameno el trabajo en el IGg. A Manuel por su bonita compañía en esta etapa. A toda la comunidad ICTC por estar siempre tan presentes e incondicionales.

Por último, quiero agradecer al proyecto PAPPIT por financiar la presente tesis por el proyecto DGAPA-PAPIIT, UNAM titulado: Estudio de la erosión hídrica y procesos torrenciales a partir del análisis de anillos de crecimiento de árboles en bosques templados de México con clave IN100522.

Índice

Resumen	1
Introducción	3
Justificación.....	6
Objetivo general.....	6
Objetivos específicos	7
Hipótesis de trabajo	7
Capítulo 1. Marco teórico	8
1.1. Definición del suelo.....	8
1.2. Erosión hídrica del suelo	10
1.2.1. Erosión por salpicadura	10
1.2.2. Erosión laminar	11
1.2.3. Erosión en surcos	11
1.2.4. Erosión en tunelamiento.....	12
1.2.5. Erosión de cárcavas.....	12
1.2.6. Badlands.....	13
1.3. Antecedentes de la erosión hídrica	15
1.4. Estudio dendrocronológico de raíces expuestas para el análisis de erosión hídrica.....	16
1.4.1. Antecedentes de la erosión laminar con base en dendrogeomorfología.....	19
1.4.2. Antecedentes de la erosión concentrada	20
1.5. Edad mínima de estabilización geomorfológica	21
1.6. Antecedentes del cálculo de erosión con base en la USLE	22
Capítulo 2. Área de estudio	24
2.1. Localización	24
2.2. Marco biofísico.....	25
2.2.1. Geología	25
2.2.2. Geomorfología	28
2.2.3. Erosión hídrica en la Sierra de las Navajas.....	30
2.2.4. Suelos	32
2.2.5. Clima	33
2.2.6. Vegetación	37
Capítulo 3. Materiales y métodos	39
3.1. Trabajo de gabinete	39
3.2. Trabajo de campo	41
3.2.1. Descripción del suelo	41

3.2.2. Estrategia de muestreo dendrogeomorfológico.....	42
3.3. Análisis de laboratorio	45
3.3.1. Evaluación edafocológica y clasificación de suelo	45
3.3.2. Estimación de la erosión de suelo con la USLE	45
3.3.3. Análisis dendrogeomorfológico de raíces.....	47
3.3.4. Cálculo de las tasas de erosión laminar y concentrada con raíces expuestas.....	50
Capítulo 4. Resultados y discusión	52
4.1. Descripción y clasificación del suelo en el área de estudio	52
4.2. Disturbios en los anillos de crecimiento por erosión.....	55
4.3. Tasas de erosión laminar con raíces expuestas	62
4.4. Reconstrucción y evolución de cárcava	67
4.5. Asociación de los pulsos erosivos de la cárcava con fenómenos hidro-meteorológicos	73
4.6. Edad mínima de estabilización del lecho de las cárcavas	74
4.7. Comparación de las tasas de erosión laminar a partir de raíces de árboles y erosión potencial de suelo con la USLE	77
Conclusiones generales	80
Referencias	81
ANEXO	

Resumen

La erosión hídrica es un proceso natural que remueve el suelo por la acción del agua en forma difusa (laminar) o concentrada (surcos o cárcavas). Los factores más importantes que pueden acelerar la erosión hídrica son el clima, condiciones edáficas, y cambios de uso de suelo. Esta problemática ambiental se ha intensificado en todo el mundo, en México más del 40% del territorio nacional presenta un grado de erosión hídrica. El municipio de Huasca, Hidalgo, es una de las zonas con mayor desarrollo de *badlands* (*malpaís* en español) del país. Sin embargo, poco se sabe de la velocidad con que actúan los procesos erosivos en la zona. Por ello, en esta investigación se aplicaron métodos dendrogeomorfológicos con raíces expuestas por erosión, en combinación con la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo (USLE por sus siglas en inglés) para evaluar la dinámica erosiva a corto plazo (decenas de años) en esa zona.

El análisis dendrogeomorfológico de 67 raíces expuestas de árboles de *Juniperus deppeana*, permitió fechar e identificar disturbios en los anillos de crecimiento relacionados con el año de exposición a causa de la erosión laminar y en cárcavas. Los más importantes fueron: crecimiento excéntrico, incremento de la madera tardía, madera de compresión y reducción del área del lumen de las células de la madera temprana.

A partir del análisis dendrogeomorfológico, se estimaron tasas de erosión lineal (en mm/año) en distintas unidades de relieve. Las tasas de erosión laminar en el interfluvio y en el lecho de las cárcavas oscilaron entre 5.1 y 16.2 mm/año. En las laderas de las cárcavas determinamos tasas ligeramente mayores de 2.9 a 24.5 mm/año. También con este método, se reconstruyó la evolución lateral y longitudinal de una cárcava. Los pulsos erosivos ocurrieron de 2006 al 2020, con tasas de ensanchamiento lateral de 29 a 330 mm/año. Algunos pulsos erosivos coinciden con lluvias torrenciales de 48 a 89 mm en un día, relacionadas con huracanes y tormentas tropicales.

La erosión potencial del suelo calculada con la USLE se aplicó en dos escenarios: 1) suelo desnudo y 2) reforestación. El primer escenario obtuvo un promedio de 6.2 mm/año y el segundo de 0.4 mm/año. Los valores del primer escenario son parecidos a las tasas de erosión laminar obtenidas con las raíces expuestas sobre el interfluvio.

La edad mínima de estabilización de dos cárcavas se calculó mediante la edad de cuatro árboles de *Juniperus deppeana* que crecieron en el lecho de las cárcavas y se estimó que ambas tienen al menos 31 años de estabilidad.

El análisis de la erosión hídrica, a partir de métodos dendrogeomorfológicos y la USLE, permitió tener resultados coherentes de las tasas de erosión lineal en el área de estudio. La combinación de estos métodos podría utilizarse en otras zonas de degradación de suelos de México que aporten datos temporales y espaciales de la dinámica erosiva y que sean útiles para los planes de manejo y conservación ambiental.

Introducción

El suelo se considera un recurso natural importante para la sociedad puesto que proporciona diferentes servicios ecosistémicos, además de ser la capa de la superficie terrestre que permite el desarrollo de actividades económicas como la agricultura, la ganadería y la silvicultura. Sin embargo, en la actualidad presenta varias formas de degradación, como la erosión, la cual es un proceso natural generalmente lento, que se ha convertido en una problemática de escala mundial, debido a la acelerada pérdida de suelo a causa por las actividades antrópicas (Nájera-González et al., 2016; Aguirre-Salado et al., 2017).

La erosión del suelo reduce el área agrícola y la productividad de los cultivos (Renard et al., 1997; Napoli et al., 2016), pero también da lugar a otros problemas sociales (migración) y ambientales como la degradación de la cobertura vegetal, pérdida de la biodiversidad, alteraciones en la regulación del ciclo hidrológico (López-García et al., 2020), así como la emisión de gases de efecto invernadero al movilizar el carbono orgánico del suelo (Lal, 2005). Por tales razones, la cantidad de investigaciones referentes a entender y cuantificar la pérdida de suelo han incrementado significativamente en los últimos años (FAO, 2019).

De acuerdo con SEMARNAT (2019), el 42% del territorio presenta un grado de erosión hídrica. No obstante, otras fuentes estiman porcentajes mayores, por ejemplo, Bolaños-González et al. (2016), calculan que la erosión afecta el 76% de la superficie nacional con grados de erosión en general bajos (leve 37.1 %, moderado 26.4 %, fuerte 5.8% y extremo 6.8%). Asimismo, INEGI (2015 a y b), reporta un porcentaje de degradación por erosión del 66%.

En este contexto global y nacional, se han explorado diferentes métodos para estimar la erosión hídrica del suelo, como los directos, que consisten en hacer las mediciones en campo (parcelas experimentales, clavos de erosión, colectores de sedimentos, entre otros) (Moreno-Brotóns, 2007; Mathys et al., 2003). En contraste, se encuentran los métodos indirectos, que consideran los factores y los procesos involucrados en la erosión y los representan a partir de valores numéricos en modelos empíricos y físicos (Wischmeier y Smith, 1978; Flanagan and Nearing, 1995). Asimismo, el desarrollo de la tecnología ha permitido emplear métodos de teledetección (Martínez-Casasnovas

et al., 2001), fotogrametría con drones (Fernández de Castro et al., 2018; Franco-Ramos et al., 2023) y escaneo láser terrestre (TLS) (Lucía et al., 2011) para estudiar la erosión de manera espacial. Otros métodos se han usado con un enfoque temporal como las técnicas de ^{137}Cs y la luminiscencia ópticamente estimulada (OSL) (Muñoz-Salinas et al., 2023).

En los últimos años, el análisis de la erosión a partir de raíces expuestas de árboles también ha tomado protagonismo en diferentes investigaciones, principalmente de Europa. Este método consiste en identificar el año de exposición de las raíces a causa de la erosión a partir de disturbios en sus anillos de crecimiento. Con base en esa información y en mediciones hechas en campo, es posible estimar tasas de erosión laminar y concentrada (en especial de cárcavas) (Ballesteros-Cánovas, 2017; Bodoque et al., 2019). En el caso de la erosión concentrada, las raíces permiten reconstruir la evolución de cárcavas en tres dimensiones (retroceso de la cabecera, ensanchamiento lateral del canal e incisión vertical) (Vandekerckhove et al., 2001; Ballesteros-Cánovas, 2017; Šilhán, 2018).

En México, este método es novedoso y apenas se está probando el potencial de las especies mexicanas para cuantificar la erosión (Franco-Ramos et al. 2022; Franco-Ramos et al., 2023). Con el ánimo de aportar en esta exploración, la presente investigación se enfocó en usar raíces expuestas de *Juniperus deppeana* para estudiar la erosión laminar y concentrada en una zona de *badlands* en Huasca de Ocampo, Hidalgo. Asimismo, se emplearon otros métodos y análisis para tener un entendimiento más completo de este proceso, como: la estimación de la erosión con el modelo empírico USLE, descripción del suelo y edad mínima de estabilización de cárcavas con dendrogeomorfología.

El área de estudio se localiza en el piedemonte de la Sierra de las Navajas, la cual, se formó por derrames de lava basálticos y tefras del Plioceno y Pleistoceno (Nelson y Lighthart, 1997; Martínez-Serrano et al., 2022). La constante exposición al intemperismo y la estabilidad geomorfológica y geológica durante varias decenas de miles de años, propiciaron que se desarrollaran lixisoles de aproximadamente 2 m de espesor. Posteriormente, de acuerdo con fechamientos con ^{14}C , se sugiere que la actividad humana en la época prehispánica indujo al menos parcialmente la erosión del suelo (Vázquez-Selem y Zinck, 1994a), lo cual dio paso a la formación de

badlands. En las últimas décadas, se han implementado medidas para detener el avance de las cárcavas, como la reforestación, aunque no ha sido suficiente. Un mejor entendimiento de este proceso puede ayudar a disminuir la pérdida de suelo en esta zona de Huasca.

En específico, el área de estudio se encuentra al sureste de un cono de escorias denominado Cerro Verde y abarca un área pequeña de aproximadamente 783 m², en la cual se tomaron muestras para el análisis dendrogeomorfológico, para la descripción del suelo, así como los datos requeridos por la USLE.

La investigación consta de cuatro capítulos:

Capítulo 1. Marco teórico. Se definen las bases teóricas y conceptuales del suelo y de la erosión hídrica. Además, se explican los métodos utilizados en esta investigación para analizar la erosión, desde la dendrogeomorfología con raíces, la edad mínima de estabilización de cárcavas a partir de las edades de los árboles y la USLE.

Capítulo 2. Área de estudio. Se desarrollaron los aspectos biofísicos del área de estudio que influyen en la erosión del suelo, como: geología, geomorfología, edafología, clima y vegetación. La descripción abarcó el municipio de Huasca y algunas zonas colindantes de los municipios vecinos a fin de tener un contexto amplio de las condiciones biofísicas que imperan en la zona. No obstante, se hizo especial énfasis en los aspectos que dominan en el área de estudio.

Capítulo 3. Metodología. Consiste en explicar todos los métodos empleados para realizar esta investigación. En términos generales, se dividió en tres etapas: trabajo de gabinete, trabajo de campo y análisis de laboratorio.

Capítulo 4. Resultados y discusión. Se presentan los productos que se obtuvieron a partir de los métodos y análisis empleados. Primero se aborda lo referente a la descripción del suelo y las propiedades que inciden en la erosión. Después, se encuentra el análisis dendrogeomorfológico, el cual involucra la identificación de disturbios en los anillos de crecimiento de las raíces, la estimación de la erosión laminar y concentrada, la asociación de pulsos erosivos con lluvias torrenciales, así como la edad mínima de estabilización del lecho de dos cárcavas. Por último, se

presenta la erosión potencial del suelo con la USLE y la comparación con los resultados obtenidos a través de las raíces.

Justificación

La región de Huasca es bien conocida por la erosión hídrica del suelo y la formación de cárcavas, lo cual, ha provocado la pérdida de fertilidad del suelo y ha reducido la superficie agrícola (Hernández-Sánchez et al., 2019). Si bien, en la actualidad la agricultura no es la principal actividad económica del municipio, la superficie sembrada aún es importante y ocupa aproximadamente el 50% del territorio de Huasca, por lo que sigue representando un ingreso económico y sustento alimenticio para un sector de la población (INEGI, 2010).

Ante esta problemática, se han realizado algunos trabajos para analizar la erosión hídrica en esa zona. Sin embargo, la mayoría de ellos se llevaron a cabo a finales del siglo pasado y se enfocaron en comprender diferentes aspectos de la pérdida de suelo, pero no proporcionaron tasas de erosión anual. En esa línea, esta investigación pretende contribuir a los trabajos que se han realizado antes y dar una propuesta sobre las tasas de erosión laminar y en cárcavas en un sector de los *badlands* de Huasca.

Por otra parte, la dendrogeomorfología con raíces es un método novedoso en México, que permite tener una estimación de la erosión con una temporalidad de años a decenas de años. Asimismo, la especie de árbol que se usó (*Juniperus deppeana*), se distribuye en otras partes del país, por lo que la exploración de esta especie abre la posibilidad de estudiar la erosión en otros sitios del territorio nacional a través de este método.

Objetivo general

Analizar la erosión hídrica (laminar y concentrada), a partir de los disturbios en los anillos de crecimiento de raíces expuestas y la USLE, en un sector de la zona de *badlands* de Huasca, Hidalgo.

Objetivos específicos

- Identificar disturbios a nivel macroscópico en los anillos de crecimiento de raíces de *Juniperus deppeana* expuestas en la superficie del suelo por la erosión.
- Analizar los cambios a nivel microscópico de las células de las raíces expuestas por la erosión.
- Calcular las tasas de erosión laminar en una zona de Huasca.
- Reconstruir la evolución de una cárcava y estimar tasas de erosión en la misma, a partir de las raíces expuestas.
- Asociar los pulsos de erosión con lluvias torrenciales.
- Obtener la edad mínima del lecho de dos cárcavas a partir de la edad de los árboles.
- Calcular la erosión potencial del suelo con la USLE y comparar los resultados, con los obtenidos a través de las raíces.

Hipótesis de trabajo

- *Hipótesis 1:* Los anillos de crecimiento de raíces expuestas de *Juniperus deppeana*, presentan cambios anatómicos y en la estructura del anillo al siguiente año que fueron exhumadas a causa de la erosión hídrica, por lo cual tienen potencial para estimar tasas de erosión del suelo.
- *Hipótesis 2:* La estimación de la pérdida del suelo con el modelo empírico USLE, produce resultados similares a los generados con raíces expuestas, siempre y cuando las variables incluidas en dicho modelo sean coherentes con las condiciones ambientales en las que se colectaron las raíces.

Capítulo 1. Marco teórico

1.1. Definición del suelo

El suelo puede tener diferentes significados para los agricultores, agrónomos, ingenieros civiles, hidrólogos, pedólogos o geógrafos de acuerdo con el uso que le den o la manera que se aproximan a él. En esta investigación, adoptaremos la visión de los últimos, que entienden el suelo como un cuerpo natural tridimensional que se ha formado en la superficie de la Tierra a través de las interacciones de al menos cinco factores: clima, biota, relieve, materiales parentales y tiempo (Schaetzl y Anderson, 2005).

Los suelos están compuestos de materiales minerales y orgánicos en varias etapas de descomposición, organismos vivos, agua (o hielo) y gases dentro de poros de varios tamaños. Las cantidades en que se presenta cada uno, así como su disposición dentro del suelo, constituyen su morfología o estructura (Schaetzl y Anderson, 2005).

Dentro del estudio de los suelos destacan dos conceptos, perfil y horizontes. El primero, se define como la sección o corte vertical de una porción de la superficie terrestre que incluye todas las capas que han sido intemperizadas durante la formación del suelo, así como el estrato más profundo que influyó en la pedogénesis, es decir, el material parental (Buol et al., 2004). El segundo concepto, se refiere a esas capas que conforman el perfil, las cuales, se disponen de manera más o menos paralela a la superficie y cuentan con características definidas por los procesos de formación del suelo (Soil Survey Staff, 1962).

En un perfil completo se pueden reconocer los siguientes horizontes:

- *Horizonte O*: Generalmente se encuentra en la parte superior del perfil, está dominado por material orgánico, es decir, todo los restos en descomposición que yacen sobre el suelo mineral. En áreas donde la producción orgánica es baja o las tasas de descomposición son altas, los horizontes O pueden estar ausentes en la superficie del suelo durante algunas temporadas del año (Schaetzl y Anderson, 2005).
- *Horizonte A*: Es una capa mineral del suelo que se forma en la superficie o debajo de un horizonte O. Se caracteriza por presentar color oscuro a causa

del alto contenido de materia orgánica humificada, la cual se encuentra íntimamente mezclada con la fracción mineral. Frecuentemente cuenta con propiedades que resultan del cultivo, pastoreo u otros tipos de perturbación (Guthrie and Witty, 1982; Schaetzl y Anderson, 2005).

- *Horizonte E*: Horizonte mineral de color claro que muestran evidencias de la pérdida de materia orgánica, arcilla, óxidos de hierro y/o aluminio, generalmente debido a la translocación hacia abajo de estas sustancias por infiltración de agua, lo cual se conoce como eluviación (Schaetzl y Anderson, 2005).
- *Horizonte B*: Horizonte mineral subsuperficial en el que se ha perdido casi todo vestigio de la estructura del material parental. Se caracteriza por mostrar los siguientes rasgos: 1) Acumulación iluvial de arcilla, hierro, aluminio, humus, entre otros, 2) remoción de carbonatos primarios, 3) concentraciones residuales de sesquióxidos y 4) formación de estructura prismática y/o en bloques (Jaramillo-Jaramillo, 2002; Schaetzl y Anderson, 2005).
- *Horizonte C*: Horizonte mineral que ha sido poco afectado por los procesos pedogenéticos, por lo que carece de las propiedades de los horizontes antes descritos. Se compone de suelo mineral, pero aún conservan algunos rasgos de la estructura rocosa o sedimentaria a partir de la cual se formó (Guthrie and Witty, 1982; Schaetzl y Anderson, 2005)
- *Horizonte R*: Se refiere al lecho rocoso duro (Schaetzl y Anderson, 2005).

La descripción de horizontes es la parte principal y básica de la clasificación de los suelos y consiste en caracterizar ciertas propiedades, como: color, textura, estructura, cutanes, nódulos o concreciones, poros, pH y características del límite del horizonte (Buol et al., 2004).

Por sus características, el suelo, puede proporcionar diferentes servicios ecosistémicos (sostienen la biodiversidad del planeta, almacenan y filtran agua y son claves en la adaptación al cambio climático por su papel en el ciclo del carbono), seguridad alimentaria e incluso beneficios económicos, por lo que se le considera como un recurso vital para la sociedad (INEGI, 2015a). Sin embargo, por muchos años ha recibido menor atención que otros elementos de la naturaleza, como el agua o los bosques. En ese sentido, la degradación por erosión, salinización, compactación y contaminación, son problemas frecuentes en los suelos. Entre esas formas de

degradación, la erosión destaca, ya que se requieren siglos e incluso milenios para formar unos pocos centímetros de suelo, mientras que cada año se pierden miles de millones de toneladas de suelo cultivable por erosión (Pimentel y Kounang, 1998; Zinck et al., 2016).

1.2. Erosión hídrica del suelo

La erosión se define como la degradación y remoción de suelo y roca por la acción del agua de escorrentía, viento, olas, hielo y movimientos en masa. En las laderas de la mayor parte del mundo los procesos erosivos dominantes son la acción de las gotas de lluvia, el agua de escorrentía y subterránea, así como los movimientos en masa. En cambio, la actividad de las olas, el hielo o el viento están restringidos a ciertos ambientes geomorfológicos (Selby, 1993).

La acción del agua sobre la superficie terrestre se conoce como erosión hídrica e implica el desprendimiento del suelo por las gotas de lluvia, el transporte y sedimentación del material por el agua de escorrentía (Hudson, 1981; Honorato et al., 2001). Los factores que favorecen la erosión hídrica pueden ser endógenos (densidad aparente del suelo, permeabilidad-saturación, dureza, pendiente del terreno) y exógenos (clima y cubierta vegetal) (Palacio y Vázquez-Selem, 1990).

La erosión hídrica se puede presentar en la superficie terrestre de cinco maneras: salpicadura, laminar, surcos, cárcavas y tunelamiento.

1.2.1. Erosión por salpicadura

La lluvia al caer sobre el terreno sin vegetación mueve el suelo no protegido (León-Paláez, 2001), de manera que el impacto de las gotas de lluvia o splash es responsable de la mayor parte del desprendimiento del suelo (FAO, 2019). Las partículas liberadas por las gotas de lluvia pueden obstruir los poros superficiales del suelo, creando una costra delgada impermeable que favorece el escurrimiento superficial del agua o escorrentía puesto que impide la infiltración del agua. Una evidencia de la erosión por salpicadura es la formación de pedestales de varios centímetros que altura, que se desarrollan debajo de elementos como guijarros, hojas o raíces que no son afectados por el impacto de las gotas y la escorrentía (León-Paláez, 2001).

1.2.2. Erosión laminar

La erosión laminar es el efecto combinado del golpeteo de las gotas de lluvia que desprende las partículas de suelo y la escorrentía (León-Paláez, 2001). Se refiere entonces, a la remoción más o menos uniforme del suelo, en capas delgadas, provocada por la saturación del suelo y el flujo superficial del agua sobre el terreno (Tayupanta, 1993). La cantidad y el tamaño de las partículas que pueden ser transportadas por el agua están en función de la velocidad de la escorrentía y la turbulencia, por lo tanto, aumentan a medida que la pendiente es más pronunciada y la profundidad del flujo crece. El tamaño de partícula que puede mover este flujo va desde arcillas y limos hasta arenas finas. Durante el transporte, las partículas permanecen en suspensión hasta que la pendiente y la velocidad disminuyen y permiten el depósito (Selby, 1993).

La acción selectiva de la escorrentía sobre las partículas deja sobre la superficie materiales más gruesos, como gravas y rocas, a esas superficies se les conoce como “pavimentos de erosión” (León-Paláez, 2001). En ese sentido, a pesar de que esta forma de erosión es poco evidente, es la que más afecta el suelo debido a la degradación y pérdida del horizonte A. Esto tiene fuertes repercusiones en la agricultura, ya que se pierde la fertilidad y productividad del suelo (Vahrson y Cervantes, 1991). Cuando la erosión laminar es más intensa o prolongada, puede generar la exhumación de raíces de árboles (Gärtner et al., 2001), siendo una de las evidencias más contundentes de la erosión laminar acelerada.

1.2.3. Erosión en surcos

Las pequeñas irregularidades en la superficie y la configuración de la pendiente provocan una variación espacial en las características de la escorrentía, que conduce a la concentración del flujo en algunos sitios hasta que adquiere volumen y velocidad suficiente para comenzar el proceso de surcado en el suelo (Suárez de Castro, 1980; FAO, 2019). Los surcos son pequeños canales de algunos centímetros a unas pocas decenas de centímetros (<30 cm) (Castillo y Gómez, 2016). En muchos casos, los surcos son discontinuos, es decir, no están conectados a una red de drenaje y a menudo se borran tras una lluvia torrencial (De Ploey 1983; Bryan y Poesen 1989).

Los surcos atraviesan el horizonte A del suelo que está suelto, hasta que alcanza una capa más dura, entonces el flujo comienza a ensancharse y a erosionar lateralmente el canal. Este proceso de incisiones y ensanchamiento también conduce a una pérdida considerable del horizonte A (FAO, 2019).

1.2.4. Erosión en tunelamiento

Se refiere al desarrollo natural de un drenaje subsuperficial concentrado, que con frecuencia se desarrolla en áreas donde la superficie del suelo se agrieta como resultado de la desecación, es decir, por la pérdida de humedad en el suelo. En una tormenta, el agua se infiltra rápidamente por las grietas y sobresauna un horizonte relativamente permeable en el subsuelo. El movimiento del agua a través de las grietas y los poros del subsuelo es lento, pero puede mover partículas y desarrollar un pequeño canal (Selby, 1993).

1.2.5. Erosión de cárcavas

Es resultado de los tipos de erosión antes descritos (pluvial, laminar, en surcos, tunelamiento), así como de movimientos en masa. La formación de cárcavas se caracteriza por el avance remontante de una incisión en el terreno que concentra el agua de escorrentía. Además, involucra el corte vertical causado por el colapso de canales subterráneos y el ensanchamiento de las paredes laterales del canal por la socavación basal y por movimientos en masa (Morgan, 1995; Gutiérrez, 2009; Sidle et al., 2018).

Las cárcavas son resultado de cambios en el ambiente como la remoción de la vegetación (en especial de árboles), aumento de la tierra cultivable en las cuencas, sobrepastoreo, o un cambio climático con las correspondientes variaciones en periodicidad e intensidad de las lluvias (Selby, 1993). En climas áridos, los suelos son particularmente susceptibles a la formación de cárcavas a causa de la escasa vegetación y de un régimen de precipitación que favorece los eventos de lluvia poco frecuentes pero cortos y de alta intensidad (Sidle et al., 2018).

Las tasas de erosión en cárcavas en general son altas, Vanmaercke et al. (2016) reportan un retroceso lineal de la cabecera que varía entre 0.01 y 135 m/año con un promedio de 0.89 m/año. Por tal razón, se considera que las cárcavas son pequeños

laboratorios con un microrelieve complejo que permiten analizar los procesos y las modificaciones de las geoformas en periodos breves de tiempo (Gutiérrez, 2009).

1.2.6. Badlands

Las cárcavas son formas erosivas lineales que presentan erosión acelerada del suelo por procesos similares a los que ocurren en los *badlands*, por lo que están estrechamente relacionados, de hecho, los sistemas de cárcavas pueden evolucionar a *badlands* y pueden verse como el extremo final de las cárcavas. La principal diferencia radica en que los *badlands* incluyen tanto laderas como divisorias de agua (Gallart et al., 2002; Howard, 2009).

La etimología de los *badlands* se puede remontar al siglo XVIII cuando los primeros exploradores de Dakota del Norte, Estados Unidos, identificaron estos terrenos con la expresión en francés “mauvaises terres pour traverser” que significa “mala tierra para cruzar”, haciendo alusión a la dificultad de transitar estos terrenos y a su improductividad agrícola (Fairbridge, 1968).

A pesar de que los *badlands* constituyen porciones pequeñas del terreno, se consideran como *puntos calientes* en la producción de sedimentos en escalas regionales grandes (Nadal-Romero et al., 2011, 2014). Además, permiten analizar en escalas temporales y espaciales reducidas, varios de los procesos y geoformas que se presentan en los ambientes fluviales, por lo que los geomorfólogos han tomado especial interés en estudiarlos y los han utilizado como laboratorios naturales (Bryan y Yair, 1982; Campbell, 1997; Howard, 2009).

Los *badlands* se desarrollan en ambientes variados, bajo diversas condiciones climáticas, litológicas y del suelo (Bryan y Yair 1982; Howard 1994). No obstante, presentan características generales comunes, se trata de superficies intensamente disectadas, asociadas a laderas escarpadas, surcos, cárcavas y con frecuencia erosión en túneles (Kasanin-Grubin, 2008). Su formación está controlada por diferentes factores y fenómenos desencadenantes:

- Litología. Los *badlands* se pueden desarrollar en una amplia gama de materiales, generalmente asociados a rocas blandas y sedimentos no consolidados (Gallart et al., 2002). Es común que cuenten con una baja permeabilidad, lo que reduce la infiltración y favorece el escurrimiento

superficial (Campbell, 1997). Además, la litología de los *badlands* está compuesta por materiales ricos en arcilla y su comportamiento está condicionado por el tipo y de la cantidad de arcillas minerales presentes, principalmente esmectita, illita, clorita y caolinita (Kasanin-Grubin, 2008). La presencia de sal es otra característica común de los materiales geológicos y/o en el suelo de los *badlands*, en particular en los de origen marino. Esta condición restringe considerablemente el establecimiento de la vegetación, lo cual, expone al suelo a los procesos de erosión (García-Fayos et al., 2000; Gallart et al., 2013).

- Tectónica. Es común que los *badlands* se encuentren en cadenas montañosas o cerca de ellas, afectadas por importantes levantamientos tectónicos pasados y/o presentes. La elevación del terreno a partir de controles tectónicos expone a la atmosfera materiales sedimentarios en gradientes topográficos amplios, lo que favorece la erosión acelerada y la formación de *badlands*. Además, los levantamientos tectónicos, proporcionan cambios en el nivel de base regional, lo cual puede provocar que se forme una incisión y se extienda cauce arriba por erosión remontante, promoviendo el inicio o la expansión de los *badlands* (Moreno-de las Heras y Gallart, 2018).
- Clima. La temperatura y la precipitación son importantes porque regulan el equilibrio entre la erosión y el control que ejerce la vegetación sobre las laderas (Gallart et al., 2002; Bochet et al., 2009). Los *badlands* generalmente se han asociado a regiones áridas o semiáridas (Bryan y Yair, 1982), sin embargo, se pueden encontrar en una amplia variedad de climas (Howard, 2009). Gallart et al. (2002) distingue tres grupos de *badlands* en función de su distribución climática, la cual, condiciona el tipo de vegetación y como consecuencia los procesos dominantes: I) *áridos* (precipitación <200 mm), donde la escases de vegetación permite que los procesos geomorfológicos estén controlados por las propiedades del suelo. II) *semiáridos* (precipitación 200-700 mm) se caracteriza por una cobertura discontinua de vegetación, lo que ejerce cierto control sobre los procesos geomorfológicos. III) *húmedos* (precipitación >700 mm) el crecimiento de la vegetación en estas áreas no se ve limitado por la disponibilidad de agua, sino por las adversas condiciones térmicas durante la temporada fría en algunas regiones, lo que reduce el periodo vegetativo.

- Oscilaciones climáticas. La relación más evidente entre las fluctuaciones climáticas y la iniciación de cárcavas se refiere a periodos de incisión de canales aislados o en una red de drenaje. Los episodios de erosión generalmente se asocian a fases climáticas secas y cálidas que inducen eventos torrenciales de alta magnitud y baja frecuencia causados por tormentas intensas (Díaz-Hernández y Juliá, 2006; Piccarreta et al., 2011; Tooth et al., 2013). Nogueras et al., (2000) demostraron que la reactivación de la erosión concentrada en el *badland* “El Cautivo”, localizado al sureste de España, se relaciona con periodos de sequía largos, que conducen al deterioro de la vegetación en los fondos de los valles, favoreciendo la iniciación de cárcavas.
- Actividades humanas. El desarrollo de *badlands* en muchos casos puede estar impulsado por actividades humanas como la deforestación con fines agrícolas y ganaderos (Kasanin-Grubin, 2008). Además, el abandono de tierras agrícolas en litologías o suelos susceptibles a la erosión puede intensificar la erosión superficial y subterránea (Moreno-de las Heras y Gallart, 2018). En los casos más extremos, la degradación provocada por el ser humano puede dar lugar a la formación de grandes extensiones de *badlands* (Piccarreta et al., 2011; Ballesteros-Cánovas et al., 2017).

1.3. Antecedentes de la erosión hídrica

La erosión hídrica del suelo se ha convertido en uno de los problemas ambientales más graves en todo el mundo, debido a que destruye el suelo fértil, lo que causa un gran impacto ecológico y socioeconómico (Pimentel y Kounang, 1998; Ehiorobo y Izinyon, 2013; Marzen, 2017). En este contexto, se han realizado numerosos estudios para estimar las tasas de erosión del suelo en una variedad de escalas temporales y espaciales, aplicando diferentes enfoques, desde métodos directos hasta modelos empíricos y físicos. Los métodos directos se basan en la toma de mediciones en campo con ayuda de perfilómetros (Sirvent et al., 1997), clavos de erosión (Moreno-Brotons, 2007; Godfrey et al., 2008), colectores de agua (Desir y Marin, 2007) y colectores de sedimentos (Mathys et al., 2003). Los métodos indirectos se refieren a modelos empíricos (USLE: Wischmeier y Smith, 1978; RUSLE: Renard et al., 1997) y de base física (WEPP: Flanagan and Nearing, 1995; GUESS: Rose et al. 1983) que

representan con valores numéricos los factores y procesos involucrados en la erosión del suelo. Asimismo, se han usado las nuevas geo-tecnologías como: teledetección (Martínez-Casasnovas et al., 2001; Ehiorobo y Izinyon, 2013; Höfle et al., 2013; Camargo et al., 2017), fotogrametría digital con drones (Fernández de Castro et al., 2018) y escaneo láser terrestre (TLS) (Lucía et al., 2011). También se ha usado métodos geocronológicos como el ^{137}Cs y luminiscencia ópticamente estimulada (OSL) para evaluar la erosión y deposición de sedimentos (Muñoz-Salinas et al., 2023).

En las últimas décadas, se han aplicado los principios que proporciona la dendrogeomorfología para estimar y cuantificar tasas de erosión del suelo a partir de raíces expuestas de árboles. De ese modo, se ha estudiado la erosión laminar (Bodoque et al., 2005) y la erosión de cárcavas (Vanderkerckhove et al., 2001; Malik, 2008), a partir de los disturbios en los anillos de crecimiento de raíces tanto a nivel macroscópico como microscópico.

En México, las tasas de erosión hídrica se han evaluado en diferentes sitios del territorio aplicando principalmente modelos empíricos (Sancholuz 1984; Flores-López et al., 2002; Pando-Moreno et al., 2003; Rivera-Toral et al., 2012; Castro-Mendoza 2013; Nájera-González, 2016), Sistemas de Información Geográfica (Palacio, 1990) y fotogrametría con drones (Fernández de Castro et al., 2018). No obstante, el uso de la dendrogeomorfología para análisis de erosión apenas se está explorando en el centro de México, por ejemplo, en la aplicación del método para estimar el origen y dinámica de las cárcavas post-eruptivas en ambientes volcánicos relativamente recientes (Franco-Ramos et al., 2022), así como en ambientes geomorfológicos más evolucionados como en la zona de *badlands* de Huasca, Hidalgo (Franco-Ramos et al., 2023).

1.4. Estudio dendrocronológico de raíces expuestas para el análisis de erosión hídrica

El objetivo de la dendrogeomorfología es caracterizar y reconstruir procesos geomorfológicos en el espacio y en el tiempo a partir de las anomalías o disturbios de los anillos de crecimiento de árboles (Villalba, 2000; Stoffel y Bollschweiler, (2009). Esta disciplina surge en la década de los 1970, con los trabajos de Alestalo (1971) y se consolida con el concepto *proceso-evento-respuesta* introducido por Shroder

(1980). El *proceso* está representado por cualquier dinámica geomorfológica, en este caso la erosión hídrica. El *evento* se refiere a las afectaciones en los árboles a causa de esa dinámica (exposición de las raíces en este trabajo). Por último, la *respuesta* son las anomalías en los patrones de crecimiento de los anillos de raíces como madera de reacción, excentricidad, incremento de la madera tardía y reducción en el tamaño del lumen¹ de las células de la madera temprana (Figura 1.1).

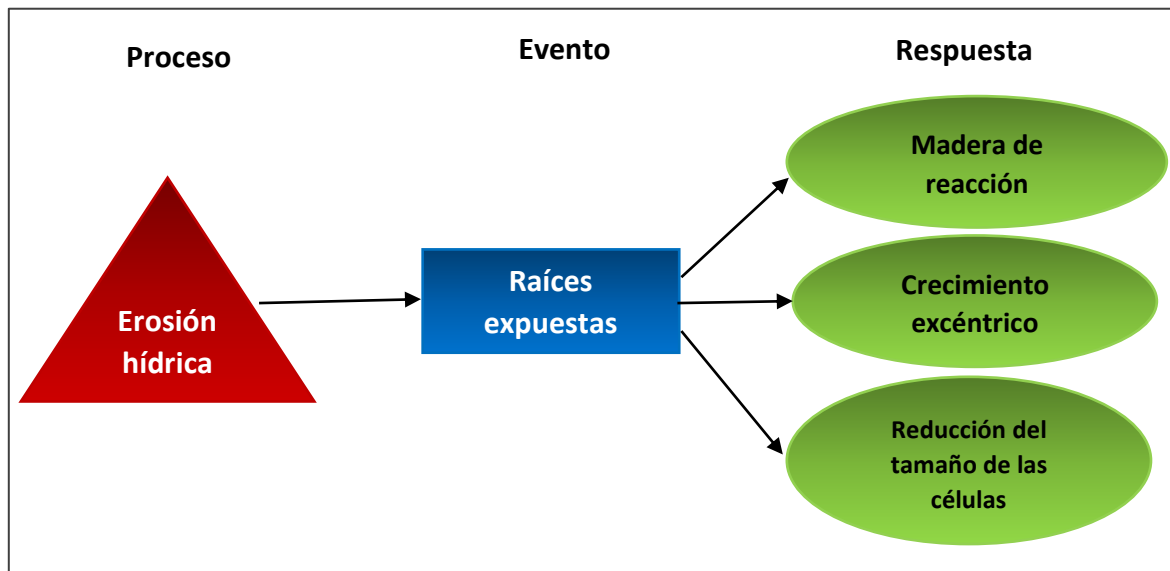


Figura 1.1. Concepto *proceso-evento-respuesta* propuesto por Shroder (1980) adaptado sólo para la erosión hídrica.

La mayoría de los estudios dendrogeomorfológicos se han centrado en el análisis de procesos con base en los anillos de crecimiento del tronco de los árboles. Sin embargo, en las últimas décadas las investigaciones que toman como base las raíces han aumentado para estudiar la dinámica terrestre superficial como, la erosión en riberas (Gärtner et al., 2001; Hitz et al., 2008a, 2008b; Stoffel et al, 2012) y en costas (Bégin et al., 1991a, 1991b; Danzer, 1996; Fantucci, 2007; Rovéra et al., 2013), así como la erosión laminar (Rubiales et al., 2008; Lopez-Saez et al., 2011; Corona et al., 2011; Ballesteros-Cánovas et al., 2015; Bodoque et al., 2017; Franco-Ramos et al., 2023) y concentrada (Vandekerckhove et al., 2001; Malik, 2008; Šilhán, 2012, 2018; Ballesteros-Cánovas et al., 2017; Franco-Ramos et al, 2022).

¹ En biología el lumen o luz, se refiere a una cavidad o espacio tubular de diferentes partes de un organismo, en este caso, de las células de la madera de un árbol (Lackie, 2013).

En condiciones geomorfológicamente estables, las raíces de árboles crecen protegidas por una cubierta edáfica. En este caso, el crecimiento de los anillos es concéntrico y sin disturbios en su estructura celular. No obstante, si el espesor del suelo se erosiona y la raíz se expone, los anillos comienzan a mostrar ciertos disturbios en sus patrones de crecimiento, debido a las variaciones de la temperatura, la reducción de la presión de la cubierta de suelo, la incidencia de la luz, entre otros (Gärtner et al., 2001; Bodoque, et al., 2005). Estos disturbios, son una respuesta natural de la raíz para disminuir la posibilidad de tener traqueidas² disfuncionales causadas por el desarrollo de cristales de hielo, burbujas de aire y embolias. Asimismo, incrementan el número de células en anillos más amplios, para garantizar que las raíces expuestas aún puedan participar en la circulación de agua de la planta (Schweingruber 1978). La caracterización de esas anomalías de crecimiento no sólo refleja la adaptación de las raíces a las nuevas condiciones ambientales, sino que también permite determinar el año de exposición de la raíz (Stoffel et al, 2013).

Los disturbios a nivel macroscópico que se han reportado en los anillos de raíces de algunas especies de coníferas europeas (*Pinus sylvestris* L. *Pinus silvática* L., *Picea abies* (L.) karst y *Pinus pinaster*) son: crecimiento excéntrico, madera de reacción (Figura 1.2A) e incremento de la madera tardía (Bodoque, et al., 2005, 2011 y 2017; Silhán 2018). Los disturbios anatómicos que ha reportado Gärtner et al. (2001) se relacionan con la reducción del ~50% del área de lumen de las células de la madera temprana después de la exposición, por lo que podría ser un indicador fiable para calcular tasas de erosión (Figura 1.2B). En especies latifoliadas, Hitz et al. (2008 a, b) encontraron que las fibras que componen esos anillos de crecimiento experimentan una clara disminución en el área del lumen durante el año de exposición, mientras que en los vasos puede o no reducirse el tamaño.

² Las traqueidas son un tipo de células conductoras del xilema (madera de un árbol), por donde circula el agua (Megías et al., 2020).

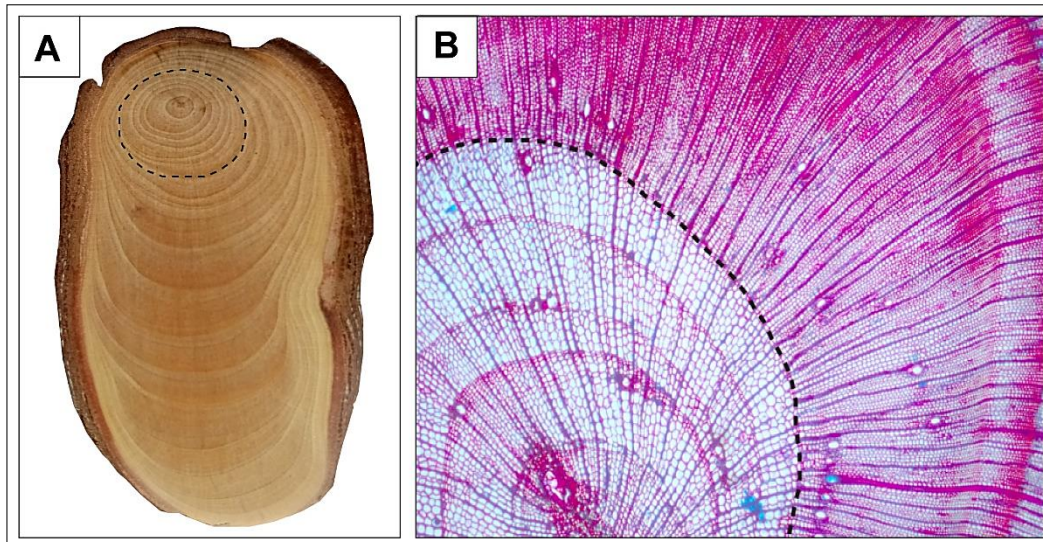


Figura 1.2. Disturbios en los anillos de crecimiento de raíces. A) Macroscópico: Muestra de *Juniperus deppeana* con anillos excéntricos y madera de reacción a causa de la exposición de la raíz. B) Microscópico: Muestra de *Larix decidua Mill.*, que permite apreciar la reducción del tamaño de las células a partir de la exposición (Tomada de Gärtner et al., 2001). En las dos muestras, la línea discontinua indica el año de exposición.

El principal inconveniente de las estimaciones de erosión basadas en raíces radica en su limitada representatividad temporal (decenas de años), y en la reconstrucción de tasas de erosión media anual en climas áridos o semiáridos donde la pérdida de suelo es impulsada por eventos extremos y poco frecuentes, de tal manera que las estimaciones pueden ser engañosas (Stoffel et al., 2013).

1.4.1. Antecedentes de la erosión laminar con base en dendrogeomorfología

El concepto para calcular las tasas de erosión laminar aplicando la dendrogeomorfología consiste en determinar el espesor del suelo perdido, a partir de la altura de la parte expuesta de la raíz y contrastarlo con los años transcurridos desde la primera exposición hasta el presente (Figura 1.3). La relación entre estas dos variables ha permitido estimar tasas de erosión del suelo en milímetros por año en varias investigaciones (Bodoque et al., 2005; Pérez-Rodríguez et al., 2007; Rubiales et al., 2008). No obstante, Gärtner (2007) propuso nuevas ecuaciones que se basan en las publicadas por LaMarche (1968) a finales de 1960, e incorporó parámetros que minimizan el error resultante debido al crecimiento de la raíz después de la exposición. Posteriormente, Corona et al. (2011) probaron esas ecuaciones y encontraron que la reducción del área del lumen de las traqueidas se produce aun cuando la raíz está enterrada por una capa de suelo de algunos centímetros de espesor. De este modo, es necesario calcular este valor para cada sitio de estudio

para evitar interpretaciones incorrectas o subestimaciones en las tasas de erosión media anual. Otro parámetro importante es el espesor erosionado (E_x), por lo tanto, en algunos trabajos se ha prestado especial atención a la microtopografía de la superficie del suelo, utilizando herramientas de alta precisión como el escaneo láser terrestre, micro-perfiladores topográficos (Bodoque et al., 2015; Ballesteros-Cánovas et al., 2015; Bodoque et al., 2017) y modelos digitales de elevación con dron (Franco-Ramos et al., 2023).



Figura 1.3. Raíces expuestas por erosión laminar en la ladera de una cárcava en Huasca, Hidalgo (febrero, 2020).

1.4.2. Antecedentes de la erosión concentrada con raíces

La erosión de cárcavas rara vez se ha estudiado utilizando raíces expuestas de árboles, ya que se ha puesto mayor énfasis en el análisis de la erosión laminar. Sin embargo, desde hace veinte años aproximadamente se han hecho importantes aportes en este campo, por ejemplo, Vandekerckhove et al. (2001) describió en detalle los métodos para reconstruir la evolución de las cárcavas utilizando raíces de árboles expuestas en diferentes posiciones dentro de las cárcavas, de tal manera que es posible estimar el retroceso de la cabecera, el avance de las laderas y la evolución vertical de estas geoformas. Posteriormente, Malik (2008) determinó el origen de pequeñas cárcavas a partir del año de exposición de las raíces, para ello tomaron las muestras cerca de la superficie y en el centro de la sección transversal de la cárcava. Un trabajo similar lo realizaron Moravska y Wronska-Walach (2012), el cual les permitió conocer el año de los eventos que originaron y transformaron algunas

cárcavas. En investigaciones más recientes (Ballesteros-Cánovas et al., 2017; Šilhán, 2018; Franco-Ramos et al., 2022; 2023), se reconstruyeron la evolución de cárcavas en varias dimensiones (retroceso de la cabecera, lateral y vertical). La información que proporcionan las raíces expuestas permite evaluar la actividad erosiva en cárcavas que no tienen un historial de monitoreo sistemático (Figura 1.4).



Figura 1.4. Raíces expuestas en una pequeña cárcava a causa de la erosión concentrada en Huasca, Hidalgo. (febrero, 2020).

1.5. Edad mínima de estabilización geomorfológica

Los procesos geológicos y geomorfológicos de gran magnitud como erupciones volcánicas (Thouret, 1999), cambios en el nivel base de los ríos (Wainwright y Brazier, 2011), oscilaciones climáticas (Nogueras et al., 2000) y actividades antrópicas (Kasanin-Grubin, 2008), pueden generar inestabilidad en el relieve, por lo que inmediatamente después de esos eventos suelen ocurrir transformaciones significativas de ajuste para recuperar el equilibrio. La estabilidad geomorfológica de una superficie, es decir, el cese o disminución de la actividad erosiva o acumulativa, permite que la vegetación crezca y se establezca ahí. En ese sentido, los árboles son útiles como indicadores de la estabilidad geomorfológica en una escala temporal amplia (década o siglos) por su longevidad (Franco-Ramos et al., 2017). Bajo esta lógica, la dendrogeomorfología se ha usado para determinar la estabilidad de barrancas localizadas en la vertiente norte del volcán Popocatepetl, a partir de árboles

que crecieron al interior de estas geoformas (laderas, cabecera y fondo o canal) (Franco-Ramos et al., 2017).

1.6. Antecedentes del cálculo de erosión con base en la USLE

La USLE (Wischmeier y Smith (1965,1978) es un modelo empírico de fácil aplicación para estimar la erosión del suelo, la cual retomó y modificó propuestas anteriores (Zingg, 1940; Musgrave, 1947). Fue creada en parcelas experimentales en los Estados Unidos (Amore et al., 2004) y se diseñó para zonas agrícolas, aunque su aplicación se ha extendido a otras coberturas como pastizales y bosques (Morgan 2005). La USLE predice la tasa de erosión media anual a largo plazo en una pendiente, pero no estima la erosión de una tormenta individual. Asimismo, se puede usar para cuantificar la erosión laminar o en surcos, pero no tiene en cuenta la pérdida de suelo en cárcavas, por viento o labranza (Stone y Hilborn, 2000). Tampoco está diseñada para estimar la deposición de sedimentos en una cuenca (Morgan 2005).

La ecuación utiliza cinco factores involucrados en el proceso de erosión. Cada uno se representa por un valor numérico de acuerdo con las condiciones específicas del sitio de estudio. Para estimar la erosión potencial del suelo se multiplican estos factores: erosividad de la lluvia (R), erodabilidad del suelo (K), gradiente de longitud de pendiente (LS), cultivo/vegetación (C) y prácticas de control de la erosión (P) (Stone y Hilborn, 2000).

Cómo anteriormente se comentó, la USLE se diseñó bajo las condiciones ambientales y prácticas de cultivo de los Estados Unidos, sin embargo, a través de los años se han propuesto alternativas para calcular los factores y adaptarlos a otras partes del mundo, como América Central y del Sur (Kim et al., 2005; Olivares et al., 2015), África (Schürz et al., 2020), Asia (Aflizar et al., 2013) y Europa (Panagos et al., 2015).

En México, la USLE se ha convertido en una de las principales herramientas para estimar la pérdida de suelo y se han realizado varias investigaciones con este método en diferentes escalas espaciales. Por ejemplo, Montes-León et al. (2011) generaron un mapa nacional de la erosión potencial del suelo a partir de esta ecuación. Además, a escala de cuenca, también se ha aplicado esta ecuación con apoyo de un entorno de SIG para procesar los datos y generar mapas que permiten identificar las áreas con mayor pérdida potencial de suelo (Castro-Mendoza, 2013; Flores-López et al.,

2003; Nájera-González et al., 2016). En otros casos, se han comparado los resultados obtenidos a través de la USLE a escala de ladera o parcela, con otros métodos, como fotogrametría con drones (Fernández de Castro, et al., 2018) y clavos (Pando-Moreno et al., 2003).

Por otra parte, la USLE ha tenido cambios, algunos de ellos los propusieron Renard et al. (1997), quienes publicaron una versión revisada de la ecuación (RUSLE) para incluir nuevos mapas de erosividad de la lluvia para los Estados Unidos y mejorar el cálculo de los diferentes factores de la USLE. Además, debido a que las anteriores ecuaciones miden la pérdida de suelo en una escala de tiempo anual, se propuso una versión modificada, denominada MUSLE (Williams, 1975) que usa la esorrentía y el caudal máximo para estimar la erosión de suelo basada en eventos.

A pesar de que existen otras versiones de la USLE, el fundamento y los factores que utilizan son básicamente los mismos. Además, algunos de los cambios se siguieron en base a las características físicas de los Estados Unidos. Por tal razón, y para fines de esta investigación, nos referimos a la ecuación en su versión inicial, USLE.

Capítulo 2. Área de estudio

2.1. Localización

El área de estudio se localiza a 5.8 km al sureste de la cabecera municipal de Huasca de Ocampo (20° 21' y 20° 06' N; 98° 39' y 98° 27' O), municipio perteneciente al Estado de Hidalgo, ubicado unos 40 km al noreste de la ciudad de Pachuca (COEDE, 1999).

Huasca de Ocampo se ubica sobre dos provincias fisiográficas, el Cinturón Volcánico Trans-mexicano (CVTM) que ocupa el 85% de la superficie municipal desde el centro hasta el sur y la Sierra Madre Oriental que abarca el 15% restante del territorio ocupado por barranca del río Grande de Tulancingo al norte del municipio (COEDE, 1999). El gradiente altitudinal varía de 1600 msnm en el fondo de la barranca, a 3000 msnm en la zona montañosa del CVTM.

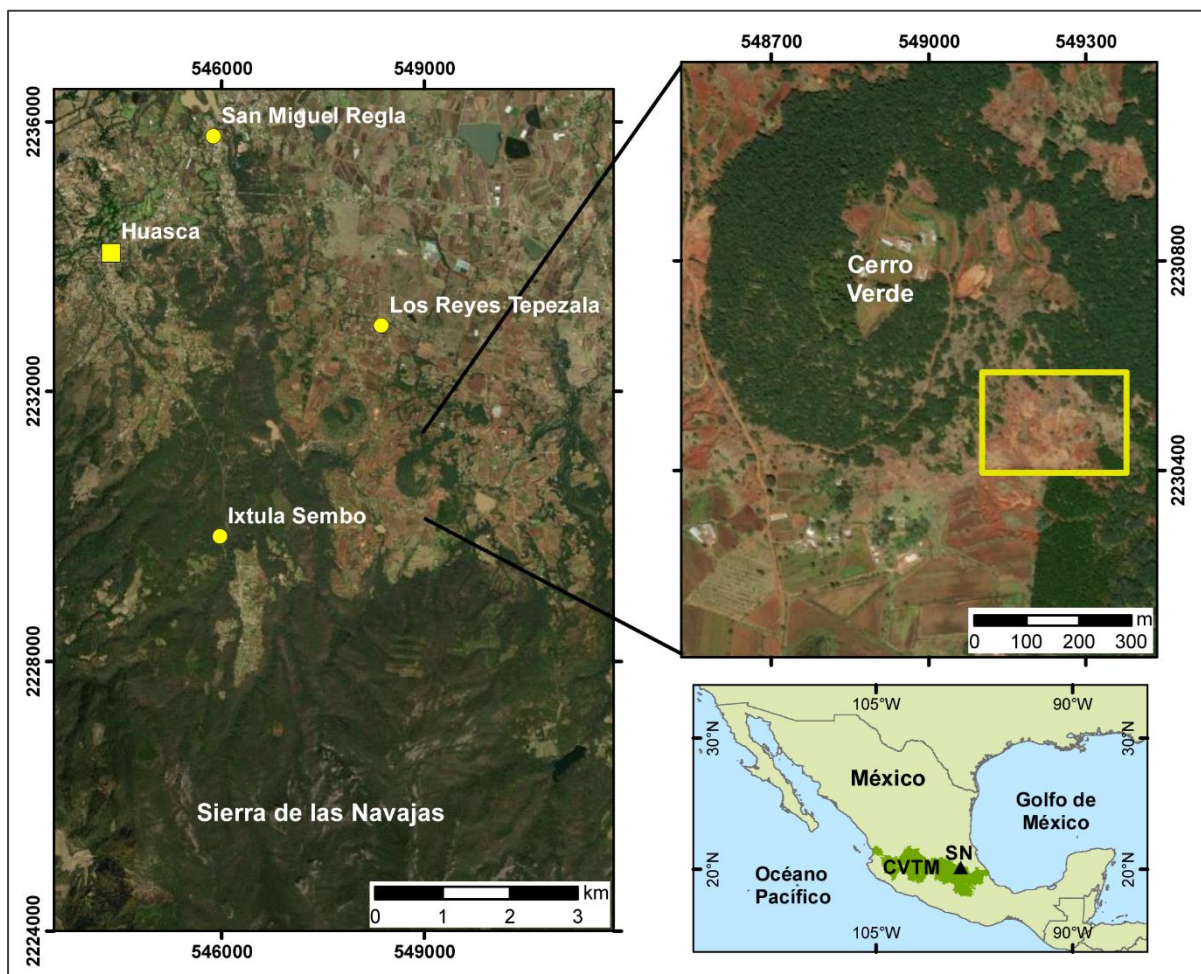


Figura 2.1. El área de estudio (rectángulo amarillo) se localiza dentro del municipio de Huasca de Ocampo, Hidalgo, en el piedemonte de la Sierra de las Navajas. En el mapa inferior derecho se indica la ubicación de la Sierra de las Navajas (SN) dentro del CVTM.

El sitio de estudio de esta investigación se encuentra en el piedemonte volcánico de la Sierra de las Navajas, al sureste de un cono de escorias llamado Cerro Verde, dentro de la localidad Los Reyes Tepezala a ~2260 msnm (Figura 2.1).

2.2. Marco biofísico

A pesar de que la zona de estudio es relativamente pequeña, la descripción de los aspectos bio-físicos abarca un área más amplia con el ánimo de entender el contexto en el que se encuentran los *badlands* de Huasca, así como los procesos pasados y actuales que inciden en la erosión del suelo.

2.2.1. Geología

La Sierra de las Navajas es un centro volcánico riolítico peralcalino inactivo del Plioceno tardío, ubicado en noreste del CVTM, entre las ciudades de Pachuca y Tulancingo. El material emitido por este volcán cubre aproximadamente 250 km² y se compone principalmente de flujos de lava comendita peralcalina, domos y piroclastos. En el flanco occidental de la Sierra de las Navajas las riolitas peralcalinas de este volcán se intercalan con las traquitas peralcalinas emitidas por el complejo volcánico Cerro Gordo. Además, asociados a la Sierra de las Navajas, se emplazaron principalmente al noreste del volcán numerosos conos de escoria levemente alcalinos de basaltos a andesitas (Lighthart, 2001), así como flujos de lava de la misma composición emitidos a través de fisuras durante el Plioceno y Pleistoceno (Nelson y Lighthart, 1997; Martínez-Serrano et al., 2022).

El basamento en la zona está compuesto por rocas sedimentarias plegadas de la Sierra Madre Oriental y secuencias volcánicas Terciarias que no están relacionadas con el material emitido por la Sierra de las Navajas (Lighthart, 2001). Los afloramientos de estas rocas se encuentran al norte de la estructura volcánica, en cerros aislados y en las laderas de la barranca del río Grande de Tulancingo, donde están expuestos algunos cientos de metros de calizas y lutitas del Mesozoico (Moran-Zenteno, 1994). Estas rocas están superpuestas de manera discordante por una secuencia de flujos de lava basáltica levemente alcalina que subyacen localmente a los depósitos de la Sierra de las Navajas (Lighthart, 2001).

De acuerdo con Lighthart (2001), la historia volcánica de la Sierra de las Navajas se puede dividir en dos grandes etapas, que se diferenciaron a partir del colapso del sector norte del volcán, lo que generó una gran avalancha de escombros. Dentro de esas dos etapas, se reconocen cuatro complejos de flujo de lava (Guajolote, Las Minas, Ixatla y El Horcón), cada uno de ellos está compuesto por uno o más flujos de lava (Figura 2.2).

- Complejo Guajolote. Tuvo un alcance bastante limitado, sus flujos de lava están expuestos sólo en el flanco suroeste de la Sierra de las Navajas. Por tal razón, parece que no fueron movilizados por el colapso de volcán, ni se ha encontrado material asociado con este complejo en el depósito de avalancha de escombros.
- Complejo Las Minas. Sus flujos de lava se extendieron hacia el oeste y el sur de lo que es hoy el pico más alto de la Sierra de las Navajas, así como en el flanco noroeste, cerca del poblado Zembo. Además, se han encontrado bloques asociados a este complejo dentro del depósito de avalancha de escombros al norte, por lo que se sugiere que los flujos de Las Minas también cubrieron la parte central y el flanco norte del volcán antes del colapso. Este complejo contiene una obsidiana verde que fue ampliamente usada por sociedades mesoamericanas durante más de 3,000 años para la construcción de herramientas, de ahí el nombre “Sierra de las Navajas”.
- Complejo Ixatla. Los flujos de lava riolita de este complejo fueron emitidos antes colapso del sector norte del volcán y continuo su actividad después de ese evento. Las riolitas que se emitieron antes del colapso están expuestas a lo largo del flanco sur de la Sierra de las Navajas y en el depósito de avalancha de escombros al norte. Los flujos post-avalancha Ixatla llenaron el anfiteatro colapsado y cubren el escarpe de avalancha occidental y noreste.
- Complejo Horcón. Está compuesto de riolitas y obsidiana, llenó el anfiteatro derrumbado y desbordó sus paredes oriental y occidental formando los picos principales de la Sierra de las Navajas. Los flujos de riolita fluyeron más lejos, por lo que probablemente son menos viscosos que los flujos de otros complejos. Las erupciones piroclásticas asociadas a este complejo fueron muy explosivas, la mayoría de los depósitos piroclásticos se encuentran al norte de la Sierra de las Navajas. Estos depósitos están separados del depósito de

avalancha, por una capa de suelo, lo que indica que debió pasar un lapso significativo entre el colapso de la estructura y las erupciones piroclásticas del complejo El Horcón.

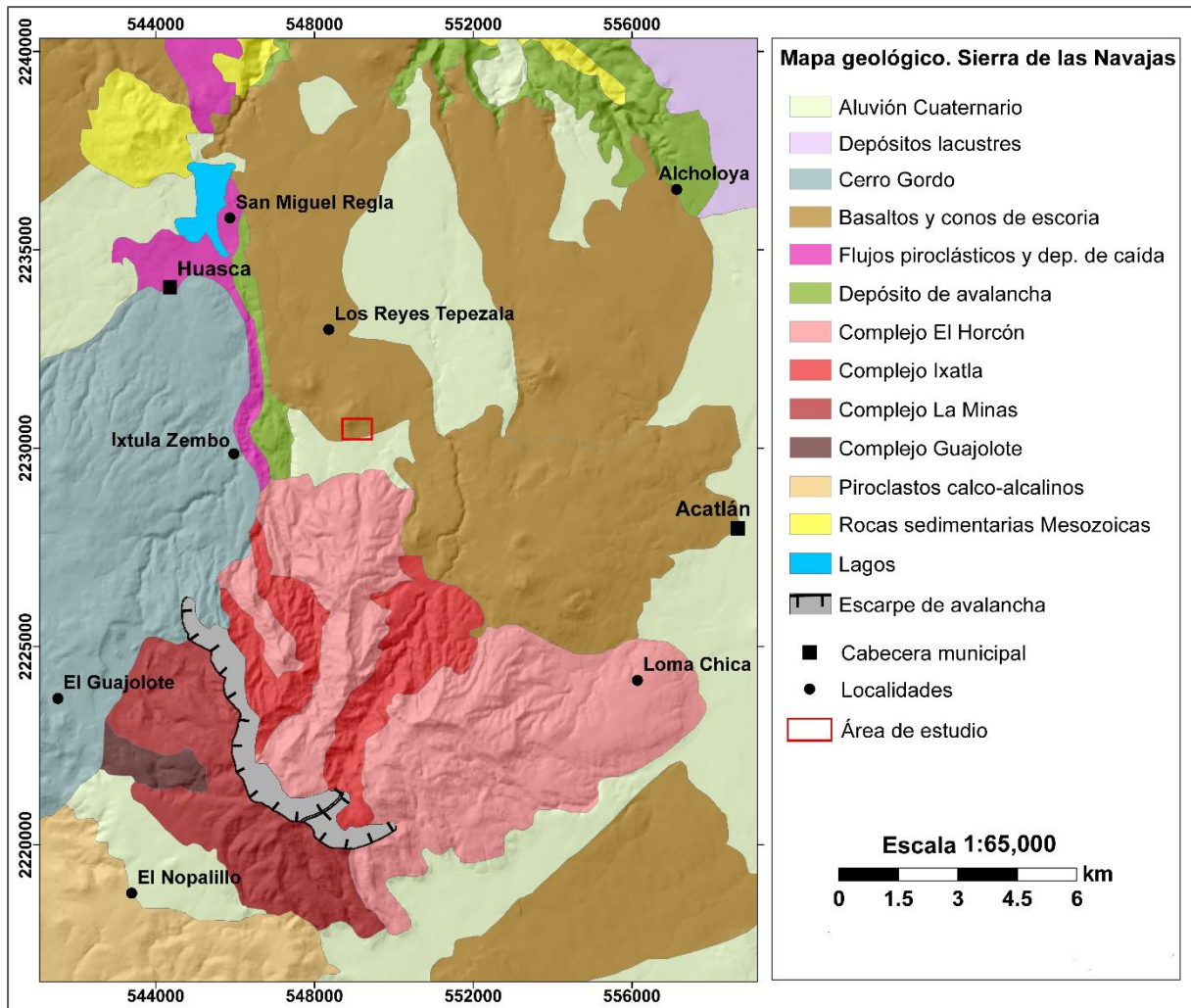


Figura 2.2. Mapa geológico de la Sierra de las Navajas. Modificado de Lighthart, (2004).

El colapso del lado norte del volcán produjo una avalancha de escombros estimada en un volumen de $32 \pm 9 \text{ km}^3$ que, aparentemente expuso la cámara magmática, lo que provocó erupciones explosivas. La avalancha de escombros se desplazó aproximadamente 48 km al norte de la Sierra de las Navajas y cubrió un área de al menos 510 km^2 . El depósito se encuentra a ambos lados de la barranca del río Grande de Tulancingo, por lo que se emplazó antes del corte de la barranca. Un sistema de fallas normales de tendencia noroeste cortó la avalancha de escombros después de su emplazamiento, de modo que la superficie del depósito al norte de la falla es aproximadamente 100 metros más alta que al sur de la misma. La datación de los

basaltos subyacentes y superpuestos al depósito de avalancha de escombros reportan una fecha aproximada para esta última de 2 Ma. (Lighthart, 2001).

2.2.2. Geomorfología

Los trabajos sobre geomorfología en Huasca se han enfocado principalmente en estudiar la erosión del suelo (Palacio-Prieto y Vázquez-Selem, 1990; Vázquez-Selem y Zinck, 1994a y b; Hernández Sánchez et al., 2019). Recientemente, Palacio-Prieto (2018) delimitó las unidades geomorfológicas que conforman el Geoparque de la Comarca Minera, dentro del cual se ubica la zona de estudio. El relieve de la región es producto de la actividad tectónica y volcánica, así como de los procesos erosivos y acumulativos, por lo tanto, el autor agrupó las geoformas de acuerdo con su génesis en endógeno, endógeno-modelado y exógeno. Dentro del área de interés de la presente investigación (el municipio de Huasca y las zonas circundantes), se identificaron cinco unidades de relieve (Figura 2.3):

I. Endógeno

A. *Meseta de lava*. Esta unidad se originó por la actividad volcánica efusiva fisural en el Plioceno y Pleistoceno. La composición de la lava es poco viscosa, lo que permitió que su avance rellenara las irregularidades topográficas pre-existentes, dando lugar a superficies de escasa pendiente. Estos derrames de lava están expuestos en las laderas de las barrancas de Santa María Regla y del río Grande de Tulancingo, donde es posible apreciar su estructura columnar, característica de estos flujos de lava. De acuerdo con el tipo de erosión, esta unidad se dividió en dos subunidades.

- Con procesos incipientes de erosión laminar: Los suelos que cubre esta superficie son principalmente vertisoles, los cuales derivan de la descomposición de rocas ígneas, su color es oscuro y poseen alto contenido de arcillas. En esta subunidad los procesos son incipientes, principalmente se presenta la erosión laminar por el movimiento superficial del agua de la escorrentía.
- Con rasgos de erosión acelerada (cárcavas): Esta subunidad se ubica en el piedemonte de la Sierra de las Navajas y está cubierta por lisisoles. En la zona, se presentan procesos de erosión acelerada en forma de cárcavas, que en conjunto conforman *badlands*.

B. Conos de escoria. Se ubican sobre la meseta, por lo que se emplazaron en periodos de vulcanismo posterior al de los derrames de lava, hace menos de dos millones de años. La actividad explosiva que les dio origen fue de baja intensidad, son frecuentes las bombas volcánicas que llegan a medir algunos decímetros de diámetro. Se trata de conos de poca altura, en general menores a 200 m, en algunos casos compuestos de tezontle o escoria y en su mayoría se encuentran bien conservados, sin señales de erosión importante.

I. Endógeno-modelado

C. Laderas montañosas de origen volcánico con pendientes de moderadas a fuerte. Esta unidad incluye la Sierra de las Navajas compuesta principalmente de riolitas y dacitas. Es posible reconocer una densa red de valles y barrancos que son reflejo de la modificación del relieve original.

II. Exógeno

D. Barrancas. Este grupo está representado por la barranca del río Grande de Tulancingo y sus afluentes, entre ellos están las barrancas de Santa María Regla y de Aguacatitla. Sus paredes alcanzan alturas cercanas a los 500 m, donde afloran las rocas sedimentarias del Cretácico, sobre las cuales yacen lavas de estructura columnar. La erosión fluvial lateral favorece la inestabilidad de las laderas, por lo que es común que se presenten procesos de remoción en masa como caída de rocas y deslizamientos.

E. Planicies aluviales. Este grupo está conformado por la planicie de inundación del río Grande de Tulancingo. En estas planicies se distinguen terrazas aluviales de unos cuantos metros de altura sobre el cauce. Las terrazas más altas se usan para cultivos, ya que los flujos torrenciales que caracterizan este río impiden que las terrazas más bajas puedan usarse para esos fines.

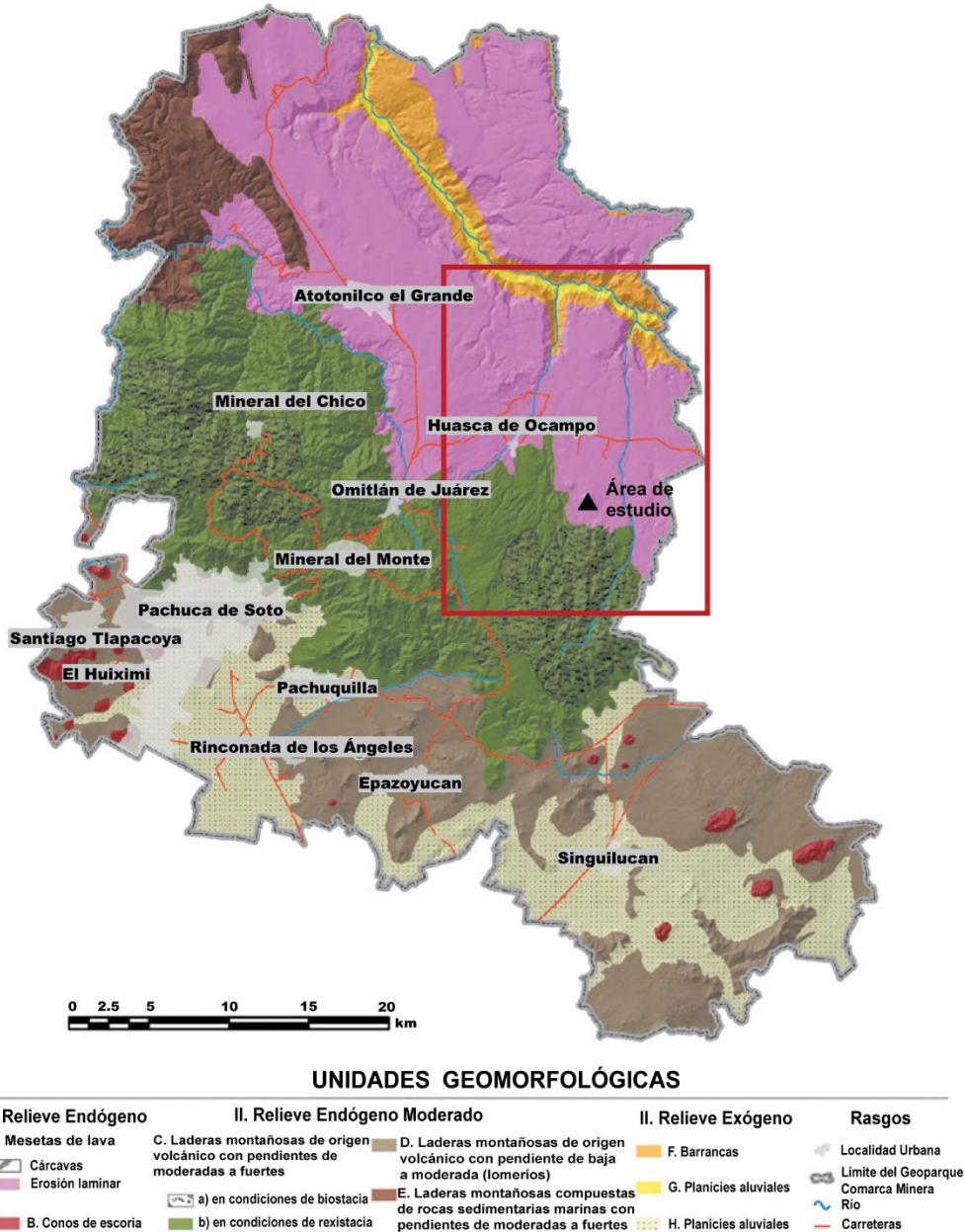


Figura 2.3. Mapa geomorfológico del Geoparque de la Comarca Minera (Palacio-Prieto, 2018). El cuadro rojo delimita la zona que abarca las unidades geomorfológicas de interés en esta investigación y el triángulo indica la ubicación del área de estudio.

2.2.3. Erosión hídrica en la Sierra de las Navajas

En el piedemonte de la Sierra de las Navajas la erosión hídrica es un proceso dominante, que pudo ser inducido al menos parcialmente por el ser humano, debido a que estas áreas fueron deforestadas para usarse como tierras agrícolas abiertas y pastizales y posteriormente se abandonaron (Palacio-Prieto y Vázquez-Selem, 1990). De acuerdo con Vázquez-Selem y Zinck (1994a) en el pasado se presentaron

intensas fases de erosión en la zona, por lo que no se trata de un proceso reciente. Las fechas de radiocarbono que obtuvieron indican que la erosión del suelo había comenzado antes del año 2400 A.P. y todavía estaba activo alrededor del año 1670 A.P.

Palacio-Prieto y Vázquez-Selem (1990) realizaron observaciones en parcelas experimentales en esta zona e identificaron que la formación de surcos está relacionada con lluvias torrenciales de corta duración y de alta intensidad, acompañada por el impacto de las gotas de lluvia y el flujo laminar. De hecho, más del 60% del sedimento removido durante el periodo de estudio (mayo de 1986-septiembre de 1988) se movió por surcos en sólo 6 eventos.

Recientemente, Muñoz-Salinas et al. (2023) utilizaron ^{137}Cs y OSL para estudiar los mecanismos que impulsan la erosión y sedimentación en una secuencia altitudinal con diferentes usos del suelo en el sector suroeste del volcán Tepezala en Huasca. A partir del análisis de ^{137}Cs , reconocieron unidades de erosión y deposición dentro de la secuencia altitudinal. El análisis de OSL, permitió estimar de qué profundidad provienen los sedimentos. Además, con base en 10 años de registro de sedimentos en zonas de acumulación, donde los valores máximos de ^{137}Cs coinciden con valores altos de luminiscencia, sugieren que, en esos sitios, el sedimento se movilizó durante episodios de incisión rápida que provocaron una erosión generalizada del paisaje.

En la misma zona de Huasca, Franco-Ramos et al. (2023) estimaron tasas de erosión del suelo combinando dos métodos novedosos. Por una parte, aplicaron la dendrogeomorfología con raíces en un lapso de análisis de décadas (10 a 60 años) y obtuvieron tasas de erosión laminar que oscilan entre 2.8 y 43.6 mm/año, así como tasas de ensanchamiento lateral del canal que varían entre 11 y 270 mm/año. Por otra parte, en un periodo de análisis más corto (<3 años), emplearon un vehículo aéreo no tripulado (VANT) para desarrollar modelos digitales de superficie en dos fechas (febrero de 2020 y septiembre de 2022). A partir de este enfoque, calcularon tasas de retroceso de cabecera de las cárcavas que varían entre 164.8 y 870.4 mm/año, tasas de ensanchamiento lateral que oscilan entre 88.7 y 213.6 mm/año y tasas de incisión que están entre 11.8 y 109.8 mm/año. Ambos enfoques produjeron resultados comparables en cuanto al ensanchamiento lateral de las cárcavas.

2.2.4. Suelos

De acuerdo con el COEDE (1999) y con datos de CONABIO (2008) los suelos presentes en Huasca y municipios aledaños, usando la clasificación de la World Reference Base (WRB) (Figura 2.4):

Andosol ócrico. Estos suelos derivan de cenizas volcánicas, son ácidos, de textura limosa o arenosa. Se asocian principalmente a los bosques de pino y encino que se encuentra en el piedemonte de la Sierra de las Navajas, en la porción centro oriental del municipio Huasca y en el municipio de Omitlán de Juárez.

Feozem háplico. Suelos porosos y oscuros por el alto contenido de materia orgánica, lo cual los hace fértiles. En condiciones naturales, este suelo es favorable para que se establezca vegetación de tipo xerófila, sin embargo, en la región, gran parte de estos suelos se usa para la agricultura. Dentro del área de interés, tienen una importante distribución, sobre todo en el centro y noroeste.

Fluvisol calcárico. Suelos de origen aluvial que tiene un alto contenido de carbonatos derivados de las calizas del basamento de la zona. Sobre este suelo se desarrolla el matorral crasicaule con fisionomía de cardonal. Este tipo de suelo está restringido a las orillas del río Grande de Tulancingo.

Litosol. Suelos con desarrollo incipiente, el horizonte A es muy delgado y en muchos casos el horizonte B está ausente. Se presentan principalmente al sur del municipio en las laderas de la Sierra de las Navajas que presenta fuertes pendientes.

Luvisol vértico y crómico. Son suelos rojos o claros, moderadamente ácidos, con alta susceptibilidad a la erosión y en muchos casos, estos suelos están truncados. Presentan mayor contenido de arcilla en el suelo subsuperficial como resultado de la migración de arcillas. Su vegetación natural es de selva o bosque, sin embargo, en esta área se usa principalmente para la agricultura. En la región, se distribuyen en el piedemonte de la Sierra de las Navajas y en la porción occidental del municipio de Huasca donde el terreno tiene una pendiente suave. Cabe señalar que Palacio-Prieto (2018) identifica estos suelos como lxisoles, mientras que Palacio-Prieto y Vázquez-Selem (1990) y Vázquez-Selem y Zinck (1994a y b) los clasificaron como alfisoles de acuerdo con la Soil Taxonomy.

Vertisol pélico. Estos suelos son muy fértiles y por lo tanto son productivos a pesar de que son duros y eso dificulta labranza. Desarrollan grietas anchas y profundas en la época de sequía por la alta cantidad de arcillas expandibles que tiene, la textura es fina y uniforme. Dentro de la región, se encuentran en la porción oriental cerca de la barranca del río Grande de Tulancingo.

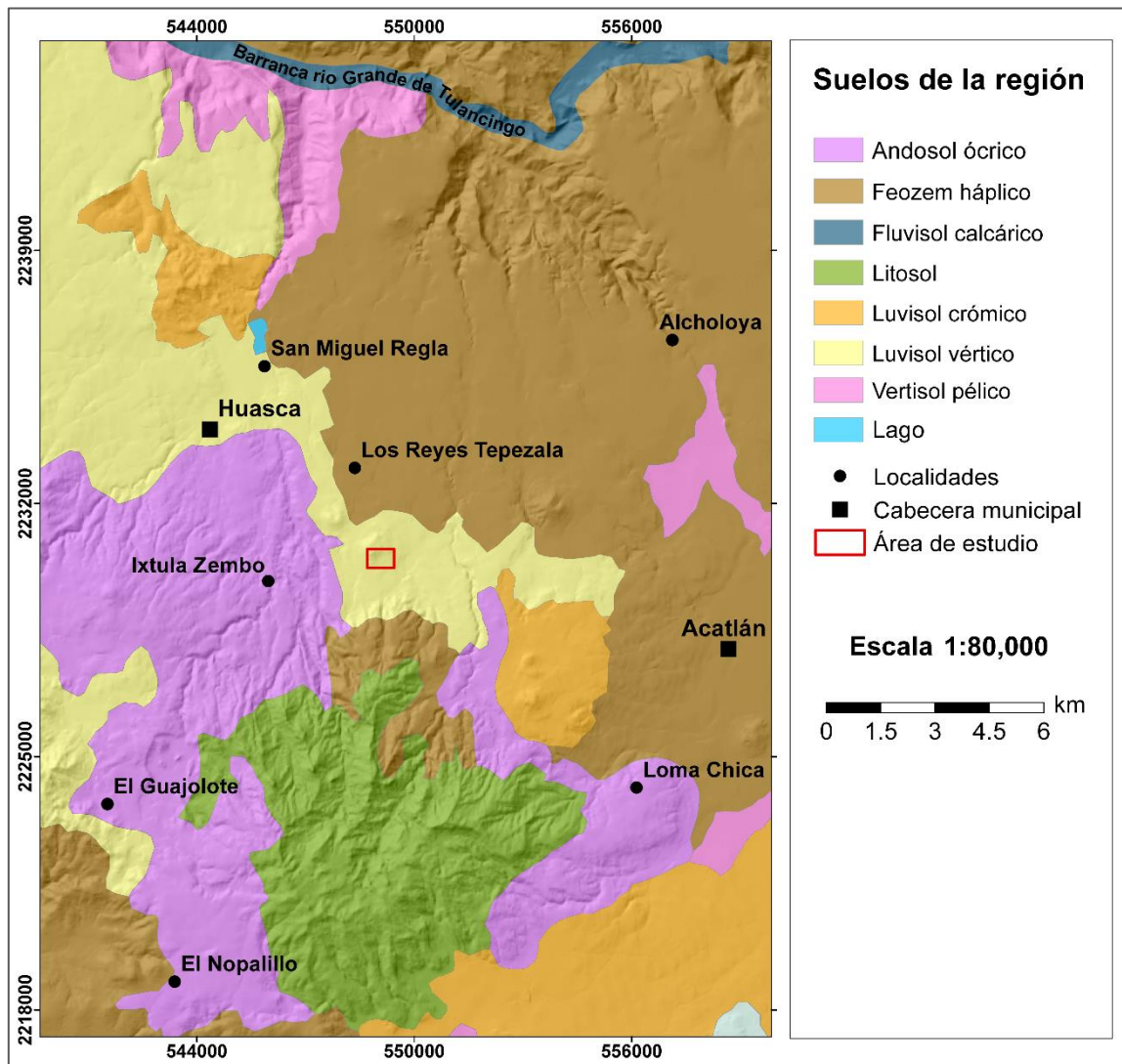


Figura 2.4. Mapa de suelos de Huasca de Ocampo y municipios adyacentes (Elaboración propia con datos de CONABIO, 2008).

2.2.5. Clima

Los contrastes del relieve en el municipio de Huasca y las áreas circundantes influyen de manera importante en el clima de la región. De acuerdo con la clasificación de Köppen modificada por García (2004), al norte del municipio, el clima es semiárido y

árido, en el centro y sur es templado, mientras que, en los sectores más altos de la Sierra de las Navajas es semifrío (Figura 2.5).

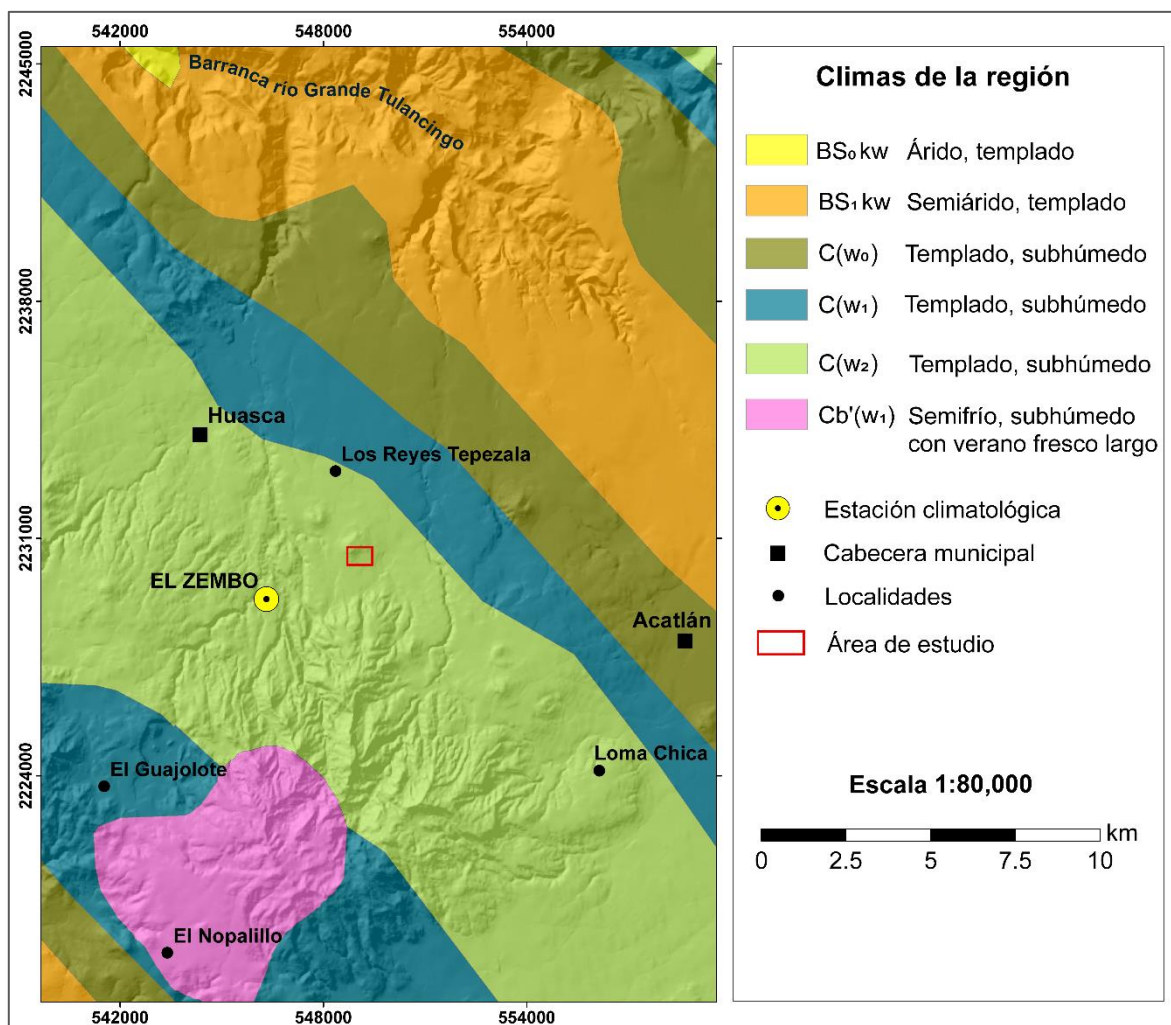


Figura 2.5. Mapa de climas de Huasca de Ocampo y municipios adyacentes. Fuente: CONABIO (2008).

El clima semiárido (BS₁kw), se presenta en las inmediaciones del río Grande de Tulancingo, donde hay poca exposición a los vientos húmedos. No obstante, por estar en contacto con climas subhúmedos, la humedad es menos limitada que en otras regiones (COEDE, 1999). En la barranca del río Grande de Tulancingo, se presenta el clima árido (BS₀kw), aunque en una porción muy reducida dentro de la región de interés.

El clima templado subhúmedo con lluvias en verano abarca la mayor parte del municipio de Huasca, pero presenta algunas variaciones de acuerdo con la altitud. En general, la temperatura media anual es de 14.5°C, la máxima es de 17°C en mayo y

la mínima de 8.3°C en diciembre. La precipitación total anual es de más 600 mm (COEDE, 1999).

El tipo climático, templado subhúmedo (Cw) incluye tres subtipos: Cw₀ (más seco), Cw₁ (intermedio) y Cw₂ (más húmedo). Estos subtipos se diferencian por el gradiente de humedad, el cual se obtiene con el índice de Lang o P/T (García, 2004). En el caso de Cw₀ es menor de 43.2, para Cw₁ está entre 43.2 y 55, mientras que Cw₂ es mayor de 55. Estos subtipos muestran una distribución espacial coherente con las variaciones del relieve, Cw₀ se localiza cerca de la barranca del río Grande de Tulancingo, conforme se aleja hacia la zona montañosa aparece Cw₁ y en la zona que abarca la Sierra de las Navajas se presenta Cw₂.

En la porción de mayor altitud de la Sierra de las Navajas también tiene lugar el clima Cb'(w₁) que es semifrío subhúmedo con verano fresco largo, ahí la precipitación es similar a los templados subhúmedos pero la temperatura media es más baja, oscila entre 5°C y 12°C.

A 3 km hacia el suroeste del área de estudio, se localiza la estación climatológica El Zembo, la cual, reporta una temperatura media anual de 13.5°C, los meses con temperaturas más altas, son mayo (16.3 °C) y abril (15.7 °C). En cuanto a la precipitación, presenta una media anual de 902 mm, con una marcada estacionalidad en los meses de verano, entre los que destacan junio y septiembre este último posiblemente asociado a la temporada de huracanes (Figura 2.6).

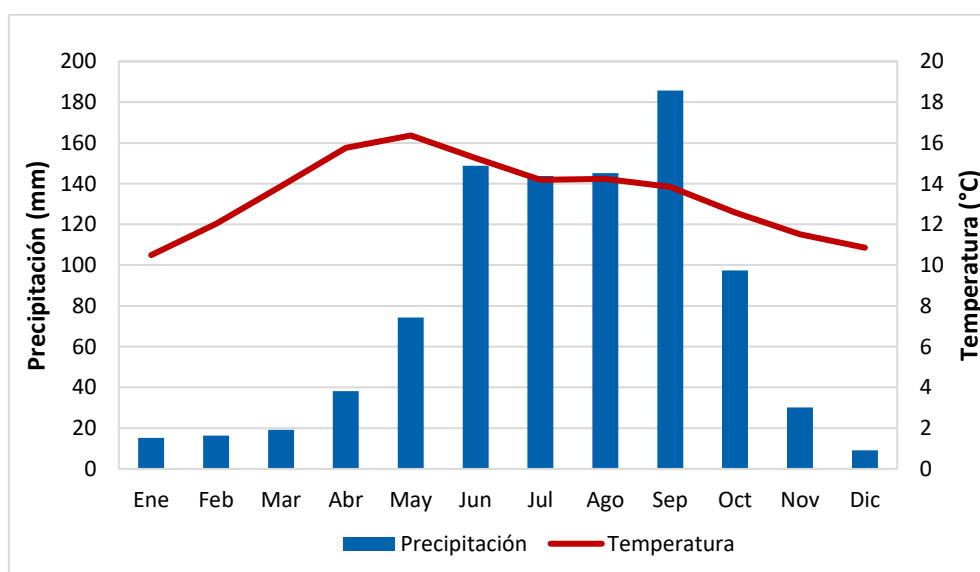


Figura 2.6. Climograma de la estación climatológica El Zembo.

Los datos de la estación El Zembo, que abarcan desde 1980 hasta el 2019, se usaron para conocer la variabilidad de la precipitación en ese lapso. El gráfico (Figura 2.7) se construyó con los valores de la precipitación acumulada de cada mes por año.

En la mayoría de los años, excepto en dos, la mitad de los meses tuvieron precipitaciones menores a 100 mm y, en muchos casos con valores de cero. Esto se debe a que la precipitación en la zona es estacional, así que al menos en seis meses la precipitación es escasa y en algunos nula. Los años con valores más bajos fueron 1983 y 1986, en estos casos, ningún mes la precipitación excede los 100 mm. Por otro lado, sólo en algunos años (1984, 1998, 2009, 2010, 2012 y 2014) hubo meses que excedieron los 300 mm. Además, en varios años se presentan valores atípicos que corresponden a precipitaciones altas en un mes en comparación con resto del año. Cabe señalar que el 2012 no tiene valores atípicos, aunque es el año que presenta la precipitación más alta (503 mm en junio). Esto se debe a que julio y agosto de ese año también registraron valores significativos (439 mm y 338 mm, respectivamente), de manera que ya no se reporta como un valor extremo en relación con los demás. Todos los valores atípicos corresponden a los meses de verano, se puede observar que no hay un mes dominante, sin embargo, agosto es el que menos aparece, lo cual, podría estar asociado a la canícula.

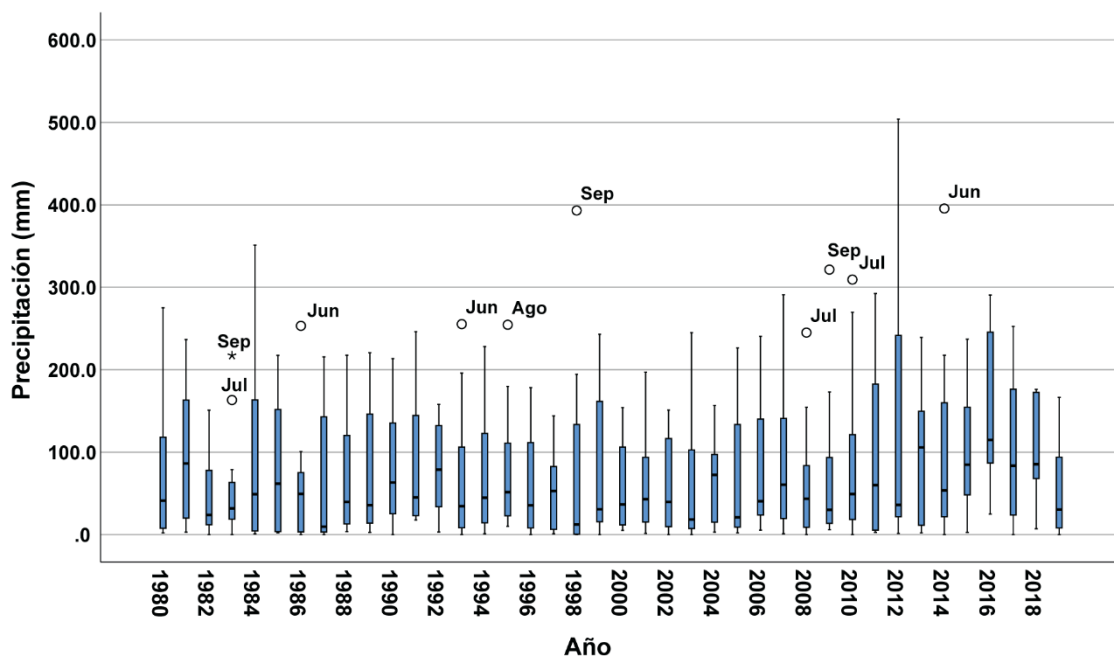


Figura 2.7. Diagrama de cajas de la estación El Zembo, se construyó con la precipitación acumulada mensual por año (CONAGUA-SMN, 2022).

2.2.6. Vegetación

Debido a la diversidad de condiciones físicas de la región como el relieve, el suelo y el clima, existen diferentes comunidades de vegetales (Figura 2.8). De acuerdo con el COEDE (1999), en Huasca se presentan las siguientes comunidades:

Bosque de pino. Este tipo de vegetación domina en el sur del municipio que corresponde a la Sierra de las Navajas, entre los 2200 y 3000 msnm. En esta zona es posible encontrar *Pinus teocote*, *Pinus montezumae* y *Pinus patula* en asociación con algunas latifoliadas como *Alnus jurollensis*, *Arbutus glandulosa*, *Quercus laurina*, *Quercus rugosa*.

Bosque de encino. Esta asociación arbórea se presenta sobre laderas y cañadas entre 2100 y 2300 msnm y es la que se encuentra mejor distribuida en las áreas forestales del municipio. En esta comunidad es posible encontrar especies de encino como *Quercus rugosa*, *Quercus laurina*, *Quercus mexicana*, *Quercus crassifolia* así como *Arbutus glandulosa*.

Bosque de táscate (*Juniperus deppeana*). Se encuentra entre 2000 y 2100 msnm en las planicies y laderas de cerros en lugares con cierta perturbación, en las zonas de transición entre el bosque de encino y el matorral xerófilo. Se presenta como una asociación abierta en la que domina *Juniperus deppeana* en el estrato arbóreo, aunque también es posible encontrar *Quercus trutex* y *Quercus rugosa*. Dentro de esta comunidad se encuentra el área de estudio, de acuerdo con lo observado durante el trabajo de campo también se identificó reforestación con algunos eucaliptos y pinos inducidos.

Matorral rosetófilo. Este tipo de vegetación xerófila se localiza en altitudes menores a los 2000 msnm dentro de la región y principalmente está confinada a las laderas de la barranca del río Grande de Tulancingo. Predominan las plantas con hojas espinosas y dispuestas en rosetas, como: *Hechia podantha*, *Agave lechuguilla*, *Dasyilirion acrtichum* *Eupatorium espinosarum*, *Brickellia veronicaefolia*, *Mimosa biuncifera*.

Matorral Crasicaule. Esta vegetación también se presenta en la barranca del río Grande de Tulancingo entre los 1600 y 2000 msnm. En este matorral se agrupan comunidades arbustivas, entre las que destacan las plantas conspicuas de tallo

suculento (cactáceas arbóreas). Algunas especies que predominan son: *Stenocereus dumortieri*, *Cephalocereus senilis*, *Echinocactus platyacanthus*, *Myrtillocactus geometrizans*, *Agave spp.*, *Geminispina metzoli*, *Mammillaria spp.* *Mammillaria spp.*

Pastizal. Está representada por gramíneas que se desarrollan en lugares con deficiente drenaje del suelo. En la región, la mayoría se ubican alrededor de los 2100 m de altitud, sobre todo cerca de algunos poblados como Huasca, San Miguel Regla, Santa María Regla, Santa Elena, Santa María, Ojo de Agua y Palma Antigua, no obstante, es probable que el hombre haya ampliado la extensión original para aprovecharlo en la ganadería. Las especies que más destacan en la zona son: *Muhlenbergia spp*, *Aristida sp*, *Eupatorium sp* y *Agrostis perennans*.

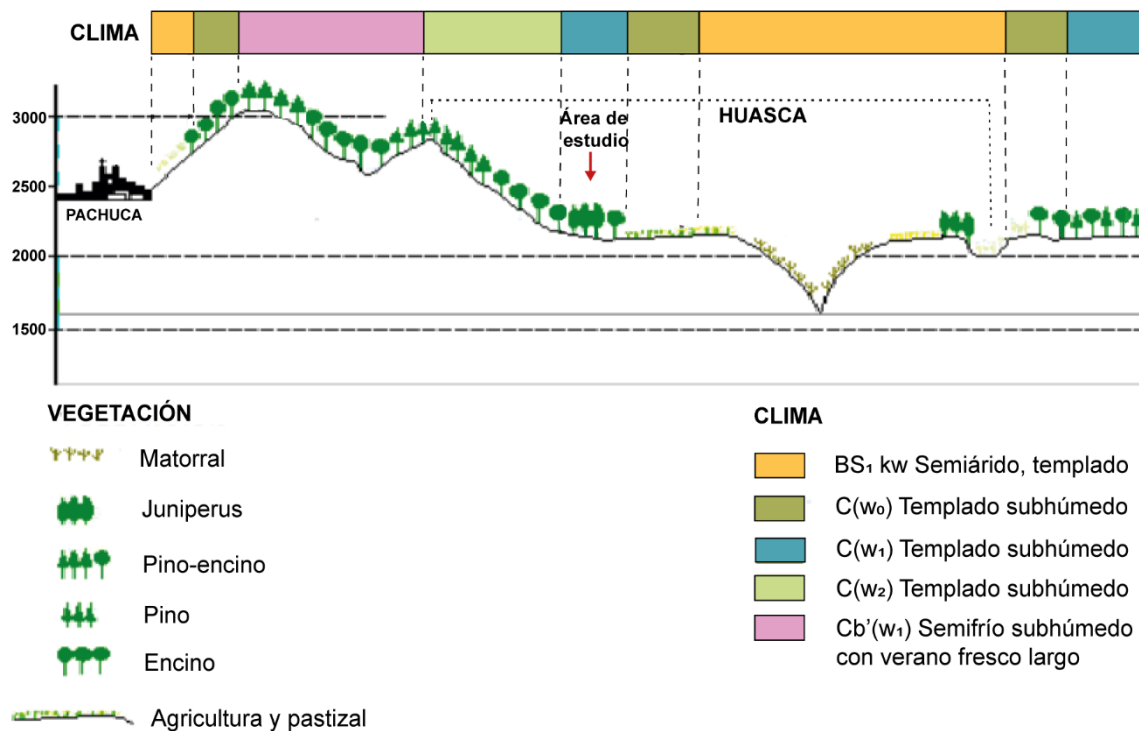


Figura 2.8. En este perfil se aprecia de manera general la relación entre la vegetación el clima y la altitud (Tomado de COEDE, 1999). El clima se modificó de acuerdo con datos tomados de CONABIO (2008).

Capítulo 3. Materiales y métodos

En este capítulo se explican los materiales y métodos que se usaron en el desarrollo de esta investigación. La metodología se dividió en tres fases: 1) trabajo de gabinete, 2) trabajo de campo y 3) análisis de laboratorio. En algunos casos, estas etapas involucran varios procesos, puesto que el análisis dendrogeomorfológico requiere de diferentes herramientas (Figura 3.1).

3.1. Trabajo de gabinete

En esta fase se estableció el fundamento teórico de la erosión hídrica y las diferentes maneras en las que se presenta en la superficie terrestre, desde la erosión por salpicadura, hasta la formación de cárcavas y en muchos casos el desarrollo de *badlands*, como el área de estudio. Asimismo, se abordaron conceptualmente los métodos que se aplicaron para estudiar la erosión.

Además, se hizo una búsqueda bibliográfica sobre la geología, geomorfología, edafología, clima y vegetación del área de estudio, ya que son factores que influyen en la erosión del suelo. También se elaboraron mapas a partir de datos de trabajos previos y de instituciones como CONABIO (2008) para contar con una referencia espacial de cada factor.

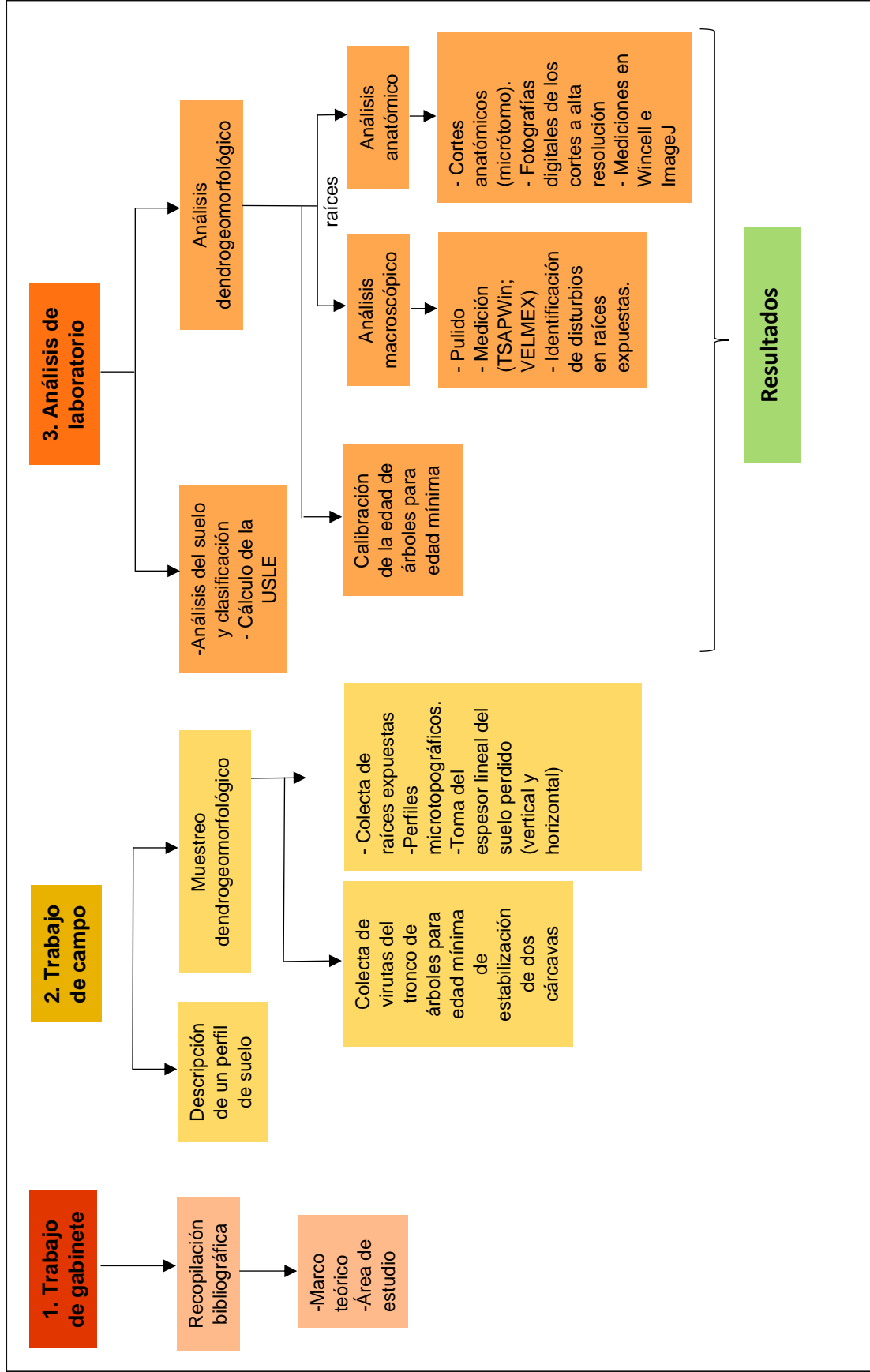


Figura 3.1. Diagrama de flujo donde se exponen los materiales y métodos utilizados en esta investigación.

3.2. Trabajo de campo

3.2.1. Descripción del suelo

Se describió un perfil de suelo de acuerdo con los criterios de Siebe et al. (2016) en la ladera de una cárcava dentro del área de estudio. El trabajo consistió en describir los atributos del relieve circundante al perfil y las características físicas y químicas del suelo, a partir de lo cual, se identificaron los procesos pedogenéticos y los horizontes diagnóstico. Se puso especial atención en los rasgos del suelo que influyen en la erosión, como el contenido de materia orgánica, textura, estabilidad de agregados y conductividad hidráulica.

Además, se tomaron datos del horizonte superficial del suelo en otros dos sitios cercanos, para estimar la erodabilidad y posteriormente aplicar la ecuación de la USLE (Figura 3.2).

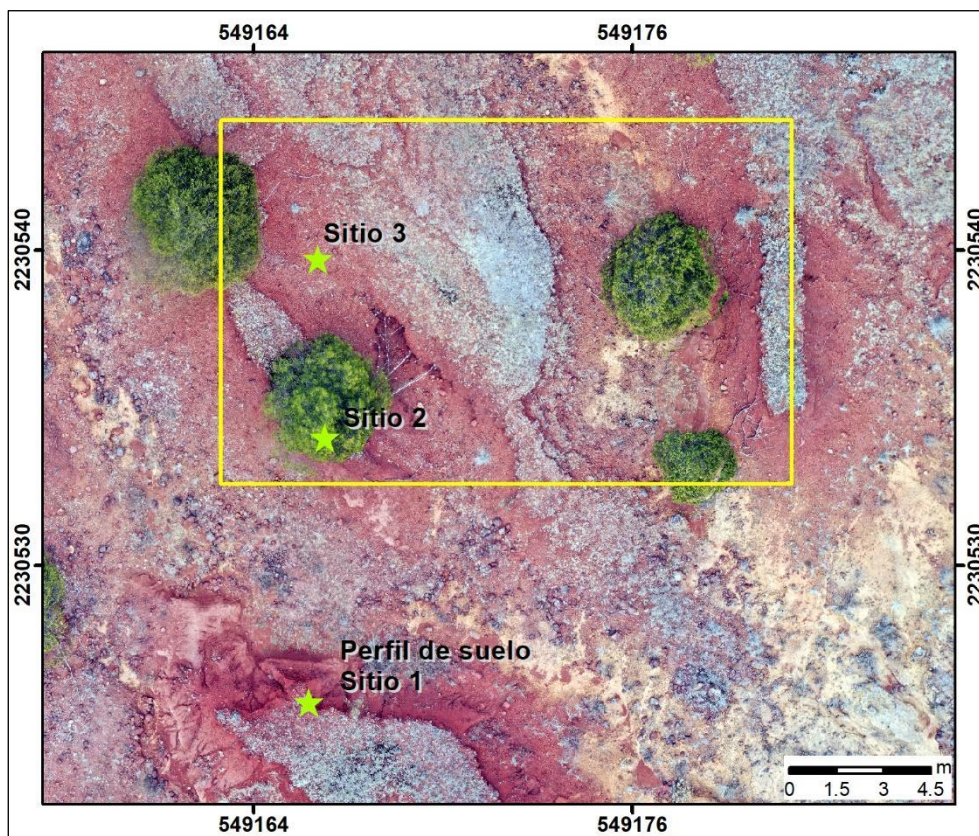


Figura 3.2. Ubicación del perfil descrito y de los sitios donde se tomaron los datos para calcular la erodabilidad del suelo. En el caso del sitio 1, la erodabilidad se obtuvo a partir del horizonte superficial del perfil de suelo descrito. El recuadro amarillo indica el área de muestreo de raíces de árboles. Todos los ortomosaicos fueron obtenidos con fotografías aéreas capturadas por un dron DJI Mavic Pro, en febrero de 2020.

3.2.2. Estrategia de muestreo dendrogeomorfológico

El primer paso fue reconocer sitios con raíces expuestas por erosión hídrica (laminar y concentrada) de árboles con potencial dendrogeomorfológico. Posteriormente, con ayuda de una sierra de mano se colectaron las muestras de raíces expuesta (Figura 3.3A). Se buscó que las raíces se tomaran al menos a un metro de distancia del tallo del árbol para evitar sobrestimaciones de las tasas de erosión, ya que el crecimiento continuo del tallo tiende a empujar las raíces hacia arriba, por lo que pueden presentar un crecimiento excéntrico no asociado a la erosión (Stokes y Berthier, 2000; Corona et al., 2011).

Dependiendo de la posición de las raíces en el terreno se tomaron una o más muestras por raíz con el objetivo de obtener la mayor información posible. A cada raíz se le asignó una clave (HIR1, HIR2...) y dependiendo del número de secciones transversales que se tomaron de cada una, se identificaron con letras (HIR1A, HIR1B...). Además, en las muestras se indicaba con una línea la parte superior de la sección transversal, es decir, la que estaba cerca de la superficie (Figura 3.3B).

Al mismo tiempo que se tomaron las muestras se hizo una descripción detallada de las características micromorfológicas del relieve circundante de las raíces muestreadas, en todos los casos se registraron las coordenadas geográficas y altitud. Sin embargo, cuando las muestras estaban destinadas a analizar la erosión laminar, también se registró la pendiente del terreno, la orientación de la raíz respecto a la dirección de la escorrentía y el espesor del suelo erosionado utilizando un micro perfilador manual, cuya información en seguida se vertía a una hoja milimétrica (Bodoque et al., 2005) (Figura 3.3C). En el caso de las muestras para analizar erosión concentrada también se midió la distancia desde la sección transversal muestreada hasta al borde de la cárcava, así como la altura de la raíz respecto al lecho de la cárcava (Figura 3.3D).



Figura 3.3. Muestreo dendrogeomorfológico. A) Raíz expuesta por erosión laminar sobre una ladera de cárcava. Las muestras se toman con una sierra de mano. B) Las secciones transversales se rotulan con una clave donde se asigna un número a cada raíz y dependiendo del número de muestras por raíz que se tomen, se pone una letra en orden alfabético. También se indica con una marca la parte superior de la sección transversal. C) Con un micro perfilador manual se obtiene información del relieve circundante a las raíces muestreadas. D) Medición de la distancia entre la sección transversal y el borde de la cárcava.

En total se colectaron 67 secciones transversales de 32 raíces de tres árboles de *Juniperus deppeana* que se usaron para analizar erosión laminar y concentrada (Tabla 3.1 y Figura 3.4).

Tipo de erosión	Raíces	Secciones transversales
Concentrada	10	32
Laminar	22	35
Total	32	67

Tabla 3.1. Colecta de secciones transversales de raíces en campo.

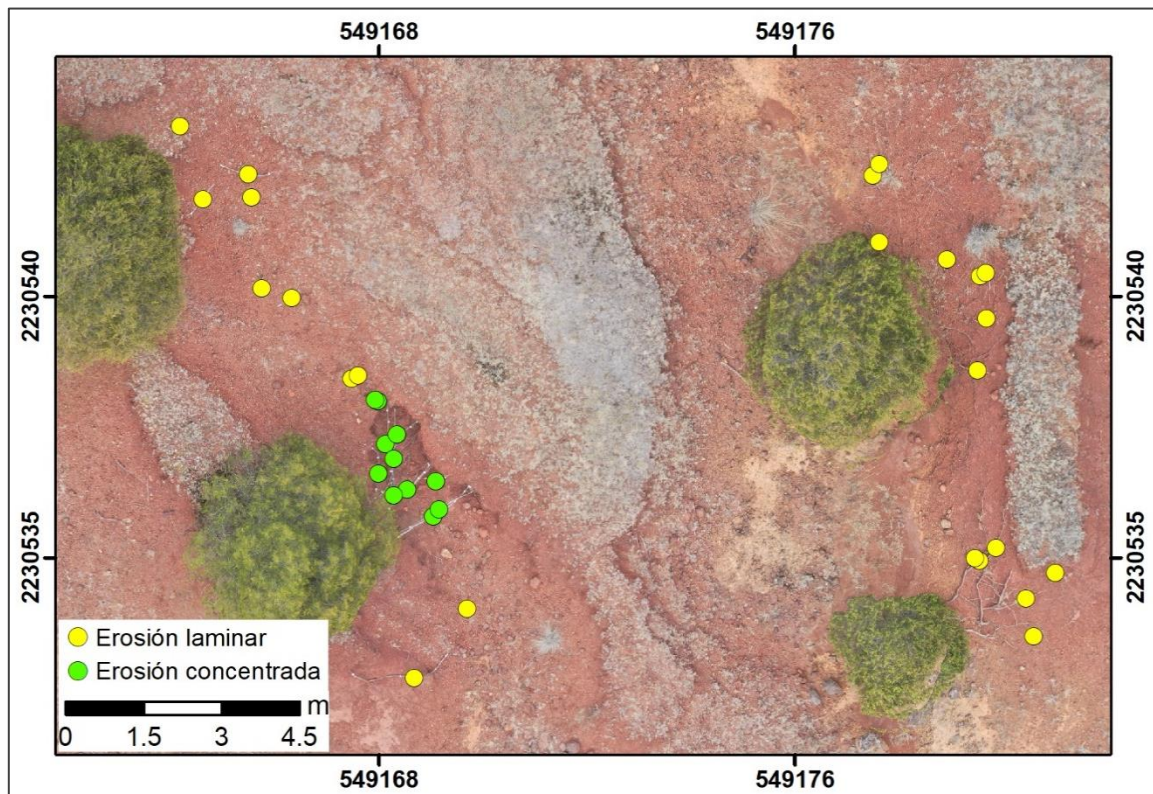


Figura 3.4. Distribución de las raíces muestreadas para erosión laminar y concentrada.

Además, dentro del muestreo dendrogeomorfológico, se usaron 4 árboles de *Juniperus deppeana* para conocer el tiempo aproximado de estabilidad del lecho de dos cárcavas cercanas al área de muestreo de raíces. Para ello, se tomaron dos núcleos de extracción o virutas del tronco de cada árbol, lo más cercano al suelo posible, a fin de contar con el mayor registro de anillos de crecimiento (Stoffel y

Bollschweiler, 2008). Posteriormente se calibró la edad de los árboles para agregar los anillos faltantes en las muestras.

3.3. Análisis de laboratorio

3.3.1. Evaluación edafocológica y clasificación de suelo

A partir de los datos del suelo obtenidos en campo, se hizo una evaluación edafocológica siguiendo la propuesta de Siebe et al. (2016), en la cual, se estiman parámetros físicos y químicos acerca del balance hídrico, de aireación y de nutrientes de los suelos. En esta investigación, todo ello estuvo enfocado a entender las causas de la intensa erosión que se presenta en la zona. Además, se clasificó el suelo de acuerdo con la WRB (2014), la cual pone énfasis en el origen y desarrollo de los suelos y se basa en propiedades definidas en términos cuantitativos como horizontes, propiedades y materiales diagnósticos, todos ellos definidos en campo.

3.3.2. Estimación de la erosión de suelo con la USLE

La USLE se basa en cinco factores ambientales que inciden en la erosión del suelo y se calcula a partir de la siguiente ecuación:

$$A = R * LS * K * C * P$$

Donde:

A: erosión potencial anual (ton/ha/año)

R: erosividad de la lluvia

LS: factor longitud-pendiente

K: erosionabilidad del suelo

C: cultivo/vegetación

P: prácticas de conservación

El factor R se calculó con datos de precipitación de la estación El Zembo en tres años representativos. Se eligió el año más húmedo (2012), el más seco (1982) y un año (2009) con precipitación cercana a la media que reporta esa estación climatológica. Este factor se obtuvo a partir del Índice Modificado de Fournier (MFI) que se calcula con la siguiente ecuación:

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

Donde:

IMF: Índice Modificado de Fournier

P_i : Precipitación media mensual (mm)

P_t : Precipitación total anual (mm)

Respecto al factor LS, se buscó igualar las dimensiones del interfluvio de las cárcavas donde se colectaron las raíces expuestas por erosión laminar. De esa manera, la pendiente fue de 12.3% y la longitud de la ladera de 20 m. El factor LS, se obtuvo a partir de la siguiente ecuación (Wischmeier and Smith, 1978):

$$LS = [0.065 + 0.0456(\text{slope}) + 0.006541(\text{slope})^2] \left(\frac{\text{slope_length}}{22.1} \right)^n$$

Donde:

Slope: Inclinación de la pendiente (%)

Slope_length: Longitud de la pendiente

n: varía de acuerdo con la inclinación de la pendiente (en este caso se usó 0.5)

La erodabilidad del suelo (factor k) se calculó en tres sitios cercanos entre ellos, con base en las propiedades del horizonte superficial y siguiendo un nomograma propuesto en Siebe et al. (2016).

Para el factor C, se establecieron dos escenarios. El primero, bajo condiciones actuales de uso de suelo, en el que se aplicó el valor de "suelo desnudo" (1.0) (Wischmeier y Smith, 1978), pues si bien en la zona de estudio existen algunos árboles dispersos, la mayor parte del suelo está sin cobertura vegetal. El segundo, fue "reforestación de zonas erosionadas" (0.065) (Prado-Hernández, 2017), para tener una idea de cuanto se podría reducir la erosión hídrica si se implementan estas prácticas, ya que, cerca del área estudio ya hay algunas zonas de reforestación.

Una vez calculada la erosión con la USLE, se convirtieron los valores de masa por superficie (ton/ha/año) a espesor (mm/año). Para ello, primero se dividió el valor obtenido con la USLE entre la densidad del suelo, para calcular el volumen. Después,

el valor resultante se dividió entre 10,000 m² (por tratarse de hectáreas) para obtener el espesor. Finalmente, se hizo la conversión de unidades de metros a milímetros.

3.3.3. Análisis dendrogeomorfológico de raíces

Para reconocer y fechar los disturbios a nivel macroscópico de las raíces, las secciones transversales fueron pulidas con lijas de diferentes grosores, desde un grano grueso (60μ) hasta uno fino (400μ) (Stokes y Smiley, 1996). Posteriormente, se realizó el pre-fechado, que consistió en contar visualmente los anillos con ayuda de un microscopio, para determinar el año en que se formó cada uno, se inicia desde el anillo exterior junto a la corteza, que corresponde al último anillo formado y el conteo sigue hacia el interior, es decir, hacia la médula.

Una vez que las muestras estuvieron pre-fechadas se midieron utilizando un micrómetro de medición VELMEX con una precisión de 1/1000 mm (Robinson y Evans, 1980), conectado a una computadora y el programa TSAPWin (Rinn, 2003), donde se puede visualizar de manera gráfica el ancho de los anillos (Figura 3.5). Para validar el fechado, cada sección transversal se midió en dos radios, lo cual, ayudó a identificar un patrón de crecimiento. Además, se buscó que la medición se realizara donde la excentricidad estaba más marcada para diferenciar con mayor facilidad el año de exposición de las raíces. Este programa permite visualizar todas las series medidas en conjunto, por lo que también fue útil para corroborar que el fechado fuera correcto.

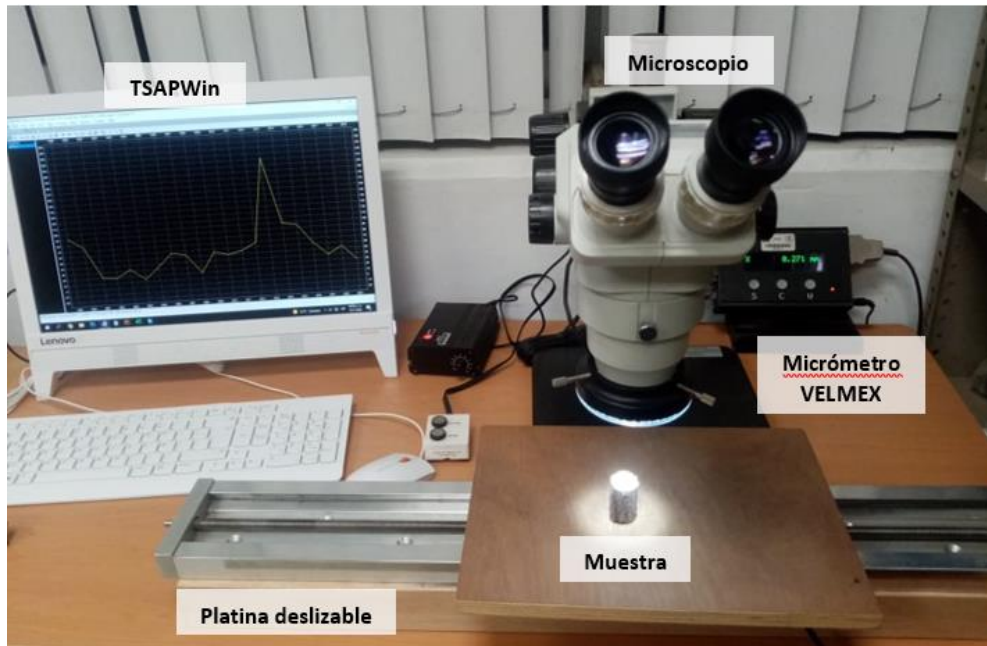


Figura 3.5. Estación de trabajo para fechar y medir los anillos de crecimiento de raíces a nivel macro.

Del total de secciones transversales de raíces, se seleccionaron dos muestras (R5B, R3D) para el análisis anatómico. Se realizaron cortes histológicos de aproximadamente 20-25 μm de espesor con un micrótopo deslizante (Leica 2000R). En seguida, los cortes se tiñeron con safranina para visualizar las traqueidas lignificadas y se montaron con resina sintética (bálsamo de Canadá) en portaobjetos (Ŝilhán, 2018). Posteriormente, se tomaron fotografías de alta resolución de los cortes, con un microscopio estéreo Axio ZoomV16 conectado a una AxioCam MRc5 (Zeiss) y una Olympus BX51 (Olympus Inc.) acoplada a una cámara digital Infinity I. Estas fotografías se usaron para los análisis biométricos en el programa WinCell Pro 2013 (Figura 3.6), el cual, permite medir el área del lumen de las células. Para ello, se trazó un polígono en la madera temprana de cada anillo y el programa calcula automáticamente el valor medio del total de células dentro del polígono seleccionado. Esto permitió reconocer los cambios en el tamaño del área del lumen de las células antes y después de la exposición de la raíz.

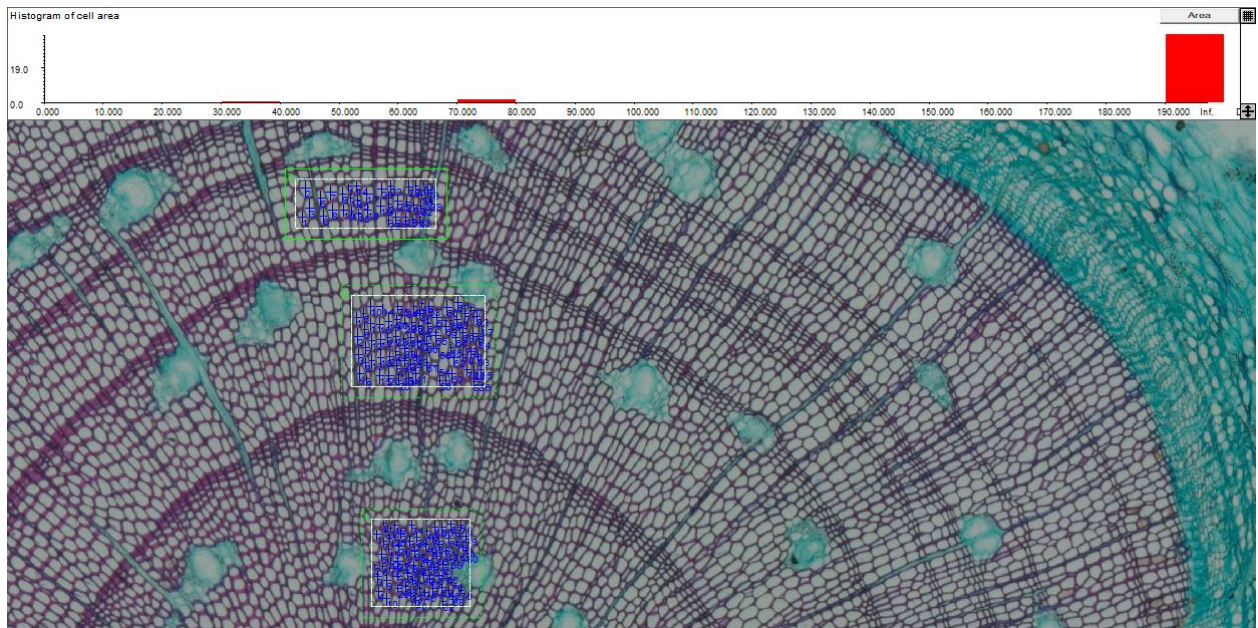


Figura 3.6. Ejemplo del análisis y medición de células con los cortes anatómicos en el programa WinCell Pro 2013.

Además, las imágenes digitales se analizaron en el software ImageJ, en el que se midió el ancho total de anillo y el ancho de la madera tardía, ya que después de la exposición de la raíz, los anillos crecen de manera excéntrica y la franja de la madera tardía se hace más ancha. Las mediciones se realizaron en el eje mayor de la excentricidad, donde se espera tener mayor respuesta (Figura 3.7).

Los valores obtenidos con estos dos programas se usaron para realizar gráficas en Excel donde se representaron los tres parámetros en micras (área del lumen de las células de madera temprana, ancho de anillo total, ancho de madera tardía), con el objetivo de establecer el año en que se expuso la raíz.

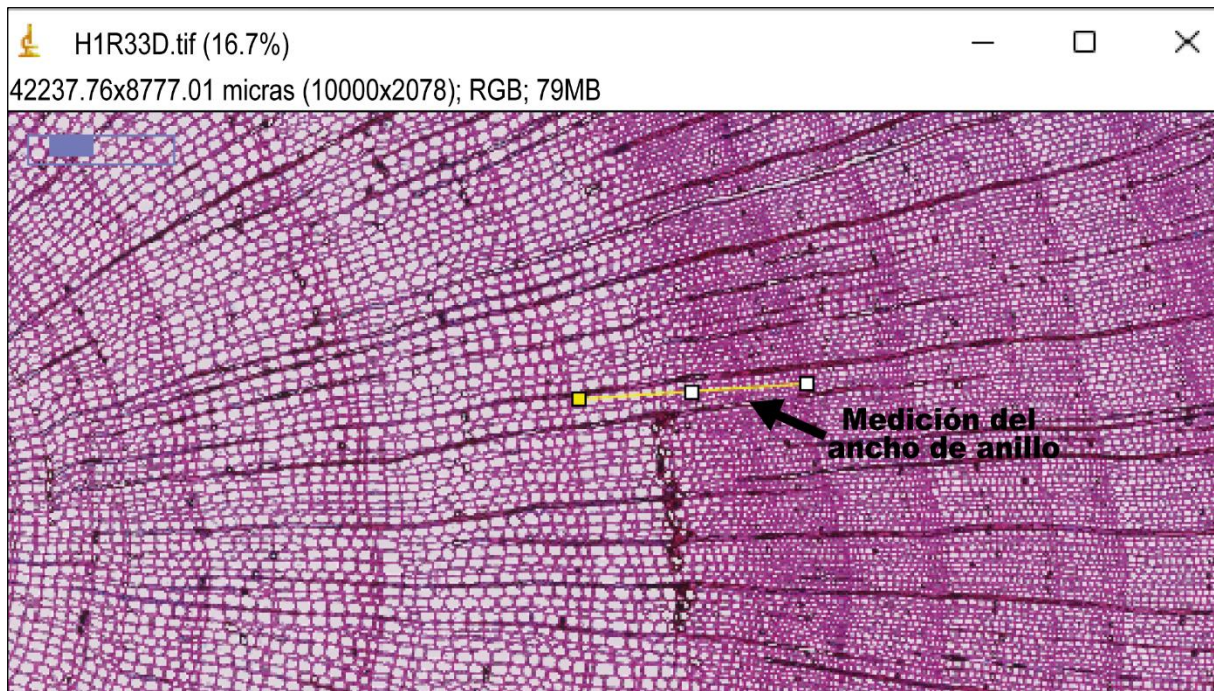


Figura 3.7. Medición de ancho de anillo y madera tardía de cada anillo de raíz en ImageJ.

3.3.4. Cálculo de las tasas de erosión laminar y concentrada con raíces expuestas

La tasa anual de erosión laminar (E_{ra}) se obtuvo de dividir el espesor del suelo perdido (E_r), entre el número de anillos desde la exposición (NR_{ex}).

$$E_{ra} = E_r / NR_{ex}$$

El espesor del suelo perdido (E_r) deriva de la altura de la parte expuesta de la raíz medida en el campo (E_x), la cual se ajusta a partir de algunos parámetros propuestos por Corona et al. (2011). En primer lugar, se resta el crecimiento posterior a la exposición de la parte superior de la raíz, puesto que al considerarla se sobrestiman las tasas de erosión. El siguiente parámetro es el espesor de la corteza de la parte superior e inferior de la raíz (B_1 , B_2). La corteza es susceptible a desprenderse en la parte expuesta, por ello es necesario sumar ambos espesores y sacar el promedio para tener una aproximación más real de la situación de la raíz al momento de la exposición. Por último, las raíces muestran cambios anatómicos incluso antes de que la cubierta edáfica sea removida por completo, de modo que se debe considerar ese sesgo (ϵ) para no subestimar las tasas de erosión. En este trabajo se usó el valor del sesgo (3.1 cm) reportado por Franco-Ramos et al. (2023) a partir de raíces enterradas de *Juniperus deppeana* en la zona de *badlands* de Huasca

La ecuación para obtener E_r queda de la siguiente manera:

$$E_r = E_x - (Gr1) + (B1 + B2) / 2 + \varepsilon$$

Donde:

E_r : Espesor de suelo perdido

E_x : Altura de la parte expuesta de la raíz medida en el campo

$Gr1$: Crecimiento posterior de la raíz del lado superior después de la exposición

$B1, B2$: Espesor de la corteza en el lado superior/inferior de la raíz

ε : Sesgo o error estimado

Para estimar las tasas de erosión concentrada en una cárcava se siguieron los criterios propuestos por Ballesteros-Cánovas et al. (2017) y Franco-Ramos et al. (2023), que consisten en dividir la distancia relativa entre dos muestras adyacentes en milímetros y el tiempo transcurrido en años desde la exposición de una muestra y otra. En esta investigación sólo se calcularon las tasas de ensanchamiento lateral. Cabe decir que no se usaron todas las secciones trasversales, si no que se escogieron aquellos sectores que fueran representativos y pudieran proporcionar resultados fidedignos. Cuando las tasas se estimaron entre muestras de dos raíces diferentes, se buscó que estuvieran a la misma altura y que la lógica del desarrollo de la cárcava indicara que la erosión siguió en ese sentido.

Además, se reconstruyó la evolución lateral y longitudinal de la cárcava con base en el año de exposición de las raíces.

Los principales eventos o pulsos erosivos encontrado en la cárcava fueron cotejados con la información de las precipitaciones registradas en la estación El Zembo (CONAGUA-SMN, 2023).

Capítulo 4. Resultados y discusión

4.1. Descripción y clasificación del suelo en el área de estudio

A fin de conocer las propiedades del suelo y su relación con la intensa erosión que se presenta en la zona, se describió un perfil de suelo en la ladera de una cárcava cercana al sitio de muestreo de raíces (para ver la descripción completa, consultar el ANEXO 1).

El suelo, se formó a partir de tefras volcánicas andesítico basálticas de un cono de escoria. Posteriormente, durante varias decenas de miles de años, los procesos pedogenéticos dominaron sobre los geomorfológicos, lo cual, permitió que se desarrollara un suelo de casi dos metros de espesor. Sin embargo, la perturbación antrópica propició que la erosión laminar removiera el horizonte A, por lo que el perfil está truncado y empieza desde el horizonte B (Vázquez-Selem, 1994a). Lo anterior se comprobó en campo ya que el horizonte superficial carece de color oscuro y materia orgánica, rasgos característicos del horizonte A.

En la descripción del perfil, el horizonte B se subdividió en seis de acuerdo con ciertas características observadas en campo (Figura 4.1).

En general, el suelo presenta coloraciones rojizas y texturas arcillosas a causa de la prolongada exposición del material parental al intemperismo. Relacionado con lo anterior, las caras de los agregados muestran cutanes, evidencia de la iluviación de arcillas. El pH es ligeramente ácido, varía de 6 a 6.5. Además, en todo el perfil se presentan manchas negras de óxidos de manganeso, lo cual, se puede asociar con problemas de drenaje. El suelo presenta agregados de tipo prismático, subangular y angular en bloques de grado moderado y fuerte, aunque en los dos horizontes más profundos la estructura masiva. En este perfil la agregación se debe principalmente a la presencia de arcillas, puesto que el contenido de materia orgánica es casi nulo, por la ausencia del horizonte A.

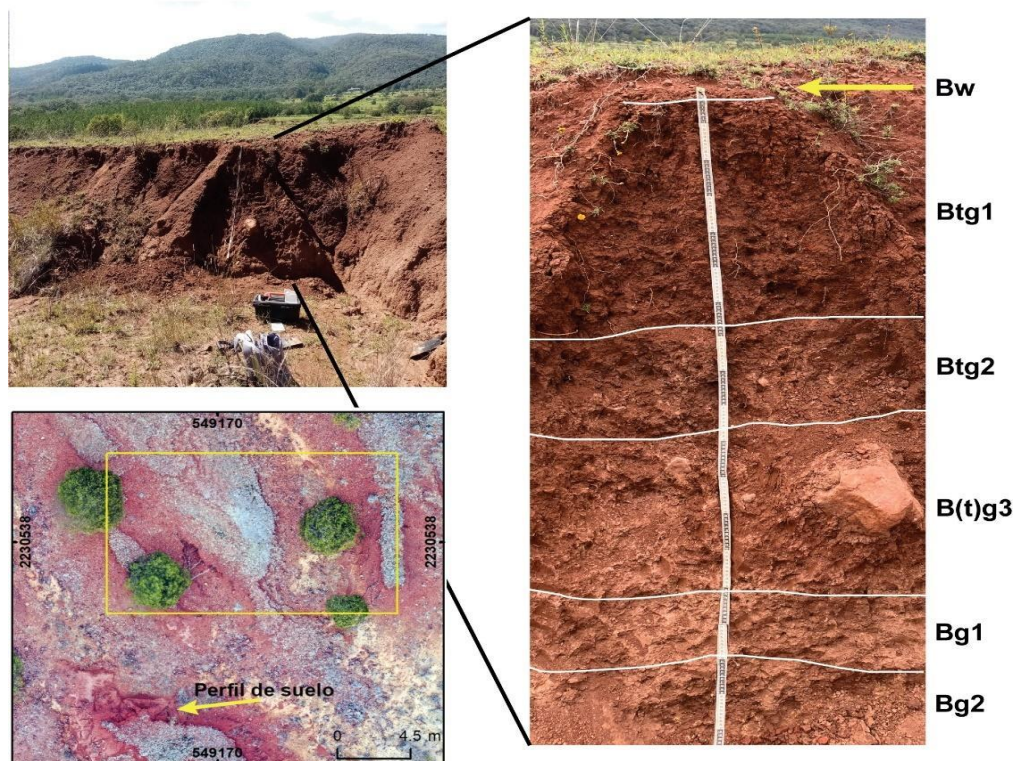


Figura 4.1. En parte inferior izquierda se encuentra un mapa, en el cual, se señala la ubicación del perfil descrito. El recuadro amarillo dentro del mapa indica el área de muestreo de raíces. En la parte superior, se presenta una fotografía del perfil expuesto en la pared de una cárcava y a la derecha un zoom del mismo, con la división de los horizontes³ identificados.

El suelo descrito se clasificó como Nudiargic Ferric Hypo-stagnic Lixisol (Clayic, Cutanic, Hypereutric), de acuerdo con la WRB. El grupo de suelo de referencia Lixisol, se asignó porque el perfil tiene un horizonte árgico a menos de 100 cm de profundidad y, porque la capacidad de intercambio catiónico (CIC) en este horizonte es $<24 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ arcilla. Esta baja CIC se infiere a partir de la predominancia de arcillas caoliníticas en suelos muy similares descritos en la misma localidad (comunicación personal de L. Vázquez Selem, septiembre de 2022). Respecto a los calificadores principales, se agregó el calificador Nudiargic, pues si bien el horizonte superficial (Bw) no presenta cutanes de arcilla bien definidos, se asume que es parte del Bt expuesto por la erosión laminar, de manera que el horizonte árgico comienza en la superficie del suelo mineral. Además, se eligieron los calificadores Hypo-stagnic y Ferric, ya que en todo

³ La descripción de los sufijos que se utilizaron para indicar las propiedades de los horizontes se presenta a continuación (Siebe et al., 2016):

w alteración *in situ* reflejada en mayores contenidos de arcilla, color más rojizo y presencia de estructura en comparación con el horizonte subyacente.

g horizonte moteado, indicando diferencias en condiciones de óxido-reducción.

t acumulación de arcillas por iluviación (por ejemplo, Bt: horizonte árgico).

el perfil se presenta una importante cantidad de concreciones de manganeso que evidencian procesos de óxido-reducción relacionados con las deficiencias del drenaje durante la estación lluviosa. En cuanto a los calificadores suplementarios, se añadieron Clayic por la textura arcillosa del suelo, Cutanic por la presencia de cutanes de arcilla y, por último, Hypereutric porque la saturación de bases intercambiables es superior al 80%.

La clasificación asignada al suelo en esta investigación concuerda con la de trabajos previos realizados en la misma zona, por ejemplo, Palacio-Prieto (2018) también lo refiere como lixisol. Asimismo, Palacio-Prieto y Vázquez-Selem (1990) y Vázquez-Selem y Zinck (1994a y b) clasificaron al mismo suelo como alfisol bajo los criterios de la Soil Taxonomy, el cual es el equivalente de los lixisoles y luvisoles de la WRB.

Con base en la delimitación que hace el INEGI, el suelo del área de estudio correspondería a Luvisol vértico. Aunque la escala de mapeo que maneja esta institución carece de detalle y tiende a generalizar las áreas, es pertinente aclarar que en esta investigación el suelo no se clasificó como luvisol, porque la CIC en el horizonte árgico es $<24 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ arcilla, tal como lo requieren los lixisoles. Respecto al calificador vértico, en el segundo horizonte del perfil descrito (Btg1) se encontraron estructuras prismáticas, las cuales indican la presencia de arcillas minerales 2:1 como las esmectitas que tienen la propiedad de expandirse y contraerse. Por ello, se aplicó el coeficiente de extensibilidad lineal (COLE), el cual arrojó un valor propio de los horizontes vérticos. Sin embargo, el resto de los requisitos para estos horizontes, como presentar slickensides en las caras de los agregados, no se cumplieron, de modo que, no fue posible agregar este calificador.

En cuanto a la susceptibilidad del suelo a la erosión, se encontró que en la zona llueven alrededor de 900 mm anuales según datos de la estación El Zembo, lo cual, se traduce en 900 l/m^2 . Teniendo en cuenta eso, si la capacidad de retención de agua o capacidad de campo (CC) en este suelo es de 685 l/m^2 , es posible decir que cerca del 30% de la lluvia no logra infiltrarse cuando el suelo se satura y escurre sobre la superficie. Sin embargo, debido a la considerable cantidad de arcillas en el suelo (~50%) la conductividad hidráulica es deficiente, por lo que se espera que el porcentaje de agua que no se infiltre sea mayor al mencionado, favoreciendo la escorrentía y con ello la erosión del horizonte superficial.

Del total del agua que puede ser retenida por el suelo (CC), poco menos de la tercera parte está disponible para las plantas (199 l/m²). Además, la capacidad de aireación es baja en todos los horizontes, por lo que las plantas tendrían limitantes para su desarrollo tanto por el agua disponible como por la aireación. Aunado a lo anterior, la disponibilidad de nutrientes para la vegetación también es escasa. Por un lado, debido a que la CIC (capacidad del suelo para retener e intercambiar nutrientes), es baja en todos los horizontes. Por otro lado, el fósforo y el nitrógeno, elementos importantes para las plantas, son prácticamente nulos, ya que dependen de la cantidad de materia orgánica, que como se mencionó, en este suelo es inexistente. Este contexto dificulta el establecimiento natural de la vegetación, lo cual repercute directamente en la susceptibilidad del suelo a la erosión, ya que lo deja expuesto ante las lluvias torrenciales y lo priva de la estabilidad que proporciona la red radicular de las plantas.

Respecto a la erodabilidad del suelo, se obtuvo un valor bajo ($k = 0.14$), contrario a lo esperado. Este parámetro se entiende como la susceptibilidad del suelo a ser erosionado y se estima a partir de la textura, el contenido de materia orgánica, la conductividad hidráulica y la estabilidad de los agregados del horizonte superficial. En todos los casos, esas propiedades del suelo apuntaban a que la erodabilidad tendría un valor más alto. Sin embargo, parece que el diseño del nomograma asigna mucho peso a la estabilidad que pueden proporcionar las arcillas al suelo, ya que favorecen la floculación de los agregados. Entonces, debido a la importante cantidad de arcillas presente en este suelo, el valor de la erodabilidad bajó.

A pesar de que sólo se analizó un perfil de suelo, los resultados son representativos y permiten entender la erosión del horizonte superficial por erosión pluvial-laminar y la fuerte erosión en cárcavas que afecta buena parte del área.

4.2. Disturbios en los anillos de crecimiento por erosión

En general, las raíces analizadas son muy jóvenes, con una edad promedio de 16 años. En todas, el último anillo formado corresponde al 2019. La raíz más longeva (R9) tiene 26 años, es decir, el anillo más interno es 1993. La raíz más joven (R27) tiene 6 años, por lo que el primer anillo corresponde al 2013.

El análisis macroscópico permitió identificar anomalías en los anillos de crecimiento de las raíces asociado a la exposición de las mismas por causa de la erosión del

suelo. Cabe mencionar, que algunas raíces sobre todo aquellas que se exponen por erosión laminar, presentan cambios cuando aún están enterradas a pocos centímetros de la superficie, de tal manera que el primer anillo con disturbios no necesariamente indica el año en que la raíz quedó expuesta. Teniendo eso en cuenta, se encontró que el inicio de los disturbios en general es reciente, la mayoría ocurrió después de 2010.

A partir del reconocimiento visual, se identificaron cuatro disturbios en las muestras a nivel macroscópico asociados a la exposición de las raíces: crecimiento excéntrico, incremento de la madera tardía y madera de compresión. De las 35 secciones transversales que se usaron para analizar la erosión laminar, el 100% presentan madera de compresión, el 94% crecimiento excéntrico y el 63% incremento de la madera tardía. Por otro lado, para analizar la erosión concentrada se usaron 30 secciones transversales, sin embargo, una de ellas (R6B') no se consideró en el cálculo de los porcentajes ya que se expuso en el 2019 y en el momento que se realizó el muestreo (febrero de 2020) aún no formaba ningún disturbio. Así, el 86% de las 29 secciones transversales presentan crecimiento excéntrico, el 55% incremento de madera tardía y el 100% madera de compresión. En algunas muestras, también se presentan disturbios asociados a impactos de rocas, como cicatrices, posiblemente causados por el movimiento de sedimentos en pulsos erosivos detonados por lluvias torrenciales (Figura 4.2).

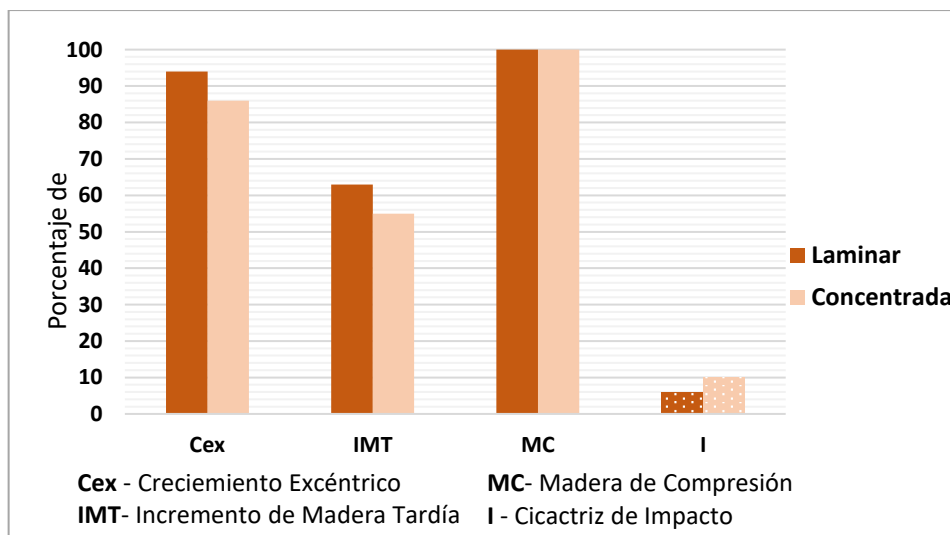


Figura 4.2. La gráfica muestra los porcentajes en los que se presentó cada tipo de disturbio en las raíces a nivel macroscópico una vez que se expusieron a causa de la erosión laminar y concentrada. En el caso de los impactos, se usó un achurado, ya que no es una respuesta inherente a la exposición de las raíces, sino que se presenta sólo si las raíces son golpeadas por alguna roca u otro objeto una vez que están en superficie.

Si bien, el porcentaje de los disturbios en las raíces expuestas por erosión laminar y concentrada son similares, se notaron diferencias relacionadas con la intensidad con que se presentan, principalmente el crecimiento excéntrico. En ese sentido, se midió la excentricidad de todas las muestras siguiendo la ecuación modificada por Šilhán et al. (2014). A grandes rasgos, las muestras que se expusieron a causa de erosión concentrada presentan valores más bajos que las expuestas por erosión laminar, es decir, tienen menor excentricidad. De acuerdo con la escala que proponen los mismos autores, el 31% de las muestras de erosión laminar presentan valores ≤ 0.25 , el 43% valores entre 0.25-0.5 y el 26% valores ≥ 0.5 . En cambio, el 70% de las muestras del análisis de erosión concentrada tiene valores ≤ 0.25 y el 30% restante están entre 0.25-0.5 (Tabla 4.1).

Esos resultados, se puede explicar por la dinámica erosiva que expuso las raíces. En el caso de la erosión laminar el suelo se remueve de manera paulatina por lo que la raíz queda sometida a diferentes condiciones ambientales por más tiempo mientras se expone totalmente, dando lugar a que el crecimiento excéntrico se intensifique. Por el contrario, la erosión concentrada suele tener pulsos en los que se erosiona un importante volumen de suelo, de modo que un solo evento puede exponer súbitamente gran parte de una raíz, lo cual no permiten que se desarrolle una excentricidad muy marcada.

Erosión laminar			Erosión concentrada		
Raíz	Sección	Excentricidad	ID	Sección	Excentricidad
R1	A	0.27	R4	A	0.05
	B	0.29		B	0.24
	C	0.39		C	0.23
	D	0.38		D	0.20
	E	0.50		E	0.33
R2	A	0.49	R6	A	0.20
R13	B	0.20		B	0.14
	C	0.29		C	0.24
R14	A	0.00		D	0.21
	B	0.00		E	0.20
R15	A	0.42	R6'	A	0.00
	B	0.59		B	0.00
R16	A	0.41	R7	A	0.20
R17	A	0.49		B	0.23
R18	A	0.63		C	0.30
	B	0.62		D	0.27
R19	A	0.24		E	0.39
R20	A	0.48	R8	A	0.33
R21	A	0.38		B	0.00
	B	0.55		C	0.13
R22	A	0.67		D	0.14
R23	A	0.73		E	0.25
	B	0.63	F	0.00	
R24	A	0.53	R9	A	0.13
	B	0.45		B	0.17
R26	A	0.25		C	0.29
R27	A	0.12		D	0.36
	B	0.12		R11	A
R28	A	0.27	B		0.33
R29	A	0.35	R12	A	0.00
	B	0.23			
R31	A	0.25			
R32	A	0.14			
R33	A	0.09			
R34	A	0.29			

Tabla. 4.1. Valores de excentricidad para raíces expuestas por erosión laminar y por erosión concentrada, obtenidos a partir de la ecuación modificada por Šilhán et al. (2014).

Además, se observó que las raíces expuestas por erosión laminar presentan valores de excentricidad muy variados, posiblemente asociados con la velocidad de la remoción del suelo. Por ello, se estimó la correlación entre las tasas de erosión y la intensidad de la excentricidad de cada sección transversal. Los resultados muestran que existe una asociación inversa entre las variables, con un coeficiente de correlación de $R = -0.71$ que es significativo en el nivel de 0.01. De manera que, conforme la tasa de erosión aumenta, la excentricidad disminuye (Figura 4.3). Lo anterior, confirma la idea de que mientras las raíces permanecen en diferentes condiciones ambientales por más tiempo, la intensidad del disturbio es mayor.

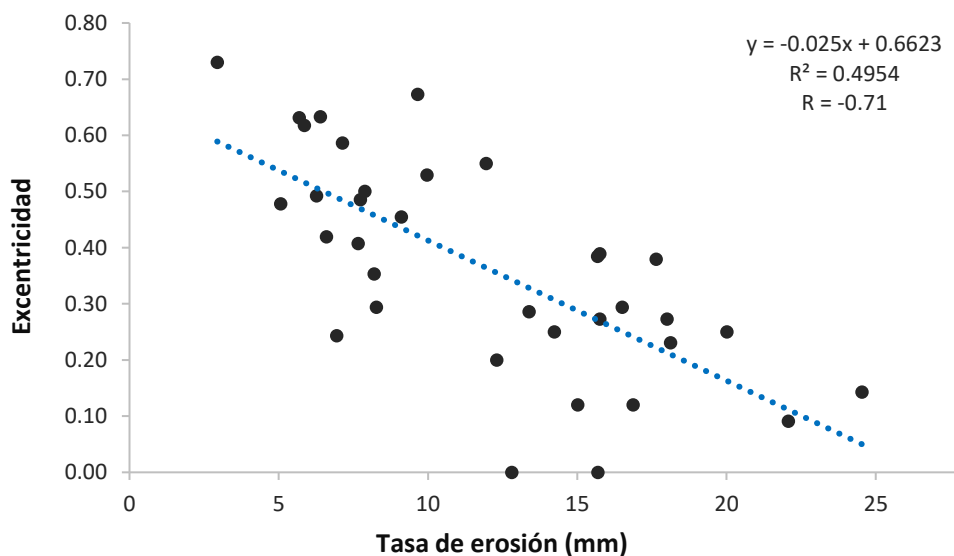


Figura 4.3. Asociación entre las tasas de erosión y la intensidad de la excentricidad de las secciones transversales de raíces.

La respuesta a la exposición de las raíces de *Juniperus deppeana* a nivel macroscópico es similar a lo reportado en trabajos previos sobre especies europeas (Rubiales 2008; Šilhán et al., 2018; Bodoque et al., 2011 y 2017), así como de coníferas mexicanas (Franco-Ramos et al., 2022; Franco-Ramos et al., 2023). No obstante, las características anatómicas particulares de cada especie hacen que los disturbios tengan mayor peso en una que en otra. En algunos trabajos (por ejemplo: Rubiales et al., 2008; Bodoque et al., 2017) el incremento de la madera tardía fue un parámetro muy preciso para definir el año de exposición de las raíces. Sin embargo, en esta investigación estuvo ausente en muchas secciones transversales o era muy

sutil. En cambio, la madera de compresión se presentó en todas las muestras, por lo que, para *Juniperus deppeana* parece ser el mejor indicador a nivel macroscópico del año de exposición de las raíces.

Por otro lado, el análisis microscópico de los disturbios se realizó con dos muestras (R3A y R5A) que se expusieron por erosión concentrada. El parámetro que tuvo mejor señal fue la reducción del área del lumen de las células de madera temprana. En R3A las células redujeron al 55 % su tamaño después del año de exposición y en R5A se redujeron al 65%.

A partir de los cambios anatómicos de las células de la madera temprana de R3A se asume que este sector de la raíz se expuso a finales del primer periodo de crecimiento del 2006 (Figura 4.4.). Sin embargo, la principal reducción del tamaño de lumen de las células (55%) se observa un año después, es decir, en la madera temprana del anillo 2007. Además, a partir del año de exposición, el ancho de anillo muestra un incremento del 34% respecto a los años anteriores. En cuanto a la madera tardía, algunos años posteriores al 2006 presentan una banda ligeramente más ancha, con un incremento del 14%; sin embargo, no indica con claridad el año de exposición. Por otro lado, a finales de la madera temprana de 2006 hay una cicatriz, que sugiere que la raíz ya estaba en superficie en ese momento y fue impactada por algún clasto grueso removido.

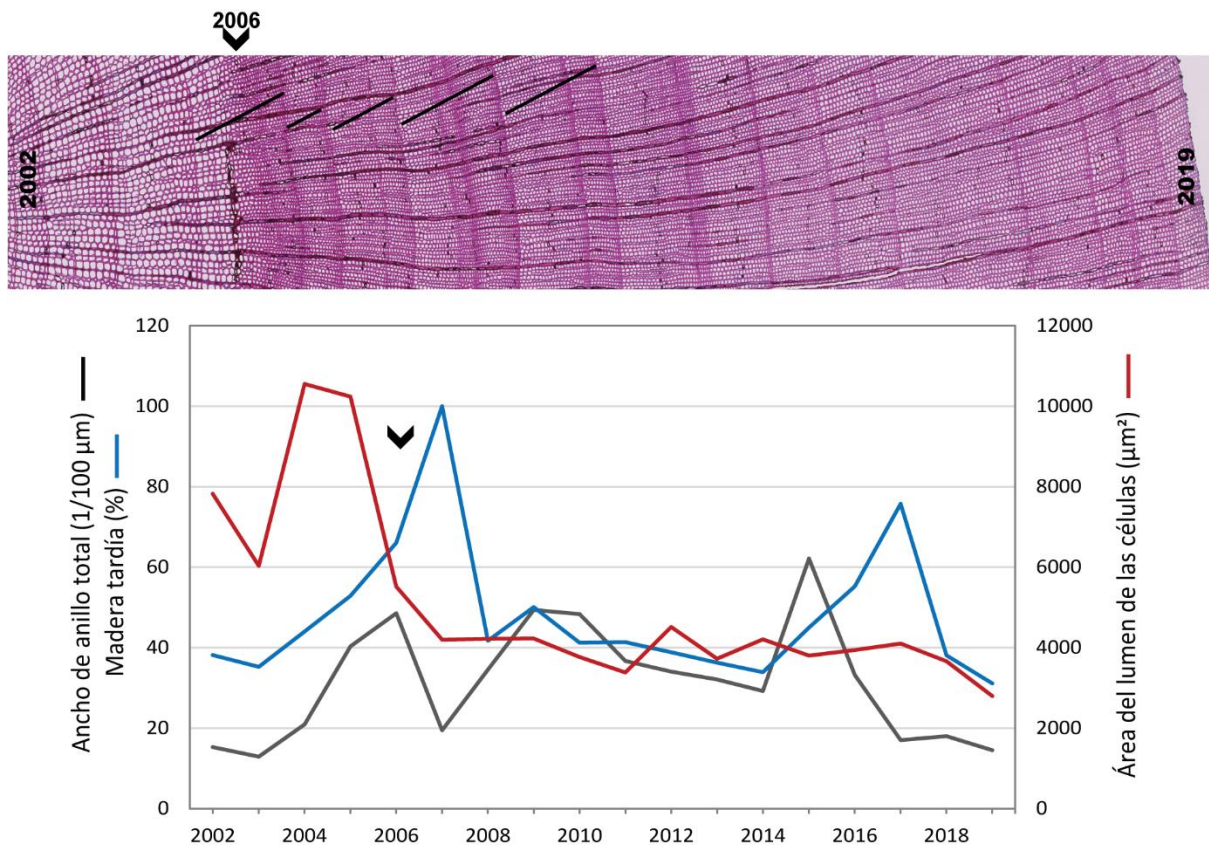


Figura 4.4. La raíz R3A se expuso a finales de la primavera de 2006, por lo que los cambios anatómicos empezaron desde ese año. La gráfica muestra una clara reducción del área del lumen de las células a partir del 2006, que permanece en los años siguientes. En contraste, las curvas de ancho de anillo y madera tardía incrementan sutilmente ese año, pero en los siguientes presentan muchas fluctuaciones. La flecha negra indica el año de exposición de la sección transversal.

Respecto a R5A, en el 2014 se presenta una ligera reducción del área del lumen de las células, que para el 2015 es más evidente y se mantiene en los años restantes. Se puede decir entonces que la exposición de este sector de la raíz ocurrió a finales del periodo de crecimiento de 2014, por lo que los disturbios más importantes empezaron en el 2015. Sin embargo, cabe especular que la raíz ya estaba cerca de la superficie en el 2014 y por tal razón en ese año presentó sutiles cambios anatómicos. Además, a partir de 2015 el ancho de los anillos aumenta significativamente (50%) con una clara diferencia respecto a los anillos anteriores. La banda de la madera tardía muestra un ligero incremento en 2015 y 2016, aunque en general la curva es fluctuante, la banda de madera tardía aumentó 29% después de la exposición (Figura 4.5).

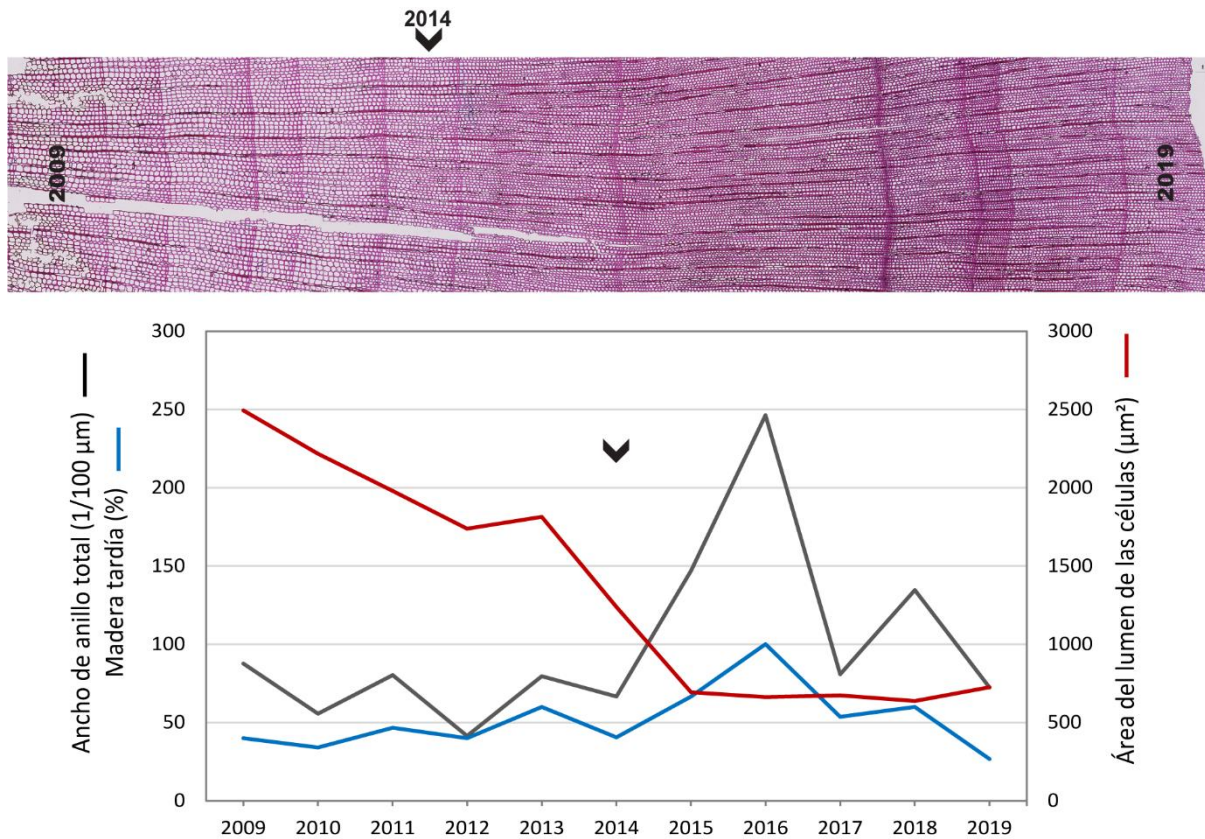


Figura 4.5. En la raíz R5A, la curva del área del lumen de las células disminuye en el 2015, mientras que, las líneas del ancho de anillo y de madera tardía aumentan, lo cual, permiten reconocer que el 2014 fue el año de exposición de la raíz. Tanto en la imagen como en la gráfica se señala con una flecha el año de exposición.

En trabajos previos con coníferas europeas la reducción del área del lumen fue alrededor del 50% como en: *Picea Abies (L.) Karst* (Sahling et al., 2003), *Larix decidua Mill.* (Garther, 2007), y *P. uncinata Ramond ex DC* (Bodoque et al., 2017). Para algunas especies mexicanas, Franco-Ramos et al. (2022; 2023) observaron reducciones del área de lumen similares (~50%) en *Pinus pseudostrobus Lindl*, *Pinus patula* y *Juniperus deppeana*. En esta investigación, las dos secciones transversales analizadas muestran valores arriba del 50%, de manera que estos resultados van de acuerdo con lo antes reportado en las coníferas.

4.3. Tasas de erosión laminar con raíces expuestas

En el análisis de la erosión laminar se usaron 35 secciones transversales de raíces expuestas ubicadas en un área de 230 m², aunque el muestreo se enfocó principalmente en dos sectores a causa de la distribución de las raíces.

Debido a que las raíces presentan disturbios incluso antes de que estén en superficie, es difícil señalar el año de exposición con precisión. Por tal razón, sólo se registró el año en que empieza el disturbio, asumiendo que en el año anterior algún evento erosivo removió el suelo, dejando a la raíz lo suficientemente cerca de la superficie para que comenzara a mostrar anomalías en sus patrones de crecimiento. Teniendo eso en cuenta, la mayoría de las muestras (74%) presentaron disturbios a partir de 2010.

Las tasas de erosión laminar obtenidas varían de 2.9 a 24.5 mm/año. En el caso de las raíces con más de una sección transversal, también se calculó la desviación estándar de las tasas de erosión. Los valores que se obtuvieron en general fueron bajos y oscilaron entre 0.3 y 5.0, sólo dos muestras presentaron valores altos (Tabla 4.2). Las tasas de erosión presentan poca variación, posiblemente asociado a que las secciones trasversales se tomaron a corta distancia entre ellas, de modo que las condiciones del terreno eran muy parecidas y asimismo los patrones erosivos.

La sección transversal que registró la mayor tasa de erosión fue R32A, la cual se tomó en la ladera de una cárcava. Al momento del muestreo, la raíz estaba completamente expuesta, incluso por encima del suelo 6.7 cm. Asimismo, en la misma ladera, la muestra R33A obtuvo la segunda tasa de erosión más alta con 22 mm/año. Se puede asumir entonces que en estos casos la inclinación del terreno (40°) ha favorecido esos valores. Por el contrario, la sección transversal con menor tasa de erosión fue R23A, la cual se encuentra en la base de una ladera. En esa posición del relieve se pierde suelo por erosión, pero también se acumula por el movimiento de sedimentos desde las partes altas de la ladera. Una situación similar ocurre con R34A, que tuvo una tasa de erosión de 8.3 mm/año, y también se localiza en una ladera de fuerte inclinación (40°), incluso está cerca de las muestras con mayores tasas de erosión. Sin embargo, en el sitio específico donde se tomó la muestra, la pendiente de la ladera comienza a disminuir, lo cual favorece la acumulación de sedimentos (Figura 4.6).

ID	Sección transversal	Año de evento	Año de disturbio	E_{ra} (mm/año)	Promedio E_{ra} (mm/año)	Desviación estandar	Pendiente (°)	Unidad del relieve
R1	A	2010	2011	15.8	13.7	3.0	35	Ladera de cárcava
	B	2011	2012	13.4				
	C	2010	2011	15.8				
	D	2010	2011	15.7				
	E	2005	2006	7.9				
R2	A	2008	2009	7.7	7.7		4	Lecho de cárcava
R13	B	2014	2015	12.3	14.4	2.1	11	Interfluvio
	C	2016	2017	16.5				
R14	A	2014	2015	12.8	14.2	1.4	11	Interfluvio
	B	2015	2016	15.7				
R15	A	2010	2011	6.6	6.9	0.3	11	Interfluvio
	B	2009	2010	7.1				
R16	A	2012	2013	7.7	7.7		11	Interfluvio
R17	A	2010	2011	6.3	6.3		11	Interfluvio
R18	A	2009	2010	6.4	6.1	0.3	11	Interfluvio
	B	2009	2010	5.9				
R19	A	2007	2008	6.9	6.9		11	Interfluvio
R20	A	2010	2011	5.1	5.1		15	Interfluvio
R21	A	2016	2017	17.6	14.8	2.8	24	Ladera de cárcava
	B	2011	2012	12.0				
R22	A	2008	2009	9.7	9.7		23	Ladera de cárcava
R23	A	2006	2007	2.9	4.3	1.4	24	Ladera de cárcava
	B	2003	2004	5.7				
R24	A	2013	2014	10.0	9.5	0.4	29	Ladera de cárcava
	B	2011	2012	9.1				
R26	A	2016	2017	20.0	20.0		20	Ladera de cárcava
R27	A	2015	2016	15.0	15.9	0.9	43	Ladera de cárcava
	B	2015	2016	16.9				
R28	A	2012	2013	18.0	18.0		35	Ladera de cárcava
R29	A	2012	2013	8.2	13.2	5.0	28	Ladera de cárcava
	B	2013	2014	18.1				
R31	A	2011	2012	14.2	14.2		25	Ladera de cárcava
R32	A	2015	2016	24.5	24.5		40	Ladera de cárcava
R33	A	2014	2015	22.07	22.1		40	Ladera de cárcava
R34	A	2012	2013	8.3	8.3		20	Ladera de cárcava

Tabla 4.2. Datos asociados al cálculo de las tasas de erosión (E_{ra}), por sección transversal.

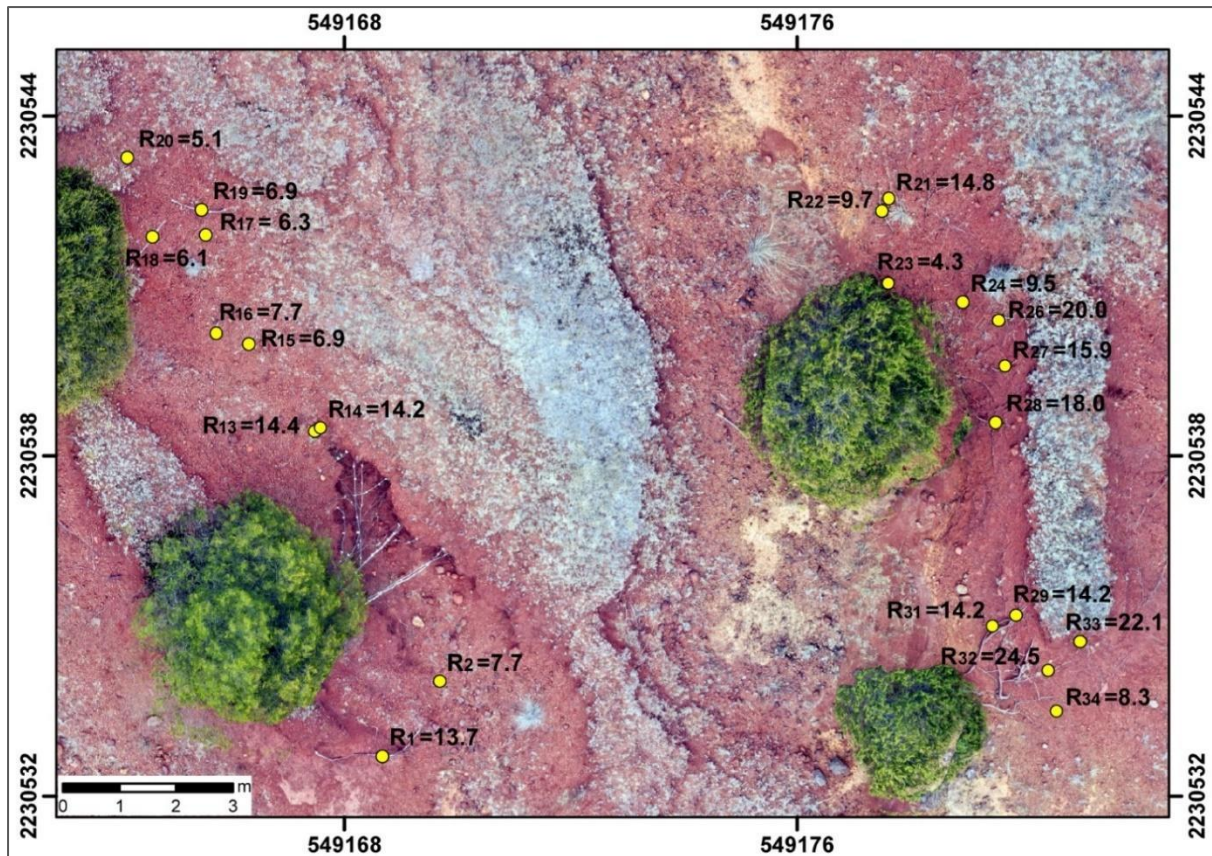


Figura 4.6. El mapa señala la distribución de las raíces expuestas muestreadas, así como el valor promedio de las tasas de erosión por raíz. Los valores de las tasas de erosión laminar están expresados en mm/año.

Además, cabe mencionar el caso de las raíces R13 y R14, puesto que presentan tasas de erosión casi del doble, con respecto a las raíces cercanas que se ubican en la misma unidad de relieve. Eso se puede deber a que estas dos raíces están próximas a la cabecera de una cárcava, por lo que la lámina de agua se concentra en esa zona antes de incorporarse a esa geoforma, tomando mayor poder erosivo. De hecho, al momento del muestreo, esas raíces ya estaban cerca de formar parte de la cárcava, aunque la dinámica erosiva que las expuso fue laminar.

La erosión hídrica está dominada por diferentes factores como las características del suelo, la vegetación, la precipitación y la topografía (Morgan, 2005). En este caso, el área de estudio es muy pequeña por lo que las condiciones ambientales son similares, a excepción de la pendiente del terreno, ya que el muestreo se realizó tanto en la ladera de las cárcavas, como en el interfluvio y en el lecho. En el interfluvio y el lecho

que presentan pendientes $\leq 15^\circ$, las tasas de erosión oscilan entre 5.1 y 16.5 mm/año. En las laderas (20° - 40°) los valores varían entre 2.9 y 24.5 mm/año.

Derivado de estos resultados se realizó una correlación para conocer la asociación entre la pendiente del terreno y las tasas de erosión. El modelo consideró el promedio de las tasas de erosión por raíz, excepto por la raíz R23, ya que las secciones transversales de ésta se ubicaban en posiciones del terreno con diferente inclinación. La correlación entre las dos variables fue de $R=0.65$, en un nivel de significancia de 0.01. Existe una asociación directa entre las variables, ya que, a mayor pendiente, mayores tasas de erosión de suelo (Figura 4.7). Estos resultados van de acuerdo con lo esperado teóricamente, y confirman la relación entre estas variables, tal como lo demuestran otros estudios (Descroix y Olivry, 2002, Corona et al., 2011).

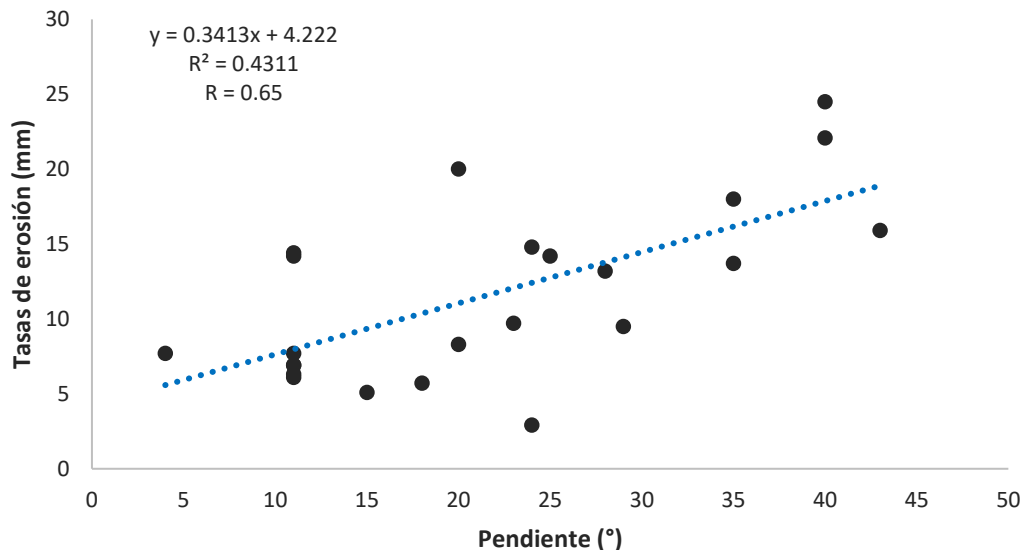


Figura 4.7. Asociación entre las tasas de erosión y la pendiente de las secciones transversales de raíces.

Las tasas de erosión obtenidas en este trabajo muestran valores ligeramente más altos que los reportados a partir del mismo método en *badlands* de Europa. López-Saez et al. (2011) estimaron la erosión en *badlands* ubicados en el sur de los Alpes y reportaron tasas que oscilan entre 1.8 y 5.2 mm/año en los interfluvios de las cárcavas, mientras que en las laderas los valores varían entre 2.2 y 13.8 mm/año. Esa área se distingue por presentar tasas de erosión que se encuentran entre las más altas del mundo (Corona et al., 2011). Sin embargo, los valores obtenidos en Huasca son mayores tanto en los interfluvios (5.1-16.5 mm/año), como en las laderas de las

cárcavas (2.9-24.5 mm/año) y coinciden con las tasas de erosión laminar reportadas por Franco-Ramos et al. (2023) para la zona de Huasca (2.8 y 43.6 mm/año).

En la Sierra de Guadarrama, España, Bodoque et al. (2011) calcularon tasas de erosión entre 2.1 y 18.7 mm/año en cárcavas ubicadas en el piedemonte de la sierra. La mayoría de las muestras se colectaron en laderas similares a las cárcavas de Huasca (más de 20° de inclinación). Así, las tasas de erosión obtenidas en ambos trabajos permitieron confrontar los resultados y se encontraron valores similares con tasas ligeramente más altas en Huasca.

4.4. Reconstrucción y evolución de cárcava

A partir de 10 raíces expuestas que atravesaban una cárcava, se obtuvieron 32 secciones transversales, con las cuales se reconstruyó la evolución de esa geoforma (Figura 4.8). A diferencia de los disturbios en las raíces expuestas por erosión laminar, en las secciones transversales expuestas por erosión concentrada, el inicio de los disturbios en los anillos de crecimiento coincide con el año de exposición.

La reconstrucción de la cárcava abarcó 14 años, desde 2006 hasta el 2020. El año más antiguo se determinó por la muestra R3A, ubicada en la zona más distal de la cárcava respecto de la cabecera. El año más reciente corresponde al límite de la cárcava al momento del muestreo (febrero de 2020). Sin embargo, es muy probable que el último evento que la modeló ocurriera durante la temporada de lluvias del año anterior.

El análisis de los anillos de crecimiento de las raíces permitió identificar 11 eventos erosivos que expusieron las raíces. Tres de ellos (2015, 2016 y 2018), se registraron en más de cuatro secciones transversales. Otros años en los que también se expusieron las raíces, fueron: 2006, 2007, 2008, 2010, 2012, 2014 y 2017 (Figura 4.8).

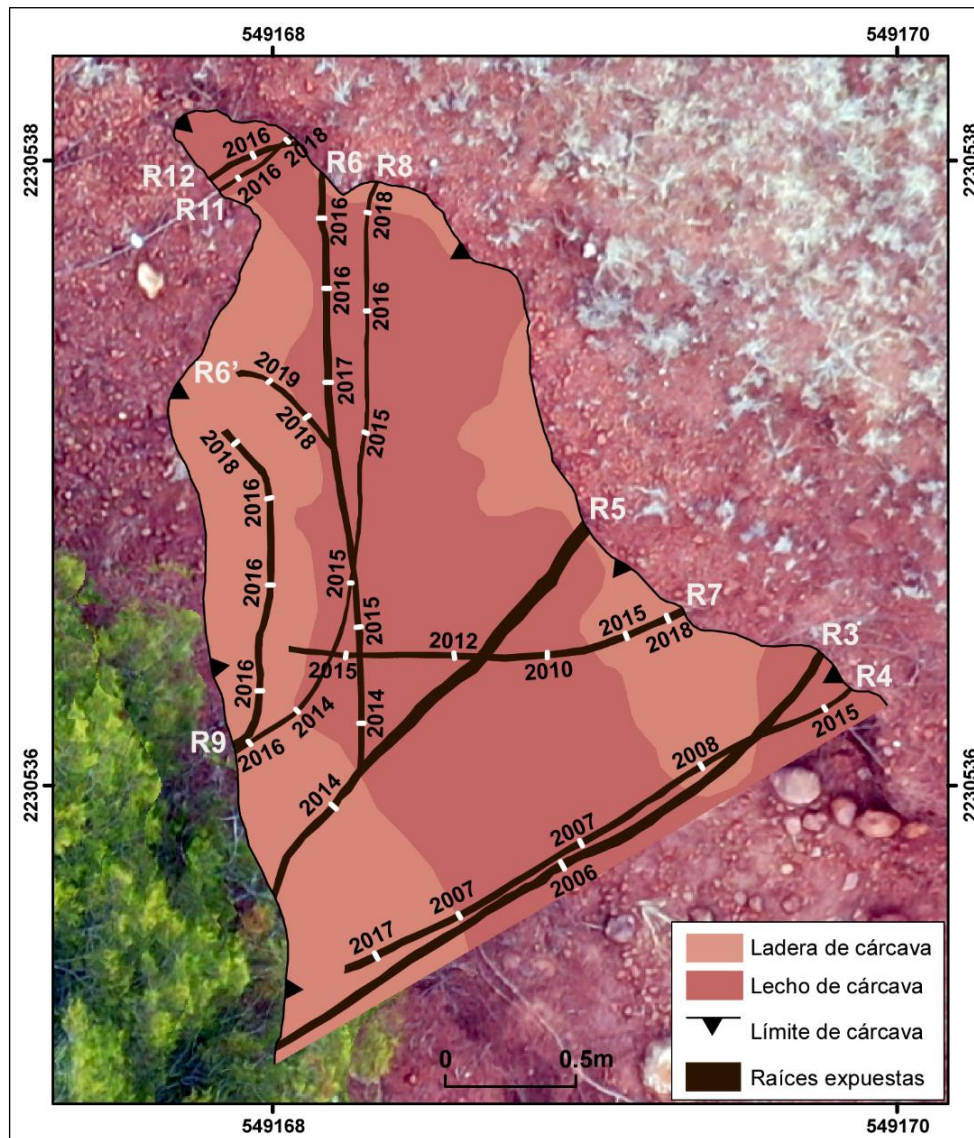


Figura 4.8. Vista en plata de la cárcava estudiada, donde se aprecian las raíces expuestas que la cruzan, así como, las secciones transversales colectadas y los años de exposición de dichas secciones. En la imagen no se marcó la clave que corresponde a cada muestra para no saturarla de información, pero a cada una se le asignó una clave, que empieza con el número de la raíz (R1...) y dependiendo de la cantidad de secciones transversales que se tomaron por raíz, se identificaron con letras en orden alfabético partiendo del borde izquierdo de la cárcava al derecho.

Con base en los años de exposición de las raíces, se reconstruyó el ensanchamiento lateral de la cárcava y el retroceso de la cabecera en conjunto (Figura 4.9). De manera general, la erosión es más activa en la cabecera que en los bordes de la cárcava y conforme la cabecera retrocede, la actividad disminuye en el sector inferior. Llama la atención que, en los años 2015 y 2016 el límite hacia la cabecera retrocedió bastante respecto a los años anteriores. A partir de lo observado en campo, se puede interpretar que esas muestras se expusieron a causa de la erosión laminar o por un

riachuelo somero cuando aún no se incorporaban completamente a la cárcava. Sin embargo, el retroceso del límite principal de la cabecera las alcanzó posteriormente.

Es importante señalar, que el análisis con raíces expuestas sólo permite tener una propuesta de cómo fue el ensanchamiento de la cárcava, pero no es posible considerar el trazo de los bordes correspondientes a los años anteriores al 2020, como absolutos. En ese sentido, cabe el ejemplo de las secciones transversales R4C y R4D, las cuales se expusieron en 2007 y 2008, respectivamente. Entre ellas, la distancia es de 47 cm, por lo que se puede entender que de un año a otro la cárcava ensanchó casi medio metro. Sin embargo, si se contara con otra sección transversal entre esas dos, el trazo del límite podría ser más certero. Lo anterior deja ver las limitantes del muestreo dirigido, el cual se basó en los cambios morfológicos de la raíz a causa de la erosión y estuvo en función del criterio del colector.

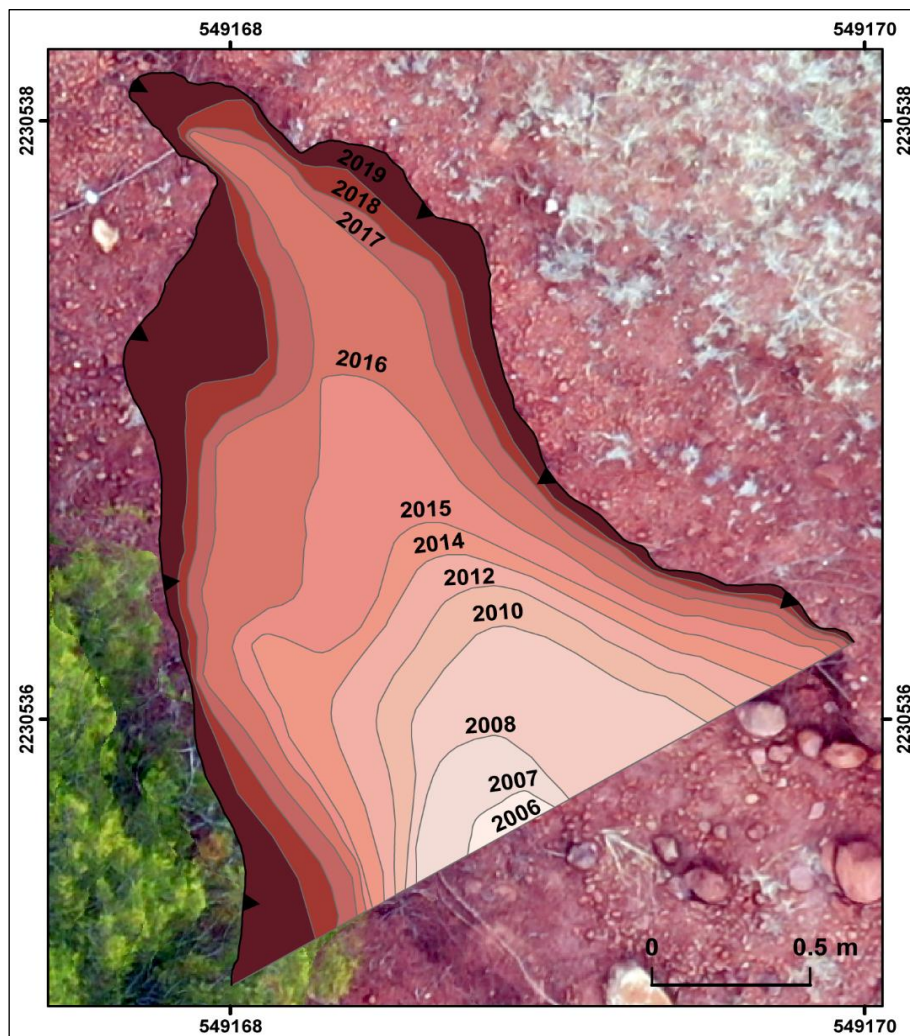


Figura 4.9. Reconstrucción del ensanchamiento lateral y el retroceso de la cabecera de la cárcava, a partir de los años de exposición de las raíces.

Para tener una aproximación de la evolución lateral e incluso vertical de la cárcava, se usaron tres raíces (R4, R7 y R11) que la atraviesan de una ladera a otra en tres posiciones: en el sector inferior de la cárcava, en la parte media y cerca de la cabecera (Figura 4.10).

La raíz R4 se encuentra en el sector inferior de la cárcava. Los años de exposición de las secciones transversales, dejan ver que al principio la erosión fue intensa, pero en los últimos años disminuyó considerablemente. Cabe señalar que en la ladera derecha había importante zapamiento, de manera que, el ensanchamiento también pudo estar asociado con esta inestabilidad. A partir de la altura a la que cuelga la muestra R4C, se puede decir que, en este sector, la cárcava alcanzó una profundidad máxima de 50 cm en 13 años (2007-2020).

En cuanto a la raíz R7, que atraviesa la cárcava en la parte media, se observa el mismo patrón erosivo que R4, es decir, que en los primeros años es intensa y posteriormente disminuye. Con base en la información de la muestra R7C, se estima que este sector de la cárcava profundizó 41 cm en 10 años.

Por último, la raíz R11 se encontraba a un par de centímetros de la cabecera. En este sector, las dimensiones de la cárcava disminuyen considerablemente. Tanto la profundidad, como el ancho de la cárcava eran de aproximadamente de 35 cm. Al momento del muestreo, este sector era el más activo, aunque apenas estaba comenzando la incisión. A partir de que la raíz quedó expuesta en el 2016, la profundidad de la cárcava alcanzó 35 cm hasta el 2020.

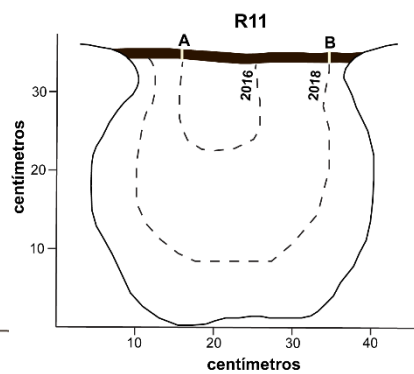
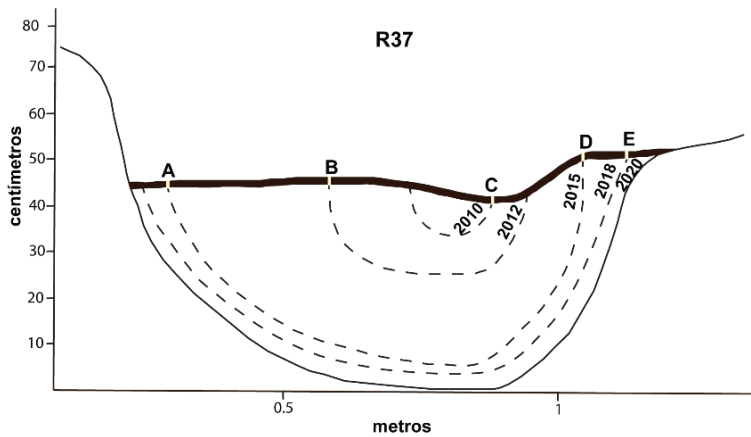
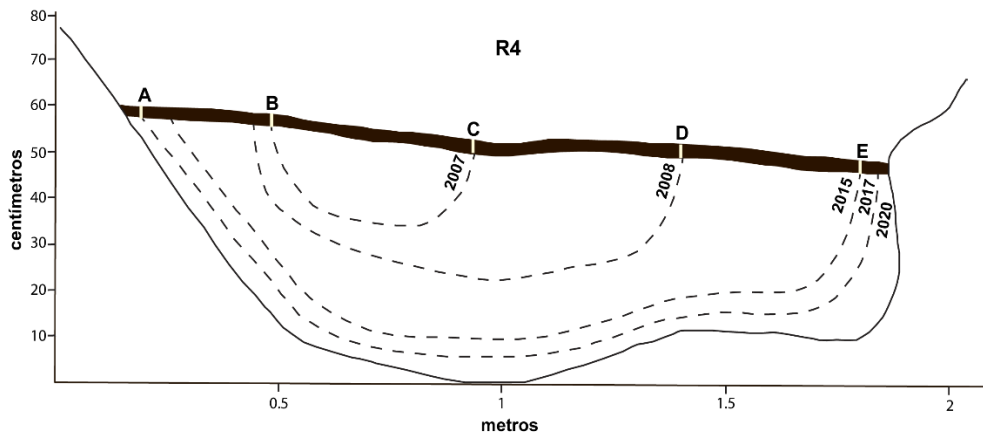
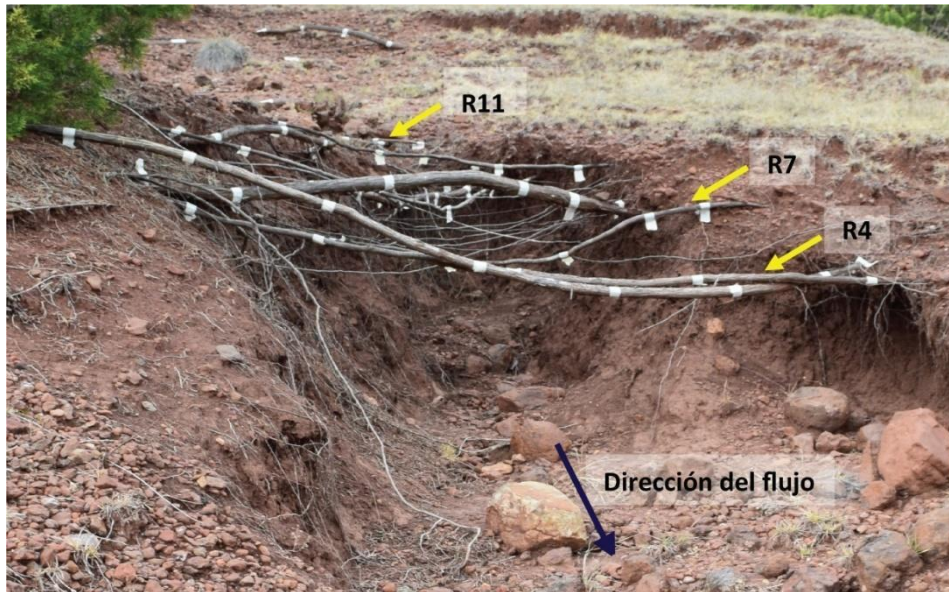


Figura 4.10. En la parte superior, se presenta una foto de la cárcava en perfil, donde se aprecia el contexto en el que se encuentra esta geoforma. Además, se señalan las raíces que se usaron para hacer los perfiles topográficos (para ver la posición de las raíces en planta, revisar la Figura 4.8). En la parte inferior de la figura, se encuentran dichos perfiles, los cuales, sirvieron para interpretar la posible evolución lateral y vertical de la cárcava, a partir de la información contenida en las raíces de los árboles.

Por otro lado, las tasas de ensanchamiento lateral de la cárcava obtenidos con algunas secciones transversales varían entre 29 y 330 mm/año (Figura 4.11). Los valores más altos se presentaron en dos segmentos R8C-R9B y R6'A-R6'B, en los cuales el límite de la ladera retrocedió 330 mm y 200 mm respectivamente, en un año. Cabe señalar que estas tasas concuerdan en gran medida con lo reportado por Franco-Ramos et al. (2023) para la misma zona de estudio. Es muy probable que en estos casos no sólo interviniera la erosión hídrica sino el desprendimiento del material por un proceso gravitacional, pues como ya se dijo antes, en algunas zonas de la cárcava había zapamiento que desestabiliza las laderas.

En cambio, el valor más bajo se presentó entre R4A y R4B, estas secciones transversales se expusieron con 10 años de diferencia (2007-2017). En ese lapso, la cabecera retrocedió y la actividad erosiva en este sector de la cárcava disminuyó. Además, la presencia de un árbol cerca de esa ladera parece frenar la erosión.

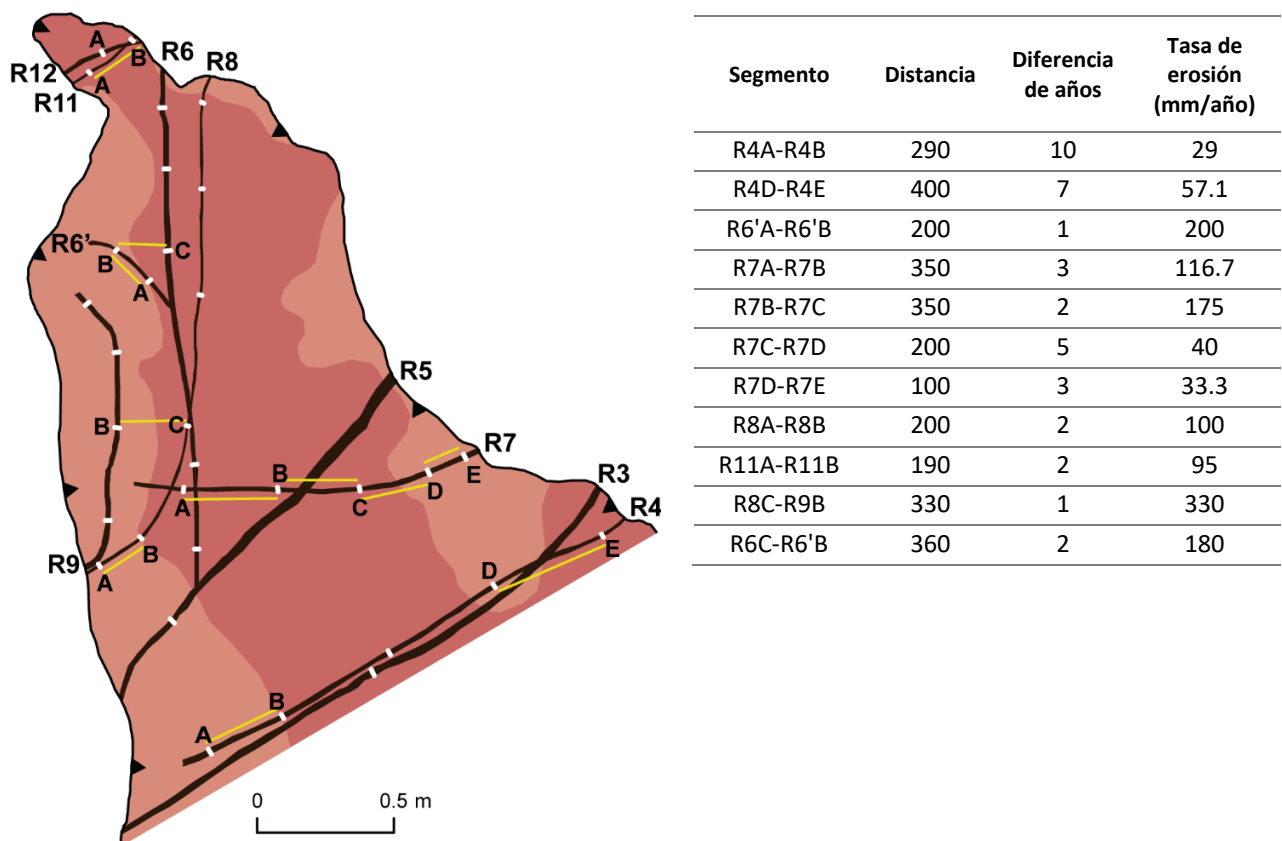


Figura 4.11. A la izquierda de la figura, se encuentra el esquema de la cárcava visto en planta, y las raíces muestreadas. Las líneas amarillas indican los segmentos entre dos secciones transversales que se usaron para estimar las tasas de erosión. En la tabla de la derecha, se presentan los datos requeridos para ese cálculo.

En ambientes diferentes a los de la zona de estudio, principalmente en Europa, también se han usado las raíces para estudiar la erosión en cárcavas. Respecto al ensanchamiento lateral, Ballesteros-Cánovas et al. (2017) calcularon tasas de 120 +/- 120 mm/año en la barranca de los Pinos Catchment, localizada en Segovia, España. Estos valores, son parecidos a los obtenidos en Huasca (29-330 mm/año) en esta investigación.

Por otra parte, en México apenas se está explorando este método para estudiar la erosión en cárcavas. Las primeras propuestas las hicieron Franco-Ramos et al. (2022) en depósitos piroclásticos del volcán Parícutín, Michoacán y Franco-Ramos et al. (2023) en la zona de *badlands* de Huasca, Hidalgo. En el caso del Parícutín se obtuvieron tasas ensanchamiento lateral que varían entre 60 y 200 mm/año. Esos valores son similares a los reportados en Huasca en esta investigación (29-330 mm/año). En ambos sitios, la erosión es un proceso dominante que constantemente está modificando el relieve.

4.5. Asociación de los pulsos erosivos de la cárcava con fenómenos hidrometeorológicos

En algunos años que reportaron pulsos erosivos en la cárcava (2007, 2010, 2016 y 2017) se presentaron lluvias relacionadas con huracanes o tormentas tropicales en el área de estudio, por lo que parecen ser un factor importante en la erosión de los *badlands* de Huasca.

Durante los meses de verano de 2007, se expusieron dos muestras (R4B y R4C). Del 21 al 23 de agosto en la estación meteorológica El Zembo, se registró un valor alto de precipitación con un acumulado de 140 mm, de los cuales 89 mm corresponden al día 22. Es muy probable que estas lluvias estuvieran relacionadas con el paso del huracán Dean, que arribó a tierra el 22 de agosto por la costa de Veracruz como categoría II (CONAGUA-SMN, 2023b). Además, el 27 de septiembre se registraron 76 mm de precipitación en un día, lo que pudo estar asociado al huracán Lorenzo que impactó tierra como categoría I en Tecolutla, Veracruz, el 28 de septiembre (CONAGUA-SMN, 2023b).

En el 2010, sólo se expuso una sección transversal (R7C). Este año los valores más altos de precipitación (48 mm) se registraron el 13 de agosto y el 17 de septiembre

Este último pudo estar relacionado con el huracán Karl, que impactó tierra en la playa Chachalacas, Veracruz, como categoría III, el 15 de septiembre (CONAGUA-SMN, 2023b).

En el 2016, destaca el 20 de junio que reportó 54.2 mm de precipitación, posiblemente asociada con la tormenta tropical Danielle (CONAGUA-SMN, 2023b). Por otro lado, en agosto hubo un lapso de seis días con precipitaciones constantes, que sumaron un acumulado de 254.1 mm. Esas lluvias se debieron al huracán Earl, que arribó por la costa de Veracruz el 5 de agosto como tormenta tropical (CONAGUA-SMN, 2023b). Asimismo, en septiembre se registraron lluvias importantes del 27 al 29, con un total de 131.1 mm. En este año se expusieron nueve secciones transversales (R6D, R6E, R8A, R8E, R9A, R9B, R9C, R11A y R12A) y una más (R8B) que se había expuesto en el 2014, registró un impacto a finales de la madera tardía (*LL- Late-Late Wood*). Al menos el pulso erosivo que impactó esa muestra se puede acotar a las lluvias de agosto o septiembre.

En el 2017, el 9 de agosto registró el valor más alto de precipitación (68 mm), lo cual pudo estar relacionado con la tormenta tropical Franklin que arribó a territorio mexicano por la costa de Veracruz, como categoría I (CONAGUA-SMN, 2023b). En este año se expusieron dos secciones transversales (R4A y R6C). Se puede asumir que el pulso erosivo que expuso esas dos muestras fue ocasionado por las lluvias mencionadas.

4.6. Edad mínima de estabilización del lecho de las cárcavas

Con base en la información obtenida de cuatro árboles de *Juniperus deppeana* se calculó la edad mínima de estabilización del lecho de dos cárcavas cercanas al área de muestreo de raíces (Figura 4.12).

Al costado de cada árbol se trazó un perfil topográfico con base en un MDS obtenido con fotogrametría digital con dron. En la cárcava 1, sólo se trazó un perfil, mientras que en la cárcava 2 se trazaron tres perfiles en un tramo de 23 m. La profundidad de las cárcavas en cuatro sitios es muy parecida, varía entre 1.2 y 2 m. El ancho de las cárcavas ronda los 10 m desde el hombro de las laderas y varía entre 2 y 3 m en el lecho.

De acuerdo con lo observado en campo, la erosión vertical disminuye cuando encuentra una capa de roca intemperizada o saprolita, que si bien, presenta bastante alteración, es más resistente a la erosión que la capa de suelo de aproximadamente 2 m de espesor que la cubre. Es en ese nivel donde se establecieron los árboles, de ahí que la profundidad de los cuatro perfiles sea parecida.

En la cárcava 1, se colectaron virutas del árbol JU-1, el cual tiene 31 años. Entonces se puede decir, que los procesos de intensa erosión disminuyeron en esa cárcava hace al menos 31 años, esto es, en 1991, lo cual permitió que se estableciera ese árbol.

En la cárcava 2, se muestrearon tres árboles: JU-2, JU-3 y JU-4. Dos de ellos se ubican en la parte baja de la cárcava y el otro se encuentra a 18 m cauce arriba. Entendiendo que la erosión es remontante, se puede esperar que los árboles crecieran primero en la parte baja, y conforme retrocedió la cárcava, se establecieran otros. Sin embargo, en este caso, el árbol con mayor edad (JU-2 - 31 años) se encuentra en la parte más alta, y los otros dos tienen edades similares (JU-3=29 años; JU-4=22 años), lo cual rompe con el esquema teórico esperado. Lo anterior, permite interpretar que la actividad erosiva fue constante durante algún tiempo en esta cárcava, hasta que la intensidad de la incisión disminuyó, favoreciendo el crecimiento de vegetación a lo largo de esta geoforma de manera simultánea. Entonces, se puede decir que esta cárcava alcanzó un periodo de estabilidad hace al menos 31 años, esto es, en 1991.

La edad de los árboles muestreados en las dos cárcavas permite deducir que el relieve en esta zona ha evolucionado a una velocidad similar y las cárcavas alcanzaron una relativa estabilidad más o menos al mismo tiempo.

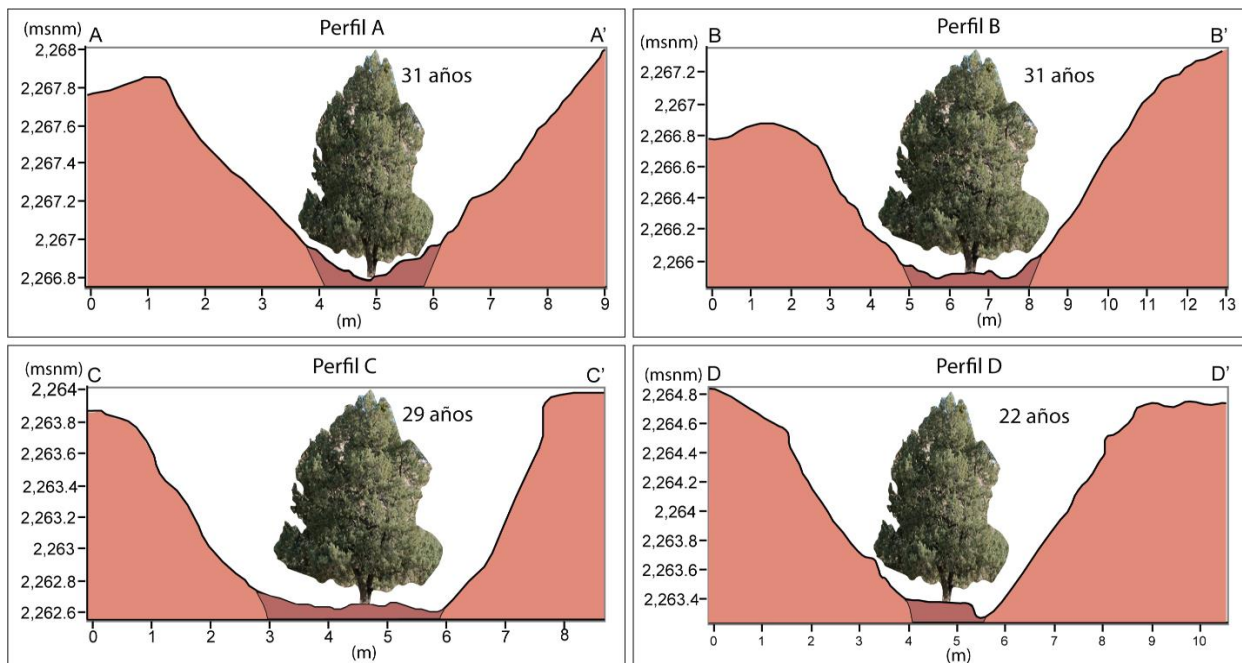
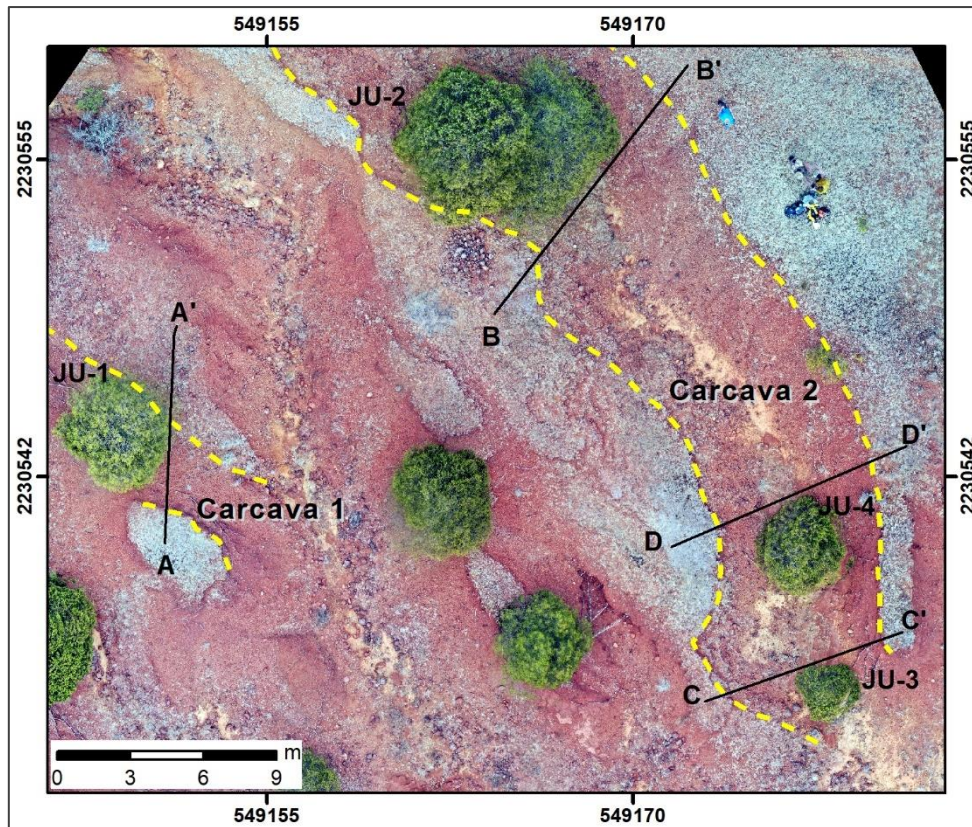


Figura 4.12. Perfiles topográficos de dos cárcavas contiguas. En la parte superior, se encuentra una imagen de la zona de estudio vista en planta, en la cual se delimitan las cárcavas con una línea discontinua amarilla y se indica la posición de los perfiles topográficos. En la parte inferior de la figura, se muestran los cuatro perfiles con las edades mínimas de estabilización de las cárcavas, determinadas a partir de la edad de los árboles de *Juniperus deppeana*.

4.7. Comparación de las tasas de erosión laminar a partir de raíces de árboles y erosión potencial de suelo con la USLE

La estimación de la erosión utilizando la USLE se realizó con datos de suelo de tres sitios dentro del área de estudio. Uno de ellos (sitio 3), se ubica en el mismo interfluvio donde se colectaron las raíces utilizadas para calcular las tasas de erosión laminar. Lo anterior, con el objetivo de que los resultados entre ambos métodos pudieran ser comparables.

A partir de los cinco factores que requiere la USLE (Tabla 4.3), se obtuvo la erosión potencial del suelo (Tabla 4.4), la cual muestra variaciones de un sitio a otro. Por un lado, el cálculo de la erosión en ton/ha/año presenta valores más parecidos en los sitios 2 y 3 a diferencia del sitio 1 que tiene valores inferiores. Esto se puede deber a que la erodabilidad del suelo (factor K), se estimó con un nomograma que asigna mucho peso a la arcilla, de modo que en el sitio 1, donde la textura del horizonte superficial fue RL (arcillo-limosa), la erodabilidad fue baja (0.14). Mientras que en los otros dos sitios la textura fue CR (franco-arcillosa) y la erodabilidad fue ligeramente más alta: sitio 2 (0.24), sitio 3 (0.28).

Por otro lado, se puede notar que el cálculo de la erosión en milímetros en los tres sitios presenta valores más parecidos. Estos resultados, se deben a que, la conversión de toneladas a milímetros requiere la densidad aparente del horizonte superficial, la cual, fue baja en el sitio 1 (0.8 g/cm^3) y mediana en los otros dos sitios (1.3 g/cm^3). Por tanto, la lógica que sigue la conversión indica que, a menor densidad, el suelo es más endeble y puede ser más susceptible a ser removido.

Sitio	R			L (m)	S (%)	LS	K	C		P
	2012	1982	2009					Suelo desnudo	Reforestación de zonas erosionadas	
1	357.3	89.2	181.8	20	19.4	3.2	0.14	1.0	0.065	1.0
2	357.3	89.2	181.8	20	19.4	3.2	0.24	1.0	0.065	1.0
3	357.3	89.2	181.8	20	19.4	3.2	0.28	1.0	0.065	1.0

Tabla 4.3. Valores que se usaron para calcular la USLE.

Sitio	A (2012) = R x LS x K x C x P		A (1982) = R x LS x K x C x P		A (2009) = R x LS x K x C x P	
	ton/ha/año	mm/año	ton/ha/año	mm/año	ton/ha/año	mm/año
1	76.9	9.6	19.2	2.4	39.1	4.9
2	131.8	10.1	32.9	2.5	67.1	5.2
3	153.7	11.8	38.4	3.0	78.2	6.0
Promedio	120.8	10.5	30.2	2.6	61.5	5.6

Tabla 4.4. Cálculo de la erosión a partir de la USLE usando el factor C: Suelo desnudo. El cálculo se hizo con datos de tres sitios dentro del área de estudio y los resultados se presentan en ton/ha/año y en mm/año. Esta última unidad se usó para comparar los resultados con los obtenidos a través del análisis dendrogeomorfológico con raíces.

Además, las tasas de erosión obtenidas con la USLE muestran variaciones importantes en función de los años que se usaron para calcular el factor R de la ecuación. El 2012, que es el año más húmedo del cual tiene registro la estación El Zembo, presenta los valores más altos de erosión, con un promedio entre los tres sitios de 10.5 mm/año. Respecto al año 1982, que ha sido el más seco, las tasas de erosión son inferiores, con un promedio de 2.6 mm/año. Estos valores, pueden dar una idea de la erosión esperada en la zona de estudio, durante años muy húmedos o secos. Sin embargo, esas condiciones climáticas pueden ser inusuales, por lo que también se usó la precipitación del 2009, ya que se acerca más al promedio anual que maneja esa estación climatológica. Las tasas de erosión obtenidas en este año se encuentran entre los valores de los dos años anteriores, con un promedio de 5.6 mm/año.

Las tasas de erosión obtenidas con la USLE, las cuales oscilan entre 2.6 y 10.5 mm/año, con un promedio de 6.2 mm/año, coinciden con las tasas calculadas con raíces expuestas en el interfluvio, que van de 5.1 a 16.5 mm/año, con un promedio de 9.1 mm/año. Aunque los valores de la USLE son ligeramente más bajos, tanto las tasas del 2009 como las del 2012 se encuentran en el rango de erosión estimado a partir de las raíces.

Por otro lado, también se calcularon las tasas de erosión del suelo con la USLE, simulando que el área de estudio estuviera reforestada. Para ello, se cambió el valor

del factor C (Reforestación de zonas erosionadas) (Tabla 4.5). Las tasas obtenidas bajo este escenario disminuyen considerablemente, el promedio entre los tres años fue de 0.4 mm/año. Estos resultados están muy por debajo de las tasas estimadas con las raíces, lo cual apunta a que la reforestación puede ser una buena opción para frenar la erosión laminar en la zona, puesto que provee de un mantillo que reduce el impacto de las gotas de lluvia, proporciona materia orgánica que ayuda a la floculación de los agregados y favorece la infiltración del agua. Lo anterior, sin dejar tener en cuenta la conectividad del drenaje (Ballesteros-Cánovas et al., 2017).

Sitio	A (2012) = R x LS x K x C x P		A (1982) = R x LS x K x C x P		A (2009) = R x LS x K x C x P	
	ton/ha/año	mm/año	ton/ha/año	mm/año	ton/ha/año	mm/año
1	5.0	0.6	1.2	0.2	2.5	0.3
2	8.6	0.7	2.1	0.2	4.4	0.3
3	10.0	0.8	2.5	0.2	5.1	0.4
Promedio	7.9	0.7	2.0	0.2	4.0	0.3

Tabla 4.5. Cálculo de la erosión a partir de la USLE usando el factor C: Reforestación de zonas erosionadas. El cálculo se hizo con datos de tres sitios dentro del área de estudio y los resultados se presentan en ton/ha/año y en mm/año. Esta última unidad, se usó para comparar los resultados con los obtenidos a través del análisis dendrogeomorfológico con raíces.

Por último, el objetivo de comparar las tasas de erosión obtenidas a través de las raíces de los árboles con estimaciones de la USLE fue tener un marco de referencia para validar los resultados, ya que esa ecuación se ha utilizado ampliamente alrededor del mundo. En algunos trabajos se ha visto que la USLE sobrestima los resultados (Becker et al., 2002; Romero-Díaz et al., 2011). Sin embargo, en este caso, las tasas obtenidas son consistentes con los resultados de las raíces. En este sentido, parece que ambos métodos arrojan valores fidedignos en esta zona, por lo que, se podrían seguir ocupando en otras áreas de Huasca, para ampliar los datos sobre la erosión del suelo.

Conclusiones generales

En este estudio se utilizaron dos métodos de análisis para evaluar la dinámica erosiva en la zona de *badlands* localizada en el piedemonte volcánico de la Sierra de las Navajas, perteneciente al municipio de Huasca, Hidalgo.

La afirmación de la Hipótesis 1 acerca del potencial de *Juniperus deppeana* para calcular tasas de erosión a partir de los disturbios en sus anillos de crecimiento, se cumplió a pesar de los problemas de fechamiento que presentan en los años posteriores a la exposición (anillos falsos y madera de compresión). No obstante, se recomienda el uso de raíces de esta especie de árbol para posteriores investigaciones enfocadas a evaluar la dinámica erosiva.

Las raíces de árboles permiten reconstruir la evolución del relieve a corto plazo (décadas), como en esta investigación que se analizó una cárcava en un periodo de 14 años. Sin embargo, este método también presenta algunas limitantes. La principal de ellas es la ausencia de raíces expuestas por erosión, o que los árboles no tengan potencial dendrocronológico.

La hipótesis 2 asevera que los dos métodos usados en esta investigación (Dendrogeomorfología y USLE) deben arrojar resultados similares si se aplican bajo las mismas condiciones ambientales. Los resultados de esta investigación permiten afirmar que esta hipótesis también se cumplió, ya que las tasas de erosión estimadas con las raíces tuvieron un promedio de 6.2 mm/año y con la USLE el promedio fue de 9.1 mm/año.

Por otro lado, la edad mínima del lecho de dos cárcavas con dendrogeomorfología, permitió entender otros aspectos sobre la dinámica erosiva de los *badlands* en la zona de estudio. Por ejemplo, que las cárcavas llegan a un grado de estabilidad a los dos metros de profundidad aproximadamente, que es el nivel donde se encuentra la roca alterada y que las cárcavas cercanas entre sí tienen un ritmo de retroceso similar.

La combinación de métodos permitió tener un entendimiento más completo y preciso de la erosión hídrica (laminar y concentrada). En este sentido, la metodología usada en esta investigación puede ser replicada en otros ambientes geomorfológicos, donde la degradación de suelo sea un problema ambiental.

Referencias

- Aflizar, Afrizal, R. y Masunaga, T. (2013). Assessment Erosion 3D Hazard with USLE and Surfer Tool: A Case Study of Sumani Watershed in West Sumatra Indonesia. *Journal of Tropical Soils*, 18(1), 81-92.
- Aguirre-Salado, C.A., Miranda-Aragón, L., Pompa-García, M., Reyes-Hernández, H., Soubervielle Montalvo, C., Flores-Cano, J.A., y Méndez-Cortés, H. (2017). Improving identification of areas for ecological restoration for conservation by integrating USLE and MCDA in a GIS-environment: A pilot study in a priority region Northern Mexico. *International Journal of Geo-Information*, 6(9), 262.
- Alestalo, J. (1971). Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia*, 105, 1-139.
- Amore, E., Modica, C., Nearing, M.A., y Santoro, V.C. (2004). Scale effect in USLE and WEPP application for soil erosion computation from three Sicilian basins. *Journal of Hydrology*, 293, 100-104.
- Argote-Espino, D., Solé-Viñas, J., Sterpone-Canuto, O., y López-García, P. (2009). ICP-MS Analysis for the Characterization of Obsidian SubSources in Sierra de Pachuca Region, Hidalgo, Mexico. 2nd Latin-American Symposium on Physical and Chemical Methods in Archaeology, Art and Cultural Heritage Conservation & Archaeological and Arts Issues in Materials Science - IMRC.
- Ballesteros-Cánovas, J.A., Corona, C., Stoffel, M., Lucia-Vela A. y Bodoque J.M. (2015). Combining terrestrial laser scanning and root exposure to estimate erosion rates. *Plant and Soil*, 394(1-2), 127-137.
- Ballesteros-Cánovas, J.A., Stoffel, M., Martín-Duque, J.F., Corona, C., Lucía, A., Bodoque, J.M. y Montgomery D.R. (2017). Gully evolution and geomorphic adjustments of badlands to reforestation. *Scientific Reports*, 7, 45027.
- Becker, A.R., Cantú, M., Ossana, J. y Grumelli, M. (2002). El escurrimiento y las pérdidas de suelo por erosión hídrica laminar, bajo diferentes sistemas de labranza, en la región pedemontana del suroeste de la provincia de Córdoba. XIX Congreso Nacional del Agua, Córdoba, Argentina.
- Bégin, Y., Langlais, D. y Cournoyer, L. (1991a). Tree-ring dating of shore erosion events (Upper St Lawrence stream, eastern Canada). *Geografiska Annaler*, 73(1), 53–59.
- Bégin, Y., Langlais, D. y Cournoyer, L. (1991b). A dendrogeomorphic estimate of shore erosion, Upper St Lawrence estuary, Québec. *Journal of Coastal Research*, 7, 607-615.
- Bochet, E., García-Fayos, P. y Poesen, J. (2009). Topographic thresholds for plant colonization on semi-arid slopes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 1758-1771.
- Bodoque J.M., Lucia A., Ballesteros-Cánovas, J.A., Martín-Duque, J.F., Rubiales, J.M. y Genova, M. (2011). Measuring medium-term sheet erosion in gullies from trees: a case study using dendrogeomorphological analysis of exposed pine roots in central Iberia. *Geomorphology*, 134, 417–425.
- Bodoque, J.M., Ballesteros-Cánovas, J.A., Lucía, A., Díez-Herrero, A. y Martín-Duque, J.F. (2015). Source of error and uncertainty in sheet erosion rates estimated from dendrogeomorphology. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(9), 1146-1157.

- Bodoque, J.M., Ballesteros-Cánovas, J.A., Rubiales, J.M. y Stoffel, M. (2019). Laboratory and Field Protocol for Estimating Sheet Erosion Rates from Dendrogeomorphology. *Journal of Visualized Experiments*, (143).
- Bodoque, J.M., Ballesteros-Cánovas, J.A., Rubiales, J.M., Perucha, M.A., Nadal-Romero, E. y Stoffel, M. (2017). Quantifying Soil Erosion from Hiking Trail in a Protected Natural Area in the Spanish Pyrenees. *Land Degradation & Development*, 28, 2255-2267.
- Bodoque, J.M., Diez-Herrero, A., Martin-Duque, J.F., Rubiales, J.M., Godfrey, A., Pedraza, J., Carrasco, R.M. y Sanz M.A. (2005). Sheet erosion rates determined by using dendrogeomorphological analysis of exposed tree roots: two examples from central Spain. *Catena*, 64, 81-102.
- Bolaños-González, M.A., Paz-Pellat, F., Gaistardo, C., Carlos, O., Argumedo-Espinoza, J.A., Romero-Benítez, V.M. y de la Cruz Cabrera, J.C. (2016) Erosion map of Mexico soils and its possible implications for soil carbón pool. *Terra Latinoamericana*, 34(3), 271–288.
- Bollsweiler, M., Stoffel, M. y Schneuwly, D. (2008). Dynamics in debris-flow activity on a forested cone – a case study using different dendroecological approaches. *Catena* 72, 67–78.
- Buol, S.W., Hole, F.D. y McCracken, R.J. (2004). *Génesis y clasificación de suelos*. (2da ed.). Ciudad de México: Trillas.
- Bryan R.B. y Poesen, J. (1989). Laboratory experiments on the influence of slope length on runoff, percolation and rill development. *Earth Surface Processes and Landforms*, 14, 211-31
- Bryan, R.B. y Yair, A. (1982). Perspectives on studies of badland geomorphology. En: R.B. Bryan y A. Yair, A. (Eds.), *Badland Geomorphology and Piping* (1-12). Geobooks, Norwich.
- Camargo, C., Pacheco, C. y López. R. (2017). Erosión hídrica, fundamentos, evaluación y representación cartográfica: una revisión con énfasis en el uso de sensores remotos y Sistemas de Información Geográfica. *Gestión y Ambiente*, 20(2), 265-280.
- Campbell, I. (1997). Badlands and badland gullies. En: D. Thomas (Ed.), *Arid Zone Geomorphology: Processes, Form and Change in Drylands* (159-183). Wiley, London.
- Castillo, C. y Gómez, J.A. (2016). A century of gully erosion research: urgency, complexity and study approaches. *Earth-Science Reviews*, 160, 300-319.
- Castro-Mendoza, I. (2013). Estimación de pérdida de suelo por erosión hídrica en microcuenca de presa Madín, México. *Ingeniería hidráulica y ambiental*, 34(2), 3-16.
- Clague, J. J. (2010). Dating Landslides with Trees. En M. Stoffel, M. Bollsweiler, D. R. Butler y B. H. Luckman. (Eds.), *Tree-Rings and Natural Hazard: a state-of-the Art* (81-89). Berlin, Alemania: Springer.
- COEDE (1999) “Ordenamiento ecológico territorial de Huasca de Ocampo”. Gobierno del estado de Hidalgo/Consejo Estatal de Ecología. 56p. http://201.99.98.88/documentos/Huasca/Alternativas_de_Soluci%C3%B3n_Huasca_de_Ocampo.pdf
- CONABIO. (2008). Portal de geoinformación. <http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/>
- CONAGUA-SMN (2023a). Archivo de datos climatológicos del Servicio Meteorológico Nacional. Consultado el 23 de febrero de 2023 <https://smn.cna.gob.mx/tools/RESOURCES/estacion/EstacionesClimatologicas.kmz>

- CONAGUA-SMN (2023b). Información Histórica. Consultado el 23 de febrero de 2023 <https://smn.conagua.gob.mx/es/ciclones-tropicales/informacion-historica>
- CONAZA, (1994) "Plan de acción para combatir la desertificación en México" CONAZA, Saltillo, Coahuila, México.
- Corona, C., Saez, J.L., Rovera, G., Stoffel, M., Astrade, L. y Berger, F. (2011). High resolution, quantitative reconstruction of erosion rates based on anatomical changes in exposed roots at Draix, Alpes de Haute-Provence - critical review of existing approaches and independent quality control of results. *Geomorphology*, 125, 433–444.
- Danzer, S.R., (1996). Rates of slope erosion determined from exposed roots of ponderosa pine at Rose Canyon Lake, Arizona. En: J. Dean, D.M. Meko, y T.W. Swetnam (Eds.), *Tree Rings, Environment, and Humanity* (671–678). University of Arizona.
- De Ploey, J. (1983). Runoff and rill generation on sandy and loamy topsoils, *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 46, 15-23.
- Descroix, L., Olivry, J.C. (2002). Spatial and temporal factors of hydric erosion in black marls badlands of the French southern Alps. *Journal of Hydrological Sciences*, 47(2), 227–242.
- Desir, M. y Marín, C. (2007). Factors controlling the erosion rates in a semi-arid zone (Bardenas Reales, NE Spain). *Catena*. 71(1), 31-40.
- Díaz-Hernández, J.L. y Juliá, R. (2006). Geochronological position of badlands and geomorphological patterns in the Guadix-Baza basin (SE Spain). *Quaternary Research*, 65(3), 467–477.
- Ehiorobo, J.O. y Izinyon O.C. (2013). Monitoring of soil loss from erosion using geoinformatics and geotechnical engineering methods. *Journal of Civil Engineering and Architecture*. 7, 78-84.
- Fairbridge, R.W. (1968). *Encyclopedia of Geomorphology*. New York: Reinhold Book Corporation.
- Fantucci, R. (2007). Dendrogeomorphological analysis of shore erosion along Bolsena lake (Central Italy). *Dendrochronologia*, 24, 69–78.
- FAO (2019). Soil erosion: the greatest challenge to sustainable soil management. Rome. 100 p.
- Fayle, D.C.F. (1968). *Radial growth in tree roots; distribution, timing, anatomy*. Technical Report. Canada: Faculty of Forestry, University of Toronto.
- Fernández de Castro Martínez, G. (2020). Fotogrametría digital y modelado del terreno por erosión hídrica en la cuenca alta del río Verde, Oaxaca. (Tesis doctorado). Universidad Nacional de México. Ciudad de México. 142 p.
- Fernández de Castro, G. Vázquez-Selem L., Palacio, J.L., Peralta A. y García A. (2018). Geomorfometría y cálculo de erosión hídrica en diferentes litologías a través de fotogrametría digital con drones. *Investigaciones geográficas*, 96.
- Flanagan, D.C., y Nearing, M.A. (1995). USDA-Water Erosion Prediction project: Hillslope profile and watershed model documentation. Indiana, US: Report no. 10, USDA-ARS National Soil Erosion Research Laboratory.
- Flores-López, H.E., Martínez-Menes, M., Oropeza-Mota, J.L., Mejía-Saens, E. y Carrillo-González, R. (2002). Integración de la EUPS a un SIG para estimar la erosión hídrica

- del suelo en una cuenca hidrográfica de Tepatitlán, Jalisco, México. *Terra Latinoamericana*, 21(2), 233-244.
- Franco-Ramos, O., Ballesteros-Cánovas, J.A., Terrazas, T., Stoffel M., Vázquez-Selem, L. y Cerano-Paredes, J. (2022). Reconstruction of gully erosion based on exposed tree roots in a recent landform of Paricutin Volcano, Mexico. *Earth Surface Processes and Landforms*, 47(3) 742-755.
- Franco-Ramos, O., Ballesteros-Cánovas, J.A., Terrazas, T., Vázquez-Selem, L., Figueroa-García, J.E. y Stoffel, M. (2023). Combining exposed tree roots and UAV imagery to quantify land denudation in central Mexico. *Science of the Total Environment*, 880, 1-14.
- Franco-Ramos, O., Castillo, M. y Muñoz-Salinas, E. (2016). Using tree-ring analysis to evaluate the intra-eruptive lahar activity in the Nexpayantla Gorge, Popocatepetl Volcano (Central Mexico). *Catena*, 147, 205-215.
- Franco-Ramos, O., Vázquez-Selem, L., Stoffel, M., Cerano-Paredes, J. y Villanueva-Díaz, J. (2019). Tree-rings based analysis of the 2001 pyroclastic flow and post-eruptive tree colonization on Popocatepetl volcano, Mexico. *Catena*, 179, 149-159.
- Franco-Ramos, O., Vázquez-Selem, L., Zamorano Orozco J.J. y Villanueva-Díaz, J. (2017). Edad, dinámica geomorfológica y tipología de barrancos en el sector norte del Popocatepetl, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 69(1), 1-9.
- Gallart, F. y Clotet, N. (1988). Some aspects of the geomorphic processes triggered by an extreme rainfall event: the November 1982 flood in the eastern Pyrenees. En: A.M. Harvey y M. Sala (Eds.), *Geomorphic Processes in Environments with Strong Contrasts* (79-95), Geomorphic Systems. *Catena Supplement*, 13.
- Gallart, F., Marignani, M., Pérez-Gallego, N., Santi, E. y Maccherini, S. (2013). Thirty years of studies on badlands, from physical to vegetational approaches. A succinct review. *Catena*, 106, 4–11.
- Gallart, F., Solé, A., Puigdefábregas, J. y Lázaro, R. (2002). Badland systems in the Mediterranean. En: J.L. Bull y M.J. Kirkby (Eds.), *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-arid Channels* (299–326). Wiley & Sons, Chichester.
- García, E. (2004). *Modificaciones al Sistema de Clasificación Climática de Köppen, para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana* (5ª ed.). Ciudad de México: Instituto de Geografía, UNAM.
- García-Fayos, P., García-Ventoso, B. y Cerdà, A. (2000). Limitations to plant establishment on eroded slopes in southeastern Spain. *Journal of Vegetation Science*, 6, 691–696.
- Gärtner H., Schweingruber, F.H., Dikau, R. 2001. Determination of erosion rates by analyzing structural changes in the growth pattern of exposed roots. *Dendrochronologia* 19, 81–91.
- Gärtner, H., 2007. Tree roots - methodological review and new development in dating and quantifying erosive processes. *Geomorphology*, 86(3–4), 243–251.
- Godfrey, A., Everitt, B.L. y Martín-Duque, J.F. (2008). Episodic sediment delivery and landscape connectivity in the Mancos Shale badlands and Femont River system, Utah, USA. *Geomorphology*, 102, 242–251.
- Guthrie, R.L. y Witty, J.E. (1982). New designations for soil horizons and layers and the new soil survey manual. *Soil Science Society of America Journal*, 46, 443–444.

- Gutiérrez, M. (2009). *Geomorfología*. Pearson Prentice Hall.
- Hartley, R., y Zisserman, A. (2000). *Multiple View Geometry in Computer Vision*. Cambridge University Press. Nueva York USA.
- Hernández-Sánchez, J.M.D., Fernández-Reynoso, D.S., Martínez-Menez, M.R., Figueroa-Sandoval, B., Rubio-Granados E. y García-Rodríguez J.L. (2019). Evaluación de la estabilidad de taludes en cárcavas, Huasca de Ocampo, Hidalgo, México. *Terra Latinoamericana*, 37, 303-313.
- Hitz, O.M., Gärtner, H., Heinrich, I. y Monbaron, M. (2008a). Application of ash (*Fraxinus excelsior* L.) roots to determine erosion rates in mountain torrents. *Catena* 72(2), 248–258.
- Hitz, O.M., Gärtner, H., Heinrich, I. y Monbaron, M., (2008b). Wood anatomical changes in roots of European ash (*Fraxinus excelsior* L.) after exposure. *Dendrochronologia* 25(3), 145–152.
- Höfle, B., Griesbaum, L. y Forbriger, M. (2013). GIS-based detection of gullies in terrestrial LiDAR data of the Cerro Llamoca Peatland (Perú). *Remote Sens*, 5(11), 5851-5870.
- Honorato, R.; Barrales, L.; Peña, I. y Barrera, F. (2001). Evaluación del modelo USLE en la estimación de la erosión en seis localidades entre la IV y IX región de Chile. *Revista Ciencias de la Agricultura*, 28(1), 7-14.
- Howard, A. (1994). Badlands. En: A. Abrahams y A. Parsons (Eds.), *Geomorphology of Desert Environments* (213-242). Chapman & Hall, London.
- Howard, A.D. (2009). Badlands and gullying. En: A.J. Parsons y A.D. Abrahams (Eds.), *Geomorphology of Desert Environments* (265-299). Springer.
- Hudson, N. (1981). *Soil conservation*. Ithaca, New York: Cornell University Press, Instituto Caribeño de Recursos Naturales.
- INEGI (2010). Compendio de información geográfica de información geográfica municipal, Huasca de Ocampo Hidalgo. Consultado el 25 de marzo de 2023 https://www.inegi.org.mx/contenidos/app/mexicocifras/datos_geograficos/13/13024.pdf
- INEGI (2015a). Estadísticas a propósito del día mundial del suelo (5 de diciembre): datos nacionales. Aguascalientes, México, 2 de diciembre de 2015. Consultado el 25 de febrero de 2023 <http://www.inegi.org.mx/saladeprensa/aproposito/2015/suelo0.pdf>
- INEGI (2015b). Conjunto de datos de erosión hídrica del suelo. Escala 1:250 000. INEGI. Aguascalientes, México. Consultado el 25 de febrero de 2023 <http://www3.inegi.org.mx/sistemas/biblioteca/ficha.aspx?upc=702825004223>
- Kasanin-Grubin, M. (2008). Badlands and environmental change. *Geographica Helvetica*, 63, 15–25.
- Jaramillo-Jaramillo, D.F. (2002). *Introducción a la ciencia del suelo*. Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Ciencias.
- Kim, J.B., Saunders, P. y Finn, J.T. (2005). Rapid Assessment of Soil Erosion in the Rio Lempa Basin, Central America, Using the Universal Soil Loss Equation and Geographic Information Systems. *Environmental Management*, 36(6), 872–885.
- Lackie, J.M. (2013). *The Dictionary of Cell and Molecular Biology*. Academic Press.
- Lal R. (2005). Soil erosion and carbon dynamics. *Soil and Tillage Research*, 81, 137-142.

- LaMarche, V.C. (1961). Rate of slope erosion in the White Mountains, California. *Geological Society of America Bulletin*, 72, 1579–1580.
- LaMarche, V.C. (1963). Origin and geologic significance of buttress roots of bristlecone pines, White Mountains, California. U.S. Geological Survey Professional Paper, 475–C, pp. C149–C150.
- LaMarche, V.C. (1968). Rates of slope degradation as determined from botanical evidence, White Mountains, California. US. Geological Survey Professional Paper 352–I.
- León-Paláez, J.D. (2001). *Estudio y control de la erosión hídrica*. Medellín: Universidad Nacional de Colombia.
- Lighthart, A. (2001). The geology, petrology, and geo-archaeology of Sierra las Navajas, Hidalgo, Mexico. (Tesis doctoral). Tulane University Theses and Dissertations Archive.
- Lighthart, A. (2004). The Pachuca obsidian source, Hidalgo, Mexico: A geoarchaeological perspective. *Geoarchaeology*, 19(1), 71-91.
- López García, E.M., Torres Trejo, E., López Reyes, L., Flores Domínguez, Á.D., Peña Moreno, R.D., and López Olgún, J.F. (2020) Estimation of soil erosion using USLE and GIS in the locality of Tzicatlacoyan, Puebla, México. *Soil & Water Res*, 15(1), 9-17.
- Lopez-Saez, J., Corona, C., Stoffel, M., Rovéra, G., Astrade, L. y Berger, F. (2011). Quantification of areal erosion rates in marly badlands based on anatomical changes in exposed roots and LiDAR data. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, 1162–1171.
- Lucía, A., Laronne, J.B. y Martín-Duque, J.F. (2011). Geodynamic processes on sandy slope gullies in central Spain - field observations, methods and measurements in a singular system. *Geodinamica Acta*, 24, 61–79.
- Malik, I. (2008). Dating of small gully formation and establishing erosion rates in old gullies under forest by means of anatomical changes in exposed tree roots (southern Poland). *Geomorphology*, 93, 421–436.
- Martens, D.M., 1993. Hydrologic inferences from tree-ring studies on the Hawksbury River, Sydney, Australia. *Geomorphology*, 8, 147–164.
- Martínez-Casasnovas, J., Ramos, M. y Ribes-Dasi, M. (2001). Soil erosion caused by extreme rainfall events: mapping and quantification in agricultural plots from very detailed digital elevation models. *Geoderma*, 105, 125-140.
- Marzen, M.B. (2017). Wind-driven rain: A new challenge for soil erosion research. (Tesis de doctorado). Trier, Departamento VI (Ciencias Espaciales y Ambientales) de la Universidad de Trier.
- Mathys, N., Brochot, S., Meunier, M. y Richard, D. (2003). Erosion quantification in the small marly experimental catchments of Draix (Alpes de Haute Provence, France). Calibration of the ETC. Rainfall runoff—erosion model. *Catena*, 50, 527–548.
- Megías, M., Molist, P. y Pombal, M.A. (2020). *Atlas de Histología Vegetal y Animal. Tejidos vegetales vasculares*. Departamento de Biología Funcional y Ciencias de la Salud. Facultad de Biología. Universidad de Vigo.
- Montes-León, M.A.L., Uribe-Alcántara, E.M. y García-Celis, E. (2011). Mapa Nacional de Erosión Potencial. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 2(1), 5-17.
- Morales-Ascarrunz, M.C. (2014). Estimación de la erosión laminar y sedimentación con modelos hidrológicos para la selección de prácticas de conservación de suelos y

- cambios de cobertura en la Unidad Hidrográfica de Aquin/Saint-Louis Du Sud- Haití (Tesis de maestría). Turrialb. Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza.
- Moran-Zenteno, D. (1994). *Geología de la Republica Mexicana*. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática y la Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Morawska, M. y Wronska-Walach, D. (2012). Dendrogeomorphological analysis of gully erosion in different types of landscapes. Examples from Szeskie Hills and Gorce mountains. En: H. Gärtner, P. Rozenberg, P. Montés, O. Bertel, G. Helle y I. Heinrich, (Eds.), *TRACE - Tree Rings in Archaeology, Climatology and Ecology*, Vol. 10. GFZ Potsdam, Scientific Technical Report STR 12/03, Potsdam, 119 - 126.
- Moreno-Brotons, J., (2007). *Erosión eólica e hídrica en estériles de minería en el campo de Cartagena*. Murcia, España: PFC Ciencias Ambientales.
- Moreno-de las Heras, M. y Gallart, F. (2018). The Origin of Badlands. En: E. Nadal-Romero, J.F. Martínez-Murillo y N.J. Kuhn (Eds.), *Badlands Dynamics in a Context of Global Change* (27-59). Elsevier.
- Morgan, R. (1995). *Erosión y conservación del suelo* (2da edición). Ediciones Mundi-Prensa.
- Morgan, R. P. C. (2005) *Soil Erosion and Conservation*. (3ra edición). Oxford: Blackwell Publishing.
- Muñoz-Salinas, E., Castillo, M., Acre, J.L., Correa-Metrio, A., Cruz-Zaragoza, E. y Valoix A. (2023) Using fallout ¹³⁷Cs and OSL as sediment tracers in badlands: a case study of Tepezalá volcano (Central Mexico). *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 105(1), 27-46.
- Musgrave, G.W. (1947). The quantitative evaluation of factors in water erosion: a first approximation. *Journal of Soil and Water Conservation*, 2(3), 133-8.
- Nadal-Romero, E., Martínez-Murillo, J.F., Vanmaercke, M. y Poesen, J. (2011). Scale dependency of sediment yield from badland areas in Mediterranean environments. *Progress in Physical Geography*, 35(3), 297–332.
- Nadal-Romero, E., Martínez-Murillo, J.F., Vanmaercke, M. y Poesen, J. (2014). Corrigendum to scale-dependency of sediment yield from badland areas in Mediterranean environments. *Progress in Physical Geography*, 35(3), 297–332, (2011). *Progress in Physical Geography*, 38, 381–386.
- Nájera-González, O., Bojórquez-Serrano, F.F.V., Murray-Núñez, R.M. y González García-Sancho, A., (2016). Riesgo de erosión hídrica y estimación de pérdida de suelo en paisajes geomorfológicos volcánicos en México. *Cultivos tropicales*, 37(2), 45-55.
- Nakamura, F., Maita, H. y Araya, T. (1995). Sediment routing analysis based on chronological changes in hillslope and riverbed morphologies. *Earth Surface Processes and Landforms*, 20, 333–346.
- Napoli, M., Cecchi S., Orlandini, S., Mugnai, G., and Zanchi C.A. (2016) Simulation of field-measured soil loss in Mediterranean hilly areas (Chianti, Italy) with RUSLE. *Catena*, 145, 246–256.
- Nelson, S.A. y Lighthart, A. (1997) Field excursion to the Sierra Las Navajas, Hidalgo, México, a Pleistocene peralkaline rhyolite complex with a large debris avalanche deposit. IICTI de la UAEH e IG de la UNAM. II Convención sobre La Evolución Geológica de México y Recursos Asociados. Pachuca, Hidalgo, Mexico, libro-guía de las excursiones geológicas, Excursión 4, 89-96

- Nogueras, P., Burjachs, F., Gallart, F. y Puigdefábregas, J. (2000). Recent gully erosion in the El Cautivo badlands (Tabernas, SE Spain). *Catena*, 40, 203–215.
- Olivares, B., Lobo, D. y Verbist, K. (2015). Application USLE model on erosion plots under soil conservation practices and water in San Pedro de Melipilla, Chile. *Revista Ciencia e Ingeniería*, 36(1), 3-10.
- Palacio, J. L. y Vázquez-Selem, L., (1990). Relative Importance of Modelling Processes in Badland Slopes. An Example in Central Mexico. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 34, 301-306.
- Palacio, J.L. (1990). Determinación de áreas de erosión potencial en cárcavas: un ejemplo en el centro de México. *Investigaciones geográficas*, 21, 45-55.
- Palacio-Prieto J.L. y López-Blanco, J. (1994). Videography: an alternative remote sensing tool for monitoring gully erosion. *ITC Journal*.
- Palacio-Prieto, J. L. (2018). Entre barrancas y montañas. Geo-formas de la Comarca Minera de Hidalgo. En: C. Canet Miquel (Coord.), *Guía de campo del Geoparque de la Comarca Minera* (53-63). Instituto de Geofísica, UNAM.
- Panagos, P., Ballabio, C., Borrelli, P., Meusburger, K., Klik, A., Rousseva, S., Perčec Tadić, M., Michaelides, S., Hrabalíková, M., Olsen, P., Aalto, J., Lakatos, M., Rymaszewicz, A., Dumitrescu, A., Beguería, S. y Alewell, C. (2015). Rainfall erosivity in Europe. *Science of The Total Environment*, 511, 801-814.
- Pando Moreno, M., Gutiérrez Gutiérrez, M., Maldonado Hernández, A., Palacio, J.L., y Estrada Castellón, A.E. (2003) Comparación de métodos en la estimación de erosión hídrica. *Investigaciones Geográficas*, 51, 23-36.
- Pando-Moreno, M., Gutiérrez-Gutiérrez, M., Maldonado-Hernández, A., Palacio, J-L. y Estrada Castellón, A.E., (2003). Comparación de métodos en la estimación de erosión hídrica. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, (51) 23-36.
- Parkner, T., Page, M., Marden, M. y Marutani, T. (2007). Gully systems under undisturbed indigenous forest, East Coast region, New Zealand. *Geomorphology*, 84(3-4), 241–253.
- Pastrana, A. y Carballo, D. (2016). Aztec obsidian industries. En: D.L., Nichols, E., Rodríguez-Alegría (Eds.), *The Oxford Handbook of the Aztecs* (329-342). Oxford University Press, Oxford, U.K.
- Pérez-Rodríguez, R., Marques, M.J. y Bienes, R. (2007). Use of dendrochronological method in *Pinus halepensis* to estimate the soil erosion in the South East of Madrid (Spain). *Science of the Total Environment*, 378, 156–160
- Piccarreta, M., Caldara, M., Capolongo, D. y Boenzi, F. (2011). Holocene geomorphic activity related to climatic change and human impact in Basilicata, Southern Italy. *Geomorphology*, 128 (3-4), 137–147.
- Pierson, T.C. (2007). Dating young geomorphic surfaces using age of colonizing Douglas-fir in southwestern Washington and northwestern Oregon, U.S.A. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 811–831.
- Pimentel, D. y Kounang, N. (1998). Ecology of soil erosion in ecosystems. *Ecosystems*, 1, 416-426.

- Prado-Hernández, J.V., Rivera-Ruiz, P., León-Mojarro, B., Carrillo-García, M. y Martínez-Ruiz, A. (2017). Calibración de los modelos de pérdidas de suelo USLE y MUSLE en una cuenca forestal de México: caso El Malacate. *Agrociencia*, 51(3), 265-284.
- Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A., McCool, D.K., y Yoder, D.C. (1997). *Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)*. N.703. Washington, DC, USA: Agriculture Handbook.
- Rinn, F. (2003). "TSAP-Win. Time Series Analysis and Presentation for D Dendrochronology and Related Applications. Version 4.64 for Microsoft Windows" User Reference, Rinntech. Heidelberg, Germany. 22 p. <http://www.rinntech.de>
- Rivera-Toral, F., Pérez-Nieto, S., Ibáñez-Castillo, L.A. y Hernández-Saucedo, F.R., (2012). Aplicabilidad del modelo swat para la estimación de la erosión hídrica en las cuencas de México. *Agrociencia*, 46, 101-105.
- Robinson, W.J. y Evans, R. (1980). A microcomputer-based tree-ring measuring system" *Tree-Ring Bulletin*, 40, 59-64.
- Romero-Díaz, A. Ruiz-Sinoga, J.D. y Belmonte, Serrato, F. (2011). Tasas de erosión hídrica en la región de Murcia. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, (56), 129-153.
- Rose, C.W., Williams, J.R., Sander, G.C. and Barry, D.A. 1983. A mathematical model of soil erosion and deposition process. I. Theory for a plane element. *Soil Science Society of America Journal*, 47, 991–995.
- Rovéra, G., Lopez Saez, J., Corona, C., Stoffel, M., Berger, F. (2013). Preliminary quantification of the erosion of sandy-gravelly cliffs on the island of Porquerolles (Provence, France) through dendrogeomorphology, using exposed roots of Aleppo pine (*Pinus halepensis* Mill.). *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria*, 36, 1-7.
- Rubiales, J.M., Bodoque, J.M., Ballesteros-Cánovas, J.A. y Diez-Herrero, A. (2008). Response of *Pinus sylvestris* roots to sheet-erosion exposure: an anatomical approach. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8, 223–231.
- Sahling, I., Schmidt, K.H., y Gärtner, H. (2003). Dendrogeomorphological analysis of the enlargement of cracks at the Wellenkalk-scarp in the southern Thuringia Basin. En: G. Schleser, M. Winiger, A. Bräuning, H. Gärtner, G. Helle, E. Jansma, B. Neuwirth, y K. Treydte. *Tree Rings in Archaeology, Climatology and Ecology* (125–130) Forschungszentrum Jülich GmbH, Jülich, TRACE.
- Sancholuz, L.A., (1984), Land degradation in Mexican maize fields. (Tesis Doctoral). Vancouver, Canadá, The University of British Columbia.
- Schaetzl, R. y Anderson S. (2005). *Soil, genesis and geomorfology*. Estados Unidos: Cambridge University Press.
- Schürz, C., Mehdi, B., Kiesel, J., Schulz, K. y Herrnegger, M. (2020). A systematic assessment of uncertainties in large-scale soil loss estimation from different representations of USLE input factors – a case study for Kenya and Uganda. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(9), 4463-4489.
- Schweingruber, F.H. (1978). *Mikroskopische Holzanatomie*. Birmensdorf, Switzerland: Swiss Federal Institute of Forestry Research.
- Selby, M.J. (1993). *Hillslope Materials and Processes*. Oxford: Oxford University Press.

- SEMARNAT (2019). *Informe de la Situación del Medio Ambiente en México*, edición 2018. Semarnat. México. Consultado el 25 de marzo de 2023 <https://apps1.semarnat.gob.mx:8443/dgeia/informe18/index.html>.
- Shroder JF. Jr. (1980). Dendrogeomorphology: review and new techniques of tree-ring dating. *Progress in Physical Geography*, 4, 161–188.
- Sidle, R. C., Jarihani, B., Kaka, S. I., Koci, J. y Al-Shaibani, A. (2018). Hydrogeomorphic processes affecting dryland gully erosion: implications for modelling. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 43(1), 46-64.
- Siebe, C., Jahn, R. y Stahr, K. (2016). *Manual para la descripción y evaluación ecológica de suelos en campo* (4a.ed), Ciudad de México, México.
- Sigafoos, R. H. y Hendricks, E.L. (1969). The time interval between stabilization of alpine glacial deposits and establishment of tree seedlings. *US Geological Survey Professional Paper* 650B, B89–B93
- Šilhán K. (2018). Detailed reconstruction of gully headcut retreat using exposed tree roots: a case study from the Vsetínské vrchy Mts. (Outer Western Carpathians). *Geografie*, 123(2), 179–199.
- Šilhán, K. (2012). Dendrogeomorphological analysis of the evolution of slope processes on Flysch rocks (Vsetinske Vrchy Mts, Czech Republic). *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences* 7, 39–49.
- Šilhán, K., Pánek, T., Turský, O., Brázdil, R., Klimeš, J. y Kašicková, L. (2014). Spatio-temporal patterns of recurrent slope instabilities affecting undercut slopes in flysch: A dendrogeomorphic approach using broad-leaved trees. *Geomorphology*, 213, 240–254.
- Sirvent J., Desir, G., Gutiérrez, M., Sancho, C. y Benito G., (1997). Erosion rates in badland areas recorded by collectors, erosion pins and profilometer techniques (Ebro Basin, NE Spain). *Geomorphology*, 18, 61-75.
- Soil Survey Staff (1962). Supplement to USDA Handbook 18., Soil survey manual (pp 173-88) U.S. Department of Agriculture. U.S. Govt. Printing Office, Washington.
- Stoffel, M. y Bollschweiler, M. (2008). Tree-ring analysis in natural hazards research - an overview. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8, 187-202.
- Stoffel, M. y Bollschweiler, M. (2009). What tree-ring can tell about Earth-surface processes: teaching the principles of dendrogeomorphology. *Geography Compass*, 3(3), 1013-1037.
- Stoffel, M., Casteller, A., Luckman, B.H., Villalba, R. (2012). Spatiotemporal analysis of channel wall erosion in ephemeral torrents using tree roots — an example from the Patagonian Andes. *Geology*, 40, 247–250.
- Stoffel, M., Corona, C., Ballesteros-Cánovas, J. y Bodoque J.M. (2013). Dating and quantification of erosion processes based on exposed roots. *Earth-Science Reviews*, 123, 18–34.
- Stokes, A. y Berthier, S. (2000). Irregular heartwood formation in *Pinus pinaster* Ait. is related to eccentric, radial, stem growth. *Forest Ecology and Management*, 135, 115–121.
- Stokes, M. y Smiley, T. (1996). *An Introduction to Tree-Ring Dating*. Estados Unidos: The University of Arizona Press.
- Stone, R.P., and Hilborn, D. (2000) *Universal Soil Loss Equation (USLE)*. Ontario Ministry of Agriculture: Food and Rural Affairs Factsheet.

- Strunk, H., 1989. Dendrogeomorphology of debris flows. *Dendrochronologia*, 7, 15–25.
- Strunk, H., 1991. Frequency distribution of debris flows in the Alps since the Little Ice Age. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplement - Band 83, 71–81.
- Strunk, H., 1997. Dating of geomorphological processes using dendrogeomorphological methods. *Catena* 31(1–2), 137–151.
- Suárez de Castro, F., (1980). “Conservación de suelos, San José, Costa Rica” IICA. 321 p.
- Tayupanta, J.R. (1993). La erosión hídrica: proceso, factores y formas” en Instituto Nacional Autónomo de Investigaciones Agropecuarias (INIAP). Boletín Divulgativo No. 229. Estación Experimental “Santa Catarina”.
- Thouret, J.C. (1999). Volcanic geomorphology - an overview. *Earth-Science Reviews*. 47, 95-131.
- Tooth, S., Hancox, P.J., Brandt, D., McCarthy, T.S., Jacobs, Z. y Woodborne, S. (2013). Controls on the genesis, sedimentary architecture, and preservation potential of dryland alluvial successions in stable continental interiors: insights from the incising Modder River, South Africa. *Journal of Sedimentary Research*, 83, 541–561.
- Vahrson, W.G. y Cervantes, C. (1991). Escorrentía superficial y erosión laminar en Puriscal, Costa Rica. En: W.G. Vahrson, M.G. Alfaro, G. Palacios (Eds), *Memoria del Taller de Erosión de Suelos* (186 - 198). Heredia. Costa Rica.
- Van der Burght, L., Stoffel, M., y Bigler, C.J. (2012). Analysis and modelling of tree succession on a recent rockslide deposit. *Plant Ecology*, 213, 35–46.
- Vandekerckhove, L., Muys, B., Poesen, J., De Weerd, B., Coppé, N. (2001). A method for dendrochronological assessment of medium-term gully erosion rates. *Catena* 45, 123–161
- Vázquez-Ríos, M. y Franco-Ramos, O. (2021). Reconstrucción dendrogeomorfológica de procesos de remoción en masa y lahares en las Barrancas Seca y Ojo Salado, Pico de Orizaba, México. *Investigaciones Geográficas*, 107.
- Vázquez-Selem, L. y Zinck, J.A., (1994a) “A Pre-hispanic period of accelerated soil erosion in Huasca area, State of Hidalgo, Central Mexico” en 15th World Congress of Soil Science, Acapulco, México.
- Vázquez-Selem, L. y Zinck, J.A., (1994b). “Modelling gully distribution on volcanic terrains in the Huasca area, central Mexico”. *ITC Journal*, 3, 238-251.
- Villalba, R. (2000). Métodos en dendrogeomorfología y su potencial uso en América del sur. Dendrogeomorfología en América Latina. F.A. Roig (comp); EDIUVIC, Mendoza, Argentina.
- Wainwright, J. y Brazier, R.E. (2011). Slope systems. En: D.S.G. Thomas (Ed.), *Arid Zone Geomorphology: Processes, Form and Change in Drylands* (209-233). Wiley & Sons, Chichester.
- Wiles, G.C., Barclay, D.J. y Calkin, P.E. (1999). Tree-ring dated ‘Little Ice Age’ histories of maritime glaciers from western Prince William Sound, Alaska. *The Holocene*, 9, 163–173.
- Williams, J.R. (1975). Sediment-yield prediction with Universal Equation using runoff energy factor, present and prospective technology for predicting sediment yield and sources. ARS-S-40. Brooksville, FL: US Department of Agriculture, Agricultural Research Service.

- Wischmeier, W.H. y Smith, D.D. (1965). Predicting rainfall erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains. Agricultural Handbook 282. Brooksville, FL: US Department of Agriculture, Agricultural Research Service, 47 p.
- Wischmeier, W.H., and Smith, D.D. (1978). *Predicting rainfall erosion losses*. Maryland US: Ed. USDA Agricultural Research Service Handbook 537.
- Yaguache-Ordoñez, L.A., Antonio-Rodríguez, V., Blanco-Jorge, L.A. y Hurtado-Pidal, J.R., (2016). Análisis de la erosión laminar en cuatro tipos de cobertura vegetal, con ayuda de la RUSLE (Revised Universal Soil Loss Equation) en la microcuenca del río pimenta. *Geoespacial*, 13(1), 30-39.
- Zinck, J.A., Metternicht, G., Del Valle, H.F. y Bocco, G. (2016). Chapter 1. Presentation. En: J.A. Zinck, G. Metternicht, G. Bocco y H.F. Del Valle (Eds.). *Geopedology. An Integration of geomorphology and pedology for soil and landscape studies* (1-4). Springer.
- Zingg, A.W. (1940). Degree and length of land slope as it affects soil loss in runoff. *Agricultural Engineering*, 21, 59–64.

ANEXO

ANEXO I.

Descripción completa del perfil de suelo

Descripción de perfil de suelo. Perfil 1



Figura 1. En la imagen de la izquierda se muestra el perfil descrito y en la imagen de la derecha el contexto del sitio.

I. Información acerca de la localidad

- Perfil número: 1
- Sitio: Los Reyes Tepezala, Huasca de Ocampo
- Clasificación del suelo (WRB, 2015): Nudiargic Ferric Hypo-stagnic Lixisol (Clayic, Cutanic, Hypereutric)
- Fecha de la descripción: 14 de septiembre de 2022
- Autores: Mireya Vázquez Ríos, Lorenzo Vázquez Selem
- Localización: A seis kilómetros al sureste de la cabecera municipal de Huasca.
- Coordenadas UTM (m): (x) 0549169, (y) 2230524, [Datum: WGS 84]
- Altitud (msnm): 2274
- Forma del terreno: cóncava en perfil, convexa en planta (CV), badland
- Unidad del paisaje: Piedemonte volcánico
- Pendiente: 7°/12%
- Exposición: 120°
- Uso del suelo o vegetación: pastos e individuos dispersos de *Juniperus deppeana* con pinos de reforestación.
- Clima: Templado subhúmedo con lluvias en verano C(w₁)
- Temperatura media anual (°C): 13.4 (estación climatológica El Zembo)
- Precipitación media anual(mm): 900 (estación climatológica El Zembo)
- Estado del tiempo: Sin precipitación en los últimos 7 días (ET2)

- Condiciones meteorológicas al momento de la descripción: Soleado

II. Información general acerca del suelo

- Material parental: Tefras andesítico-basálticas encima de escoria basáltica, todos de >100 mil años
- Drenaje natural: Moderado
- Condiciones de humedad en el perfil: Fresca-Seca
- Profundidad del manto freático: Desconocida
- Presencia de rocas superficiales: 70%
- Evidencia de erosión: Erosión laminar (pedestales) y en cárcavas muy severa
- Presencia de sales o soda: Negativa
- Influencia humana: Reforestación, previamente campo de cultivo desde época prehispánica (presencia de artefactos de obsidiana en superficie)

III. Descripción breve del perfil

Perfil fuertemente desarrollado con 190 cm de profundidad, coloraciones rojizas y texturas arcillosas a causa de la prolongada exposición al intemperismo. Las caras de los agregados presentan cutanes, evidencia de la iluviación de arcillas. Además, todo el perfil, principalmente en los horizontes cuarto y sexto, presenta manchas negras de óxidos de manganeso que sugieren problemas de drenaje. Se trata de un perfil decapitado a causa de la erosión laminar severa, es decir, el horizonte A se ha perdido. El pH es ligeramente ácido, varía de 6 a 6.5. El suelo en general está bien estructurado con agregados de tipo prismáticos, subangular y angular en bloques de grado moderado y fuerte; sin embargo, los dos horizontes más profundos presentan una estructura primaria masiva. La estabilidad de los agregados varía de moderada a baja. En este perfil la agregación se debe principalmente a la presencia de arcillas, puesto que el contenido de materia orgánica es casi nulo.

IV. Descripción del perfil

Horizonte	Profundidad (cm)	Descripción
Bw	0-3	Color en húmedo de 2.5YR 3.5/6, textura arcillo-limosa (RL), sin contenido de materia orgánica, ligeramente ácido (pH:6), fresca al momento de tomar la muestra (pF: 3), estructura subangular en bloque de tamaño medio y fino, de grado moderado; pedregosidad del 0%, poros comunes de tipo vesicular finos y muy finos; estabilidad de agregados moderada y densidad aparente baja de 0.8 g/cm ³ , densidad de raíces muy alta, el límite del horizonte es claro uniforme; reacción positiva a la prueba de aluminio activo, aunque fue lenta
Btg1	3-68	Color en húmedo de 2.5YR 4/3, textura arcillo-limosa (RL), ligeramente ácido (pH:6), húmeda al momento de tomar la muestra (pF: 4), estructura prismática de tamaño medio que rompe a angular en bloques de tamaño medio y grande y grado fuerte; pedregosidad de 2%, la cantidad de poros es comunes y pocos de tipo intersticial y tubular, de tamaño fino y muy fino; estabilidad de agregados baja, densidad aparente mediana de 1.4 g/cm ³ , la densidad de raíces es alta, el límite del horizonte es gradual uniforme, no hubo reacción a la prueba de aluminio activo; manchas negras de óxido de manganeso en las caras de agregados en 5-15%
Btg2	68-97	Color en húmedo de 2.5YR 4/2.5, textura arcillo-limosa (RL), ligeramente ácido (pH:6.5), fresca al momento de tomar la muestra (pF: 3), estructura angular en bloques de tamaño grande y grado muy fuerte; pedregosidad de 3%, los poros son pocos y muy pocos de tipo intersticial y tubular de tamaño fino y muy fino;

		estabilidad de agregados moderada, densidad aparente mediana de 1.4 g/cm ³ , densidad de raíces mediana, el límite del horizonte es claro uniforme, no hubo reacción a la prueba de aluminio activo; manchas negras de óxido de manganeso en las caras de agregados en 5-15%
B(t)g3	97-140	Color en húmedo de 2.5YR 4/4, textura franco-arcilloso (CR), ligeramente ácido (pH:6.5), fresca al momento de tomar la muestra (pF: 3), estructura subangular en bloques de tamaño medio y grande de grado moderado; pedregosidad de 10%; muy pocos poros tubulares muy finos y poros comunes de tipo intersticial muy fino; estabilidad de agregados baja, densidad aparente mediana-alta de 1.5 g/cm ³ , densidad de raíces muy baja, el límite del horizonte es claro uniforme, no hubo reacción a la prueba de aluminio activo; manchas negras de óxido de manganeso en las caras de agregados en 15-40%
Bg1	140-158	Color en húmedo de 2.5YR 4/3, textura franco arcillosa (CR), ligeramente ácido (pH:6.5), seca al momento de tomar la muestra (pF: 2), estructura masiva que rompe a subangular en bloques medianos y grandes de grado moderado; pedregosidad de 1%; poros comunes de tipo tubular muy finos y poros comunes de tipo intersticial muy finos; estabilidad de agregados baja, densidad aparente mediana-alta de 1.5 g/cm ³ , densidad de raíces nula, no hubo reacción a la prueba de aluminio activo; manchas negras de óxido de manganeso en las caras de agregados en <5%
Bg2	158-190+	Color en húmedo de 2.5YR 4/3, textura franco arcillosa (CR), ligeramente ácido (pH:6), seca al momento de tomar la muestra (pF: 2), estructura masiva que rompe a subangular en bloques medianos y grandes de grado

moderado; pedregosidad de 5%; poros comunes de tipo tubular muy finos y poros comunes de tipo intersticial muy finos; estabilidad de agregados baja, densidad aparente mediana-alta de 1.5 g/cm³, densidad de raíces nula, no hubo reacción a la prueba de aluminio activo; manchas negras de óxido de manganeso en las caras de agregados en 15-40%

V. Interpretación de las características del suelo

Procesos pedogenéticos dominantes

El suelo descrito se formó a partir de tefras volcánicas andesítico basálticas de conos de escorias. Posteriormente, la estabilidad geomorfológica durante varias decenas de miles de años permitió que dominaran los procesos pedogenéticos y se desarrollara un suelo profundo de alrededor de dos metros de espesor. No obstante, debido a perturbación antrópica la erosión laminar removió el horizonte A, por lo que el perfil descrito corresponde desde la superficie a un horizonte B que, de acuerdo con características observadas en campo, se dividió en diferentes horizontes. El prolongado tiempo de exposición del suelo al intemperismo llevó a la neoformación de arcillas minerales *in situ*, de modo que en todo el perfil las texturas son finas (arcillo limosas a franco arcillosas). Del horizonte dos al cuatro se observan cutanes a causa de la iluviación de arcillas, por lo que calificaron como horizontes árgicos, pero sólo el dos y tres se usaron como criterio en la clasificación de la WRB, por la profundidad. Así, el suelo se clasificó como Lixisol por contar con un horizonte árgico y porque la CIC (Capacidad de Intercambio Catiónico) en el horizonte árgico es <24 cmol_c kg⁻¹ arcilla. El perfil presenta una importante cantidad de revestimientos de manganeso en las caras de los agregados, evidencia de los procesos de oxido-reducción asociados a deficiencias en el drenaje en algún periodo del año, de manera que se agregaron dos calificadores principales: Hypo-stagnic y Ferric. Además, si bien el horizonte superficial (Bw) no presenta cutanes de arcilla bien definidos a causa de la desintegración de los agregados, se asume que es parte del Bt expuesto por la erosión laminar; por tal motivo se agregó el calificador principal Nudiargic. Respecto a los calificadores suplementarios, se añadieron Clayic por la textura arcillosa del

suelo, Cutanic por la presencia de cutanes de arcilla y por último Hypereutric porque el pH permite inferir una saturación de bases intercambiables >80%.

Características edafocológicas

El suelo tiene una alta-muy alta conductividad hidráulica en el horizonte superficial, pero conforme aumenta la profundidad disminuye a mediana en los dos siguientes y a baja en los tres restantes. Esto está directamente relacionado con la textura, que indica un importante porcentaje de arcillas (aproximadamente 50%). Debido a lo anterior, el drenaje natural es moderado. La retención de agua en el suelo es muy alta (capacidad de campo de 685 l/m²), también asociado a la textura y a que la profundidad del perfil es de casi dos metros. De dicha agua, poco menos de la tercera parte está disponible para las plantas. Además, la capacidad de aireación es baja en todos los horizontes, por lo que las plantas tendrían limitantes para su desarrollo tanto por el agua disponible como por la aireación. La CIC que indica la capacidad del suelo para retener e intercambiar nutrientes es baja en todos los horizontes, mientras la saturación de bases es mediana. Además, debido a que el horizonte A se ha erosionado, el contenido de materia orgánica es muy bajo, incluso inexistente; por tal motivo, la presencia de nutrientes como nitrógeno y fósforo que dependen principalmente de la materia orgánica también es nula, lo cual repercute directamente en el establecimiento y crecimiento de especies vegetales, por lo que sería necesario usar fertilizantes que suplan esta limitante del suelo. Respecto a la erodabilidad, que se entiende como la susceptibilidad del suelo a ser erosionado, se obtuvo un valor bajo ($k = 0.14$). No obstante, este valor no es coherente con las evidencias de erosión observadas en campo, por lo que se puede asumir que el nomograma está subestimando el factor k por el peso que le asigna a la textura, que en este caso es muy arcillosa (RL). Las arcillas favorecen la floculación de agregados; sin embargo, la erodabilidad del suelo también considera el contenido de materia orgánica, la conductividad hidráulica y la estabilidad de agregados, los cuales tuvieron valores propicios para la erosión, de modo que se esperaba un valor más alto en la erodabilidad. Lo anterior explica la decapitación del perfil por erosión pluvial-laminar y la fuerte erosión en cárcavas que afecta buena parte de la ladera.

Hoja de descripción del Perfil 1

Localidad: Los Reyes Tepezala, Huasca de Ocampo

Levantamiento en campo	14/09/22	UTM x: 0549169	Mapa No. -	Templado subhúmedo C(w1)		Uso del suelo/vegetación: Juniperus con pinos de reforestación. Suelo expuesto por erosión concentrada y pastos en superficie entre las cárcavas.				Posición en el relieve: Piedemonte volcánico de cono de escoria		Paisaje: Piedemonte volcánico											
	Autor: Mireya Vázquez y Lorenzo Vázquez	UTM y: 2230524	m.s.n.m 2274	época seca	°C:	delta °C					Inclinación: 7°/12.3%	Complejidad ladera:	Material parental: Tefras volcánicas encima de flujos de lava basáltica										
	Estado del tiempo: ET2	Precipitación (mm):	Frecuencia y duración de periodos húmedos								Exposición: ladera 120°	Forma de la ladera: Cóncava-Convexa (CV)	Erosión: laminar y en cárcavas										
			F: 0	D: 0	DAC: 0																		
	Profundidad (cm)	Textura	Pedregosidad (Vol%)	Color (húmedo)	pH (CaCl)	Sales C.E. 1:2.5 (mS/cm)	m.o. (Gew. -%)	CaCO3 (%)	Humedad	pF	Estructura			Estabilidad agregados	Poros				d.a. g/cm3	Dens. raíces	Límite	Horizonte	
											tipo	tamaño	grado		cant	tipo	tamaño	localización					
	0-3	RL	0%	2.5YR 3.5/6	6			ko	Fresca	3	SAB	fino+med	mod	mod	comunes	vesic	fino+muy fino	exped	0.8	muy alta	claro-uniforme	Bw	
	3-68	RL	2 Gm+Gg	2.5YR 4/3	6			ko	Humeda	4	Pris>AB	med>med+grand	fuerte	baja	comunes/pocos	inter/tub	fino/muy fino	exped/imped	1.4	alta	gradual-uniforme	Btg1	
	68-97	RL	3 Gg	2.5YR 4/2.5	6.5			ko	Fresca	3	AB	grand	muy fuerte	mod	pocos/muy pocos	inter/tub	fino/muy fino	exped/imped	1.4	med	claro-uniforme	Btg2	
	97-140	CR	10 Gg+B	2.5YR 4/4	6.5			ko	Fresca	3	SAB	med+grand	mod	baja	muy pocos/comunes	tub/inter	muy fino/muy fino	imped/exped	1.5	muy baja	claro-uniforme	B(t)g3	
140-158	CR	1 Gf	2.5YR 4/3	6.5			ko	Seca	2	masiva>SAB	med+grand	mod	baja	comunes/comunes	tub/inter	muy fino/muy fino	imped/exped	1.5	nula	claro-uniforme	Bg1		
158-190+	CR	5 Gf	2.5YR 4/3	6			ko	Seca	2	masiva>SAB	med+grand	mod	baja	comunes/comunes	tub/inter	muy fino/muy fino	imped/imped	1.5	nula		Bg2		
Profundidad de desarrollo (cm): 190+					Principal espacio radicular:					Grupo de Referencia (WRB): Nudiargic Ferric Hypo-stagnic Lixisol (Clayic, Cutanic, Hypereutric)													
Máxima profundidad de raíces (cm): 140					Nivel piezométrico actual: Desconocido					Nivel piezométrico medio: Desconocido												Tipo de humus: Ninguno	

Evaluación edafo-ecológica	Espesor (dm)	Penetrabilidad de raíces	Volumen total de poros		CA		dCC		CC		Conductividad hidráulica		CIC		BI			Humus	Nt	Ndis	Pmo
			Vol-%	Evaluación	Vol-%	Evaluación	Vol (%)	L/m2	Vol %	l/m2	cm/d	Evaluación	cmolc/kg	Evaluación	cmolc/kg	molc/m2	Ahx1 Otros x0.5	kg/m2	kg/m2	g/m2	g/m2
	0.3	Muy buena	52	alto	4	baja	15	5	48	14	40-300	alta-muy alta	7.8	baja	6.2	1	0.7				
	6.5	Buena	43	mediano	4	baja	11	70	39	248	10-40	mediana	7.8	baja	6.2	56	28				
	2.9	Buena	43	mediano	4	baja	11	31	39	110	10-40	mediana	7.8	baja	6.6	26	13				
	4.3	Mediana	39	bajo	4	baja	11	41	36	139	<1-10	baja	6	baja	5.1	30	15				
	1.8	Mediana	39	bajo	4	baja	11	20	36	64	<1-10	baja	6	baja	5.1	14	7				
	3.2	Mediana	39	bajo	4	baja	11	33	36	109	<1-10	baja	6	baja	5.1	23	12				
	Profundidad fisiológica (cm): 97 profundo			Suma dCC: 199				Suma (CC): 685		Drenaje natural: moderado		Suma BI: 42			Suma Humus: kg/m2			Suma N t:		Suma Pmo:	
	Espacio radicular efectivo (dm): 10			Evaluación: alta				Evaluación: Muy alta		Erosionabilidad: 0.14		Evaluación: mediana						Evaluación		Evaluación	
									Evaluación: baja								Suma Ndisp				
																	Evaluación				

