



Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Filosofía y Letras

Colegio de Geografía

Estudio dendrogeomorfológico en la barranca Axal, volcán La Malinche.

TESIS

Para obtener el título de Licenciado en Geografía.

Presenta: **Salvador Ponce Rojas**

Director de Tesis: Dr. Osvaldo Franco Ramos

Ciudad universitaria, CDMX, México, 2018.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central

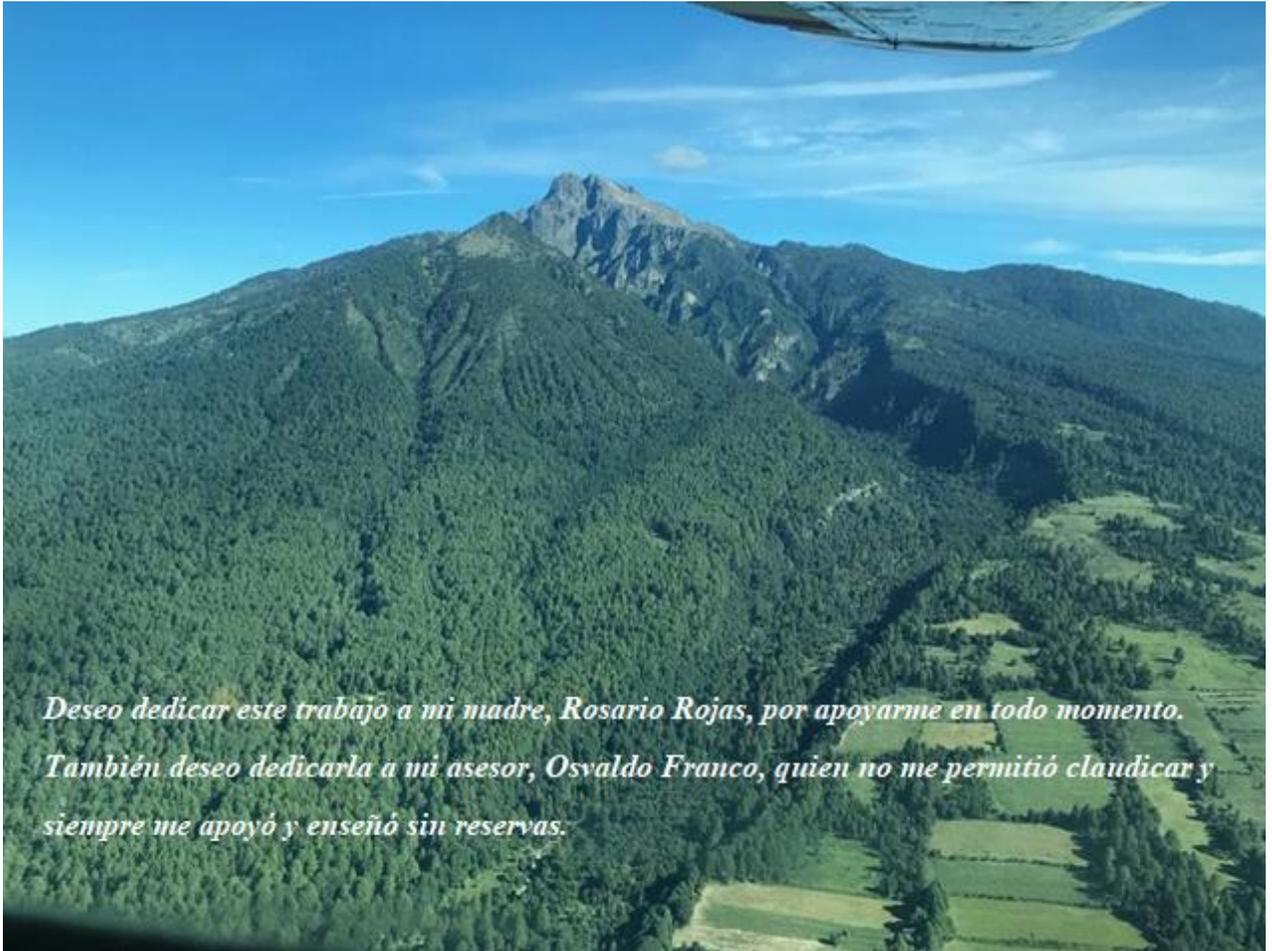


UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



*Deseo dedicar este trabajo a mi madre, Rosario Rojas, por apoyarme en todo momento.
También deseo dedicarla a mi asesor, Osvaldo Franco, quien no me permitió claudicar y
siempre me apoyó y enseñó sin reservas.*

Agradecimientos

A mi madre, quien siempre me ha apoyado en todos los aspectos y a David Cabañas, luchador incansable.

Al Dr. Osvaldo Franco quien me permitió trabajar a su lado y me enseñó a ser una mejor persona, tanto en el ámbito personal, como en el profesional y que sin su apoyo no hubiera sido posible éste trabajo. Gracias por confiar en mí.

Al Dr. Lorenzo Vázquez Selem, persona maravillosa, de enorme sencillez y conocimiento, quien además de apoyarme en la revisión de mi tesis y ser parte del sínodo, me dio la oportunidad de trabajar con él en campo.

Al Maestro Ernesto Figueroa, cuyas observaciones y correcciones fueron fundamentales, además de brindarme su amistad.

Al profesor Pedro Montes, quien fue mi maestro en la carrera y me acercó a la geomorfología.

Al profesor Frank García, quien me hizo el favor de revisar mi tesis, ser parte del sínodo y ser un excelente profesor.

A Verónica Camacho y a sus hermanas Juanita y Socorro, así como a Dayana, a quienes les guardo un profundo cariño.

A mi amigo de toda la vida, Israel López, con quien he vivido grandes momentos y siempre me ha tendido su mano.

A mi amigo, tanto en la carrera como en el Instituto, Andrés Prado, con quien trabajé hombro a hombro en campo y pasamos grandes momentos, además de ayudarme con los vuelos con e imágenes de *dron*.

A mi amigo Oscar Ramírez, quien me brindó su amistad desde la Facultad y hasta el día de hoy y me hizo el favor de regalarme las fotos de sus vuelos en aeronave para ilustrar mi tesis.

A mis queridos amigos Los Vagos: David Villareal, Miguel G. Fonseca, Manuel E. Labra, Alejandro Marín y Carlos del Ángel con quienes he vivido tantas cosas.

También quiero agradecer al Maestro Carlo Emilio Mendoza, al Dr. Miguel Castillo, a la Dra. Esperanza Muñoz, al Dr. Juan Ballesteros, al Dr. Julián Cerano y al Dr. Dr. José Juan Zamorano y sus tesisas.

A mis compañeras dendrogeomorfológicas Alejandra Franco y Mireya Vázquez, así como a los compañeros de cubículo en el Instituto de Geografía, Laura, Isela, Norma y Balam.

De manera especial, deseo agradecer al proyecto DGAPA-PAPIIT: *Evaluación de la frecuencia y magnitud de flujos de escombros y desprendimiento de rocas, con base en métodos dendrogeomorfológicos y modelación en el centro de México*, con clave IA101117 por el financiamiento para el trabajo de campo y el análisis dendrogeomorfológico.

Finalmente, deseo expresar mi profundo agradecimiento a la Universidad Nacional Autónoma de México, a quien le estaré agradecido siempre por todo lo que me ha dado.

ÍNDICE

Introducción	1
Objetivo general	2
Objetivos particulares	2
CAPÍTULO 1. MARCO TEÓRICO	3
1.1. Definición y génesis de los lahares	3
1.2. Clasificación de los lahares	6
1.3. Cinemática de los lahares	8
1.4. Principales lahares en el mundo	9
1.5. Eventos laháricos en los principales estratovolcanes de México	10
1.6. Aplicaciones de la dendrogeomorfología	14
1.7. La dendrogeomorfología aplicada en la reconstrucción de flujos de escombros	15
1.8. Uso de la dendrogeomorfología en México	16
1.9. Reacción de la madera ante procesos geomorfológicos pasados	17
CAPÍTULO 2. MARCO BIOFÍSICO	23
2.1. Localización y características generales del volcán Malinche	23
2.2. Geología Regional	25
2.3. Marco geológico-estructural de La Malinche	27
2.4. Síntesis y evolución volcánica de La Malinche	28
2.5. Marco geomorfológico de La Malinche	40
2.6. Hidrología	46
2.7. Clima	47
2.8. Edafología	52
2.9. Vegetación	54
CAPÍTULO 3. MATERIALES Y MÉTODOS	58
Etapa I. Trabajo de gabinete y de campo	59
Etapa II. Preparación de muestras, análisis de laboratorio y SIG	64
Etapa III. Resultados	71

CAPÍTULO 4. RESULTADOS	72
4.1. Mapa geomorfológico	72
4.2. Análisis dendrogeomorfológico	95
Conclusiones generales	105
Bibliografía	107
Anexo 1. Mapa geomorfológico de la barranca Axal	
Anexo 2. Tabla de información cualitativa y cuantitativa de árboles muestreados en campo.	
Anexo 3. Tabla de disturbios geomorfológicos.	

INTRODUCCIÓN

La dendrogeomorfología es una disciplina que estudia fenómenos geomorfológicos del pasado, partiendo del análisis de los anillos de crecimiento anual de los árboles (Fritz, 1976), abarcando desde una escala de tiempo sub-anual hasta cientos de años (Franco-Ramos, *et al.*, 2018). No obstante, en México, los beneficios de este método presentan una incipiente aplicación en cuanto al estudio de procesos hidro-volcánicos y procesos de ladera en superficies cubiertas por bosques templados en el centro del país.

La barranca Axal se localiza al sur del volcán La Malinche, es una cuenca excavada en materiales de origen volcánico que ha sido modelada principalmente por actividad glacial y fluvial. En el interior de esta barranca se observan formas de relieve asociadas a una dinámica fluvio-gravitacional como flujos de escombros, deslizamientos y erosión fluvial. Sin embargo, se desconoce con qué frecuencia y cuál ha sido la distribución de estos procesos geomorfológicos. La presente investigación se centra en clasificar y cartografiar las unidades geomorfológicas en el interior de la cuenca Axal; determinar la frecuencia e intensidad de flujos de escombros con base en métodos dendrogeomorfológicos utilizando las especies *Pinus hartwegii*, *Alnus jurulensis*, *Pinus leiophylla* y *Abies religiosa*, así como su relación con fenómenos hidrometeorológicos como los huracanes que se forman en las costas del océano Pacífico y Atlántico.

Esta tesis se puede considerar como novedosa y aplicada ya que aporta datos para la cronología regional de flujos de escombros en las barrancas que rodean al volcán La Malinche. Además, parte de los resultados expuestos pueden servir como un instrumento que permita reforzar los planes de manejo y ordenamiento territorial del Parque Nacional La Malinche.

El trabajo se estructuró en cuatro capítulos. En el capítulo 1 se expone el marco teórico que da sustento a la investigación, definiendo qué son los lahares y flujos de escombros, así como su comportamiento y clasificación. El capítulo 2 se refiere a los aspectos físico-geográficos del volcán La Malinche, mientras que el capítulo 3 describe los materiales y métodos que se

utilizaron. Finalmente, en el capítulo 4 se exponen los resultados del estudio a través de la cartografía geomorfológica y el análisis dendrogeomorfológico. Adicionalmente, el apartado final corresponde a las conclusiones generales.

Objetivo general

Cartografiar y fechar las formas de relieve y procesos hidrovulcánicos de la barranca Axal, asociadas con dinámicas endógenas y exógenas, a partir de métodos geomorfológicos y dendrogeomorfológicos.

Objetivos particulares

- Realizar la cartografía geomorfológica, escala 1: 15,000.
- Colectar muestras de árboles afectados y no afectados por procesos geomorfológicos para la elaboración de una cronología de eventos.
- Contar y fechar las muestras dendrocronológicas para identificar posibles anillos perdidos y/o dobles.
- Medir y fechar las muestras dendrocronológicas a partir del paquete *MeasuRing*, que forma parte del programa R.
- Validar las cronologías y fechado con el uso de los programas COFECHA, y TSAP-Win.
- Fechar y reconstruir los flujos de escombros, con base en los disturbios en los anillos de crecimiento de los árboles.
- Correlacionar la cronología de procesos geomorfológicos a través de los registros de lluvia de estaciones meteorológicas y registros históricos.
- Obtener edades mínimas del relieve de aquellas unidades geomorfológicas correspondientes a núcleos o secciones transversales.

CAPÍTULO 1. MARCO TEÓRICO

1.1. Definición y génesis de los lahares

El término lahar es de origen indonesio e indica flujos de derrubios compuestos de material volcánico y agua (González, 2000), pero la definición se ha acotado y modificado a lo largo de los años. En 1929 la palabra lahar fue adoptada para designar procesos de remoción en edificios volcánicos (Smith y Lowe, 1991). Posteriormente Van Bremmelen (1949) definió a un lahar como un flujo de lodo que contiene escombros y bloques angulares, principalmente de origen volcánico. A partir de 1970, varios autores definen a los lahares como flujos de lodo volcánico o de escombros (Crandell, 1971; Fisher y Schmincke, 1984; Pierson y Scott, 1985).

A finales de la década de 1980, Smith y Fritz (1989) denominaron a un lahar como un flujo compuesto por una mezcla de detritos y agua que se generan en los flancos de un volcán, movilizándose a través de cauces preexistentes hasta llegar al final de su recorrido, donde se amplía en forma de un abanico o delta (Tarbuck y Lutgens, 2005; Muñoz, 2007). Por lo que los materiales que lo conforman pueden ser aportados tanto por la roca madre como por materiales retrabajados (Stoffel *et al.*, 2011).

Para evitar la ambigüedad en el término lahar, se propuso durante la Conferencia de la Sociedad Geológica de América Penrose (1989) una definición la cual considera que lahar no es el depósito, sino el proceso y comprende a los flujos de agua saturados de materiales que descienden a gran velocidad por los relieves volcánicos (Smith y Lowe, 1991).

Morfológicamente, los lahares pueden subdividirse en tres partes: cabeza, cuerpo y cola. La cabeza o parte frontal presenta una mayor concentración de materiales gruesos, mismos que se acumulan en el frente y los márgenes. El cuerpo se encuentra en estado de licuefacción, y es la sección más desarrollada del flujo. Finalmente, la cola es la parte más distal a la cabeza y presenta un alto contenido de sedimentos finos. En la parte frontal del flujo se acumulan los detritos de tamaño grueso, en la parte media se presenta un cuerpo móvil licuado y en la parte distal o cola, una descarga y concentración de sedimento, el cual puede ser lo

suficientemente diluida para transformarse en un flujo hiperconcentrado (Pierson y Scott, 1985; Pierson y Costa, 1987) (Figura 1.1.).

Mientras que las características reológicas y cinemáticas de los lahares se encuentran condicionadas por distintos factores como son el porcentaje de detritos disueltos, el tamaño de las partículas, la topografía de las laderas, la pendiente del terreno, la red de drenaje y la vegetación (González, 2000).

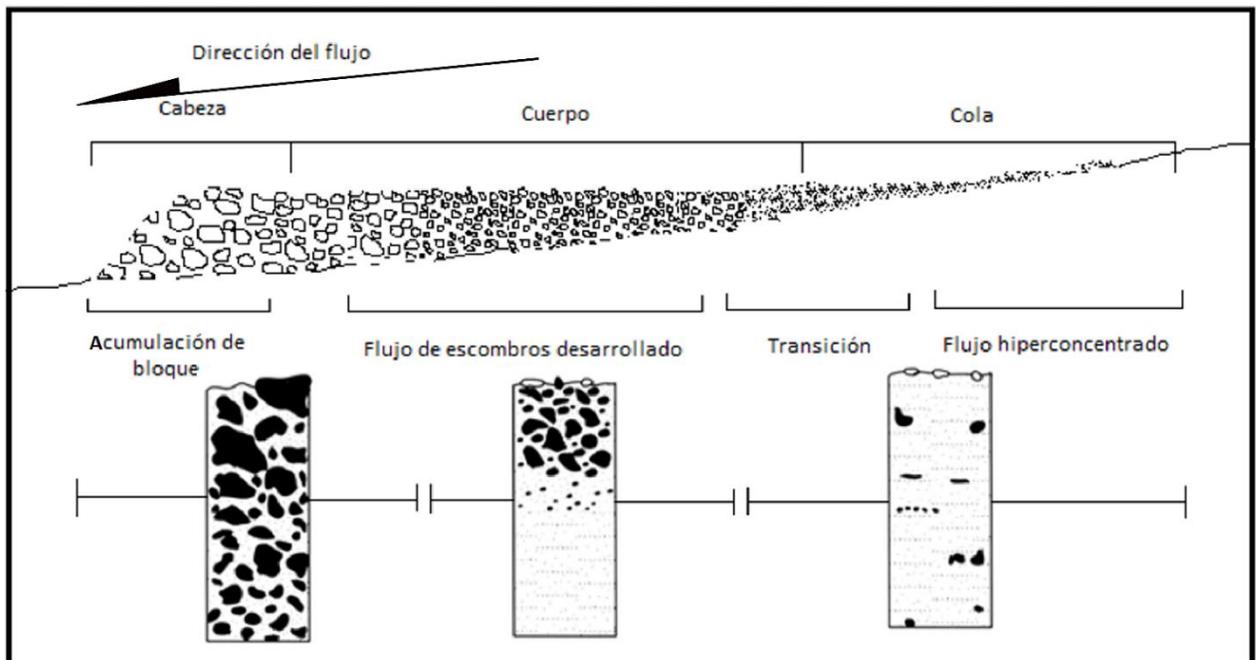


Figura 1.1. Esquema longitudinal de las partes de un lahar (Modificada de Pierson, 1986).

Es posible definir el origen del lahar de acuerdo con las características de la actividad volcánica del relieve en el cual se desarrolla, factor que también puede determinar el proceso desencadenante de un lahar. El primer tipo de lahar se denomina de origen primario o sin-eruptivo, siendo aquel que se presenta cuando hay actividad volcánica. El segundo tipo son llamados de origen secundario o post-eruptivo, los cuales son aquellos que se originan una vez que el volcán ha dejado de estar activo (Figura 1.2.).

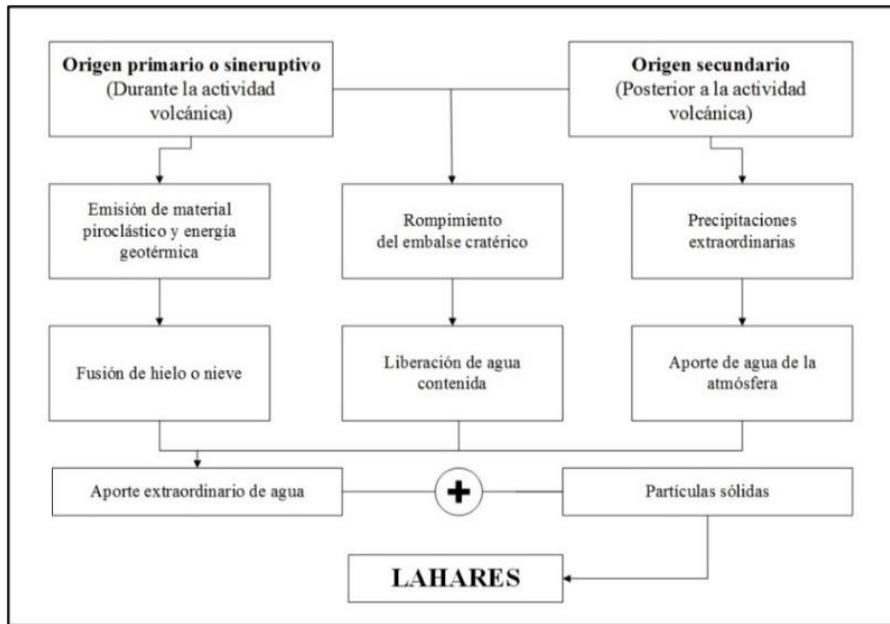


Figura 1.2. Diagrama de flujo donde se muestra el origen, tipos y desarrollo de lahares (Barrera-González, 2017).

Los procesos que desencadenan los lahares pueden actuar de manera aislada, alternada o en conjunto (Murcia, 2008), describiendo los tres principales a continuación:

a) Emisión de material piroclástico o energía geotérmica proveniente del edificio volcánico. Implica un aumento en la temperatura, mismo que genera la fusión del hielo o nieve, aportando el agua que fluye por efecto de la gravedad, mezclándose con los materiales que encuentra en su recorrido.

b) Desalojo de agua proveniente de cuerpos lacustres de origen cratérico. Se originan cuando se rompen las paredes que embalsan a cuerpos de agua, liberándose ésta y mezclándose con materiales sólidos de distinta naturaleza.

c) Precipitaciones pluviales intensas. Propias de temporada de lluvia o fenómenos meteorológicos como son tormentas tropicales o huracanes y que aportan agua en grandes cantidades, siendo capaces de desestabilizar los materiales y fluir cuesta abajo. Cabe mencionar que generalmente se presentan en cotas

inferiores a los 4,300 msnm, ya que en torno a esta altitud se encuentra el límite de precipitación pluvial (White, 1952).

1.2. Clasificación de los lahares

Los flujos de agua y sedimentos se pueden clasificar dentro de alguno de los siguientes grupos: avalancha de escombros, flujo de escombros y flujo hiperconcentrado, considerándose a los depósitos laháricos sólo dentro de las dos últimas clasificaciones y siendo exclusivos de ambientes volcánicos. Cabe resaltar que un mismo evento lahárico puede pasar gradualmente por distintas fases a lo largo de su trayecto, dependiendo de la granulometría, la proporción de agua y los materiales que asimila o desprende (Scott, 1988; Capra *et al.*, 2004) (Tabla 1.1.). A continuación se describen sus características:

a) Avalancha de escombros

Son una mezcla fluida de escombros, rocas y agua, mismos que se diferencian de los flujos de escombros debido a que no se encuentran saturados de agua. Se caracterizan por ser flujos muy rápidos que se mueven por la fuerza de gravedad y se restringen a flujos granulares, cuya reología está determinada por la ausencia de fluido intergranular y no son considerados lahares (Capra, 2000; Sigurdsson y Houghton, 2000; Schuster y Crandell, 1984; Pierson y Costa, 1987; Iverson, 1997).

b) Flujo de escombros

Mezcla de escombros saturada de agua la cual se caracteriza por ser una mezcla bastante uniforme en la fase sólida y líquida en un perfil vertical. Tienen una concentración de sedimentos, generalmente mayor a 60% en volumen y 80% en peso (Pierson y Costa, 1987). Se considera como un flujo no newtoniano, compuesto por dos fases, una líquida (agua más arcillas y limo) y una granular (detritos) que controlan la dinámica de manera conjunta. Además de presentar imbricación en la dirección del flujo. A partir del porcentaje de material fino en la matriz del depósito (arena-limo-arcilla), se puede clasificar un flujo de escombros en cohesivo y no cohesivo (Pierson y Scott, 1985).

c) Flujo hiperconcentrado

Es una mezcla no uniforme de escombros y agua, con mayor concentración de agua que el flujo de escombros, transporta tanto partículas finas en suspensión, así como materiales más gruesos, que se movilizan como carga de fondo (Sigurdsson y Houghton, 2000). Son fluidos newtonianos que requieren de eventos hidrológicos de gran magnitud y presentan una concentración de material sólido del 40% hasta el 80% en peso (Pierson y Scott, 1985), siendo superior a 3% su límite de contenido en el porcentaje de la fracción arcillosa en la matriz (Scott, 1988).

Un depósito volcánico-clástico también puede ser clasificado por el tamaño de las partículas sólidas que lo componen, denominándose fase sólida cuando predominan los materiales gruesos y fase líquida, cuando está compuesto de materiales más finos (Pierson y Costa, 1987). Los depósitos asociados a procesos hidrovulcánicos, como es el caso de los lahares, también pueden ser clasificados a través de sus propiedades sedimentológicas y texturales, en función de la concentración de agua/sólidos que presenten y el porcentaje de arcilla contenida; concentraciones superiores a 3% de arcilla se consideran como flujos cohesivos y menores al 3% se consideran como no cohesivos (Capra y Macías, 2000).

También el tipo de reología puede ayudar a su clasificación, dependiendo si es en flujo newtoniano o no newtoniano. En los flujos newtonianos hay una deformación directamente proporcional a las fuerzas ejercidas sobre ellos, mientras que los no newtonianos no presentan esa misma deformación (Pierson y Costa, 1987) (Tabla 1.1.).

Tabla 1.1. Características para clasificación de lahares.

Características	No laháricos	Laháricos		No laháricos
	Avalancha de escombros	Flujo de escombros	Flujo hiperconcentrado	Corriente fluvial
Concentración de sólidos (% en peso)	No aplica	>80 %	40 % - 80 %	< 40 %
Concentración de sólidos (% en volumen)	No aplica	60 % - 90 %	20 % - 60 %	< 20%
Régimen de flujos	No turbulento	Laminar	Transición de laminar a turbulento	Turbulento
Clastos	Bloques de centímetros a metros de diámetro	> 50 % grava	< 50 % grava	Sedimentos finos y cantos rodados
Forma de los clastos	Angulosos y subangulosos	Angulosos, subangulosos y subredondeados	Subredondeados y redondeados	Redondeados
Estratificación	Sin estratificación	Sin estratificación	Estratificación plana	Estratificación cruzada y laminación
Clasificación de los clastos	Mal clasificados	Mal clasificados	Bien clasificados	Bien clasificados
Origen	Colapso de una porción del edificio volcánico	Saturación de depósitos por precipitaciones intensas, derretimiento nival y glaciar y desbordamiento de cuerpos lacustres	Tranformación o disolución de flujos de escombros	Corriente fluvial
Reología	No newtoniano	No newtoniano	Newtoniano	Newtoniano

1.3. Cinemática de los lahares

La movilización de los lahares se lleva a cabo en dos etapas, en la primera, el material (agua y sólidos) se moviliza por la fuerza de gravedad, en la segunda etapa, los materiales movilizados experimentan cambios físicos como expansión o contracción del volumen y la incorporación o abandono de material durante su trayecto (González, 2000), por lo que no suelen desplazarse de manera regular y homogénea.

Los materiales sólidos asimilados por el fluido y movilizados pendiente abajo por la fuerza de gravedad, pueden incorporarse o desincorporarse, modificando las características reológicas y determinando la morfología de los depósitos, siendo la resistencia al movimiento plástico, el régimen de flujo y la interacción granular los principales condicionantes en el comportamiento del flujo (Schultz, 1984). Por lo que un lahar que presente velocidades por debajo de los 10 m/s tiene un comportamiento laminar y su potencial de daño es limitado, mientras que a velocidades mayores a 10 m/s, se comporta de manera turbulenta, volviéndose mucho más destructivo (González, 2000).

El paso de los lahares también modifica las características de la superficie en la cual se desplazan, erosionando y acrecionando las partículas que componen el suelo, fenómeno denominado *bulking*, el cual se define como el proceso de incorporación de material, producto de la erosión durante el transporte de lodo cohesivo y que provoca el progresivo aumento en el volumen (Scott, 1988).

1.4. Principales lahares en el mundo

A lo largo de la historia de la humanidad los volcanes han jugado un papel predominante en el desarrollo social y económico, siendo la fuente de suelos fértiles, no obstante, son responsables de múltiples catástrofes, provocadas tanto por la emisión de materiales piroclásticos, como por procesos de remoción en masa, mismos que han afectado a distintas escalas espacio-temporales y generado la destrucción de infraestructura, arrasando a localidades enteras y causando miles de decesos (De la Cruz-Reyna, 2008).

En el mundo existen alrededor de 1,300 volcanes continentales activos desde el Holoceno, de los cuales, 550 han tenido una erupción en tiempos históricos (registrándose de 50 a 60 erupciones por año en promedio, y presentando las condiciones para desarrollar procesos laháricos) (Simkin y Siebert, 1999). Por lo que se estima que alrededor de 270,000 personas han muerto por efectos relacionados con actividad volcánica desde el año 1700 hasta el día de hoy, mientras que en este mismo periodo de tiempo, alrededor de 50,000 personas han muerto en el mundo debido a eventos relacionados con lahares (De la Cruz- Reyna, 2008).

En la historia reciente ha habido fenómenos laháricos alrededor del mundo, mismos que destacan por su magnitud, su poder destructivo y la pérdida de vidas, de los cuales se describen algunos de los más devastadores:

a) En 1985, tras la explosión del Nevado de Ruiz en la cordillera de los Andes colombianos, se produjeron una serie de lahares causados por el derretimiento de los hielos y nieves a causa de la emisión de material piroclástico, uno de estos lahares descendió a una velocidad de 100 km/h destruyendo el poblado de Armero y matando a 25,000 personas aproximadamente (Tarbuck y Lutgens, 2005) (Figura 1.3.-A).

b) El volcán Pinatubo, localizado en la isla Luzón en Filipinas, presentó una explosión en 1991, donde se depositaron entre 5 y 6 km³ de materiales piroclásticos en los flancos del volcán, mismos que rellenaron sus valles adyacentes con depósitos de hasta 200 m de espesor (Scott *et al.*, 1996). En los tres años subsecuentes se transportó un tercio de este material pendiente abajo y se depositó sobre zonas densamente pobladas (Hayes *et al.*, 2002). Adicionalmente, los sedimentos movilizados represaron agua y formaron lagos temporales, mismos que se rompieron y drenaron en los años de 1991, 1992 y 1994, generando nuevos lahares y matado a decenas de personas (Newhall *et al.*, 1997) (Figura 1.3.-B).

c) A finales del mes de octubre de 1998, cinco días de intensas precipitaciones originadas por el huracán Mitch, causaron por lo menos tres lahares de gran magnitud en las laderas del volcán Casita en Nicaragua, movilizandoo de 2 a 4 millones de m³ de materiales y causando la muerte de la muerte de 2,500 personas (Vallance *et al.*, 2004) (Figura 1.3.-C).



Figura 1.3. A) lahar del volcán Nevado Ruiz; B) Lahar en el volcán Pinatubo y C) Lahares del volcán Casita en Nicaragua. (Tomadas de USGS, 2017).

1.5. Eventos laháricos en los principales estratovolcanes de México

Debido a las características geológicas y estructurales que imperan en el territorio mexicano, se han desarrollado una gran cantidad de edificios y campos volcánicos, aunado a condiciones climáticas particulares, se conjugan las condiciones para el desarrollo de lahares en muchos de los volcanes del país. A continuación se describen algunos de los principales procesos laháricos que se han presentado en edificios volcánicos en México:

a) Lahares en el volcán La Malinche o Matlacuéyatl

De acuerdo con Castro-Govea y Siebe, 2007, existen depósitos de lahares de poco espesor, intercalados con pómez, mismos que se formaron durante una erupción del volcán y localizados en una barranca sin nombre al sur del pueblo Los Pilares, datados con una antigüedad mayor a los 45 mil años y con un contenido abundante de ceniza y lapilli de pómez de caída. Posteriormente estos mismos autores identificaron depósitos de lahares que se encuentran sobre una caída de pómez denominada PM-1, datada en 21,470 años y localizadas al este y al oeste del volcán.

Se registraron 2 lahares, el más antiguo fue localizado al este del volcán, con un espesor de 1.20 m y un desplazamiento mínimo de 9 km a partir de la cima, siendo datado en 8,655 años. El segundo lahar registrado fue fechado hace 8,255 años, con un espesor que varía entre 5 y 40 cm y localizado al este del volcán, estimando que se desplazó hasta 10 km de la cima del volcán.

Recientemente se reconstruyeron 19 lahares intra-eruptivos en el periodo de 1945-2011, identificados a través de análisis dendrogeomorfológico, en el interior de la barranca Axaltzintle, localizada al noreste del volcán, e identificando que los lahares generados entre 1998 y 2005, siendo desencadenados por precipitaciones intensas asociadas a huracanes (Franco-Ramos *et al.*, 2016a).

b) Lahares en el volcán Pico de Orizaba o Citlaltépetl

Höskuldsson *et al.*, (1990), sugieren cuatro episodios laháricos que generaron depósitos de materiales, tres de ellos se desplazaron en dirección este del volcán, mientras que un cuarto se movilizó hacia el oeste. Carrasco-Núñez *et al.*, (1993) registra un lahar inducido por una avalancha en una zona expuesta de una cantera del pueblo de Excola, ubicado aproximadamente a 20 km al noreste del volcán.

En junio de 2003 se produjeron flujos que descendieron por las barrancas del flanco sur y llegaron a zonas habitadas, causando inundaciones en varias localidades y la destrucción de

instalaciones de transporte de hidrocarburos que causó pérdida de vidas y daños a edificaciones (Rodríguez *et al.*, 2006).

c) Lahares en el volcán de Colima

El volcán de Colima o volcán de Fuego se considera el volcán más activo de Norteamérica, debido a que en los últimos 400 años ha presentado alrededor de 43 erupciones (De la Cruz-Reyna, 1993), contando con las condiciones idóneas para el desarrollo de lahares, debido al constante aporte de detritos y la generación de lluvias extraordinarias.

Saucedo *et al.*, (2010) registran un lahar post eruptivo asociado a la explosión pliniana de 1913, mismo que recorrió aproximadamente 17 km a través de la ladera este. Mientras que en 1955 se registró un flujo de escombros de entre 8 y 9 metros de espesor, el cual descendió por el flanco este, alcanzando a la localidad de Atentique, ubicada a 18 km al oriente del volcán, matando a 23 personas (Saucedo *et al.*, 2008).

Debido a lo homogéneo de los materiales expulsados por el volcán, es complicado identificar los distintos eventos que han ocurrido, así como su edad, no obstante, a través de análisis dendrocronológicos, Franco-Ramos *et al.*, (2013) identificaron en la barranca Montegrande, localizada al sur del volcán, 11 lahares con una alta certidumbre en los años 1969, 1976, 1982, 1984, 1987, 1991, 1994, 1998, 2004, 2008 y 2011. Mientras que, en los años 2001, 2005, 2007 y 2009, identificaron eventos con una menor certeza.

También identificaron en la barranca Arena, ubicada al suroeste del volcán, 11 lahares, de los cuales, los ocurridos en los años 1979, 1991, 1994, 1996, 1999, 2005, 2006 y 2011 tuvieron una alta certidumbre, mientras que los de los años 1986, 2004 y 2009 tuvieron una certeza menor (Franco-Ramos *et al.*, 2013).

A causa de la actividad explosiva regular del volcán, misma que deposita grandes volúmenes de material piroclástico en sus laderas, y las precipitaciones extraordinarias, producto de los huracanes y tormentas tropicales provenientes de la costa del Pacífico, se presentan las condiciones idóneas para el desarrollo de lahares, en particular en el flanco sur del volcán, lo

cual representa un peligro potencial para las localidades de Quesería y San Marcos (Franco-Ramos *et al.*, 2013).

d) Lahares en el volcán Iztaccíhuatl

Existen ciertas condiciones que favorecen el desarrollo de lahares en el Iztaccíhuatl, como es el material disgregado (tanto de emisiones del Popocatepetl, como de antiguas erupciones del Iztaccíhuatl), una escasa vegetación, que genera que los detritos no estén cohesionados y sean fácilmente movilizados, así como temporadas de intensas precipitaciones y el derretimiento del hielo de las partes altas, fenómenos que aportan el agua necesaria para la formación de lahares y cuyas evidencias apuntan a que antiguos poblados prehispánicos, como la ciudad de Cholula, resultaron afectados por antiguos lahares (Siebe *et al.*, 1996).

En la actualidad se siguen presentando pequeños lahares de manera constante en las laderas del volcán (Schneider *et al.*, 2008), por ejemplo, en el valle Alcalican, al suroeste del volcán, el más reciente de ellos fue probablemente fue detonado por precipitaciones intensas en la temporada de lluvias de 2012 (Prado-Lallande, 2017).

e) Lahares en el volcán Popocatepetl

Existe evidencia de lahares generados en las laderas del Popocatepetl, que afectaron a diversos poblados prehispánicos, como el ocurrido hace aproximadamente 1,100 años A.P. (Siebe *et al.*, 1996). Dentro de diversos valles y barrancas, Bollschweiler *et al.*, (2010) registraron varios lahares, tanto sin-eruptivos como post-eruptivos.

A su vez, es importante mencionar que dos periodos eruptivos recientes detonaron eventos laháricos en el volcán, uno en 1997 y el otro en 2001, los cuales se desplazaron sobre la barranca Huiloac hasta el poblado de Santiago Xalintzintla (Capra *et al.*, 2004).

f) Lahares en el volcán Nevado de Toluca.

De acuerdo con el trabajo de Capra y Macías (2000), en el flanco sur del edificio existen dos depósitos de flujos de escombros llamados Pilcaya y El Mogote, producto de colapsos

durante el Pleistoceno, los cuales tuvieron su origen por la actividad tectónica, intensa alteración hidrotermal y la presión de poro de los materiales.

Tales características provocaron un flujo cohesivo de escombros el cual se desplazó a 55 km de distancia. Posteriormente, probablemente por la acción de fuertes precipitaciones, alteración hidrotermal y aumento en la presión de poro, fue removilizada la parte superior del depósito, generando dos diferentes lahares, los cuales viajaron a 75 km de la cima del volcán.

Los anteriores ejemplos describen lo activos que han sido y son los procesos de remoción en masa en las laderas de los principales volcanes del centro de México.

1.6. Aplicaciones de la dendrogeomorfología

La dendrogeomorfología, rama de la dendrocronología, es un método de fechamiento que estudia los procesos geomorfológicos a partir de los anillos de crecimiento de los árboles. Los primeros antecedentes en el estudio de los anillos de crecimiento se originaron en el campo de la arqueología, en el suroeste de los Estados Unidos, y cuyo único fin era tratar de fechar antiguas construcciones, es decir, empleándose prácticamente sólo para la datación (Butler y Stoffel, 2013).

El precursor en el uso de los anillos de crecimiento para analizar procesos geomorfológicos fue Alestalo (1971) quien acuñó el término dendrogeomorfología, misma que definió como la aplicación de la ecología vegetal y la dendrocronología a la investigación en el campo de la geomorfología y la cronología.

Además del conteo de los anillos para determinar la edad mínima de relieve, la dendrogeomorfología analiza los disturbios en los anillos de crecimiento, las cicatrices de impacto, inclinación, sepultamiento y exposición de raíces de los árboles para el estudio de procesos geomorfológicos (Butler y Stoffel, 2013; Stoffel *et al.*, 2008).

Uno de los primeros trabajos sobre dendrogeomorfología fue el realizado por Shroder (1978) quien realizó un análisis del movimiento de masa y generó una estandarización en la metodología dendrogeomorfológica, basada en la relación: proceso-evento–respuesta, misma que se detalla a continuación:

Proceso: Corresponde a los fenómenos geomorfológicos como flujos de escombros, deslizamientos, avalanchas de nieve, etc.

Evento: Es la afectación del árbol ante un proceso geomorfológico que genera daño mecánico.

Respuesta: Es la reacción del árbol ante los fenómenos geomorfológicos manifestado mediante cambios fisiológicos en los anillos de crecimiento como heridas, filas tangenciales de ductos de resina traumáticos (TRD por sus siglas en inglés), madera de reacción, formación de anillos excéntricos, supresión del crecimiento, aumento del crecimiento o desarrollo de tejido calloso (Stoffel, y Bollschweiler, 2009).

Recientemente, Bollschweiler y Stoffel (2010) modificaron la metodología de Shroder (1978) e incorporaron el uso de TRD. Cabe resaltar que el uso de TRD para determinar antiguos procesos geomorfológicos, se ha ido popularizando con el paso de los años (Stoffel y Corona, 2014).

1.7. La dendrogeomorfología aplicada en la reconstrucción de flujos de escombros

Hupp (1984) fue el precursor de los trabajos sobre registro de flujos de escombros en el pasado, trabajando en el Monte Shasta, Estados Unidos. Wilkerson y Schmid (2003) emplearon los anillos de crecimiento, entre otros métodos, para evaluar la frecuencia y magnitud de flujos de escombros en el Parque Nacional Glacier E.U. May y Gresswell (2004) emplearon la dendrocronología para fechar el último flujo de escombros y calcular la tasa de sedimentación en un canal en Oregon, E.U.

En Europa, Strunk (1989 y 1991) ha sido pionero en el uso de anillos de los árboles para el estudio de flujos de escombros, investigando el estudio de raíces advenedizas en tallos sepultados. Baumann y Kaiser (1999) establecieron una cronología en flujos de escombros en un abanico de los Alpes. Bollschweiler y Stoffel (2007), Bollschweiler *et al.*, (2008a) y Stoffel *et al.*, (2008) han reconstruido la frecuencia de 30 eventos registrados en los Alpes, identificando algunos de los cuales no se contaban con antecedentes documentados.

En los Alpes Suizos, Stoffel *et al.*, (2008) han empleado la información interestacional de los anillos de crecimiento, el registro de las precipitaciones y datos sobre inundaciones, para recrear más de cuatro siglos de flujos de escombros en Röstigraben (Valais), demostrando que la principal temporada de flujos de escombros fueron los meses de junio y julio para la segunda mitad del siglo XIX, mientras que los últimos cincuenta años, la principal temporada de flujos de escombros han sido los meses de agosto y septiembre.

1.8. Uso de la dendrogeomorfología en México

Bollschweiler *et al.*, (2010) realizan el primer estudio dendrogeomorfológico en México, en el cual evalúan el potencial dendrocronológico de pinos y abetos para fechar lahares en la barranca norte del volcán Popocatepetl. Un año después, Stoffel *et al.*, (2011) elaboraron una reconstrucción de caídas de rocas a través de los disturbios registrados en los *Pinus hartwegii* en la vertiente norte del volcán Iztaccíhuatl en el sitio conocido como el “Rodadero”. Encontraron 67 desprendimientos desde 1836, mediante el estudio de 86 muestras de 24 árboles. Posteriormente, Franco-Ramos *et al.*, (2013), aplicaron el método en las barrancas Montegrande y La Arena pertenecientes a la ladera sur del Volcán de Colima, donde identificaron 20 lahares ocurridos entre 1913 y 2011, 7 lahares de ellos no habían sido registrados.

Franco-Ramos *et al.*, (2016a) identificaron 19 lahares intra-eruptivos de 1916 al 2011 en la barranca Axaltzintle, localizada al noreste del volcán La Malinche. Lo relevante del estudio fue el fechado y la reconstrucción de eventos a partir de TRD, supresión en el crecimiento de la madera y cicatrices de impacto. En muchos casos los lahares fueron provocados por precipitaciones extraordinarias mayores a 100 mm, en uno o tres días consecutivos.

Adicionalmente, se aplicaron métodos dendrogeomorfológicos en el valle La Teta, localizado al NW del volcán Cofre de Perote, donde a partir de las anomalías en el crecimiento de los árboles, se identificaron 73 caídas de rocas en el periodo comprendido de 1780-2011 (Franco-Ramos *et al.*, 2017).

1.9. Reacción de la madera ante procesos geomorfológicos pasados

El principal objetivo de la mayoría de las investigaciones dendrogeomorfológicas se centra en la reconstrucción y evaluación de la frecuencia de los flujos de escombros (Bollschweiler y Stoffel, 2010). Con el fin de poder hacer frente a peligros naturales, es necesario conocer la ocurrencia e intensidad y los patrones espaciales de los eventos (Wolman y Miller, 1960), ya que cualquier perturbación genera un cambio en el crecimiento radial, mismo que quedará registrado en los anillos, por lo tanto, será propenso al análisis dendrocronológico (Jíménez-Perálvarez, 2013).

El análisis de los disturbios en los anillos de crecimiento de los árboles arroja información sobre distintos parámetros de los procesos geomorfológicos (deslizamientos, caídas de roca, flujos de escombros, entre otros), así como la frecuencia temporal, ocurrencia espacial, magnitud de eventos individuales, en combinación con registros meteorológicos e información sobre condiciones desencadenantes y los umbrales de precipitación (Stoffel *et al.*, 2013).

Cuando un flujo de escombros sepulta parcial o totalmente un árbol, se ve reducido el suministro tanto agua como de nutrientes a las partes superiores del árbol y éste reaccionara reduciendo el crecimiento de sus anillos y generando otras reacciones, como son el desarrollo de raíces emergentes cerca de la superficie, o basculamiento, originado por el peso que el material depositado ejerce sobre el tallo (Stoffel *et al.*, 2013).

También se pueden observar cicatrices, materiales adheridos al tronco o el desarraigo de árboles en eventos de gran magnitud, con lo que se genera una menor competencia entre los árboles que no fueron arrancados, así que tendrán un mayor suministro mayor de agua, luz y

nutrientes y esto se manifestará a través de un aumento en el grosor de sus anillos (Stoffel *et al.*, 2013).

Los factores bióticos (carga genética, envejecimiento) y abióticos (luz, temperatura, fuerza del viento, acceso al agua, suministro de nutrientes o perturbaciones mecánicas) determinan el comportamiento en el desarrollo de la madera (Fritts 1976; Schweingruber, 2007), por lo que cuando los árboles de regiones de climas templados crecen, desarrollan anillos de crecimiento y en las coníferas, conocidas como gimnospermas, los anillos se forman en dos etapas distintas (Camarero *et al.*, 1998).

En la primera etapa, las células llamadas cambium generan traqueidas de madera temprana con paredes delgadas. En la siguiente temporada se forman traqueidas de madera tardía, la cual es más densa y más oscura (Stoffel y Bollschweiler, 2009). Cabe destacar que en los árboles latifoliados el desarrollo de los anillos es distinto a las coníferas debido a que la estructura de la madera es otra, ya que consta de vasos verticales, fibras y radios (Franco-Ramos, 2014) (Figura 1.4. A y B).

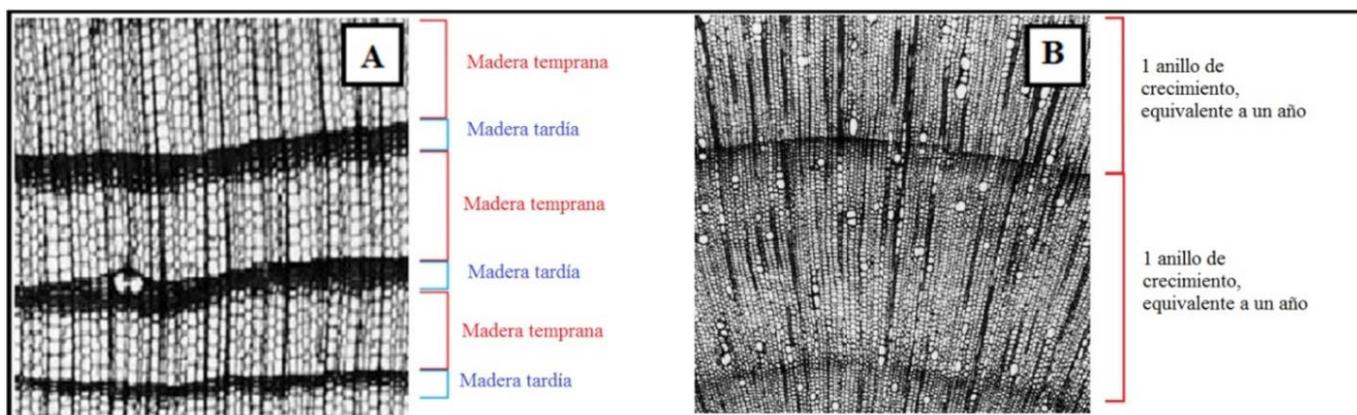


Figura 1.4. A) Anillos de crecimiento en coníferas, se aprecia la madera temprana (en rojo) y la madera tardía (azul), cuya suma forman un año. B) especie latifoliada donde se aprecian los anillos anuales, pero no se distingue la madera temprana, de la madera tardía. (Imágenes tomadas de Schweingruber, 2007)

Por lo que es posible conocer con una precisión sub anual los eventos geomorfológicos que el árbol ha registrado. A continuación, se enumeran los principales daños y características que suelen presentar los árboles que han sido afectados por procesos geomorfológicos:

a) Formación de tejido calloso por daño

Cuando un árbol es afectado por procesos geomorfológicos, presenta eliminación parcial de la corteza y penetración en la madera, ya sea en el tallo, ramas o raíz. Si el impacto afecta el cambium, generará una interrupción en el crecimiento celular en la parte afectada (Stoffel y Corona, 2014), el árbol reaccionará generando resina para sellar la herida y evitar efectos perniciosos, como invasión de insectos o la descomposición del tejido, por lo que se da la formación de tejido calloso en los bordes de la lesión, cuya cicatrización estará supeditada a factores como la tasa anual de crecimiento o la edad del árbol. (Schneuwly *et al.*, 2009).

b) Filas tangenciales de ductos de resina traumáticos (TRD)

Muchas coníferas reaccionan ante el daño mecánico, generando TRD (Stoffel y Perret, 2006), ya que cuando una porción del cambium ha sido destruida, se forman ductos de resina de manera tangencial, dentro del anillo de crecimiento actual o algunas veces en los anillos subsecuentes, pudiéndose éstos, extender varios centímetros, ya sea por arriba o por abajo de la lesión y encontrarse limitados en el plano horizontal (Bannan, 1936).

Las TRD son una respuesta de defensa por parte del árbol hacia lesiones externas y si bien, aún no se ha determinado totalmente el desarrollo temporal y la distribución vertical y horizontal de los TRD (Bollschweiler *et al.*, 2008b).

Gracias a trabajos anteriores, tanto *in situ* como en el laboratorio, al inocular sustancias químicas a distintas especies de árboles (*Cedrus libani*, *Picea abies*, *Pinus nigra*), lograron determinar que si la herida ocurrió entre abril y octubre, las TRD se forman en el año de la perturbación, pero si las heridas fueron infringidas entre los meses de diciembre a marzo, no se forman TRD hasta la siguiente temporada de crecimiento, mientras que si sucedieron en noviembre, el árbol puede generar TRD cortos.

Se han realizado distintas pruebas en árboles del género *larix* y se ha llegado a la conclusión de que los TRD sólo se desarrollan en las partes cercanas a la lesión, lo que es de utilidad para datar eventos en el rango de precisión sub-anual. Cabe mencionar que ésta técnica no

puede ser utilizada en pinos, debido a que sus ductos de resina no están relacionados con daños mecánicos (Stoffel y Corona, 2014) (Figura 1.5.).

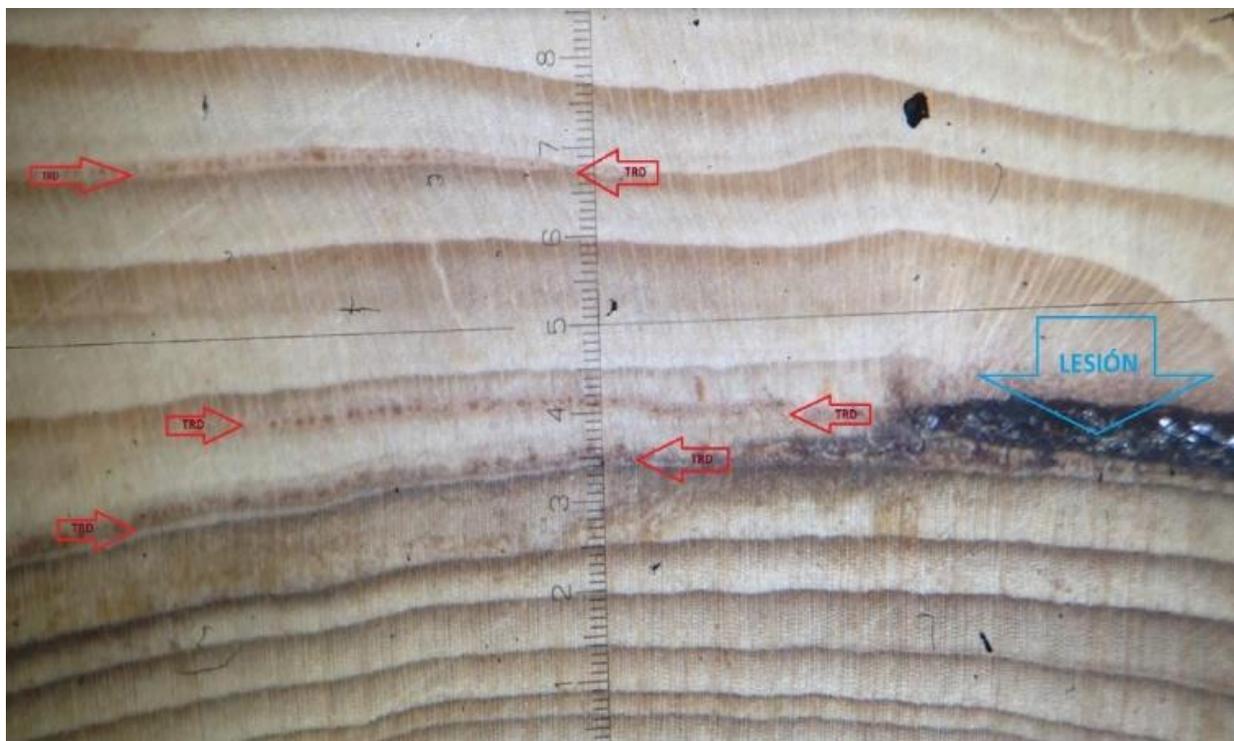


Figura 1.5. Sección transversal de la especie *Abies religiosa*, proveniente de la barranca Axalzinte, volcán La Malinche, vista en el microscopio, donde es posible apreciar los TRD (flechas rojas), así como la cicatriz de impacto causada por depósito de lahar (flecha azul).

c) Anomalías en traqueidas y en vasos.

El estudio de las traqueidas también ha sido utilizado para datar eventos geomorfológicos pasados, los árboles presentan respuesta a nivel microscópico ante lesiones sufridas, quedando éstas registradas en los anillos de crecimiento, correspondientes tanto al año de la perturbación como en el año subsecuente, siendo un método capaz de revelar procesos geomorfológicos del pasado (Stoffel y Corona, 2014).

d) Madera de reacción

Cuando un árbol es sometido a presión por distintos procesos hidrogeomorfológicos o por la deposición de materiales asociados como avalanchas de nieve o sedimentos transportados

por flujos, así como por la desestabilización gradual del árbol producto de deslizamientos o erosión, el árbol presentará madera de reacción o crecimiento excéntrico (Lundström *et al.*, 2007).

La inclinación de los árboles en zonas donde se han presentado procesos geomorfológicos quedará también evidenciada en los anillos. Un árbol que se encuentre inclinado, gradualmente tratará de recuperar su verticalidad respecto al eje del árbol, en los anillos de crecimiento estos cambios son evidentes mediante el desarrollo de anillos excéntricos, mismos que presentarán un tamaño mayor y de color más oscuro que los anillos del lado correspondiente a la pendiente arriba, además de presentar una mayor proporción de madera tardía, mayor contenido de lignina y una mayor densidad (Timell, 1986).

e) Supresión del crecimiento

Al ser sepultado el árbol por detritos depositados por distintos procesos como flujo de escombros, inundaciones o deslizamientos, se registra una supresión en el crecimiento por dos motivos, la reducción de la actividad de las raíces y el peso ejercido sobre el árbol al ser sepultado. La presión ejercida sobre el tallo del árbol se refleja en los anillos de crecimiento, donde su anchura se puede ver reducida hasta una cuarta parte del grosor original (Rubner, 1910).

El decapitamiento de los árboles o la pérdida de ramas pueden ser originados por caída de rocas, escombros transportados por agua o avalanchas de nieve. Cuando el árbol ha sido impactado por caída de rocas en la parte baja del tallo, se presentan un efecto conocido como *hula-hoop*, el cual consiste en daños en la corona debido a la propagación de las vibraciones, (Dorren y Berger, 2006; Lundström *et al.*, 2009). Es común que los árboles que han sufrido decapitaciones presenten una morfología llamada de candelabro (Butler y Malanson 1985a y 1985b; Stoffel *et al.*, 2005).

f) Aumento en el crecimiento

Se presenta cuando los árboles son arrancados o desarraigados por distintos procesos como son caídas de rocas, flujos de escombros, lahares, inundaciones, deslizamientos de tierra y

avalanchas de nieve. Al ser eliminados algunos individuos de una población, los árboles que sobreviven presentan una menor competencia en el acceso a luz del sol, agua y nutrientes, respondiendo con el desarrollo de anillos de crecimiento más anchos (Stoffel *et al.*, 2010).

Cabe mencionar que el análisis del aumento de crecimiento de forma aislada no es un método de datación del todo fidedigno, debido a que no sólo eventos destructivos pueden desencadenar tal reacción, también pueden ser activados por una conjunción de eventos climáticos y geomorfológicos (Strunk, 1991) y se debe considerar el no utilizar este crecimiento de anillos sobrevivientes como único indicador sino como un apoyo en la interpretación de procesos geomorfológicos (Stoffel *et al.*, 2010).

g) Germinación y fecha de muerte

Se pueden inferir las fechas aproximadas de eventos geomorfológicos pasados, basándose en la premisa de que superficies en las que fue arrasada la cubierta vegetal, a futuro fue recolonizada, de tal manera que, a partir de las aproximaciones en la edad de la germinación, es posible conocer procesos pasados, así como la edad mínima transcurrida desde el último evento devastador (Stoffel *et al.*, 2010).

CAPÍTULO 2. MARCO BIOFÍSICO

2.1. Localización y características generales del volcán Malinche

El volcán Malinche (*Matlacuéyatl* en náhuatl) se localiza en la división político-administrativa de los estados de Tlaxcala y Puebla, enmarcado en las coordenadas 19°06'04" y 19°20'06" latitud norte y 97°55'41" 98°10'52" longitud oeste, se encuentra a una distancia de 20 km al sureste de la ciudad de Tlaxcala y a 27 km al noreste de la ciudad de Puebla.

El edificio volcánico tiene una altitud de 4,461 msnm y es la sexta elevación más alta de México (Figura 2.1.). Cuenta con una superficie de aproximadamente 1,300 km² (Castillo, 2006) y se localiza en la parte oriental de la provincia fisiográfica del Cinturón Volcánico Trans-mexicano (CVTM) y en la subprovincia fisiográfica de Lagos y Volcanes de Anáhuac (INEGI, 2010).

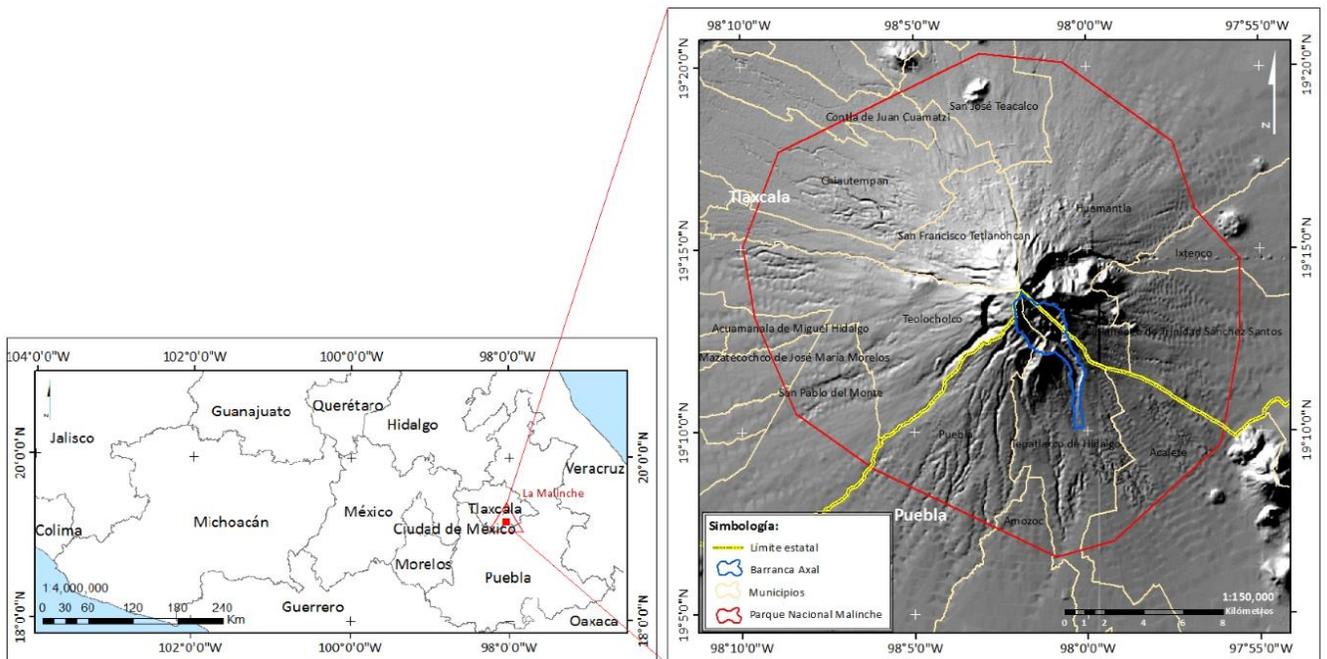


Figura 2.1. Localización del volcán La Malinche o Matlacuéyatl. En el mapa de la derecha se resalta con un polígono azul, el área de estudio.

La Malinche tuvo una importancia religiosa en las culturas prehispánicas, construyéndose en sus faldas, adoratorios en honor a la diosa *Matlacueye*, que significa “la de las faldas azules”

probablemente haciendo alusión a flores de color azul que predominan durante la zona en la época de lluvias, aunque ciertamente pudiera tener otras connotaciones su etimología (Neyra, 2012). En el año de 1938 fue declarada Área Natural Protegida durante el gobierno del General Lázaro Cárdenas, con la finalidad de preservar los ecosistemas forestales y garantizar la recarga de los acuíferos que abastecen de agua tanto a Puebla como a Tlaxcala (Villers *et al.*, 2006).

De acuerdo con la Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas (CONANP) y el Instituto Nacional de Geografía y Estadística (INEGI), el Parque Nacional La Malinche (PNLM) tiene una superficie de 458 km² divididos entre 16 municipios, cuatro del estado de Puebla y doce del estado de Tlaxcala, encontrándose la mayor superficie del PNLM, dentro de Tlaxcala (Tabla 2.1.).

Tabla 2.1. Superficie que ocupa el Parque Nacional La Malinche, por estados y municipios (Elaborada con datos vectoriales de INEGI, 2010).

Estado	Municipio	Área por municipio (Km ²)	Área por estado (Km ²)
Puebla	Tepatlatxco de Hidalgo	45.24	124.30
	Acajete	27.79	
	Amozoc	6.06	
	Puebla	45.21	
Tlaxcala	San Francisco Tetlanohcan	35.48	334.52
	Papalotla de Xicoténcatl	0.05	
	Huamantla	82.2	
	Teolochocho	60.79	
	Chiautempan	47.75	
	Acuamanala de Miguel Hidalgo	4.3	
	San José Teacalco	25.11	
	Ixtenco	8.98	
	Contla de Juan Cuamatzi	7.32	
	Mazatecochco de José Ma. Morelos	3.27	
	San Pablo del Monte	20.7	
	Ziltlaltépec de Trinidad Sánchez Santos	38.57	
			458.82

El presente trabajo se enfocó en la barranca Axal, localizada en la vertiente sur del volcán La Malinche, la cual tiene una superficie de aproximadamente 18.5 km² y sus ríos drenan en dirección al sur, hacia el estado de Puebla.

2.2. Geología Regional

La provincia fisiográfica del CVTM es un arco magmático continental, compuesto por aproximadamente 8,000 estructuras volcánicas, que se extiende desde las costas del Golfo de California, en dirección al este, hasta las costas del Golfo de Veracruz. Cuenta con una longitud de alrededor de 1,000 km y un ancho que varía entre los 80 y 230 km, formando un ángulo de ~16° respecto a la Trinchera Mesoamericana (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

Es la provincia fisiográfica con mayor población e infraestructura del país y su formación comenzó durante el Mioceno medio y tardío, producto de la rotación del arco que formó la Sierra Madre Occidental (Ferrari *et al.*, 1999). Con base en los trabajos cartográficos de Ferrari *et al.*, (2003) es posible dividir en cuatro episodios la evolución del CVTM:

I. Data del Mioceno medio, cuando un arco con orientación este-oeste se emplazó en el centro de México hace 16 a 19.9 millones de años.

II. Se denomina como máfico del Mioceno tardío, caracterizado por un emplazamiento máfico y un aumento de edad gradual, partiendo del Golfo de California hasta el Golfo de México, con edades comprendidas entre los 4.5 y los 11 millones de años A.P.

III. Es llamado vulcanismo silícico del final del Mioceno y vulcanismo bimodal del Plioceno temprano, donde se presenta una reducción en la actividad máfica, propia del Mioceno tardío, emplazándose complejos de domos dacíticos y riolíticos y grandes volúmenes de ignimbritas. Se estima en 930 km³ la cantidad de material ígneo emitido durante este episodio.

IV. El último episodio es el arco del Plioceno tardío Cuaternario, donde un arco volcánico de composición andésítica–basáltica reemplaza al vulcanismo silícico del final del Mioceno y del Plioceno temprano. Es en esta etapa donde se forman los principales estratovolcanes del CVTM occidental.

La mayor parte del vulcanismo oriental del CVTM data del Cuaternario y probablemente los estratovolcanes de esta zona tienen menos de 1 millón de años (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). Existe una discrepancia en el origen de los magmas que generaron el CVTM, algunos autores sostienen que proviene del manto, desarrollado a partir de un punto caliente (*hot spot*), mientras que otros atribuyen su origen a un ambiente de *rift*, siendo probable que la generación de magmas se deba a la interacción de distintos procesos como son, la subducción, *rifting*, fallamiento o asimilación de materiales (Arce, 2003).

Basándose en los rasgos geológicos y estructurales del CVTM, Demant (1978); Allan (1986); Pasquaré *et al.*, (1988) los cuales propusieron dividir el CVTM en tres sectores. El sector occidental parte del oeste en dirección al este, comenzando en la costa de California y terminando en la intersección de los *rifts* de Zacoalco, Chapala y Colima. El sector central abarca desde la intersección de los *rifts* de Zacoalco, Chapala y Colima, hasta el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende. Finalmente, el sector oriental abarca desde sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende hasta las costas del Golfo de México, localizándose en este sector La Malinche, así como la mayoría de los grandes volcanes del centro de México (Figura 2.2.).

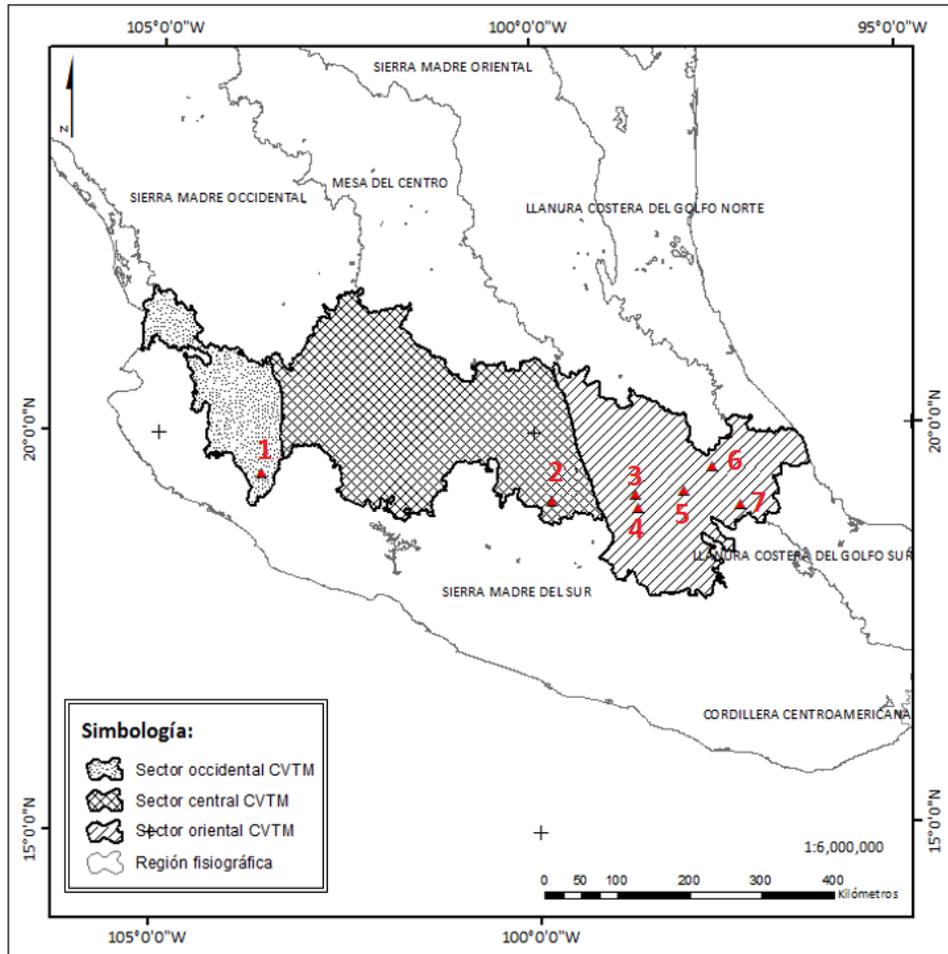


Figura 2.2. Subdivisión de la provincia fisiográfica del Cinturón Volcánico Trans-mexicano, así como los principales volcanes (1-Volcán de Fuego, 2- Nevado de Toluca, 3- Iztaccíhuatl; 4- Popocatepetl; 5-La Malinche, 6-Cofre de Perote, 7- Citlaltépetl;). Modificado de Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, (2000) e información vectorial de INEGI (2010).

2.3. Marco geológico-estructural de La Malinche

El edificio volcánico se encuentra sobre un *graben* con tendencia a estar orientado en dirección E-O, aunado a la existencia de fallamientos orientados en dirección NE-SO, NO-SE y E-O (García Palomo *et al.*, 2002). De igual forma, Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez (2000) indican fallamientos en dirección NE-SW (Figura 2.3.).

Debido a que el material piroclástico emitido por el volcán ha cubierto evidencias de fallas, estas han tenido que ser inferidas, en parte gracias a los domos localizados en las partes altas del volcán, que no han sido cubiertos por depósitos y presentan una orientación N-S, lo que ha ayudado a inferir el sistema de fallas general.

Existe predominancia de fallas con dirección E-O en los materiales de origen sedimentario, principalmente calizas pertenecientes a la formación Orizaba, que datan del periodo Cretácico superior y que afloran en la parte sur del volcán (Castro-Govea y Siebe, 2007).

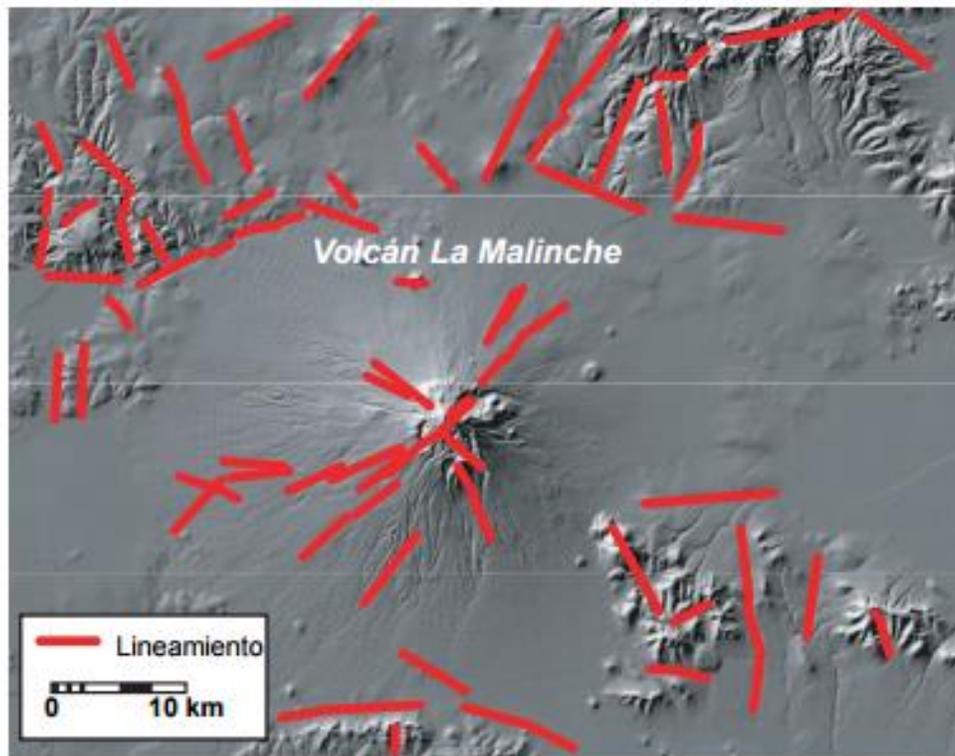


Figura 2.3. Alineamientos en La Malinche y sus inmediaciones (Tomado de Castillo, 2006).

2.4. Síntesis y evolución volcánica de la Malinche

Existe la creencia generalizada de que La Malinche es un volcán monogenético extinto, el cual ya no puede reactivarse, aseveración infundada que se ha generado y difundido debido a la falta de registros históricos de erupciones previas y a que el volcán no presenta un cráter central o una fumarola que denote actividad, pero si se considera que el volcán cuenta con suelos de poco espesor, asentados sobre materiales de origen volcánico, presentar una morfología abrupta en las partes altas y dataciones que han revelado actividad volcánica en el Holoceno. No es conveniente considerar a La Malinche como un volcán extinto, sino como un volcán en periodo de quietud o dormancia, por lo que se vuelve necesario reconsiderar la

potencial actividad futura del volcán, dado que alrededor de 2 millones de personas viven en un radio de 30 km (Castro-Govea, 1999).

Si bien, desde la década de 1970 se han realizado trabajos para determinar la historia eruptiva del volcán, aún no se tiene una cronología definitiva, pero existe una noción bastante completa del comportamiento eruptivo del volcán a lo largo de los años, gracias a diversos trabajos de datación radiométrica e investigaciones encaminadas a determinar la historia eruptiva y su estatus actual (Castro-Govea, 2007).

Castro-Govea (2007) ha reconstruido la historia eruptiva de La Malinche desde el Pleistoceno y hasta el Holoceno, dividiendo la historia eruptiva del volcán en dos etapas: Pre-Malinche y Malinche, ésta última, a su vez, subdividida en tres periodos: Malinche I, Malinche II y Malinche III. También ha descrito los depósitos anteriores a la Etapa Pre-Malinche, agrupándolas en depósitos del Cretácico, Terciario y Cuaternario. Finalmente ha cartografiado las zonas de depósitos, tanto en la Malinche como en las zonas adyacentes, mismas que son descritas a continuación (Figura 2.4. y 2.5.):

a) Basamento regional de La Malinche

Cretácico

Las rocas más antiguas de la zona son calizas de origen Cretácico, contienen pedernales y diversos fósiles, se caracterizan por encontrarse estratificadas, plegadas e intercaladas con capas de arenisca y limolita, constituyendo, probablemente, el basamento del edificio volcánico, pero aún no ha podido ser fechado (Castro-Govea, 2007).

Terciario

Secuencia Lacustre Benito Juárez

Es la secuencia más antigua y se estima que tiene más de 9.7 millones de años. Se constituye de arenas y limos estratificados en la parte inferior, mientras que en la parte superior existen capas de depósitos fluviales con algunos conglomerados. Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez

(2000) datan esta secuencia en el Mioceno tardío y una edad no menor a 9.7 millones de años A.P.

Secuencia Lacustre Tlaxcala

Contemporánea a la Secuencia Benito Juárez (>9.7 Millones de años A.P.) ya que al parecer ambas se depositaron en la misma cuenca. Consta de capas intercaladas de arenas y de limos, las cuales no presenta plegamiento, pero tiene intrusiones de material ígneo (Castro-Govea, 2007).

Grupo Terrenate

Se encuentra sobre la *Secuencia Lacustre Benito Juárez* y está formada por material de origen ígneo y subdividido en *Terrenate inferior* y *superior*. La sección inferior consta de andesitas y andesitas basálticas, mientras que la sección superior está constituida de andesitas de augita (Carrasco Núñez *et al.*, 1997).

Andesita El Crestón

Es un conjunto de flujos de lava y domos, con una composición de andesitas a dacitas y horblendas, fechadas en 9.7 millones de años A.P. y cuyos afloramientos se localizan al noreste del volcán (Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez 2000).

Piroclastos terciarios no diferenciados

Son depósitos masivos limo-arenosos de flujos piroclásticos no consolidados de los que no se tiene la certeza de su edad y fuente, pero se piensa que su origen se debió a flujos piroclásticos de cenizas (Castro-Govea, 2007).

Cuaternario

Volcanes monogenéticos

La secuencia se encuentra constituida por conos y domos cuya composición varía entre basáltica a andesítica, mismos que se localizan en las inmediaciones de La Malinche, principalmente al norte, y que a falta de mayores estudios no se conoce la edad precisa e

incluso, distintos autores tienen dataciones diferentes de la misma secuencia que oscila entre los 450,000 años y los 1.5 millones de años A.P. (Castro-Govea, 2007).

Secuencia San Fermín

La constituyen depósitos de flujo de lodo (tanto de origen fluvial como piroclástico) así como paleosuelos y al menos dos capas de caídas de pómez intercaladas, cuyo origen probablemente data del Pleistoceno. Los depósitos afloran al este y este-noreste de La Malinche (Castro-Govea, 2007).

Depósitos piroclásticos del Pleistoceno no diferenciados

Está constituida de depósitos piroclásticos, coluviales no consolidados y que sobreyacen a rocas del Mioceno, localizadas al noreste de La Malinche (Castro-Govea, 2007).

b) Etapa Pre-Malinche

La Etapa Pre-Malinche data del pleistoceno, se encuentra interestratificada por materiales de la secuencia de depósitos piroclásticos del Pleistoceno no diferenciados, por lo que no se tiene certeza de su edad, pero se sabe que tiene más de 45,000 años A.P., está constituida por flujos piroclásticos de bloques y cenizas principalmente y que afloran en el sector noreste de La Malinche (Castro-Govea, 2007).

Pómez Baquedano

Aflora en la parte norte de La Malinche, se encuentra compuesto principalmente de lapilli de pómez y escasos fragmentos de lava andesítica/dacítica. En algunos afloramientos le sobreyace un depósito de flujo de cenizas, cuyo origen pudiera ser por el colapso de la columna eruptiva.

Flujo piroclástico de bloques y cenizas

Consta de dos unidades y se encuentra sobre un paleosuelo, tiene un espesor promedio de 4 m y el depósito se localiza hasta 11.5 km desde la cima de La Malinche, aflorando al noreste del volcán (Castro-Govea, 2007).

c) Etapa Malinche

Periodo I

Pómez Huamantla

Depósito constituido de 4 unidades que afloran en el sector noreste. Comienza con un depósito de caída de ceniza de hasta 35 cm de espesor, sobre esta unidad hay una unidad de pómez de caída de un poco más de 2.05 m de espesor, en el afloramiento localizado a 10 km de la cima de La Malinche. Le sobreyace otra unidad de ceniza de caída e intercalada con horizontes de lapilli.

En la barranca sin nombre, localizada al sur de la localidad Los Pilares, se encuentra la unidad de pómez blanca, la cual tiene intercalados depósitos delgados de lahares que se encuentran constituidos por clastos de pómez de caída dentro de una matriz abundante de ceniza. Finalmente, la unidad de ceniza de caída de Pómez Huamantla está cubierta por un depósito de flujo piroclástico de ceniza, con un espesor promedio de 90 cm, mismo que aflora hasta una distancia máxima de 20 km de la cima de La Malinche (Castro-Govea, 2007).

Flujo piroclástico de bloques de ceniza (este)

Es un depósito datado en 46,064 años A.P. que aflora en la parte este de La Malinche. Este depósito no está consolidado y consta de una unidad de bloques de lapilli de dacita/andesita, soportados por una matriz de cenizas, así como lapilli de pómez y en cuya base se identificaron fragmentos de árboles carbonizados (Castro-Govea, 2007).

Flujo piroclástico de bloques de ceniza (sur)

Aflora en la parte sur del volcán y consta de varios depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, principalmente soportados por matriz, así como por clastos de dacita/andesita. En algunos afloramientos tiene un espesor de hasta 14 m y se encuentran bajo otra unidad de flujo de bloques y cenizas. En otras localidades también se localizaron depósitos de hasta 3 m de espesor, se desplazaron entre los 9.5 y los 13 km de distancia de la

cima de La Malinche. Su edad puede ser de 45,800; 45,700; 43,900 años A.P. (Castro-Govea, 2007).

Flujo piroclástico de ceniza y pómez (40,160 años)

Consta de varios depósitos de flujos piroclásticos de ceniza y pómez, localizando en uno de ellos fragmentos de árboles carbonizados y cuyo fechamiento determinó la edad del flujo en 40,160 años A.P. Es un depósito masivo, soportado por una matriz abundante de ceniza con clastos de pómez cuyo tamaño varía desde lapilli hasta bloques de 40 cm de diámetro. El depósito alcanza una distancia máxima de 12.5 km a partir de la cima de La Malinche y aflora al oeste del volcán (Castro-Govea, 2007).

Flujo piroclástico de bloques y cenizas

Esta secuencia se encuentra sobre un paleosuelo incipiente y está constituido por lapilli y bloques de hasta un metro de diámetro, soportado sobre una matriz de ceniza y cuya distribución se localizó al menos a 11 km desde la cima de La Malinche. La secuencia se fechó en 38,895 años A.P. y aflora en la parte noreste del volcán (Castro-Govea, 2007).

Caída de pómez

Se encuentra sobre un incipiente paleosuelo y está constituido de capas delgadas de lapilli y cenizas de pómez. Se encuentra cubierto por cenizas de pómez estratificadas, así como por depósitos de lahar delgados constituidos por cenizas ricas en lapilli finos de pómez. Fue fechado en 38,895 años A.P. y aflora al noreste de La Malinche (Castro-Govea, 2007).

Flujo Pilares (flujos de bloques y cenizas)

Se encuentra sobre un antiguo abanico aluvial y consta de depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas que se ha subdividido en dos unidades de flujos, la unidad Flujo Pilares Inferior y la unidad Flujo Pilares Superior, mismas que son masivas y constituidas por lapilli y bloques de dacita-andesita con matriz de ceniza, con un espesor promedio de 3 m cada unidad. El Flujo Pilares Superior se encuentra distribuido hasta los 13.5 km de la cima del volcán, mientras que el Flujo Pilares Superior se encuentra hasta los 14.5 km de la cima de

La Malinche. Estos depósitos no han podido ser fechados debido a que no se ha encontrado un fragmento carbonizado para poder hacer el fechamiento (Castro-Govea, 2007).

Flujo piroclástico de Cenizas y Pómez (23,235 años)

Consta de un depósito no consolidado de flujo de cenizas y pómez con matriz y un espesor promedio de 5 m. Cerca de la base de este depósito se identificó restos de árbol carbonizado, mediante el cual se pudo fechar el depósito en 23,235 años A.P. Este depósito se extiende hasta los 12 km de la cima de La Malinche, aflorando al noroccidente del volcán (Castro-Govea, 2007).

Periodo II

Abarca desde 21,470 a 12,060 años A.P., según la datación por el método de K-Ar. Está constituido principalmente de pómez, lahares y colapsos parciales del edificio volcánico, mismos que se detallan a continuación:

Pómez Malinche I

Es una unidad de caída de pómez, formada sobre depósitos de flujos de ceniza en algunos sitios, mientras que en otros, se encuentra sobre depósitos de lahar o de cenizas coluviales. En la parte norte del volcán se compone de dos capas con gradación normal y compuesta de lapilli y cenizas de pómez, además de clastos de más de 20 cm. El emplazamiento de este depósito pudo ser originado por balísticos los cuales fueron fechados en 21,470 años A.P. (Castro-Govea, 2007).

En la ladera sureste de La Malinche se localizan depósitos de ceniza laminadas de oleada piroclástica así como depósitos de flujos piroclásticos de cenizas que sobreyacen a la unidad de pómez en la ladera oeste y están compuestas por cenizas y lapilli fino de pómez y cuyo origen pudo asociarse al colapso de la columna eruptiva, que causó la erupción de la pómez de caída. También se identificaron depósitos de lahar asociados tanto en el este, como en el oeste de La Malinche (Castro-Govea, 2007).

Avalancha de escombros

Estos depósitos se localizan en la ladera este y sur del volcán. Sobreyacen discordantemente a depósitos de lahar formados sobre la Pómez Malinche I y también se encuentran sobreyacidos por depósitos de lahar. En la ladera oriental se identificaron depósitos de avalancha constituidos por bloques y cenizas los cuales tienen un espesor promedio de 6 m.

El autor sugiere que un evento tectónico fue el responsable de causar los colapsos parciales del edificio, también identificaron cenizas retrabajadas y restos carbonizados, desde donde se logró fechar el depósito con métodos radiométricos en 20,950 años A.P. En el sector suroeste se identificaron depósitos de avalancha con un espesor promedio de 3 m con restos carbonizados de madera (Castro-Govea, 2007).

Flujo de cenizas y pómez

Depósito de flujo piroclástico de cenizas de material vítreo y pómez soportado por matriz, se localiza en la ladera oeste del volcán y tiene un espesor promedio de 8 m. Se sobreyace a un paleosuelo limoso de menos de 15 cm de espesor, formado sobre otro depósito de ceniza y pómez. En este depósito se localizó un fragmento de madera el cual fue datado en 15,970 años A.P. La distancia máxima en la que es posible localizar este depósito es de 9.5 km de la cima del volcán en dirección oeste (Castro-Govea, 2007).

Periodo III

Pómez Malinche II

Depósito de pómez de caída, expuesta principalmente en el sector norte de La Malinche, compuesta de dos unidades de caída (Inferior y Superior) y una de flujo piroclástico que le sobreyace. La unidad Inferior está compuesta de estratos de lapilli y cenizas de pómez, con un máximo espesor de 87 cm en el noreste del volcán, a 6 km de la cima. Mientras que en el mismo punto, la unidad Superior tiene 70 cm de espesor, aunque en el sitio de muestreo localizado en la barranca que limita al sur de la localidad de Pilares, a 9 km al noreste de la cima de La Malinche, se identificó un espesor de hasta 105 cm, asociada a esta pómez, se localizó un depósito de flujo piroclástico de cenizas, enriquecidas de lapilli fino de pómez y

con un espesor de un metro y un alcance de hasta 10 km desde la cima del volcán (Castro-Govea, 2007).

Adicionalmente, se localizaron al noreste del volcán, afloramientos de una capa de cenizas de caída con un espesor máximo de 50 cm y que puede corresponder al inicio de una erupción y datado entre 12,060 – 9,030 años A.P. (Castro-Govea, 2007).

Flujo piroclástico de bloques y cenizas

Aflora en la ladera oeste, encontrándose sobre la Pómez Malinche II de manera discordante, es monolitológico, soportado por matriz, y con un espesor de 3 m. Siendo una unidad de lapilli y bloques de dacita y teniendo el depósito un alcance máximo de hasta 7 km desde la cima del volcán, careciendo de fechamiento (Castro-Govea, 2007).

Flujo piroclástico de ceniza

Localizado en la ladera occidental y fechado en 9,030 años A.P. Tiene un espesor de 90 cm y un alcance de hasta 6.5 km a partir de la cima del volcán y aflora al oeste del mismo (Castro-Govea, 2007).

Lahar de 8,655 años A.P. y lahares de 8,255 años A.P.

El lahar de 8,655 años se localiza en la parte este del volcán y sobreyace a la Pómez Malinche I, constituido por cenizas, lapilli y pómez, así como fragmentos de carbón, con un espesor de 120 cm y un alcance mínimo de 9 km a partir de la cima del volcán. Mientras que los lahares de 8,255 cubren de manera discordante al lahar antes mencionado. Tiene un espesor de entre 5 y 40 cm, llegando a un máximo de hasta 3.4 m, compuesto de cenizas y cenizas ricas en lapilli de pómez, así como fragmentos de carbón, mediante el cual pudo ser fechado el lahar a través de métodos radiométricos. El depósito se observa hasta los 10 km a partir de la cima del volcán, aflorando en dirección este (Castro-Govea, 2007).

Flujos piroclásticos de ceniza y pómez

Localizado en el sector noreste, consta de depósitos de flujos piroclásticos de cenizas y pómez, soportado por matriz de cenizas, pudiéndose observar hasta 7 unidades de flujo

constituidas por lapilli y pómez dacítica. Con los fragmentos carbonizados se pudo fechar el flujo en 8,065 años A.P. pero hay dataciones previas de la misma secuencia que arroja una fecha de 7,500 años A.P. Este depósito tiene un alcance máximo de 10 km a partir de la cima del volcán y afloramientos al noreste (Castro-Govea, 2007).

Caída de cenizas

Corresponde a la erupción documentada más reciente fechada hace 3,100 años A.P., consta de cenizas de caída, aflorando ampliamente a altitudes superiores a los 2,700 y aumentando progresivamente su espesor, pendiente arriba. En la ladera norte le sobreyace otro depósito de flujo piroclástico de ceniza. Toda la secuencia tiene un espesor máximo de 3.3 m (Castro-Govea, 2007).

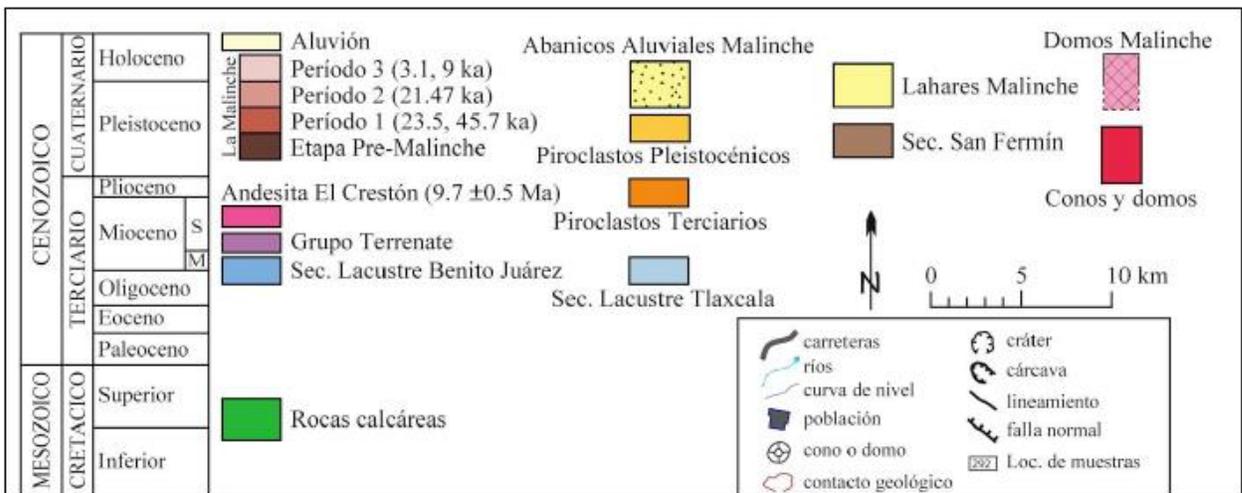
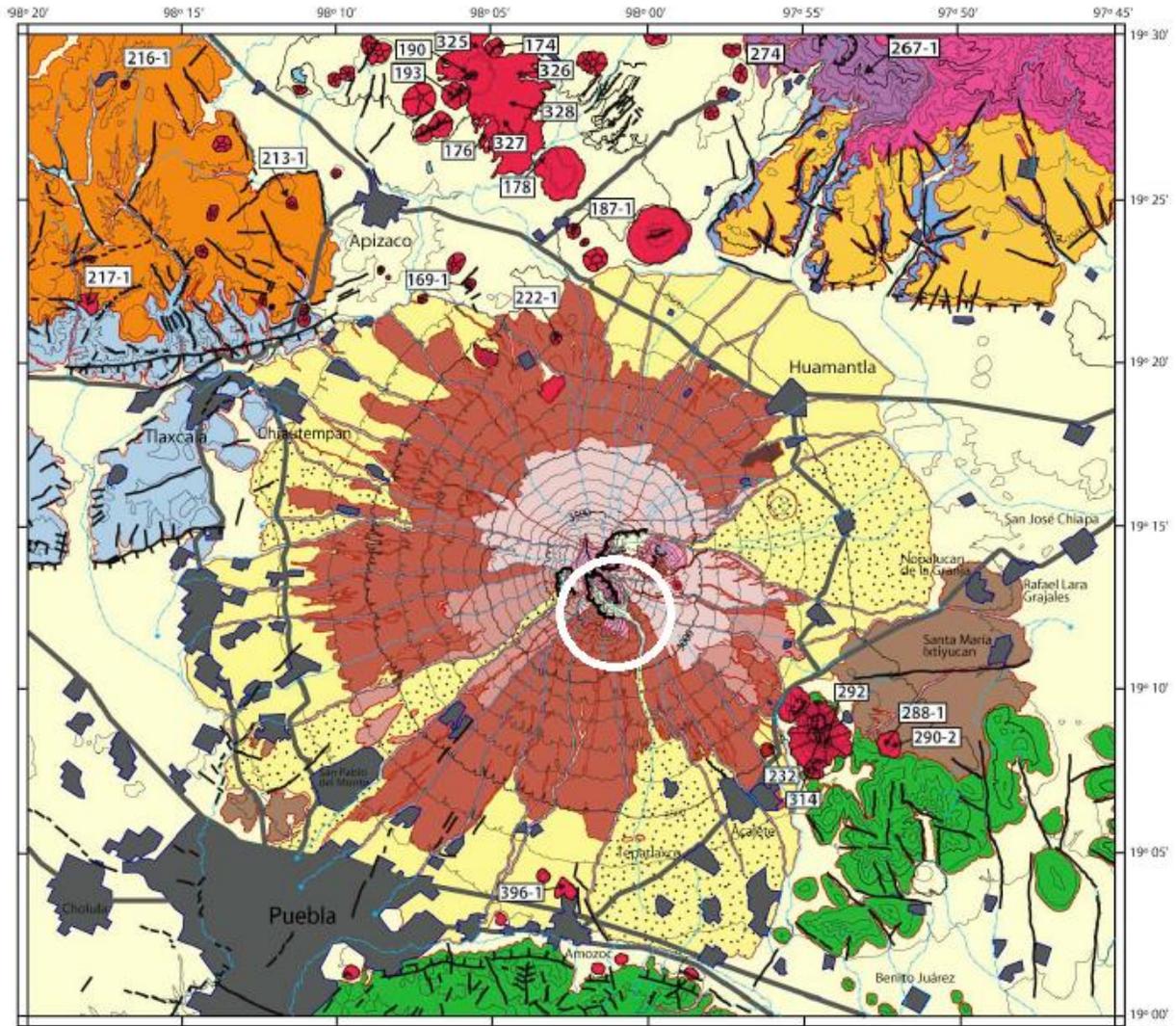


Figura 2.4. Mapa geológico de La Malinche y zonas adyacentes (Tomado de Castro-Govea, 2007). Dentro del círculo blanco se delimita la barranca Axal.

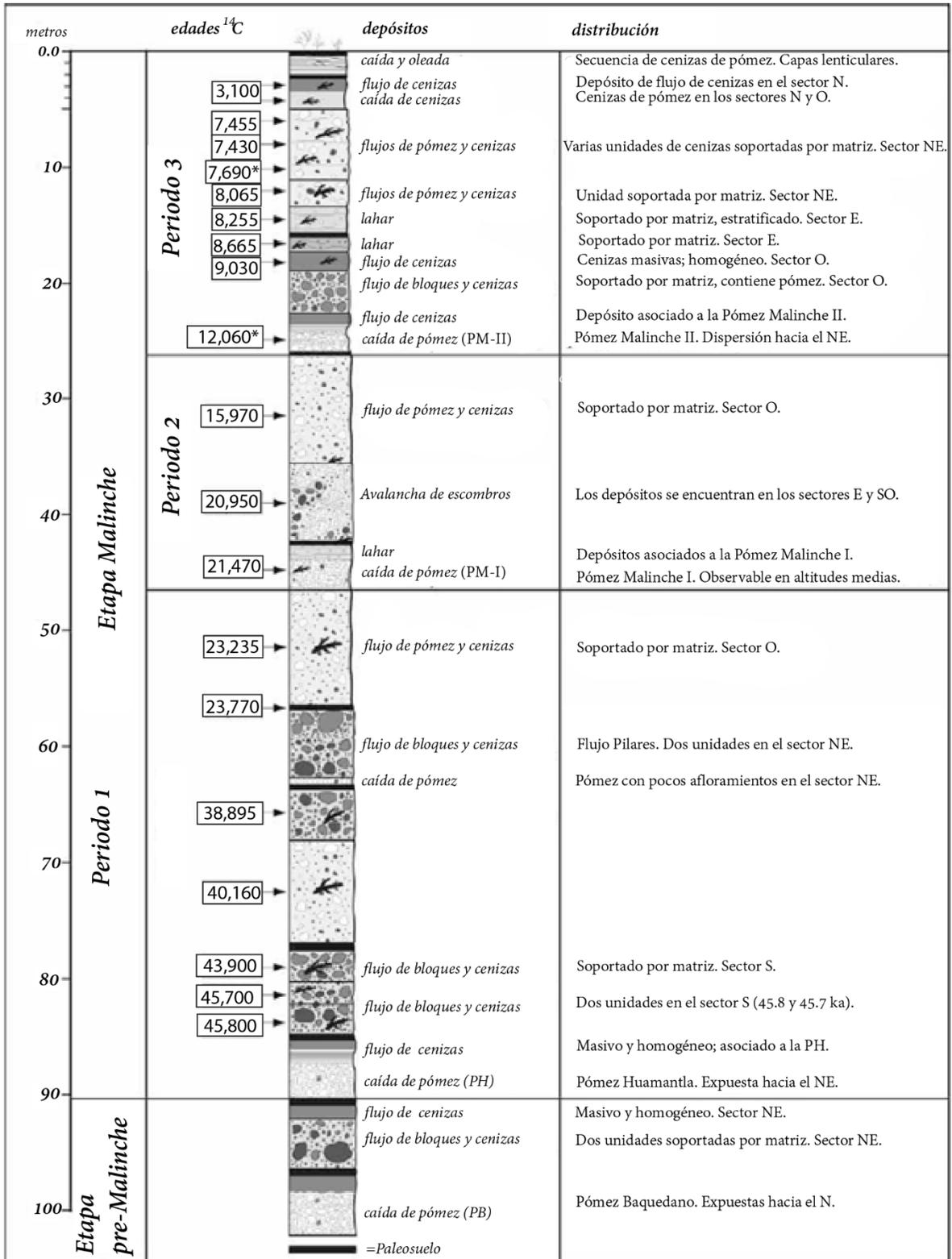


Figura 2.5. Columna estratigráfica de La Malinche donde se indican las estimaciones de edad de sus distintos elementos a partir de la Etapa Pre-Malinche (Tomada de Castro-Govea, 2007).

2.5. Marco geomorfológico de La Malinche

Para caracterizar la geomorfología de la zona de estudio se consideró el mapa geomorfológico elaborado por Castillo (2006) con una escala 1: 75,000, donde es posible apreciar el límite de las geoformas, aunado a los criterios que se emplearon para su elaboración, y su delimitación basada en tres sistemas geomorfológicos: montaña, piedemonte y lomerío. El autor agrupó la simbología del mapa de las unidades morfogenéticas en 37 unidades, basándose en el tipo de relieve, morfogénesis, litología, edad y morfometría (Figura 2.6.). Siendo los principales grupos morfogenéticos en los cuales se agruparon las unidades, las siguientes:

I. Endógeno Tectónico sedimentario (estructural plegado), considera los *Lomeríos del Oligoceno*.

II. Endógeno Volcánico explosivo, que incluye el Grupo de Laderas de colapso volcánico La Malinche, así como el cerro Xalapasco.

III. Endógeno Volcánico Modelado, corresponde a aquellas unidades que han sido afectadas por procesos fluviales, glaciales, periglaciales y gravitacionales. Incluye las Laderas de Alta Montaña del volcán La Malinche, así como los domos del volcán La Malinche, el Domo Cuaziotonale y las Laderas de Montaña del *Complejo Filotepec*.

IV. Endógeno Volcánico Acumulativo, que engloba aquellas unidades de origen endógeno que no han sido erosionadas e intemperizadas del todo y conservan parte de su morfología. Incluye las Laderas de montaña La Malinche, el volcán Atitlán, piedemontes de La Malinche, piedemontes inferiores de La Malinche, edificios volcánicos monogenéticos del Pleistoceno y el Holoceno, Laderas de montaña El Pinal y El Tintero, la planicie volcánica, llanos volcánicos y el Abanico volcánico La Malinche.

V. Endógeno Volcánico Acumulativo – Exógeno acumulativo fluvio – glacial, el cual el autor denomina como “unidades de origen complejo” ya que no es posible asociar su génesis a un solo proceso. Engloba diversos abanicos de La Malinche.

VI. Exógeno Erosivo Glaciar, que incluye unidades modeladas por procesos glaciares de montaña e incluye valles glaciares.

VII. Exógeno Acumulativo Fluvial, que engloba aquellos relieves producto de material movilizado por corrientes fluviales del área montañosa o por acumulación aluvial por el desborde de ríos. A este grupo pertenecen las planicies aluviales.

VIII. Exógeno Acumulativo Fluvial-Proluvial, donde predomina la acumulación de material fluvial (aluvial) y acarreo de material sobre la parte frontal del piedemonte.

IX. Exógeno erosivo fluvial, el cual son unidades modeladas por el escurrimiento del agua, ya sea de manera continua o intermitente e incluye laderas de barranco.

En el sitio de estudio (barranca Axal), se encuentran las subunidades y elementos geomorfológicos de: laderas de alta montaña (superior, media e inferior), superficie cumbral; laderas de montaña y planicie (fondo de valle) y abanico complejo (origen endógeno–exógeno).

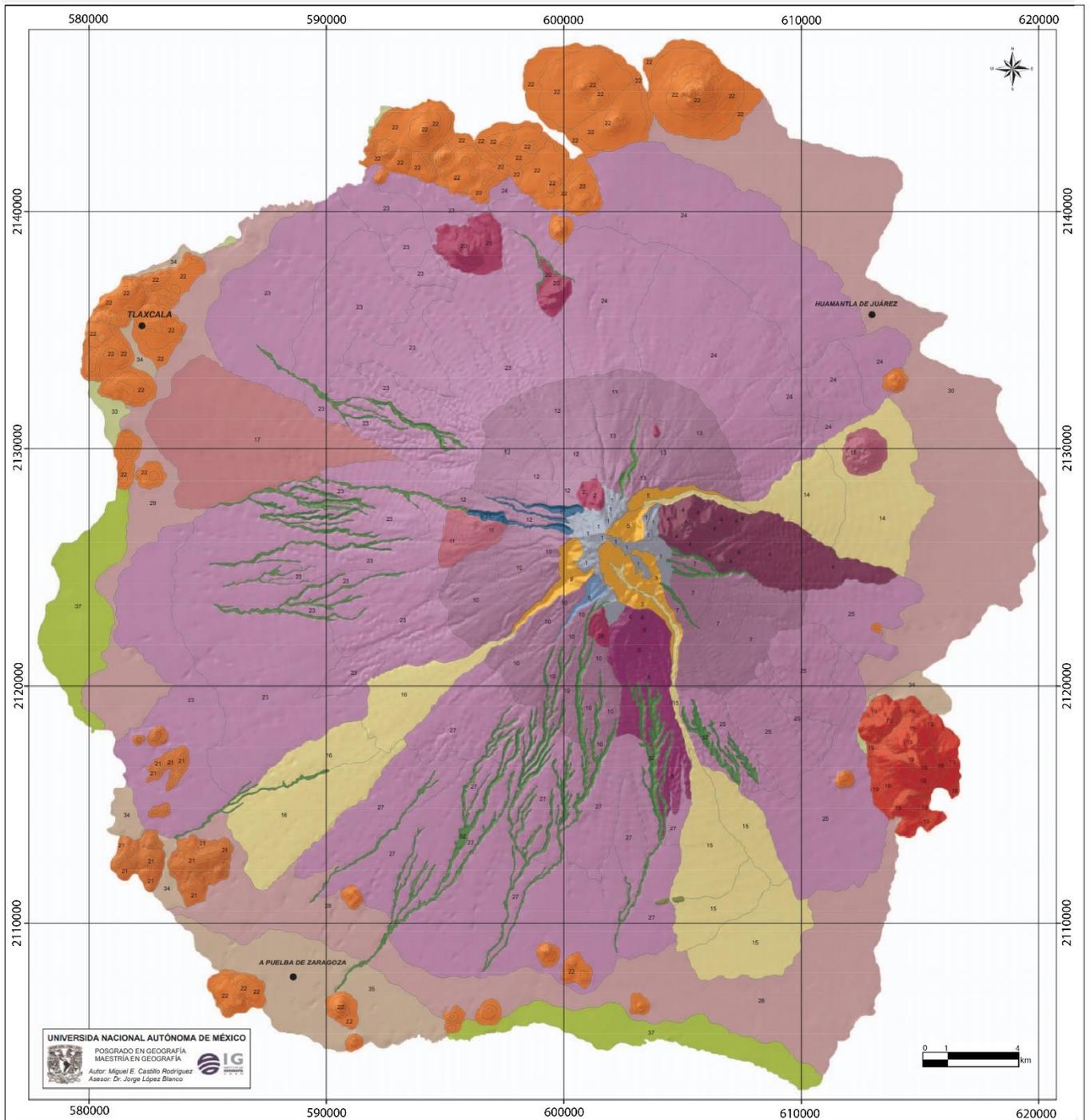


Figura 2.6. Mapa geomorfológico de la Malinche donde se muestran las distintas unidades.
(Tomado de Castillo, 2006).

2.5.1. *Relieve glaciar y peri-glacial en La Malinche*

En el centro de México se han localizado diversas evidencias de glaciación en los volcanes de mayor altitud que indican que se han presentado periodos fríos en el Cuaternario. No es coincidencia que esta evidencia únicamente se presente en grandes elevaciones, ya que sólo se compensa su ubicación intertropical con la acción del gradiente térmico vertical, permitiendo que se desarrollaran climas fríos y masas de hielo permanentes, condiciones que en la actualidad sólo se presentan en los tres volcanes más altos del país (Pico de Orizaba, Popocatepetl e Iztaccíhuatl) pero en distintos periodos del Cuaternario han abarcado otras montañas, entre ellas La Malinche (Vázquez-Selem, 1991).

Durante los últimos 400,000 años A.P. el clima de la Tierra ha presentado variaciones muy marcadas en ciclos de aproximadamente 100,000 años donde ha descendido la temperatura promedio 8°C respecto a la temperatura actual, estas disminuciones se conocen como *etapas glaciales*, mientras que las etapas con temperaturas cercanas o superiores hasta 3°C de la temperatura actual se denominan *etapas interglaciares* (Caballero *et al.*, 2010).

Gracias a trabajos realizados por White, a partir de la década de 1950 (White, 1962) y posteriormente trabajos de Heine en la década de 1970 de la estratigrafía y la geomorfología glaciar y periglacial en las montañas altas del centro de México, generaron una secuencia glaciar detallada sobre La Malinche (Vázquez-Selem, 1991). De acuerdo con Heine (1973) en La Malinche hubo múltiples avances glaciares que coinciden con otros estratovolcanes del centro de México (Tabla 2.2.) y que se enlistan a continuación:

- a) El primer avance glaciar se denominó MI, donde se registraron cuatro glaciares de valle que descendieron a una altitud entre 2,250 a 2,630 msnm, el cual fue datado entre hace 32,000 y 39,000 años A.P.
- b) El segundo avance se denominó MII y ocurrió hace 12,000 a 16,000 años A.P. y cuyo avance máximo fue a los 2,750 msnm.

c) El tercer avance fue llamado MIII y abarcó de los 8,500 a los 10,000 años A.P., este avance fue subdividido en MII 1, MII 2 y MII 3. Estos avances se desarrollaron hasta los 3,000 msnm.

d) El último avance glacial se denominó como MIV y se desarrolló hace 2,000 a 3,000 años A.P. y abarcó altitudes alrededor de los 4,600 msnm, desarrollándose depósitos periglaciares que perduraron hasta la Pequeña Edad de Hielo.

Heine, (1973) realizó una correlación entre las morrenas localizadas al oeste del Iztaccíhuatl y las registradas en La Malinche. Se toma como referencia el Iztaccíhuatl debido a su altitud 5,282 msnm y que presenta el registro glacial más completo y por encontrarse inactivo desde el Pleistoceno tardío, con lo que se ha favorecido la preservación de las evidencias de glaciación.

Tabla 2.2. Correlación entre las morrenas del oeste del Iztaccíhuatl y las identificadas en La Malinche (Tomado de Heine, 1973).

Iztaccíhuatl según White	Malinche	Edad en años antes de la época actual
Depósito glacial Ayoloco	Morrena IV	<8,000
Depósito glacial Milpulco		-
Depósito glacial Hueyatlaco	Morrena III	>8,000 <12,000
Depósito glacial Nexcoalango	Morrena II	12,000
Sedimentos semejantes a depósito glacial	Morrena I	>21,000 <39,000

De acuerdo con Castillo., *et al* (2007) se preservan vestigios de antiguos avances glaciares, debido a que los remanentes de glaciares rocosos aún conservan su forma de lóbulo característica y que algunos depósitos de bloques de origen glacial han quedado al descubierto. Esto se asocia con lo fino de los materiales de origen volcánico que en

determinado momento las cubrió, siendo movilizados y dejando visibles algunas topoformas propias de procesos glaciares.

La presencia de evidencia de glaciares rocosos fósiles también ha servido como indicador de las condiciones medioambientales pasadas y siendo inferidas de manera indirecta, a través de la observación de las geoformas periglaciares y técnicas de análisis multivariado, donde se confirman las distintas etapas en los avances glaciares del pasado, pudiéndose generar un mapa geomorfológico de las partes altas de La Malinche en donde se identificaron seis geoformas principales, basándose en su morfogénesis y son las siguientes: volcánicas, glaciares, fluvio-glaciares, periglaciares, fluvial y de remoción de masa (Castillo *et al.*, 2007) (Figura 2.7.).

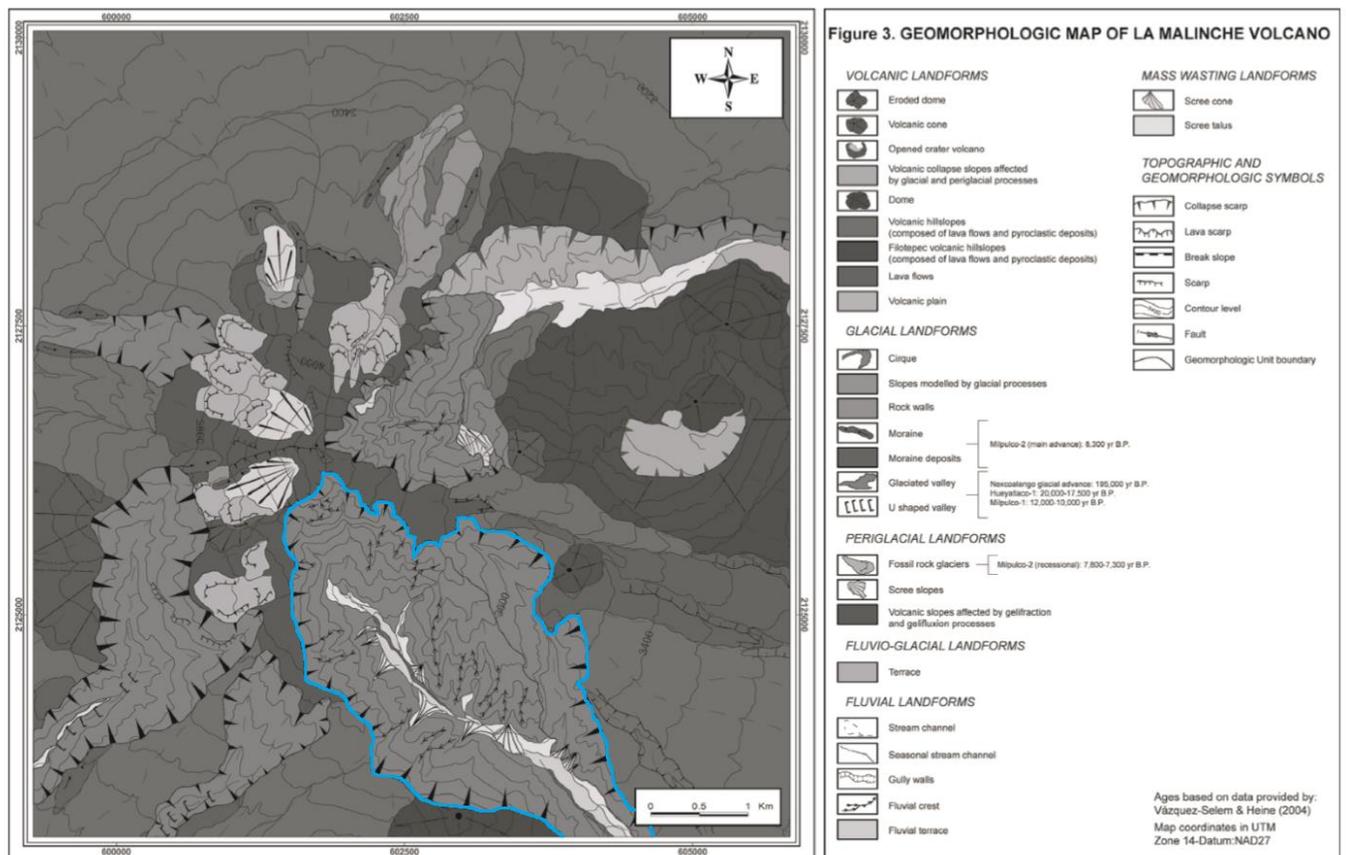


Figura 2.7. Mapa geomorfológico de la parte alta de La Malinche. El polígono azul indica la parte superior de la zona de estudio de la presente investigación (Tomado de Castillo *et al.*, 2007).

2.6. Hidrología

El volcán La Malinche se encuentra dentro de la cuenca hidrográfica del río Atoyac-Zahuapan y sólo cuenta con una corriente permanente conocida como río Barranca Grande. En 1973 La Malinche registraba un escurrimiento anual de 430 m³/ha aproximadamente, aportando alrededor de 150 millones de m³ anuales de agua, cantidad que ha ido decreciendo debido a la deforestación y al aumento en la erosión del suelo (Villers *et al.*, 2006).

El nivel freático de las aguas subterráneas es poco profundo a altitudes inferiores a los 3,000 msnm debido a la alta permeabilidad de los materiales subyacentes, mientras que en altitudes superiores, el sustrato tiene una permeabilidad más baja. Dado que hay un intenso escurrimiento originado por la pendiente abrupta del volcán, son escasos los manantiales en la región, sin embargo, aporta una importante cantidad de agua a la presa Valsequillo en Puebla (Torres, 2009).

La configuración del drenaje de La Malinche es *subdendrítico*, mismo que se origina por el flujo de las corrientes desde materiales poco resistentes, hacia áreas con un ligero control estructural. El drenaje *subdendrítico* se caracteriza por mostrar un menor control de la pendiente sobre los tributarios de segundo y tercer orden, mostrando semejanza y siendo una variable del drenaje dendrítico (Guerra-Peña, 1980). En la barranca Axal, los conductos se emplazan sobre materiales con poca cohesión, manteniendo esta configuración en su trazo (Figura 2.8.).

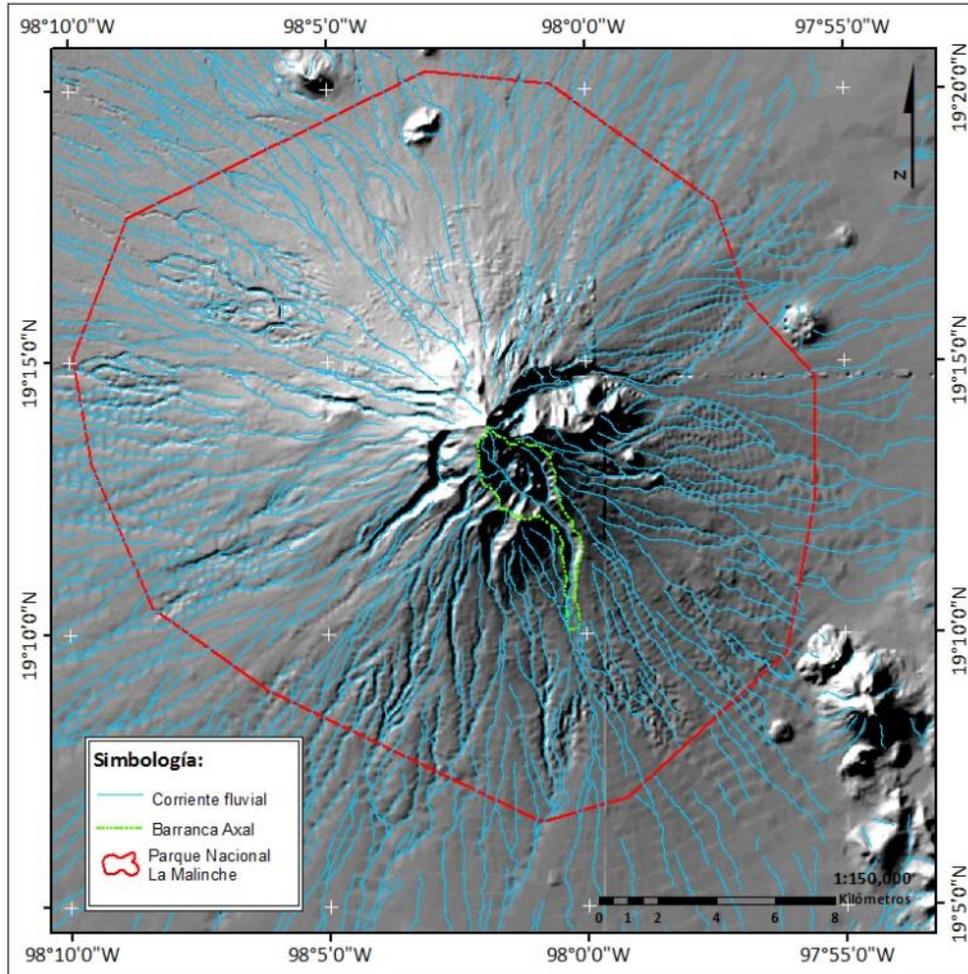


Figura 2.8. Mapa del patrón de corrientes de La Malinche. El polígono verde indica el área de estudio. Basado en datos vectoriales de INEGI, (2010).

2.7. Clima

De acuerdo con la clasificación climática de Köppen, el clima que predomina en la zona de La Malinche es Cw (templado con lluvias en verano), originado por la influencia de ciclones tropicales del Golfo de México y los sistemas atmosféricos de los vientos alisios y los vientos del oeste (Jáuregui, 1968).

El sistema climático de Köppen, modificado por Enriqueta García (1986), concuerda con los sistemas montañosos de mayor elevación del país y engloba dos tipos de clima:

1) ETHW, se caracteriza por tener lluvias en verano y corresponder a las partes altas del volcán, predominando una cubierta vegetal de zacatonal.

2) C (w₂) (W) (B¹) ig, el cual es templado subhúmedo, con lluvias en verano y presenta marcha tipo Ganges, predominando una vegetación de pinos, bosque mixto y encinos.

Existe otras clasificaciones climáticas de La Malinche distintas a la de Köppen o la de Enriqueta García, una de ella es el de Lauer y Stiehl (1973), la cual se basa en nueve pisos altitudinales térmicos para la región Puebla-Tlaxcala y considera la duración de las lluvias respecto a la sequía y la precipitación promedio mensual para su clasificación (Tabla 2.3.).

Tabla 2.3. Pisos altitudinales térmicos para la región Puebla – Tlaxcala (Modificado de Lauer y Stiehl, 1973).

Piso térmico (°C)	Altitud aproximada	Descripción	Vegetación	
1	4800	Nevado	Límite climático de nieves	
5	4000	Subnevado	zacatonales	Límite de árboles
9	3300	Helado	Bosque de Pinus hartwegii	
13	2700	Frío	Bosque de pinos y oyameles	Límite de bosque
15	2400	Semifrío	Bosque de pinos y encinos	
17	2100	Fresco	Bosque mixto de pinos y encinos	
19	1800	Templado	Bosque de encinos, enebros y accacias	Límite medio de heladas
21	1500	semicálido	Vegetación de los trópicos cálidos	

Según la información de INEGI (2010) en la parte alta del volcán predomina el clima E(T)H (muy frío con alta humedad). En la parte media del volcán impera el clima C(E) (w²) (w) (semifrío con alta humedad). Mientras que en las partes bajas de La Malinche predomina la clasificación climática C(w²) (w) (templado con alta humedad) y en menor medida, el clima C(w¹) (w) (Templado con humedad media) (Figura 2.9. y Tabla 2.4.).

Prácticamente la totalidad de la zona de estudio correspondiente a la barranca Axal, presenta un clima semifrío con alta humedad, salvo la parte proximal a la cima, la cual presenta un clima muy frío (Figura 2.9.).

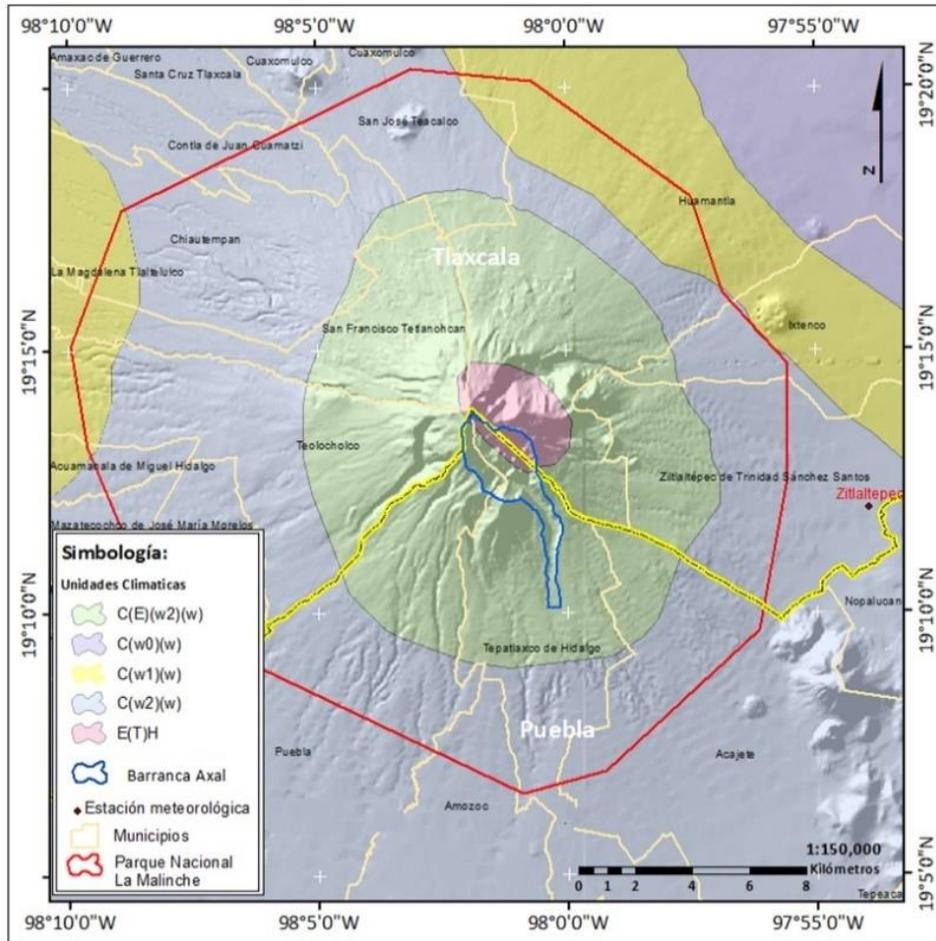


Figura 2.9. Mapa climático basado en datos vectoriales de INEGI, 2010.

Tabla 2.4. Claves de INEGI de clasificación de climas. (Tomado de la Guía para la Interpretación de Cartografía Climatológica INEGI, 2005).

por su temperatura	por su humedad	Húmedos		Subhúmedos		
		lluvias todo el año	lluvias en verano	lluvias en verano		
				humedad alta	humedad media	humedad baja
muy cálidos y cálidos	Af	Am(f)	$Aw_2(x')$	$Aw_1(x')$	$Aw_0(x')$	
	Af(m)	Am	$Aw_2(w)$	$Aw_1(w)$	$Aw_0(w)$	
		Am(w)				
semi-cálidos	A(C)f	A(C)m(f)	$A(C)w_2(x')$	$A(C)w_1(x')$	$A(C)w_0(x')$	
	A(C)f(m)	A(C)m	$A(C)w_2(w)$	$A(C)w_1(w)$	$A(C)w_0(w)$	
		A(C)m(w)				
semicálidos con invierno fresco	(A)C(f)	(A)C(m)	$(A)C(w_2)(x')$	$(A)C(w_1)(x')$	$(A)C(w_0)(x')$	
	(A)C(fm)	(A)C(m)(w)	$(A)C(w_2)(w)$	$(A)C(w_1)(w)$	$(A)C(w_0)(w)$	
templados	C(f)	C(m)	$C(w_2)(x')$	$C(w_1)(x')$	$C(w_0)(x')$	
	C(fm)	C(m)(w)	$C(w_2)(w)$	$C(w_1)(w)$	$C(w_0)(w)$	
semifríos	C(E)f	C(E)m	$C(E)w_2(x')$	$C(E)w_1(x')$	$C(E)w_0(x')$	
	C(E)(fm)	C(E)m(w)	$C(E)w_2(w)$	$C(E)w_1(w)$	$C(E)w_0(w)$	
muy fríos			E(T)HC			
			E(T)H			
			EFH			

Para obtener el histórico de condiciones atmosféricas en La Malinche y sus inmediaciones, se obtuvo la información histórica de la estación Zitlaltepec, localizada aproximadamente 12 km al suroeste de la barranca Axal, en las coordenadas 19°11'58.65"N y 97°54'26.52"O.

Se procesó la información atmosférica de temperatura mínima, temperatura máxima, temperatura promedio por mes, así como la generación de una línea de tendencia de la temperatura comprendida entre los años de 1980 - 2005 y de precipitación anual acumulada para los años entre 1966-2005.

Con el climograma, representativo de las condiciones atmosféricas de la zona de estudio fue posible determinar los meses de mayor precipitación en los que se registraron precipitaciones superiores a los 1,000 mm acumulados, siendo los años 1972, 1979 y 1995. Mientras que los años en donde se registró una menor precipitación (menos a 600 mm), fueron 1977, 1982, 1983, 1996 y 2003, destacando el año de 1983, con tan sólo 235.1 mm de precipitación acumulada. Respecto a las temperaturas mínimas, todos los valores muestran un patrón homogéneo, entre los 4° y menos de 7° C, por lo que no se encontró algún valor fuera de este rango o anómalo (Figura 2.10.).

Las temperaturas máximas registradas oscilan entre los 21° y los 24° encontrándose el valor más alto en el año de 1998, con 23.9°C. Finalmente, analizando la línea de tendencia de temperatura a lo largo de los años, es posible afirmar que desde 1980 a la fecha, ha habido un incremento gradual de temperatura.

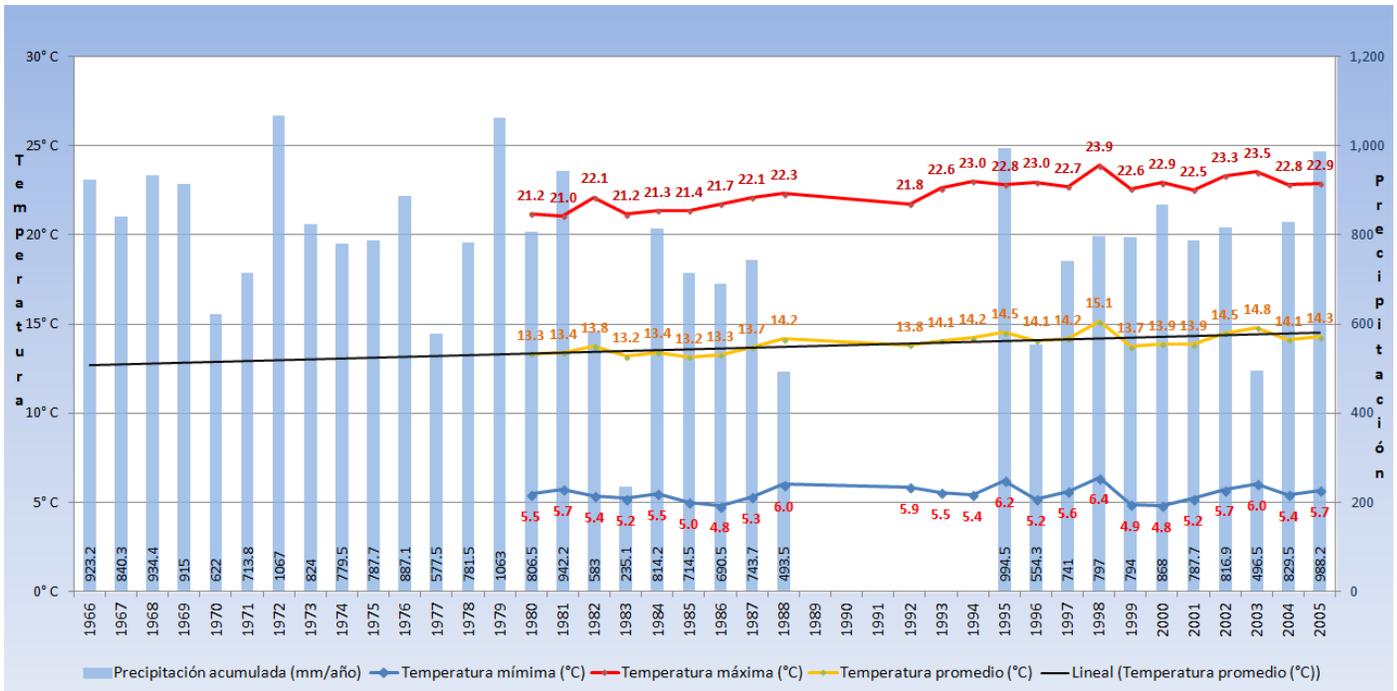


Figura 2.10. Climograma donde se refleja la información anual, por rubro de precipitación, temperatura mínima, máxima y promedio y la línea de tendencia a lo largo del tiempo para la estación Zitlaltépec. Elaborada con datos de CNA-SMN (2016).

Se generó un climograma mensual con la finalidad de poder observar la tendencia en la temperatura y precipitación, misma que ayudó a visualizar los cambios de temperatura que se registran en las distintas temporadas a lo largo del año y es información útil para vincularlo con los ciclos fenológicos de los árboles.

Se encontró que las temperaturas mínimas se presentan en los meses de noviembre, diciembre y enero, habiendo un incremento a partir del mes de febrero, llegando a su máximo en el mes de abril, descendiendo paulatinamente los meses de julio, observándose sus mínimos a partir del mes de septiembre.

Respecto a la precipitación por mes, es posible afirmar que los meses de mayo a octubre es el periodo en donde se registra una mayor precipitación, siendo el mes de junio donde se registra el valor más alto, mientras que los meses de noviembre a marzo, registran los valores más bajos, según los datos disponibles desde 1951 y hasta 2010 (Figura 2.11.).

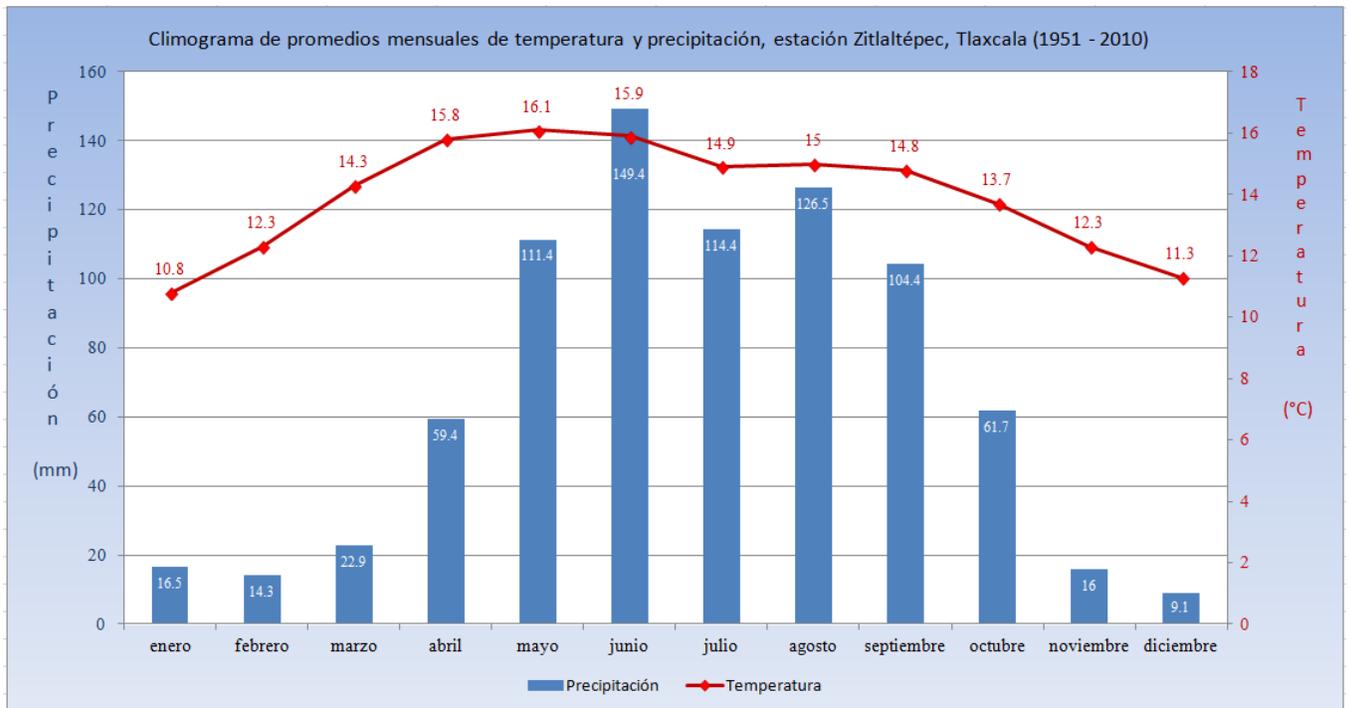


Figura 2.11. Climograma mensual correspondiente de datos de la estación Zitlaltépec de 1951 a 2010, con información de CNA-SMN (2016).

2.8. Edafología

De acuerdo con la información de datos vectoriales de INEGI (2010), se obtuvo la distribución de suelos en La Malinche, mismos que fue importante conocer ya que las características de los suelos en el volcán y sus inmediaciones determinan la proliferación de especies vegetales que hay en la zona, así como la presencia de procesos erosivos que influyen en los procesos morfodinámicos.

En la parte más elevada de La Malinche predominan los suelos tipo Litosol, mientras que en las partes medias y bajas del volcán predomina el suelo Andosol y Fluvisol (Figura 2.12.).

Andosoles: Se caracterizan por ser suelos que tienen un horizonte vítrico y con la presencia de alófanos, asociados a cenizas volcánicas, escoria o piroclastos, tienen poca arcilla y ricos en vidrio volcánico. Se encuentran sobre estructuras volcánicas (FAO, 1998).

Litosoles: Son suelos poco desarrollados debido a las pendientes fuertes, donde la roca parental está a menos de 25 centímetros de profundidad (FAO, 1998).

Fluvisoles: Se caracterizan por contener material fluvial desde los 25 y hasta los 50 centímetros (FAO, 1998). Adicionalmente, se han generado abanicos aluviales del volcán y en el piedemonte inferior, siendo un suelo joven y poco desarrollado (Castillo, 2006).

En la barranca Axal predominan los suelos de tipo litosol sobre los 3,500 msnm, mientras que a altitudes menores, la totalidad del suelo se clasifica como andosol (Figura 2.12.).

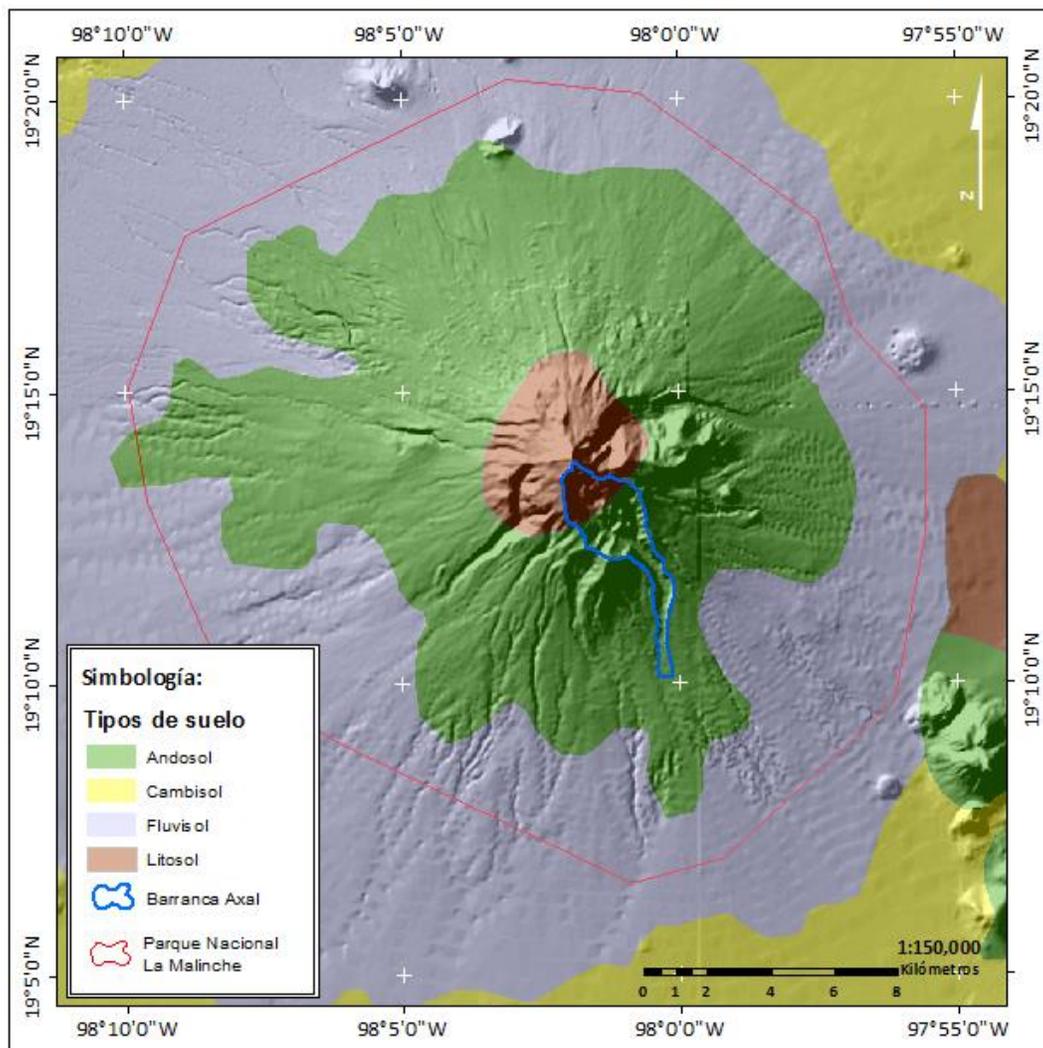


Figura 2.12. Mapa edafológico del volcán La Malinche. El polígono azul indica la barranca Axal, el sitio de estudio. Información vectorial de INEGI, (2010).

2.9. Vegetación

La vegetación que impera en La Malinche se encuentra determinada por los pisos altitudinales, principalmente, pero también está influenciada por otros factores como son la orientación de la ladera, la topografía y la edafología del lugar. Con base al mapa elaborado con información vectorial de INEGI (2010), se identificó que en la parte superior del volcán existe predominancia de pradera de alta montaña, mientras en las partes de montaña y piedemonte, se identificaron bosques de oyamel, encino y pino, así como zonas de agricultura de temporal y pastizal inducido, en las partes bajas del volcán predominan los cultivos agrícolas (Figura 2.13 y Tabla 2.5.).

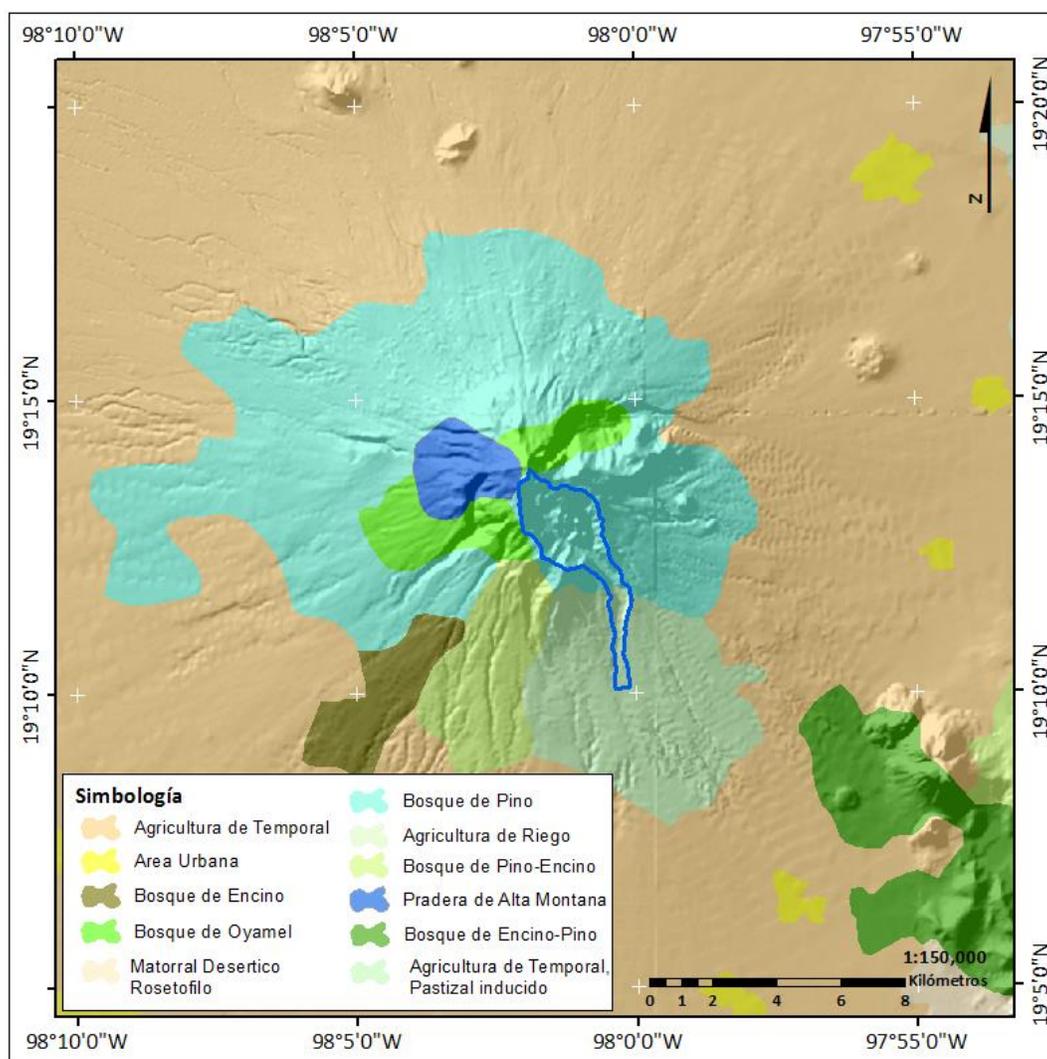


Figura 2.13. Mapa de vegetación del volcán La Malinche. Elaborado con información vectorial de INEGI (2010).

Tabla 2.5. Cubiertas vegetales de La Malinche en función del piso altitudinal. (Tomado de Castillo, 2006).

Piso altitudinal (m)	Comunidad vegetal	Especies principales
2,500 - 2,800	Bosque de <i>Quercus</i>	<i>Quercus crassifolia</i> , <i>Quercus Crassipes</i> , <i>Quercus dysophylla</i> , <i>Quercus laurina</i> .
2,800 - 3,400	Bosque de <i>Pinus</i>	<i>Pinus montezumae</i> , <i>Pinusleiophylla</i> , <i>Pinus pseudostrobus</i> .
3,100 - 3,400	Bosque de <i>Alnus</i>	<i>Alnus jorullensis</i>
3,000 - 3,500	Bosque de <i>Abies</i>	<i>Abies religiosa</i>
3,200 - 4000	Bosque de <i>Pinus hartwegii</i>	<i>Pinus hartwegii</i>
3,900 - 4,200	Zacatonal de alta montaña	<i>Festuca tolucensis</i> , <i>Juniperus monticola</i> (arbóreo)

Rojas (2008) elaboró un mapa de comunidades vegetales y uso de suelo en el volcán La Malinche, donde identificó 10 unidades vegetales, basándose en atributos estructurales, como son el tamaño de los individuos, su abundancia, dominancia y codominancia, entre otras variables. Estas características sirvieron para generar una cartografía con un nivel más refinado que aquella contenida en información vectorial de INEGI, (2010). Además, el mapa ayudó a poder determinar la distribución de las especies susceptibles de análisis dendrocronológico en la zona de estudio, así como el relacionar la cubierta vegetal con la morfología del lugar (Figura 2.14.), continuación se describen las unidades vegetales:

-Bosque de *Pinus montezumae*: Se desarrolla entre los 2,800 y 3,550 msnm, es la comunidad vegetal más extendida y la especie más abundante del PNLN, con un estimado de 59 % de superficie colonizada. Suele ser un bosque denso, monoespecífico y cuyos árboles tienen una altura promedio de 25 metros.

- Bosque de *Abies religiosa*: Se desarrolla entre los 2,900 y 3,700 msnm, esta especie suele prosperar sobre barrancas y pendientes pronunciadas (característica que presentan las barrancas de La Malinche y la zona de estudio). Ocupa el 6.6% de la superficie del PNLN y los árboles miden en promedio 25 metros, pero pueden llegar a alcanzar hasta 50 metros.

-Bosque de *Alnus jorullensis*: Se desarrolla entre los 3,150 y 3,500 msnm, ocupa el 3.7% de la superficie del PNLN. Esta especie de árboles tienen una altura promedio de 12 metros y se caracterizan por desarrollarse en suelos profundos, en donde se presente un buen drenaje

y haya abundante hojarasca. Dentro de las comunidades mixtas en La Malinche, coexiste con el género *Pinus*.

-Bosque de *Pinus hartwegii*: Se encuentra entre los 3,400 y 4,000 msnm y constituye el límite superior del bosque. Los árboles tienen una altura promedio de 20 metros y ocupa 3.2% de la superficie del PNLM.

-Bosque de *Pinus leiophylla*: Crece entre los 2,600 y los 2,900 msnm, los árboles tienen una altura de 22 metros en promedio y ocupa 2.5% de superficie del PNLM.

-Bosque de *Quercus*: Se desarrolla entre los 2,300 y 2,800 msnm, los árboles tienen una altura promedio de 5 metros y ocupa el 1.9% de superficie del PNLM.

-Zacatonal de alta montaña: Se desarrolla a partir de los 3,900 y hasta los 4,300 msnm. A esta altitud sólo es posible encontrar al árbol *Juniperus monticola* la cual es una especie de árbol rastrera.

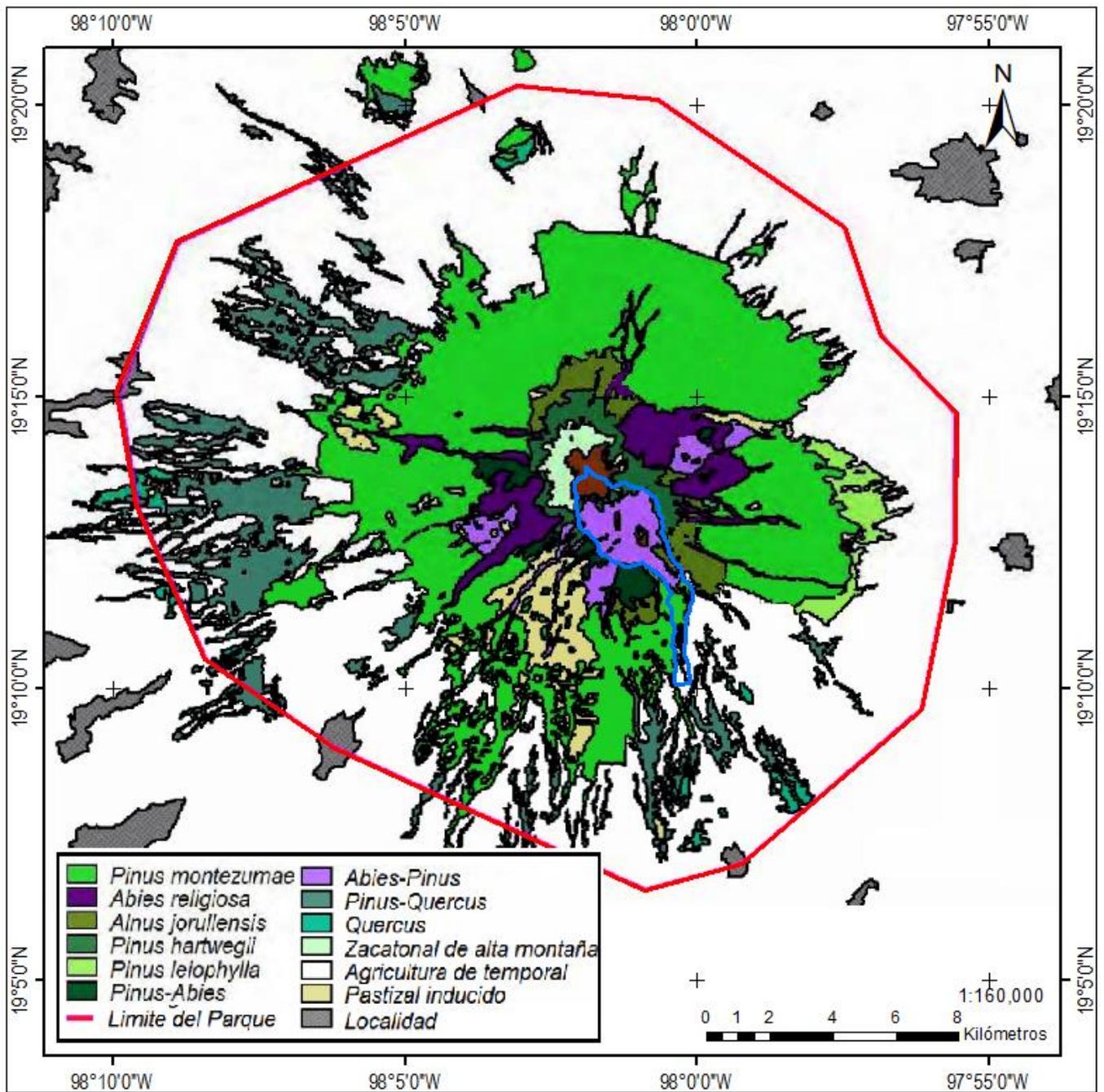


Figura 2.14. Mapa de vegetación en La Malinche (el polígono azul delimita la zona de estudio). Tomado de Rojas, 2008.

CAPÍTULO 3. MATERIALES Y MÉTODOS

En el siguiente apartado se describen las etapas de los métodos utilizados para realizar el análisis geomorfológico y dendrocronológico al interior de la barranca Axal y poder generar reconstrucciones espacio-temporales de eventos geomorfológicos pasados (particularmente aquellos asociados a flujos de escombros). Su elaboración se llevó a cabo en tres etapas: trabajo de gabinete y trabajo de campo, análisis de laboratorio y resultados (Figura 3.1.).

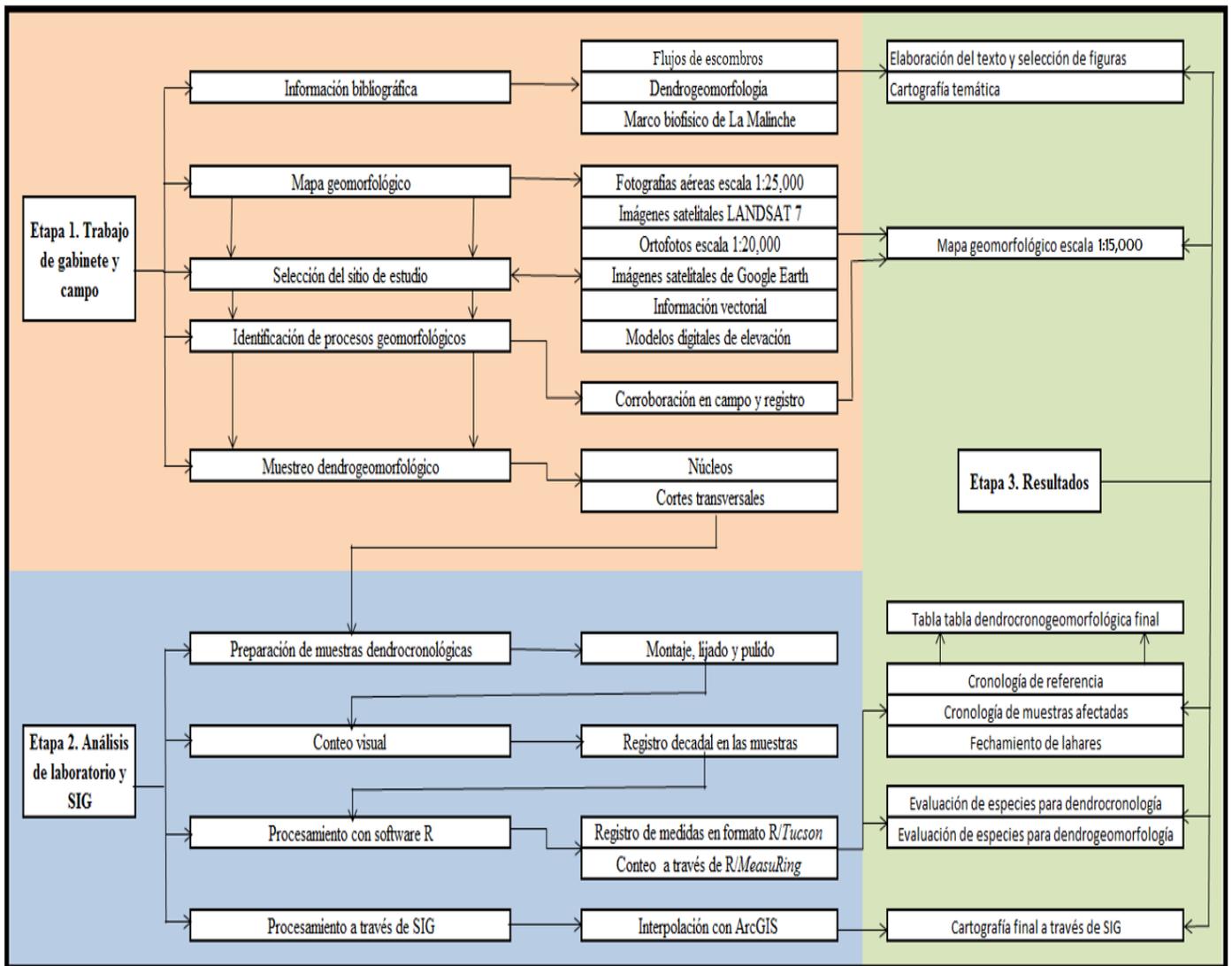


Figura 3.1. Diagrama de flujo en donde se muestra las tres fases del trabajo de la investigación.

Etapa I. Trabajo de gabinete y de campo.

La primera parte consistió en realizar trabajo de gabinete, el cual incluyó buscar información bibliográfica sobre tres ejes temáticos principales: lahares, dendrogeomorfología y marco biofísico de La Malinche, a partir de distintas fuentes como son libros, artículos científicos arbitrados, páginas de internet y tesis, con esta información se desarrollaron los textos, ilustraciones y tablas.

En esta etapa de trabajo también se realizó el mapa geomorfológico a detalle escala 1:15,000 de tanto de la barranca Axal, como del brazo tributario contiguo en dirección este, para lo cual se utilizaron fotografías aéreas escala 1: 25,000 de vuelos realizados en 2001, imágenes satelitales LANDSAT 7, ortofotos escala 1: 20,000 de INEGI, información vectorial de INEGI, imágenes satelitales de Google Earth™ y modelos digitales de elevación (MDE) con resolución de 15 m de INEGI. Mientras que para la delimitación de unidades y clasificación del relieve se siguieron los criterios de Lugo-Hubp (1991).

Los objetivos del trabajo de campo fueron la colecta de muestras para su análisis posterior, además de corroborar las unidades que conforman el mapa geomorfológico. Para realizar análisis dendrocronológicos se siguieron técnicas de muestreo preestablecidas que se basan en la identificación y selección de aquellos individuos que presentaron indicios de actividad geomorfológica pasada (Diez-Herrero, 2007), así como de aquellos árboles no perturbados, para generar una cronología maestra.

Esta etapa comenzó con un trabajo previo donde se consultaron cartas topográficas, geológicas, climática, de vegetación, imágenes satelitales, fotografías aéreas escala 1: 25,000 y ortofotos escala 1: 20,000, con el fin de contar con una visión más completa de las características geomorfológicas que predominan en la barranca Axal.

Los árboles muestreados y recolectados se dividieron en dos grupos: árboles no afectados y árboles afectados por procesos geomorfológicos. Los primeros fueron aquellos que no presentaron perturbaciones físicas evidentes y su finalidad fue generar una cronología

maestra que sirviera de referencia para poder contar con un patrón homologado de crecimiento de los anillos de los árboles, estas muestras no alteradas debían presentar una alta correlación en sus patrones de crecimiento, para poder ser usados como guías en el estudio de árboles con alteraciones evidentes.

El segundo grupo lo compusieron aquellos árboles que presentaban evidencia de haber sido afectados por procesos geomorfológicos como son lahares, flujos de escombros o caída de rocas, principalmente. Se identificaron de manera visual aquellas muestras que provenían de árboles con evidencia de haber sido impactados, sepultados con anterioridad o que contaban con una morfología que denotaba haber sido afectado en alguna etapa de su desarrollo. También se incluyeron aquellas muestras que contaban con anomalías en el desarrollo de los anillos, como son supresiones en el ancho, excentricidad o ductos de resina, evidencias de impactos o patrones poco claros.

Se obtuvieron de los árboles dos tipos de muestras: núcleos y cortes transversales o rodajas. Los núcleos son cilindros de madera que abarcan idealmente, desde la corteza del árbol hasta el centro o médula (Figura 3.2.-C), permitiendo ver una sección de los anillos de crecimiento, sin tener que cortar el tronco del árbol. Mientras que los cortes transversales o rodajas son cortes perpendiculares al eje del tronco, que abarcan toda la circunferencia del mismo y cuya principal utilidad es el permitir observar todas las caras y todos los anillos de crecimiento desarrollados en un mismo plano (Figura 3.2.-D).

Las muestras fueron extraídas a lo largo del afluente principal de la barranca Axal y en el brazo adyacente (Figura 3.2.-A). El total de muestras colectadas procedieron de 43 árboles de cinco especies diferentes: *Pinus montezumae*, *Abies religiosa*, *Pinus hartwegii*, *Alnus jorullensis* y *Pinus leiophylla*, de las que se extrajeron 78 núcleos y 5 cortes transversales, (Figura 3.2.-B).

Para estudiar la barranca Axal se ocuparon 45 núcleos, de los cuales, 21 fueron empleados para generar la cronología de referencia, y 24 núcleos se utilizaron para realizar el fechamiento de procesos gravitacionales. Mientras que en el afluente secundario se

emplearon 33 núcleos, de los cuales, 12 de ellos fueron para generar la cronología de referencia y 21 para fechamiento de eventos pasados (Figura 3.2.-B).

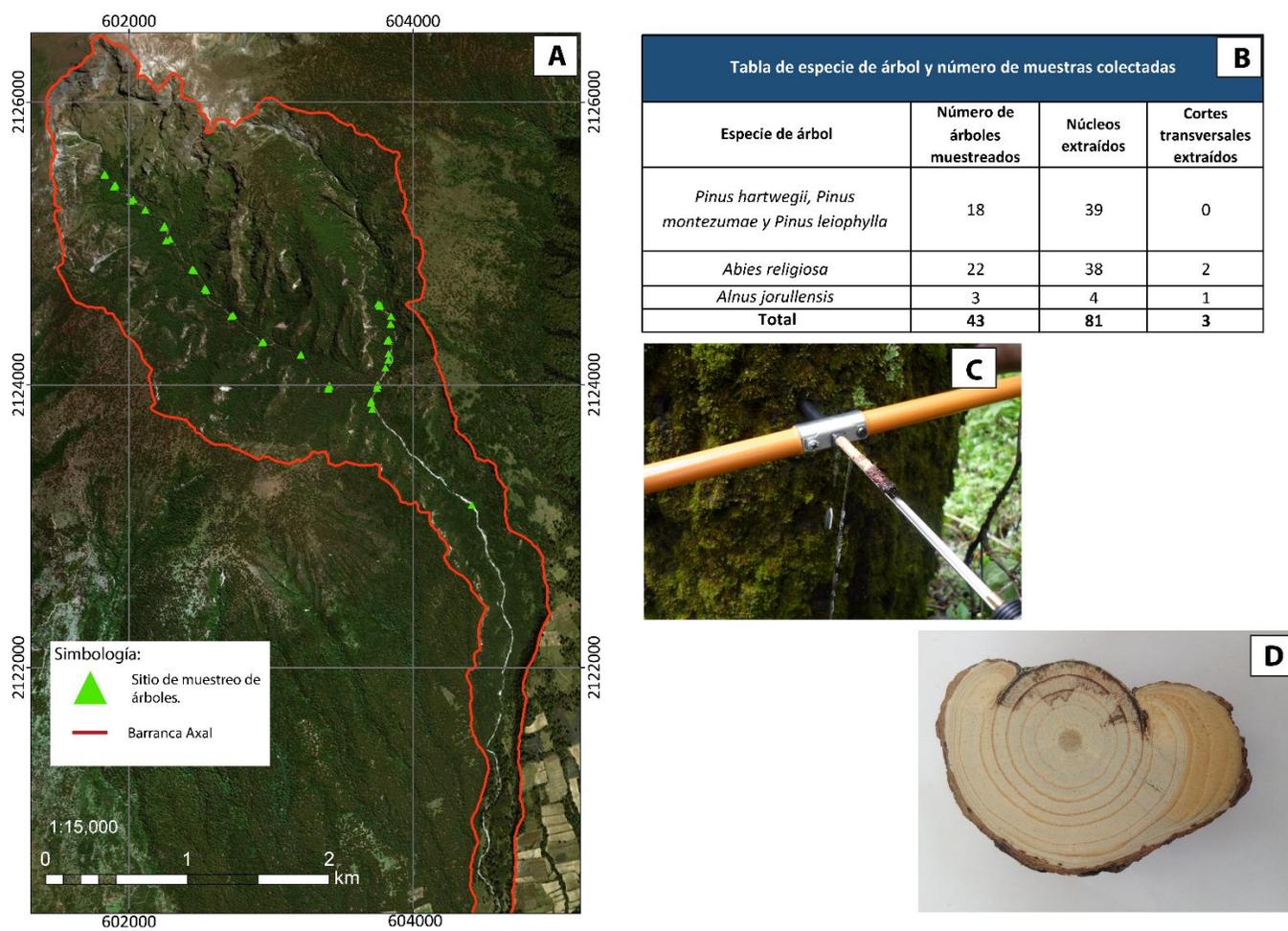


Figura 3.2. A) Mapa de localización de los árboles muestreados. B) Tabla donde se desglosan las especies de árbol muestreado, su número y tipo de muestra. C) Muestra tipo núcleo o viruta. D) Muestra tipo corte transversal o rodaja.

Para determinar la cara del árbol a la que correspondía cada muestra que se colectaba, se tomó el criterio de designar con la letra “C” aquel lado que coincide con la fuente del proceso, siendo generalmente frente a la ladera. La cara opuesta de “C” se designó como “D”, siendo las caras en donde se identifica con mayor claridad la presencia de madera de reacción. Los lados “A” y “B” corresponden a la izquierda y derecha de “C” vista de frente y son más útiles para identificar falsos anillos o anillos perdidos, así como apoyo adicional al co-fechado de los árboles (Figura 3.3.) (Bollschweiler y Stoffel, 2007).

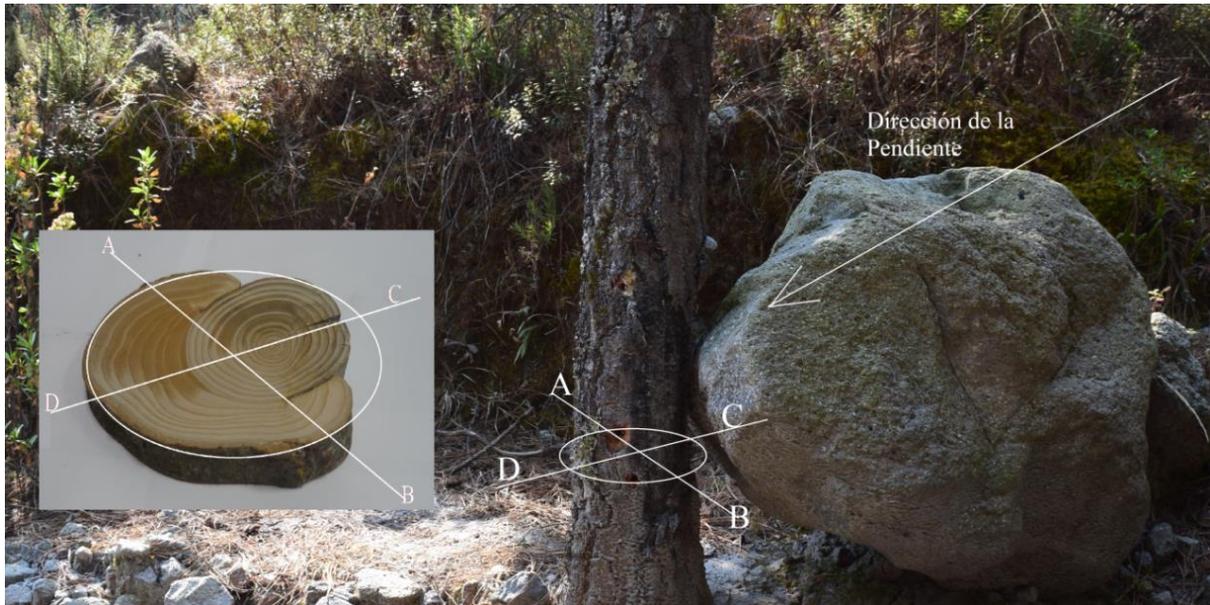


Figura 3.3. Criterio para definir las caras del árbol en la toma de muestras. La cara “C” es aquella que corresponde a la fuente de la perturbación. Imagen modificada de Stoffel y Corona (2014).

Los núcleos se extrajeron a una distancia de aproximadamente 50 cm a la base del tronco y se obtuvieron dos o más núcleos de cada árbol, procurando que presentaran orientaciones opuestas la una de la otra. Para su extracción se emplearon barrenos tipo *Pressler*, la cual es una herramienta especializada que consta de tres partes: empuñadura, el barreno y la cuchara dentada (Figura 3.4.-A).

Para obtener las muestras de los árboles, de forma manual se introduce el barreno a una distancia lo más bajo del nivel de suelo y se gira hasta llegar a una distancia estimada al centro del árbol, procurando acertar al centro o médula. Se inserta y extrae la cuchara en donde se encuentra montado el núcleo y éste último se almacena en un porta-núcleos o “popotera” de plástico, misma que es sellada de inmediato con la finalidad de evitar que la madera pierda agua y pudiera deformarse la muestra. Por último, se rotula el popote con el número de árbol y cara muestreada (Figura 3.4.-B).

De cada árbol muestreado, se registró en un formato a papel, la siguiente información: número de muestra, fecha, especie, circunferencia, altura, posición social, número de fotografía, localización respecto al sitio de estudio, coordenadas, tipo de disturbio y caras afectadas, así como comentarios adicionales y croquis de la ubicación del árbol, este registro sirvió para contar con la información tanto del árbol, como de su entorno medioambiental (Figura 3.4.-C).

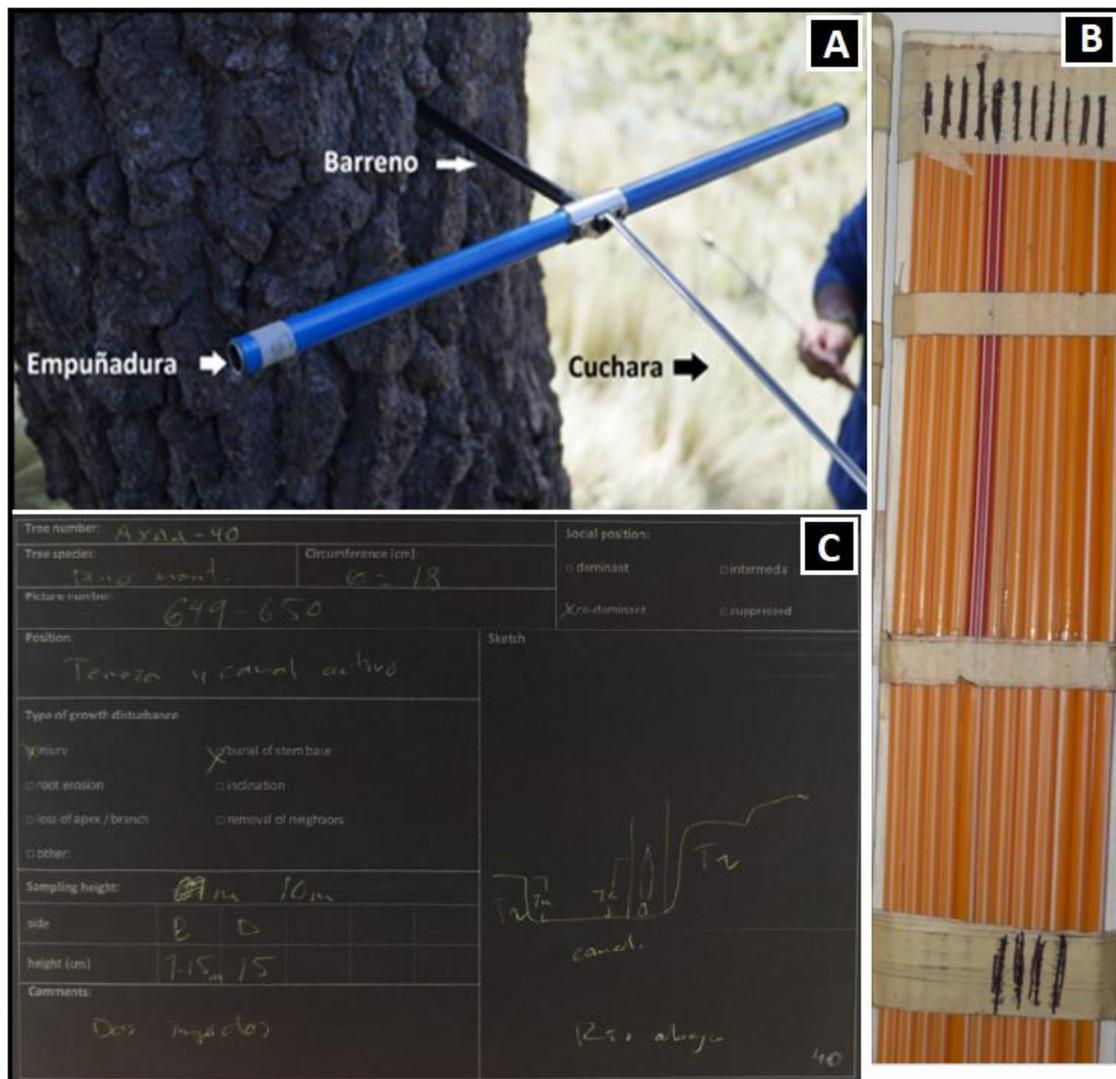


Figura 3.4. A) Componentes del barreno Pressler. B) Almacén para transportar núcleos o “popotera”. C) Formato de campo para toma de muestras de árboles.

De igual forma, se generaron perfiles transversales al afluente, se registraron los perfiles estratigráficos sobre el trayecto y se corroboró la información teórica obtenida en la etapa de Trabajo de gabinete, con lo encontrado en campo, se registraron los puntos GPS, de los sitios muestreados, finalmente se fotografiaron los sitios de interés.

Etapa II. Preparación de muestras, análisis de laboratorio y SIG

Preparación de las muestras dendrocronológicas

Procurando no demorar mucho tiempo desde la extracción de los núcleos de árbol hasta la etapa de montaje (Figura 3.5.-A), se extrajeron las muestras de los popotes contenedores y con ayuda de pegamento blanco y cinta adhesiva, se fijaron sobre una base de madera (Figura 3.5.-B). Al encontrarse los núcleos montados sobre la base de manera, se les denomina virutas (Figura 3.5.-C). Fue importante colocar correctamente las muestras para facilitar la observación al momento de realizar el conteo. Además, se rotuló la clave y cara del árbol en las virutas, tanto en la parte superior como a un costado de la base, en la zona correspondiente a la parte externa o corteza.

Una vez secos los núcleos, se pulieron tanto con una lijadora mecánica (Figura 3.5.-D), como de manera manual (Figura 3.5.-E), empleando lijas para madera de distintos grosores, empezando desde las más gruesas hasta llegar a las más finas (Figura 3.5.-I). Esta secuencia fue para lograr una superficie regular y nítida tanto a simple vista, como en lupa y microscopio. De este modo se prepararon los núcleos para realizar el conteo preciso de los anillos de crecimiento.

La Figura 3.5.-G ilustra un núcleo antes de ser pulido, mientras que la Figura 3.5.-H muestra la madera una vez pulida, permitiendo distinguir y poder contar los anillos de crecimiento. Obsérvese la diferencia en la nitidez de los anillos, antes y después del proceso de pulido.

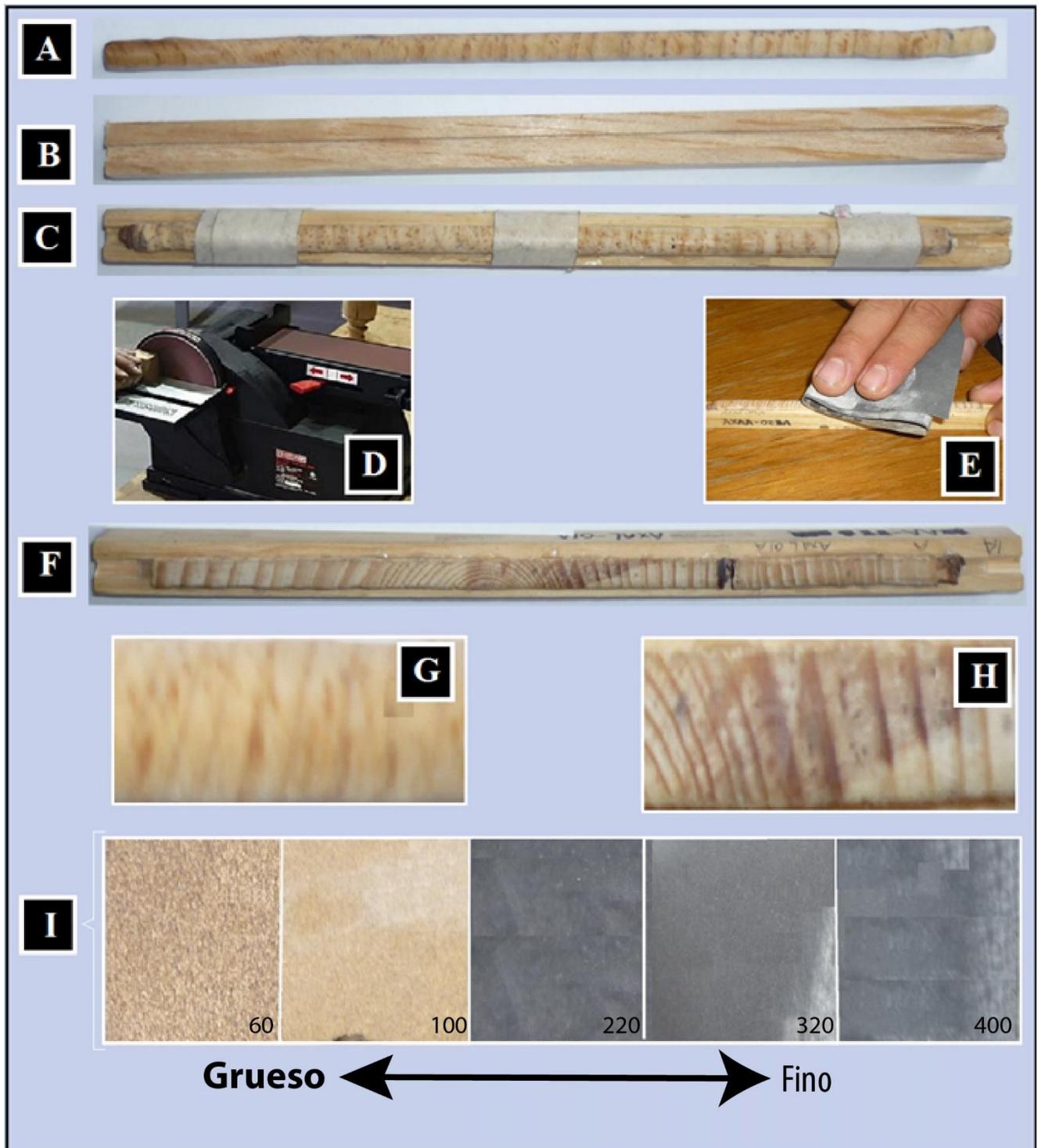


Figura 3.5. Descripción de los pasos para preparar las muestras para su posterior análisis. A) Muestra recién extraída y seca. B) Base para montaje de muestra. C) Muestra montada con ayuda de pegamento blanco y cinta adhesiva. D) Pulidora automática de banda. E) Lijado manual de los núcleos. F) Muestra preparada. G) Vista de un núcleo sin lijar. H) Vista del núcleo después de haber sido lijado. I) Lijas con distinto tamaño de grano.

Prefechado de muestras

Posteriormente las muestras se compararon entre ellas para tratar de localizar falsos anillos o anillos perdidos, a través de conteo visual y con ayuda de microscopio y lupa (Figura 3.6. A y B). Para realizar el conteo de los anillos se marcaron con lápiz, uno, dos y tres puntos verticales, sobre los anillos correspondientes a cada 10, 50 y 100 años respectivamente (Figura 3.6.-C).

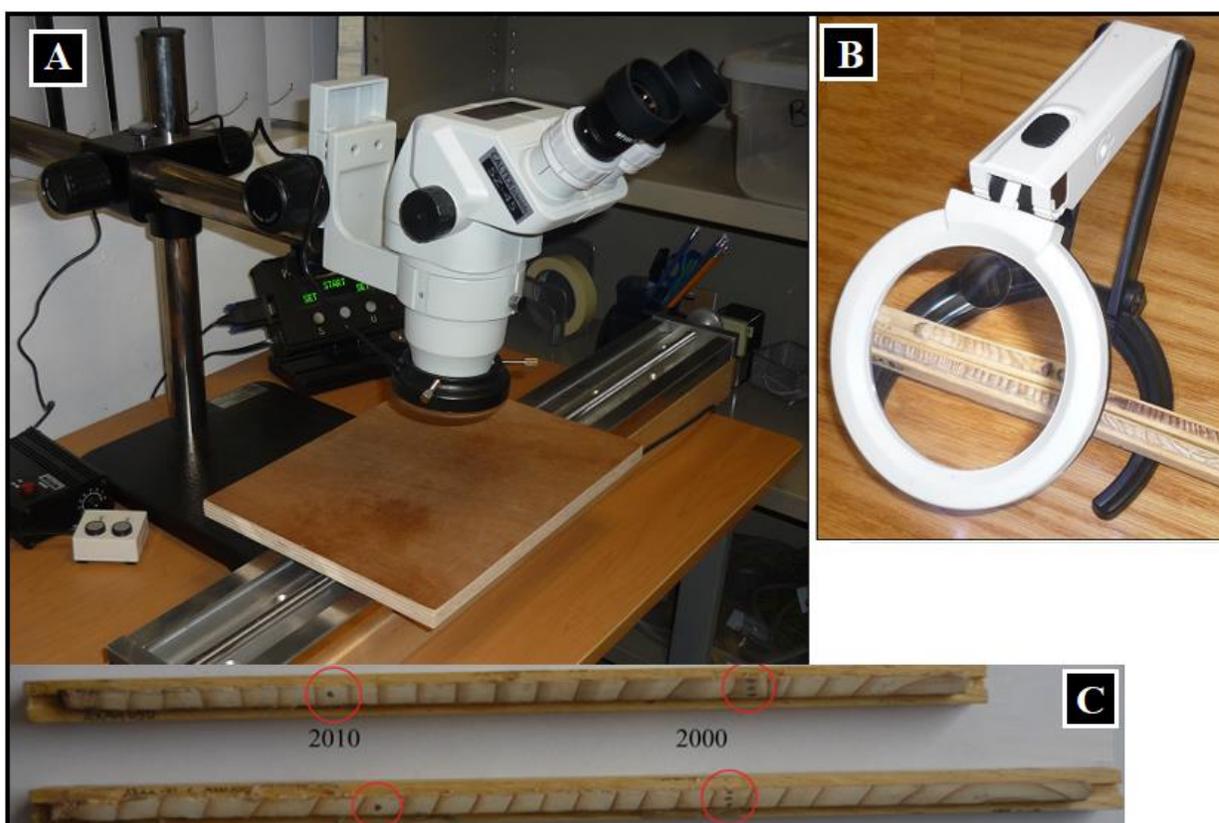


Figura 3.6. A) Microscopio y estación de medición VELMEX. B) Lupa para conteo manual C) Núcleos montados sobre las bases, lijados, rotulados y prefechados. Los círculos rojos indican el conteo manual; un punto cada 10 años, 2 puntos cada 50 años y 3 puntos cada 100 años.

Fechado, medición y procesamiento de las muestras dendrocronológicas en R

Una vez que las muestras se fecharon, éstas se midieron en el programa *R*, el cual es un lenguaje de programación para el procesamiento de la información estadística y se maneja a través de un código de programación abierto y público. Algunas de las ventajas de *R* es que

toda su paquetería es gratuita, cuenta con una amplia red de usuarios alrededor del mundo y funciona con todos los sistemas operativos (Figura 3.7.) (Bunn, 2008).

Al ser un software de dominio público, éste se descargó de manera gratuita desde la liga: <https://cran.r-project.org/web/packages/dplR/index.html> y se instaló junto a la paquetería adicional para análisis dendrocronológico *MeasuRing* (Lara *et al.*, 2015) y *dplR* (Bunn, 2008).

The image shows a screenshot of the R GUI (32-bit) interface. The main window is titled "R Console" and displays the R startup message and several R commands. The commands are:

```
> local({pkg <- select.list(sort(.packages(all.available = TRUE)), graphics=TRUE)
+ if(nchar(pkg)) library(pkg, character.only=TRUE)})
> image1 <- system.file("AXAA01A.tif", package = "measuRing")
```

Figura 3.7. Pantalla principal de R, donde se introducen y ejecutan los distintos comandos para generar la medición de los anillos en las muestras digitalizadas.

Para procesar las muestras en el software R fue necesario escanearlas, tanto los núcleos como las rodajas, a una resolución 1800 ppp (píxeles por pulgada) y convertirlas en formato de salida TIF en tonos de grises. Después las muestras se procesaron con el software *Adobe Photoshop CS3*, para separar y orientar los núcleos de manera horizontal, con la corteza del lado izquierdo, según los requerimientos de R (Figura 3.8.).

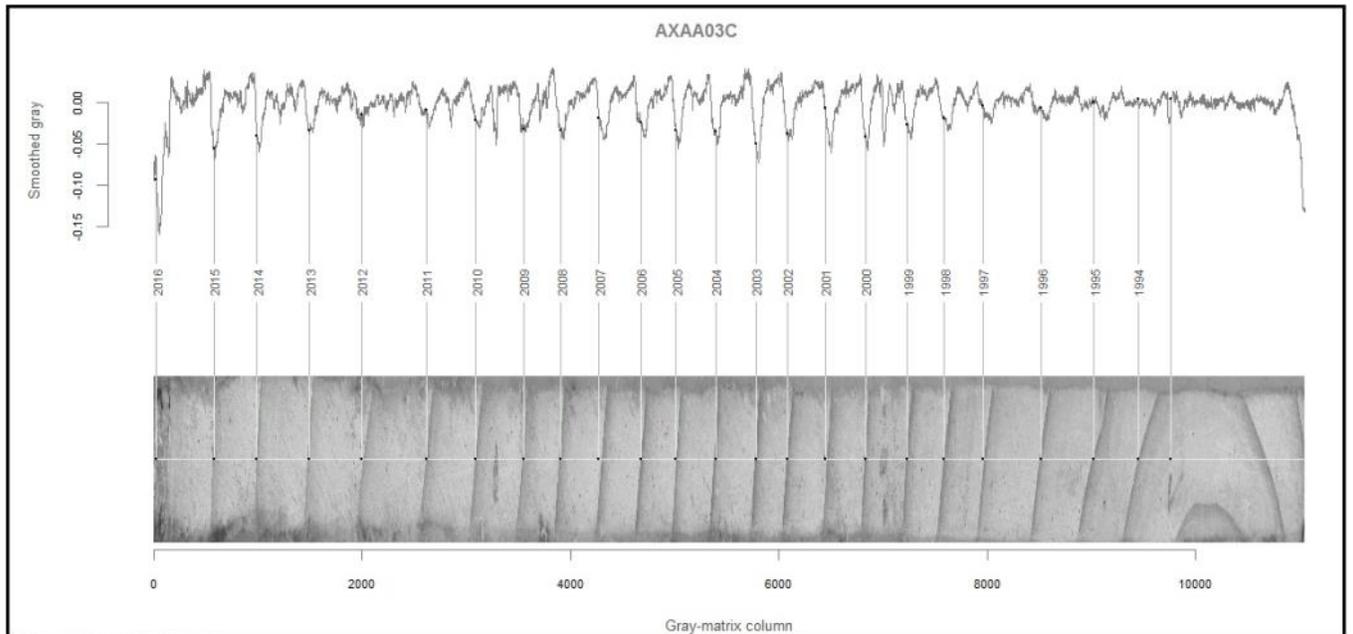


Figura 3.8. Procesamiento de núcleos con el software R, con base en el tono de gris. Madera temprana, tonos de gris de baja intensidad, y madera tardía alta intensidad de tonos grises.

En R se activaron dos complementos necesarios para la medición de los anillos, *MeasuRing* y *dplR* y se ejecutaron una serie de comandos o *scripts* sobre las muestras digitalizadas para obtener las siguientes acciones (Figura 3.9.):

- Identificación de los anillos de manera automática
- Asignación de los años correspondientes a cada anillo
- Agregar y eliminar anillos de manera manual
- Generar las gráficas del ancho de los anillos por cada muestra
- Convertir el archivo en formato *tucson* (.rwl) compatible con otros programas como *TSAP-Win*.

El formato *Tucson* es un archivo de salida en formato decadal que permite obtener el ancho de los anillos en micras y realizar el análisis estadístico en COFECHA y ARSTAN (Holmes, 1983).

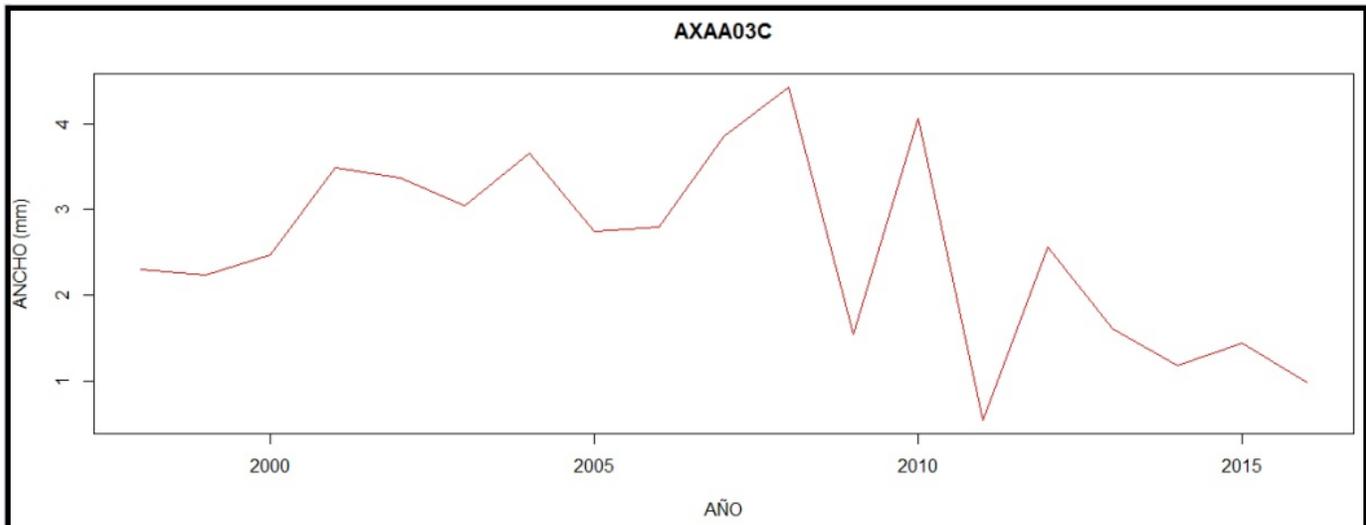


Figura 3.9. Gráfica lineal obtenida en R, del ancho de los anillos por año.

Con la información procesada en *R* y generado el archivo en formato *tucson* de cada una de las muestras, en TSAP-Win (Rinntech, 2014) se realizó una relación de ancho de anillos para generar el cofchado estadístico y una cronología maestra para poder identificar aquellas que difieren de los patrones generales en las curvas de crecimiento (lo cual indica probablemente un conteo erróneo).

La comparación del ancho de los anillos de cada árbol también sirvió para identificar y discriminar aquellas anomalías generadas por procesos geomorfológicos, de aquellos cuyo cambio pudiera atribuirse a factores atmosféricos, antrópicos o biológicos (Figura 3.10.) (Stoffel y Corona, 2014).

Mientras que el ancho de los anillos de cada una de las muestras sirvió para relacionar el patrón de crecimiento de los anillos y la información climática de las estaciones cercanas a la zona de estudio.

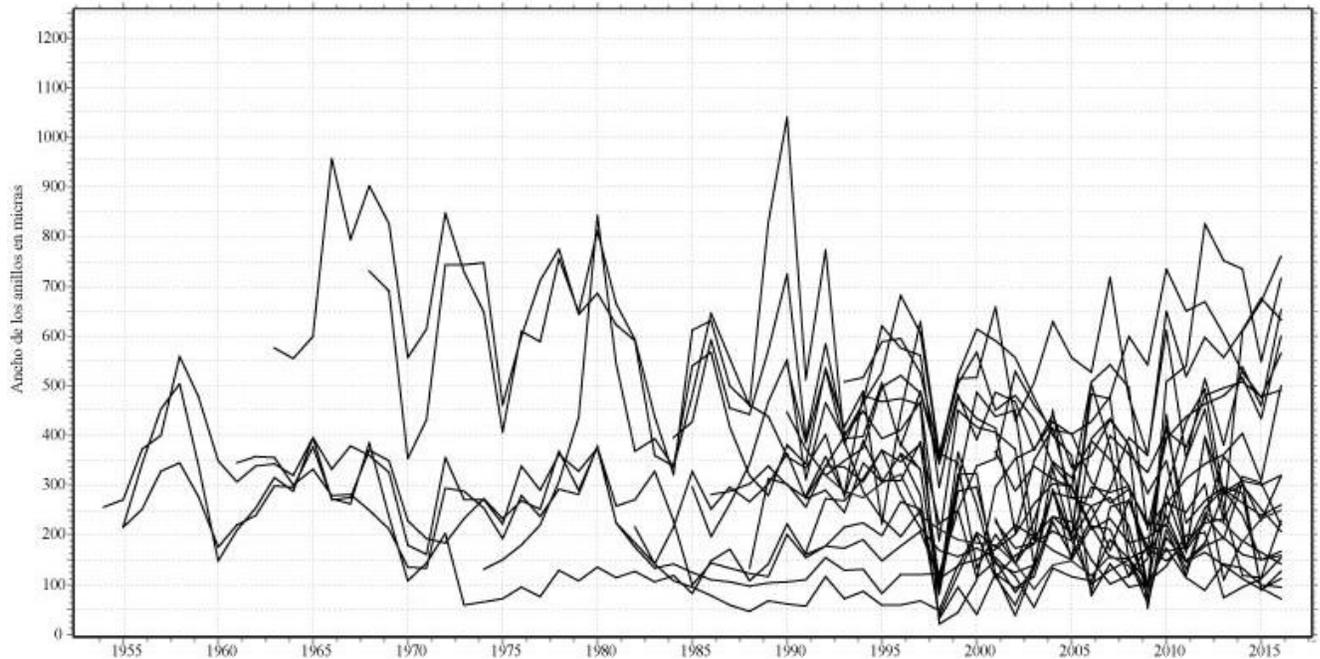


Figura 3.10. Histograma de clasificación del ancho de los anillos por año, obtenidos por el programa TSAP-Win. Obsérvense los patrones de crecimiento similares en todas las muestras.

Análisis a través de Sistemas de Información Geográfica.

A través de ArcGIS 10.1 se representó la distribución espacial de los árboles muestreados y se generaron distintas interpolaciones con *Geostatistical Analyst Tool / Ordinary Kriging*, con la información obtenida a través del conteo y análisis de las muestras, mismas que fueron categorizadas bajo el criterio Kogelnig-Mayer *et al.*, (2011) cuya clasificación se basa en la intensidad de respuesta en los árboles en cuatro categorías: máxima ($i=4$), intensidad fuerte ($i=3$), media ($i=2$), débil ($i=1$).

Con los resultados obtenidos fue posible comparar, categorizar y discriminar aquellos eventos geomorfológicos de los no geomorfológicos, analizar su frecuencia y su distribución espacial y realizar reconstrucciones de eventos, así como tratar de conocer sus factores desencadenantes.

Etapa III. Resultados.

En el siguiente apartado se exponen los resultados obtenidos durante la presente investigación, incluye la cartografía geomorfológica base, escala 1: 15,000 y la reconstrucción de flujos de escombros, así como la relación de la edad del arbolado con las formas de relieve en la barranca Axal.

También se generó una tabla dendrocronológica y geomorfológica, con información del análisis de las muestras y las condiciones medioambientales y geomorfológicas de la zona donde se extrajeron las muestras.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

En este capítulo se exponen los resultados del análisis geomorfológico y dendrogeomorfológico de la barranca Axal, destacando la obtención de la clasificación del relieve con base a su génesis, morfología y dinámica, representadas en un mapa geomorfológico a escala detallada (1: 15,000). Además, se elaboró una reconstrucción de flujos de escombros con base en el fechamiento de anomalías en los anillos de crecimiento de los árboles afectados por dicho proceso, así como la asignación de edades mínimas del relieve de aquellas unidades geomorfológicas en cuya superficie contara con árboles para muestreo dendrogeomorfológico.

4.1. Mapa geomorfológico

El mapa geomorfológico de la barranca Axal (ver anexo 1) se elaboró a partir de una base topográfica de escala 1:50,000 y 1: 20,000, además, se usaron imágenes satelitales de Google Earth™, fotografías aéreas escala 1: 25,000, ortofotos escala 1: 20,000, información vectorial de INEGI y trabajo de campo. En este sentido, el documento representa un inventario de las formas del relieve de la zona de estudio cuya clasificación se hizo con base en los criterios de Lugo-Hubp (1991), el cual consta de tres grupos morfogénéticos: endógeno, endógeno modelado y exógeno.

I. RELIEVE ENDÓGENO

Los procesos endógenos son el resultado de los movimientos que ocurren en el interior del planeta y están representados por procesos tectónicos y volcánicos. Para considerar a una estructura dentro del rubro de relieve endógeno es necesario que el grado de alteración de la topografía sea mínimo, es decir, debe conservar su aspecto original o presentar muy poca transformación.

Volcánico acumulativo

1.1. Volcán de lava

El vulcanismo es de los procesos más importantes en la geomorfología debido a que es el responsable de producir los mayores cambios en una superficie en lapsos de tiempo corto, ya sea por el nacimiento de volcanes o por la reactivación de volcanes complejos. Los relieves volcánicos difieren de otras morfologías ya que están formados por roca fundida proveniente del interior del planeta y posteriormente solidificada. Existen diversas clasificaciones de tipos de volcanes, una de las más comunes es aquella que considera la morfología del edificio volcánico (escudo, domo, cono, montículo y disco) y el tipo de lava que lo compone (básica, ácida, escorias) (Ollier, 1969).

En la zona de estudio sólo se clasificó una forma del relieve en este grupo morfogenético y se refiere al volcán de lava, localizado al SW de la barranca. Se caracteriza por ser una estructura a manera de cono invertido, tiene un drenaje radial y en lugar de presentar un cráter, tiene una cima. El punto más alto se encuentra a los a los 3,870 msnm, mientras que su nivel base ronda los 3,200 msnm y una altura relativa aproximada de 670 m (Figura 4.1.).



Figura 4.1. Vista en perfil del volcán de lava donde es posible observar su morfología poco alterada.

II. RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

Son aquellas formas de origen endógeno pero que han sido transformadas por procesos de intemperismo y erosión, a tal grado que han perdido su aspecto original (Lugo-Hubp, 2011) y cuya morfología resultante se debe a lo susceptible de los materiales al efecto de los distintos agentes erosivos (Mendoza, 2010).

2.1. Ladera de valle volcano-glacial

Se considera a la ladera de valle volcano-glacial como aquella porción inclinada de la superficie terrestre que delimita formas negativas y positivas (Lugo-Hubp, 2011), presenta una morfología compleja por encontrarse sometida a la acción conjunta de la dinámica gravitacional, glacial y procesos fluviales, siendo la inclinación del terreno la que determina su desarrollo.

La génesis de la ladera de valle volcano-glacial en la barranca Axal es tanto de tipo volcánico-explosivo (depósitos de flujos piroclásticos) como de tipo efusivo (flujos de lava) y de acuerdo con Castro-Govea (1999), por lo menos fueron 14 erupciones del volcán La Malinche las ocurridas durante los últimos 40,000 años, presentando su última actividad explosiva de hace 3,100 años A.P., con el desarrollo de flujos piroclásticos.

La actividad eruptiva y la formación del edificio volcánico de La Malinche se relaciona con los procesos tectónicos de las Sierras Mayores (Zinacantepetl, Sierra de las Cruces y Sierra Nevada) (Mooser *et al.*, 1996). Las laderas de valle volcano-glaciales de La Malinche fueron modeladas y excavadas por los principales avances glaciales que ocurrieron en las altas montañas del centro de México a finales del Pleistoceno y principios del Holoceno (Vázquez-Selem y Heine, 2004), y más recientemente durante la Pequeña edad de Hielo (Castillo *et al.*, 2010). Actualmente, la parte alta de la barranca Axal, presenta una morfología en “U” típica de los ambientes glaciales, que en algún momento predominaron en las montañas del centro de México, incluida La Malinche.

Las características litológicas y morfológicas de las laderas de valle volcano-glaciales son similares a distintas elevaciones de la barranca Axal, pero su dinámica presenta diferencias respecto a la altitud, aproximadamente a los 3,800 msnm se encuentra el límite superior del bosque (LSB), y a partir de este límite comienza el relieve con manchones de vegetación (*Juniperus monticola*) por lo que la dinámica geomorfológica es distinta, respecto al bosque denso que se encuentra por debajo de los 3,800 msnm (Figura 4.2.).

Una mayor dinámica se puede explicar por la presencia de gelifracción, proceso de intemperismo físico originado por un descenso en la temperatura, conforme aumenta la altitud e implica el congelamiento del agua en el interior de las fracturas, estas condiciones peri-glaciales que predominan por arriba de los ~4,000 msnm provocan una intensa fragmentación de las rocas.

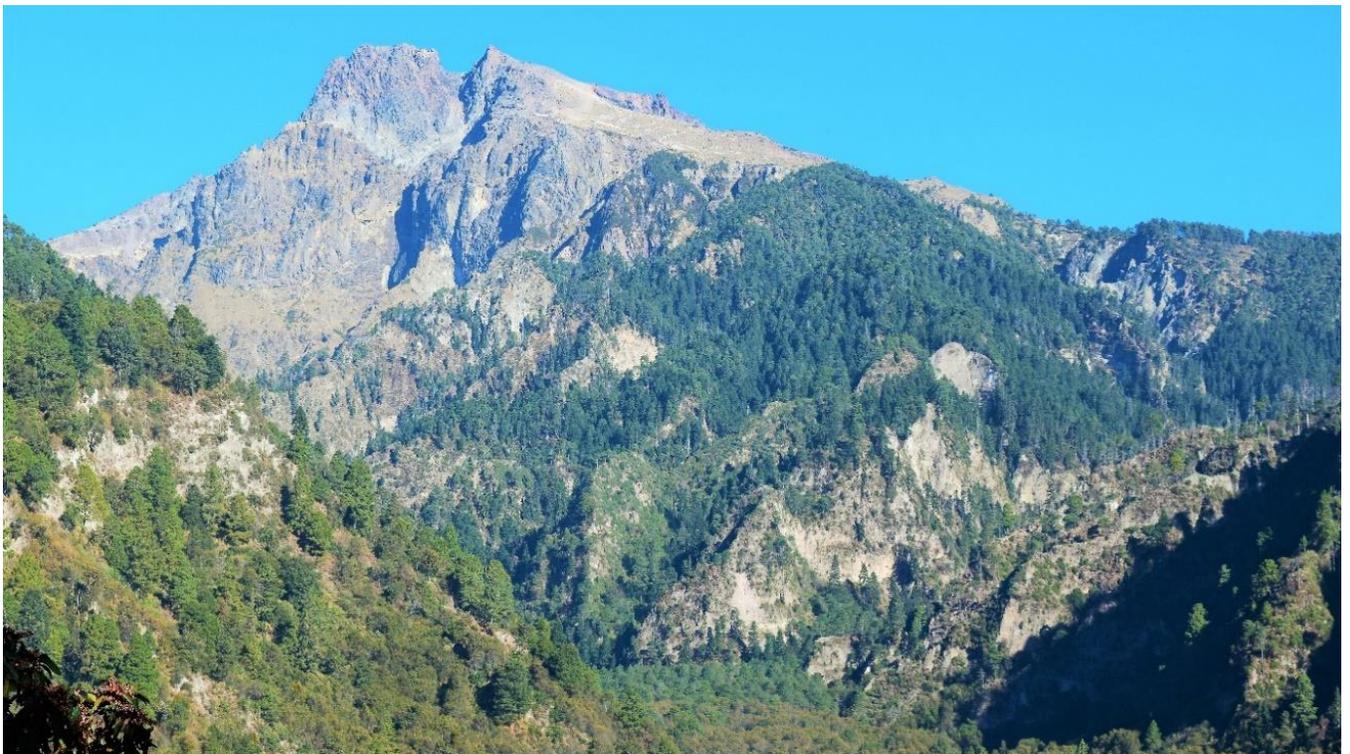


Figura 4.2. Vista de la parte superior de la barranca Axal, donde se observan las laderas de valle volcano-glaciales y el límite superior del bosque a los 4,000 msnm, aproximadamente.

La mayor pendiente y energía erosiva en la cabecera del valle Axal se hace evidente por la mayor densidad y profundidad del tipo de los barrancos, así como por el desarrollo de varios

circos erosivo-fluviales y deslizamientos de tipo traslacional, según se puede apreciar en el mapa de inclinación del terreno (Figura 4.3.) donde se observa la topografía del terreno, clasificando la inclinación en rangos representados por colores, distinguiéndose claramente la configuración de las laderas respecto a la cuenca, predominando el color rojo, que indica pendientes muy fuertes.

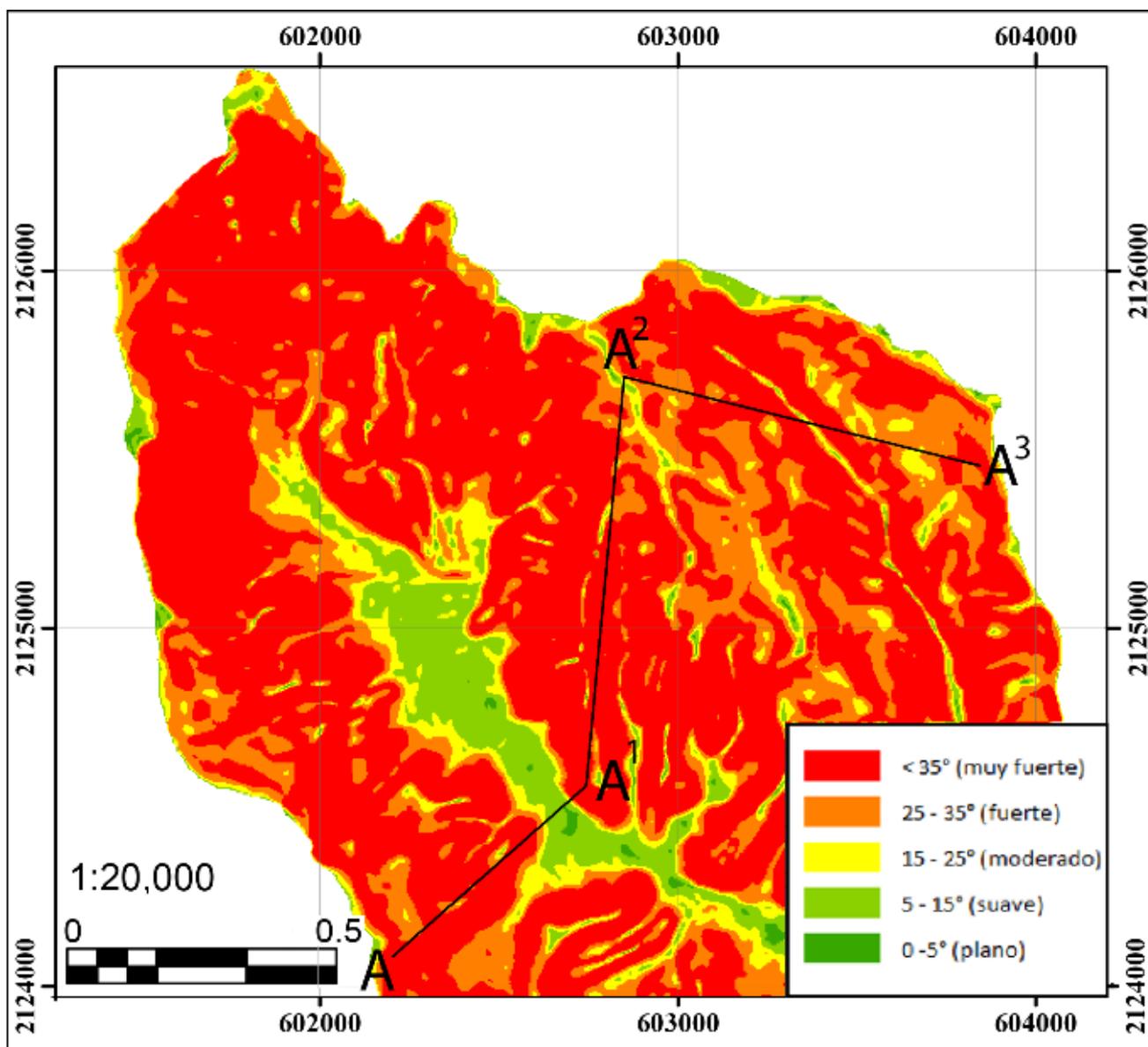


Figura 4.3. Mapa de inclinación del terreno de las laderas de valle volcánico-glaciales, en ellas hay una predominancia de las laderas abruptas. Se señala el trazo del perfil topográfico A-A³.

El perfil A-A³ (Figura 4.4.) fue trazado con la intención de mostrar resaltes altitudinales representativos de la ladera de valle volcánico-glacial y su parte adyacente (brazo) y muestra la parte más cercana a la cima de la montaña, abarca un tramo de ladera N, para finalizar en la ladera de valle volcánico-glacial opuesta.

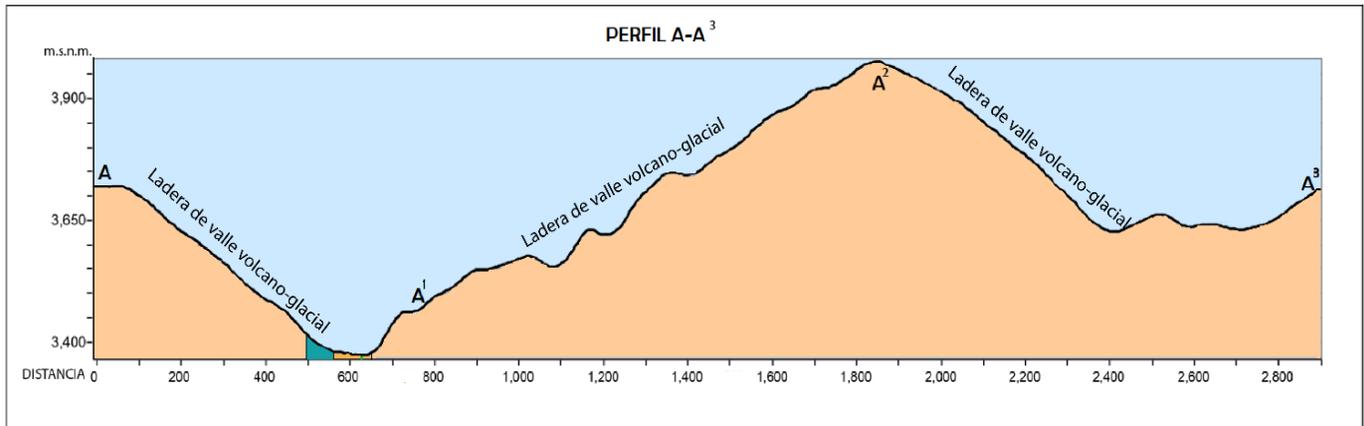


Figura 4.4. Perfil topográfico del transecto A-A³ correspondiente a la parte próxima a la cima de La Malinche, donde se observan ambas cuencas y el parteaguas que las divide.

III. RELIEVE EXÓGENO

Los relieves exógenos se encuentran condicionados por factores como el clima, litología, la fuerza de gravedad, incluso factores antrópicos, siendo el intemperismo, la erosión y la acumulación los tres principales agentes externos que se encargan del modelado de las formas de relieve de la superficie terrestre (Lugo-Hubp, 1991). La mayor parte de las unidades geomorfológicas de la barranca Axal corresponde a este grupo morfo genético.

A) Erosivo fluvial

La erosión fluvial es el conjunto de procesos que favorecen la destrucción y transporte de materiales debido al agua de escurrimiento y cuya principal dinámica es el rebajamiento de la superficie a través de distintas acciones (destrucción mecánica por la fuerza de la corriente, lavado y laminación del fondo del cauce y alteración química de los minerales). Es posible clasificar la erosión fluvial en planar y lineal, que a su vez se subdivide en vertical y lateral (Lugo-Hubp, 2011).

3.1. Canal principal

Es el conducto principal que transporta el agua proveniente de las partes altas, misma que es alimentada superficialmente por corrientes tributarias las cuales drenan hacia el canal principal. Presentan una morfología deprimida, alargada y angosta, erosionada por una corriente sobre el lecho rocoso o sedimento, la cual, en ambientes montañosos, suele presentar fondo en “V” o plano. La génesis del canal principal está condicionada por la presencia de flujos de agua encauzada o semi-encauzada, generada por una concentración de las aguas de escorrentía dentro de una red ramificada.

Además, sobre este canal transitan río abajo, flujos de escombros de distinta generación. Esta red hidrológica en zona de montaña se considera jerarquizada, ya que cada curso fluvial es tributario de otro mayor y el drenaje está constituido por corrientes de recorrido corto y régimen intermitente, con un patrón de drenaje de tipo subdendrítico, propio de laderas de valle volcano-glaciales, con retrabajamiento glaciario (Guerra-Peña, 1980). El canal principal fluye bajo un fondo plano y lecho sedimentario, constituido por detritos hetero-litológicos que presentan variedad granulométrica.

Con la finalidad de comprender los procesos fluviales asociados a la pendiente del canal principal, se calculó la sinuosidad de la corriente, entendida como la relación entre la distancia que separa dos puntos a lo largo de la parte más profunda del cauce, pudiéndose representar con la fórmula $P = \text{longitud del tálweg} / \text{longitud del valle}$ (Gracia y Masa, 1997). Este factor es un indicativo de la dinámica fluvial ya que existe una relación de pendiente-sinuosidad; en cauces de poca pendiente es mayor la sinuosidad, mientras que una baja sinuosidad es representativa de una mayor pendiente y con una mayor fuerza erosiva.

En áreas de montaña suelen obtenerse índices de sinuosidad iguales a 1 o ligeramente superiores, sólo en áreas donde el valle se abre, se aprecia un aumento en el índice de sinuosidad (Senciales, 1998), lo cual se ajusta a las características de la barranca Axal. De acuerdo con la clasificación de Schumm (1963), el índice de sinuosidad ayuda a identificar el tipo de canal. La sinuosidad calculada en la parte superior de la barranca Axal fue de 1.07, por lo que se considera canal rectilíneo en este tramo. Mientras que la sinuosidad de la parte

inferior y más angosta fue estimada en 1.3 y el canal del brazo con un índice de sinuosidad de 1.2, lo que los sitúa como canales transicionales, entre canales rectilíneos y regulares (Tabla 4.1.). (El recuadro rojo señala las clasificaciones correspondientes al canal principal de la barranca Axal).

Tabla 4.1. Índice de sinuosidad y su clasificación (Tomado de Schumm, 1963).

Tipo de canal	Índice de sinuosidad
Rectilíneo	1 - 1.2
Transicional	1.2 - 1.5
regular	1.5 - 1.7
irregular	1.7 - 2.1
Tortuoso	> 2.1

El cauce principal transporta carga en suspensión y de fondo durante los periodos de lluvia y se encuentra seco en temporadas de estiaje. Su grado de competencia puede movilizar bloques de tamaño considerable, por lo que se considera una corriente con alta energía y una alta capacidad de transporte o competencia, evidenciado por el tipo y tamaño de clastos que se distribuyen a lo largo del canal. Presenta un fondo plano, estrecho, constituido principalmente con material arenoso y depósitos torrenciales con bloques. Durante los recorridos a través del cauce principal no se observó presencia de corrientes permanentes, manantiales u ojos de agua, lo que indica que son corrientes que están activas sólo en temporada de lluvias, mientras que en época de estiaje funciona como corredor de escombros (Figura 4.5.).

Otra característica morfológica importante, es el ancho del cauce principal, el cual no excede los 30 m, presentando esta máxima anchura en la sección donde se une la corriente del brazo adyacente. Tiene una longitud de alrededor de 2,450 m, desde la parte más elevada, hasta donde se une al brazo. A partir de este punto y hasta la zona donde termina la zona de estudio, el canal mide 4,200 m, lo que da una longitud total de 6,650 m. Finalmente, el canal del brazo

mide 2,050 m de largo, por lo que, si se suman las longitudes del canal principal en la barranca Axal, se obtiene un total de 8,700 m.



Figura 4.5. Porción del canal principal de la barranca Axal, correspondiente a la parte baja de la barranca, en donde se evidencian las características de lecho arenoso con bloques de tamaño heterogéneo de tipo flujo de escombros.

3.2. Barranco activo

Un barranco es un valle estrecho de laderas escarpadas cuyo origen está relacionado con procesos fluviales y pluviales principalmente. La génesis de los barrancos empieza cuando el agua circula constantemente por incipientes canales, por lo que, si el aporte de agua es regular, gradualmente habrá un socavamiento del material, profundizando en el lecho y remontando las paredes, hasta que con el paso de los años se hayan desarrollado barrancos (Muñoz, 2000, Gutiérrez-Elorza, 2008).

En el área de estudio se clasificaron los barrancos en dos tipos, activo e inactivo, en función de la dinámica que presentaran en la actualidad, es decir, si aún fungía como conducto de agua o si ya no presentaba esta característica y era considerado un barranco abandonado o inactivo. La finalidad de clasificarlos en activo o inactivo fue para determinar su dinámica y

la relación que guardaron con lahares pasados, ayudando a conocer la frecuencia, intensidad y su localización.

Los barrancos activos son aquellos en los que los procesos erosivos siguen siendo importantes y no permiten la estabilización de los materiales ni el desarrollo de cubierta vegetal que favorezca la cohesión de los detritos, por lo que estos son acarreados pendiente abajo, por tal motivo, la carencia de vegetación en la superficie fue la característica que permitió su clasificación dentro de este rubro.

Una de las características que se pudo observar en los barrancos activos fue su poca profundidad, lo cual responde a las características de resistencia de los materiales lo cual impiden ser erosionados con facilidad. Otra particularidad es que sólo se encuentran en la parte de mayor elevación de la cuenca, debido a que es la zona donde se presenta la mayor pendiente. La suma de la longitud de los barrancos activos es de 9,100 m de longitud, los cuales se encuentran concentrados en la parte alta de la barranca Axal.

3.3. Barranco inactivo

Los barrancos inactivos son aquellos en donde no existe una influencia de factores externos o internos que favorezcan la erosión de los materiales, por lo que en la actualidad el suelo se ha desarrollado sobre la superficie de estos barrancos y crecido vegetación, indicativo que la fuerza del agua que es encausada por estos barrancos no es la suficiente para lograr un desprendimiento del sustrato (Pedraza, 1996). Cabe resaltar que la cubierta vegetal también juega un papel en la estabilización de los materiales, brindándoles cohesión y evitando su desprendimiento y posterior movilización (Figura 4.6.).



Figura 4.6. En color amarillo se muestran las superficies ocupadas por barrancos inactivos con cobertura vegetal, característicos en las laderas en la parte baja de la barranca Axal (~3,200 msnm).

3.4. *Cauce*

El cauce representa un elemento lineal que une las partes más profundas de los canales, su génesis se debe a los procesos de intemperismo, sobre todo a la erosión lineal, cuyo principal agente es el agua, que excava el sustrato del conducto durante la época de precipitaciones intensas, favoreciendo la erosión vertical. Se identifica tanto en los barrancos activos como inactivos, en el canal principal, e incluso, sobre las ladera y terrazas, siendo el precursor de futuros barrancos.

Se encuentra seco la mayor parte del año y solo se reactiva durante eventos de lluvia, movilizandolos materiales disgregados que se encuentran en su superficie. Algunas depresiones han sido rellenadas por sedimentos, desarrollando vegetación, pero por lo activo de la unidad, predomina la vegetación arbustiva y pastos, no siendo común encontrar árboles desarrollados, acaso plántulas y árboles muy jóvenes.

A partir de la parte media de la barranca, se identifica un cauce que desciende de la ladera E, transcurre paralelo al canal principal, sobre las terrazas y su extensión se prolonga más allá

de la zona de estudio, río abajo. Su principal rasgo dinámico es el transporte del agua excedente que, durante eventos de precipitaciones extraordinarias, no pueden ser encausadas a través del canal principal y desborda hacia éste. Tiene una profundidad que varía de los 20 a los 60 cm, un ancho de 60 cm en promedio, una longitud de 3,800 m, hasta donde finaliza el área de estudio y prolongándose más allá (Figura 4.7.).



Figura 4.7. Cauce el cual sólo transporta agua en eventos extraordinarios, cuando el caudal rebasa la capacidad del canal principal (imagen tomada en las coord. 19°12'4.7" N y 98°0'31" O).

3.5. Circo activo

Los circos fluviales suelen ser propios de ambientes montañosos, se originan en las cabeceras de algunas corrientes fluviales, ya sea por desprendimientos o por deslizamientos de materiales, proceso que se conoce como erosión remontante, así como por la acción erosiva, producto de pequeñas escorrentías que inciden en un canal principal (Lugo-Hubp, 2011).

Se consideran unidades activas ya que siguen presentando erosión remontante y desarrollándose casi en su totalidad en las cabeceras de los barrancos activos, observándose material parental expuesto, detritos removidos y carencia de vegetación en su superficie. Los

circos de erosión tienen una morfología cóncava, con forma de semicírculo y laderas escarpadas.

En la barranca Axal se identificaron 7 circos activos, los cuales se definieron en función de su morfología y por ausencia de vegetación. Únicamente se ubican en la parte más elevada de la cuenca, coincidiendo con la zona de mayor dinámica (Figura 4.8.).

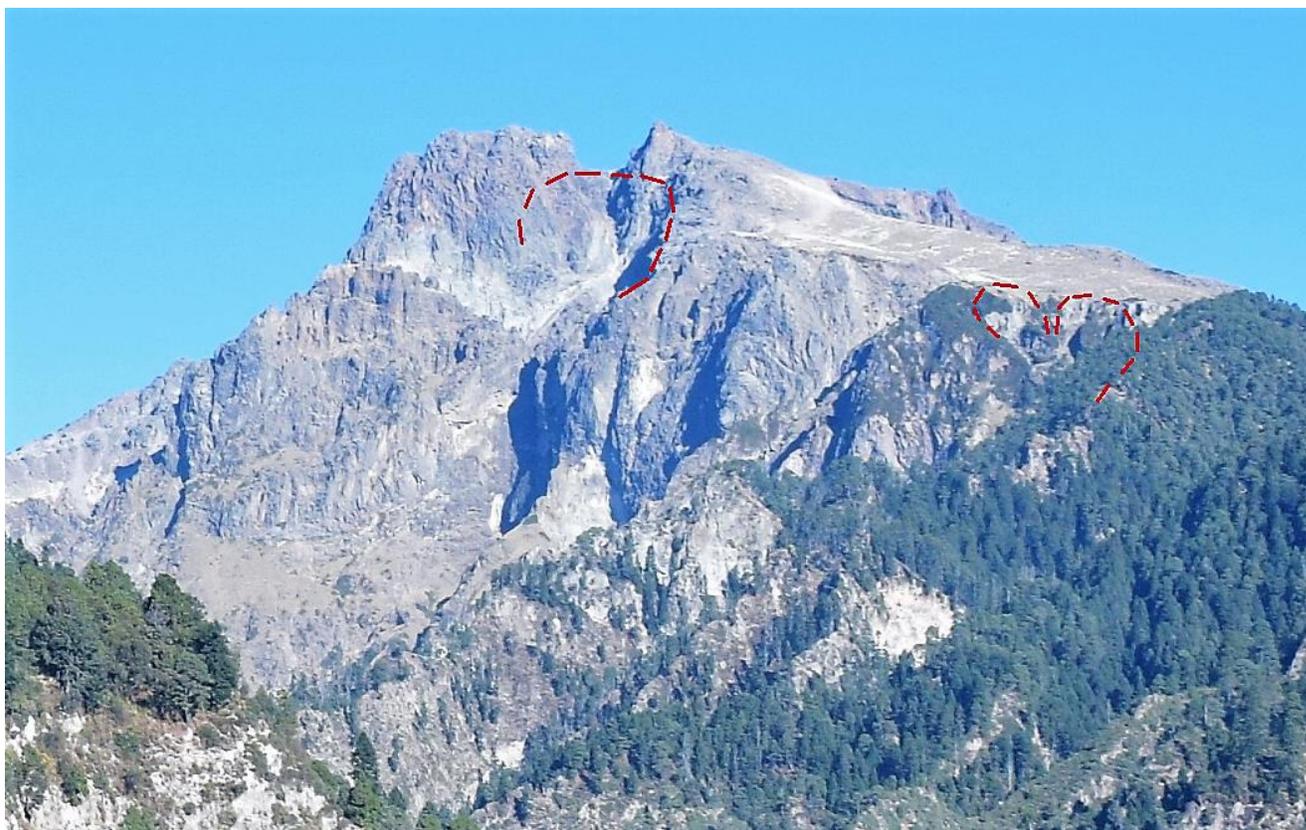


Figura 4.8. Vista de la cima de La Malinche. Las líneas rojas punteadas señalan tres de los circos activos identificados.

3.6. *Circo inactivo*

Se clasificaron como circos inactivos, aquellos que presentaran vegetación en su superficie, lo cual es indicativo de la estabilidad y cohesión de los materiales. Se contabilizaron 11 circos inactivos, 4 de ellos se encuentran ubicados en la ladera W, de los cuales, 2 están en la ladera volcánico-glacial y dos en el volcán de lava. 5 están en la ladera E del brazo adyacente y los dos restantes están en su ladera W, todos ubicados en la parte superior de la barranca.

B) Acumulativo fluvial

Representa aquellas morfologías formadas por materiales que han sido transportados y depositados por los canales y corrientes fluviales. En ambientes volcánicos, la deposición por la dinámica de lahares se puede combinar con los procesos acumulativos fluviales. Esta forma del relieve se caracteriza por ser de tipo detrítico y cuya composición y grosor dependen de la composición granulométrica y mineralógica, así como por el tipo de corriente en el que se produjo la acumulación de sedimentos (Castillo., *et al*, 2015, Lugo-Hubp, 2011).

3.7. Terraza 1.

Las terrazas fluviales son depósitos sedimentarios de planicies de inundación, antiguas y abandonadas que presentan procesos de migración. La formación de cada terraza supone dos etapas básicas, en la primera, hay un ensanchamiento natural del cauce, generando una llanura. En la segunda etapa predomina la erosión vertical y sobre-excavación de un nuevo cauce, quedando la llanura primitiva “colgada”, siendo común encontrarlas una de otra, dispuestas a distinta altitud (Pedraza, 1996).

La forma de su superficie es plana o ligeramente inclinada, estrecha y alargada generalmente, la cual es delimitada por un cambio de pendiente abrupto, aislando la forma de su nivel base por cambios en el régimen hidrológico (Lugo-Hubp, 2011). En ambientes volcánicos, las terrazas son formadas principalmente por depósitos de flujos de escombros y depósitos hiperconcentrados que rellenan el fondo de los canales y barrancos en diferentes momentos (Capra *et al.*, 2018).

La génesis de la terraza 1 se compone principalmente de los depósitos de tipo flujo de escombros y material aluvial, donde predominan los clastos de tamaño heterogéneo, con bloques de hasta 35 cm en su eje mayor, observándose tamaños desde arenas a gravilla, sin estratificación y sin cementar, en su mayoría, con bordes subangulares. Cabe indicar que hubo puntos, sobre todo en las partes cercanas a la confluencia de ambas cuencas, donde la proporción de líticos en las terrazas fue menor, predominando las arenas con matriz poco consolidada.

En la zona de estudio, la terraza 1 inicia su emplazamiento a los 3,570 msnm y finaliza a los 2,540 msnm. El espesor de la terraza 1 varía desde los 50 cm, hasta los 4 m, encontrándose los mayores espesores en la parte media e inferior de la barranca y siendo más delgados los espesores en las partes más elevadas. La anchura mayor de la terraza 1 ronda los 160 m, mientras que la parte más estrecha tiene poco menos de 4 metros de ancho a cada lado del canal.

Presentan una longitud de 6,200 m a ambos lados del canal, esta morfología también se identifica en el brazo adyacente, cuyas terrazas tienen una longitud 930 m de longitud en su margen izquierdo y 730 m en su margen derecho. Su dinámica actual es activa, principalmente en las partes cercanas al canal principal en donde la erosión del sustrato es más intensa (Figura 4.9.).



Figura 4.9. Vista de la barranca Axal donde se observa la división de las unidades geomorfológicas.

A) Ladera de volcán de lava; B) talud de derrubios; C) terraza 2; D) terraza 1 y E) ladera de valle volcano-glacial.

3.8. Terraza 2.

La terraza 2 está primordialmente constituida por flujos de escombros y con aportes de material aluvial durante las crecidas del caudal principal. Se dispone paralela al canal principal y tiene una superficie mucho menor que la terraza 1, es discontinua, componiéndose de 3 tramos. La parte más ancha de la terraza es de 150m, mientras que la parte más estrecha tiene alrededor de 10 m (Figura 4.10.). De acuerdo con la posición de la terraza 2 respecto al canal principal, es posible afirmar que ésta es más reciente que la terraza 1 debido a que aquellas terrazas que se encuentren a menor altitud y más cercanas al canal, son menos antiguas.

Tiene una superficie estimada de 91,000 m², la parte más ancha de la terraza es de 150m, mientras que la parte más estrecha tiene alrededor de 10 m. Los espesores de la terraza son proporcionales a la altitud en la que se localizan, desde 50 cm en las partes altas y llegando hasta los 5 m en las partes bajas de la barranca Axal. Limitan en su parte interna con el canal principal, mientras que en la parte externa hacen frontera con la terraza 1 (Figura 4.10.).



Figura 4.10. Vista en perfil de las terrazas 1 y 2. En este punto, la terraza uno tiene 1.14 m y la terraza 2 tiene 90 cm de espesor.

3.9. Abanico aluvial

Un abanico aluvial es un depósito de sedimentos que se acumula en la base más plana de un frente montañoso o en la parte interna de una zona montañosa, desarrollándose en zonas donde se amplía el relieve y disminuye la pendiente de un canal. La superficie del abanico adopta la morfología de un segmento de un cono el cual se dispone pendiente abajo, adoptando una forma semi cónica (Bull, 1997). Suelen tener una inclinación aproximada a los 11° y ser continuas en la base de los valles que suministran los depósitos, estando relacionado el tamaño de los abanicos con el tamaño del área que proporciona el material (Selby, 1993).

En la zona de estudio se identificaron 5 abanicos aluviales, todos localizados en la parte superior y más amplia de la cuenca, concentrados en una superficie de menos de 0.5 Km². Ellos se componen de detritos de origen volcánico, mismos que fueron aportados por los canales activos que los atraviesan, generalmente a través del eje del abanico y que, al haber un cambio en la pendiente en la cabecera fluvial, se modifica la competencia de la corriente, generando que el material sea abandonado y acumulado, adoptando una morfología triangular, amplio en la base y angosto en la parte superior.

Los abanicos identificados en la barranca Axal, limitan en sus partes altas con la ladera volcano-glacial o el volcán de lava. Cuatro de los abanicos han sido cubiertos en su base por la terraza uno, mientras que sólo uno de ellos se encuentra superpuesto a la terraza, extendiéndose hasta el canal principal, además de ser el único que limita con el talud de derrubios, por lo que es posible afirmar que éste es el abanico más joven ya que aún no ha sido sepultado por la terraza o alguna otra unidad geomorfológica. Se componen de detritos mal clasificados y de tamaños heterogéneos, donde predominan los bloques sub-angulosos a sub-redondeados.

El mayor de ellos mide 280 m en su eje mayor, mientras que el menor mide menos de 100 m de longitud. La dinámica de los abanicos en la ladera este, son más activos ya que presentan una vegetación incipiente, con una cantidad limitada de árboles sobre su superficie, mientras

que los dos abanicos que se encuentran en la ladera oeste, son más estables ya que sus superficies presentan una mayor densidad de árboles adultos.

C) Erosivo gravitacional

De acuerdo con Varnes (1978) los procesos erosivo-gravitacionales se presentan en las laderas e implican el desplazamiento de material por la fuerza de gravedad, pendiente abajo. El autor divide los movimientos en cinco tipos básicos: caída, deslizamiento, expansión lateral y flujos y movimientos complejos, así como el tipo de material implicado: rocas y detritos. En la zona de estudio se encontraron evidencias morfológicas de deslizamientos de tipo traslacional, con tres principales componentes: corona de desprendimiento, superficie de deslizamiento y lóbulo de depositación.

3.10. Corona de desprendimiento

La corona representa la parte superior del movimiento gravitacional, siendo el límite entre el material fallado y el material intacto. En perfil, la corona es representada por un escarpe pronunciado, mientras que, en planta se distinguen por una forma de arco (Varnes, 1978).

La primera corona de desprendimiento se encuentra situada en la parte alta de la barranca Axal, sobre la ladera oriente, correspondiente al lóbulo de depositación de mayor tamaño y cuyo material se compone tanto del material parental de la ladera, como de sedimentos aportados por dos canales activos, mismos que confluyen en la parte superior de la corona y cuya agua ha sido el principal agente que ha contribuido al debilitamiento y remoción de los materiales. Tiene una longitud de 240 m aproximadamente, medida realizada desde los extremos de la curvatura y una amplitud de alrededor de 50 m en su eje menor. Cuenta con una pendiente cercana a desplome (85°).

La segunda corona de desprendimiento también se localiza sobre la ladera E, no se apreció alguna corriente que transitase sobre la unidad, por lo que el desprendimiento del material se asocia a procesos gravitacionales principalmente. Tiene una longitud de 110 m en los extremos de la curvatura y un ancho de 25 m, así como una pendiente superior a 80°.

3.11. Superficie de deslizamiento.

Es aquel plano que forma o ha formado el límite entre el material desplazado y aquel que no ha sido movilizado (Alcántara, 2000). La primera de las dos superficies de deslizamiento tiene una altura de alrededor de 80 m, un ancho de 125 m. La segunda es de dimensiones menores, cuenta con una altura alrededor de 40 m y un ancho de 170 m. Los materiales expuestos en ambos planos son de origen volcánico, con poca o nula vegetación desarrollada en sus superficies, debido a la pendiente abrupta y a lo dinámico de la unidad, lo cual impide la formación de suelo. Esta unidad está vinculada con la corona de desprendimiento en la parte superior y con el lóbulo de detritos en la parte inferior.

El origen de esta unidad es por procesos gravitacionales principalmente, pero el agua ha sido un agente importante ya que, al percolar sobre el plano de debilidad durante la temporada de precipitaciones, ha debilitado los materiales subyacentes, propiciando un movimiento súbito de los detritos y bloques (Figura 4.11.).



Figura 4.11. Desprendimiento identificado en la ladera E, donde se muestran dos de sus tres componentes: corona de desprendimiento y superficie de deslizamiento.

D) Acumulativo gravitacional

3.12. Lóbulo de depositación

Se forman por el material que se ha movilizadado por gravedad desde las partes más elevadas y que se han depositado al pie de las laderas. Vista en perfil, cuenta con una morfología alargada, redondeada y convexa (Lugo-Hubp, 2011). Suelen ser eventos de poca duración y cuya morfología se asocia al movimiento intergranular. Son originados por fuertes precipitaciones, adoptando una forma de lengua, sobre la morfología existente y a una velocidad heterogénea (Alcántara, 2000).

En la zona de estudio se identificaron dos lóbulos de detritos, ambos pertenecientes a la parte superior de la barranca, localizados en la ladera E y compuestos por detritos y bloques de tamaño heterogéneo, mal clasificados, predominando los bloques angulares y subangulares, propios de materiales que no han sido movilizadados distancias largas. El primer lóbulo de detritos, de mayor dimensión y localizado a mayor altura que el otro lóbulo, presenta un eje mayor de 420 m y un eje menor de 200 m, una pendiente promedio de 30° y una morfología alargada, de forma convexa, vista de perfil.

Tanto la parte W como la parte E de la unidad se encuentran delimitados por la ladera volcánico-glacial en la parte superior y por barrancos inactivos en la parte inferior, además de encontrarse disectado en la parte superior por el mismo canal inactivo que, pendiente abajo, representará el límite con la ladera volcánico-glacial en su parte E. El lóbulo cubre las terrazas localizadas al E del canal principal y finaliza al sur, limitado por el canal principal.

Debido a que presenta arbolado en su superficie, es posible afirmar que el lóbulo se encuentra estabilizado, por lo cual su formación fue súbita, formada en un periodo de tiempo corto, relacionado y detonado por lluvias torrenciales propias de la temporada de huracanes o por sismos regionales. El segundo lóbulo presenta un eje mayor de 130 m y un eje menor de 60 m. La vegetación ha colonizado parte de sus superficies, pero en la superficie de deslizamiento está expuesto.

Los procesos de remoción pudieron estar relacionados con lluvias, propiciando el reblandecimiento los materiales y saturando el suelo con un alto contenido de agua. También los grandes sismos regionales pudieron ser un detonante para la formación de lóbulos.

3.13. Talud de derrubios

El talud de derrubios es una unidad formada por acumulación continua de clastos al pie del escarpe y propios de condiciones montañosas. Su génesis se debe al material movilizado de las partes altas el cual desciende por la ladera hasta estabilizarse en una posición de equilibrio (estables hasta un límite que va de los 30 a los 35°) principalmente por procesos de gelificación. Sus extensiones son determinadas por la inclinación y la rugosidad de la vertiente, así como de la masa y morfología de los elementos movilizados y que se depositan al pie de los escarpes.

Existen múltiples variantes que intervienen en la dinámica de los taludes: su geometría, el grado de alteración de sus elementos, la orientación, magnitud, rugosidad y relleno de las discontinuidades (Escamilla, 2014; Coque, 1997). El talud en la parte superior de la barranca Axal es más amplio ya que a mayor elevación hay un descenso de temperatura, por lo que es más intenso el proceso de gelificación y hay un mayor aporte de detritos depositados. Lo escarpado de las laderas también contribuyen a que el talud sea más ancho en la parte superior.

Los taludes en la base de la cabecera de la barranca son discontinuos, mientras que, en la parte inferior de la barranca Axal (ver Figura 4.12.) son continuos, prolongándose más allá de la zona de estudio, emplazados de manera paralela al cauce principal y a ambos lados de la cuenca. En la barranca Axal se puede observar que se encuentran cubiertos por vegetación en la mayor parte de su superficie y a ambos lados de la ladera se observan canales que cortan los taludes. Su litología predominante es de clastos de origen volcánico, angulosos y sub-angulosos ya que los materiales no han tenido un desplazamiento importante, depositándose en la base de las laderas, cerca de la fuente del material, las laderas.

E) Erosivo glacial

También llamada exaración, es la destrucción de las rocas debido al avance glacial sobre el lecho de la cuenca, dando origen a los valles glaciares. Producto de la destrucción de las rocas se genera la aplanación y pulimiento de la superficie. Los glaciares erosionan la superficie de dos formas, arranque y abrasión, la primera moviliza e incorpora los bloques al hielo, mientras que la segunda funciona como una lija, al deslizarse el hielo y su carga de clastos sobre el lecho rocoso, pulimentando la superficie (Lugo-Hubp, 2011; Tarbuck y Lutgens, 2005).

3.14. Paleocirco glacial

Esta unidad geomorfológica que asemeja un circo glacial con forma de anfiteatro cóncavo, aproximado a un semicírculo, sus paredes son verticales o a desplome, con fondos suaves, y forma cóncava, vistos en perfil (Lugo-Hubp, 2011). Presenta la característica de haber contado con actividad glacial pasada (paleo-glacial), misma que fue la responsable de su modelado y morfología actual.

En la zona de estudio, el paleocirco glacial se localiza en la parte superior de la cuenca (entre los 3,300 y los 4,400 msnm aproximadamente), con una morfología semicircular, ligeramente elongada y con laderas mayores a 30°. De acuerdo con Castillo., *et al* (2007), posiblemente existieron lenguas glaciares que llegaron hasta los 2,700 msnm, siendo esta actividad la que modeló las laderas, sostiene que la formación del valle no pudo únicamente asociarse a la erosión glacial, de ser así, los depósitos morrénicos tendrían una expresión superficial, lo cual no es observable.

Probablemente los antiguos depósitos morrénicos fueron removidos con anterioridad por agentes erosivos ya que el pulimiento de las superficies por acción de antiguos glaciales puede explicar la morfología actual de cuenca, además de haber registros de actividad glacial durante el Pleistoceno-Holoceno en las altas montañas del centro de México (Vázquez-Selem y Heine, 2004).

SÍMBOLOS COMPLEMENTARIOS

Ápice de abanico aluvial

Un ápice es la parte superior de los abanicos aluviales, donde desemboca la corriente fluvial que los alimenta (Lugo-Hubp, 2011). También se considera como el lugar de transición entre la cuenca de captación y el abanico aluvial. Generalmente coincide con la zona de contacto entre el abanico y el frente montañoso. En la zona de estudio fue posible reconocer cinco abanicos aluviales, localizados tres en la ladera E y dos en la ladera W.

Escarpe

Un escarpe es una ladera abrupta a desplome, de alturas variables, cuyo origen puede ser por procesos tectónicos o por procesos exógenos, principalmente gravitacionales (Lugo-Hubp, 2011). Se originan por un diferencial en la resistencia de los materiales, que, al desprenderse parte del mismo, genera morfologías abruptas.

En la zona de estudio se identificaron siete escarpes, de los cuales, los cinco de menor dimensión se localizan en las partes altas de la cuenca, mientras que los dos más extensos comienzan en la zona donde se angosta la cuenca y finalizan más allá de la zona de estudio. Se infiere que los procesos y materiales que definieron la morfología de la barranca (amplia en la parte superior y angosta en la parte inferior), fue por un diferencial en la resistencia de los materiales, aunado a actividad glaciaria pasada (Figura 4.12.).



Figura 4.12. Fotografía tomada por un dron (Prado-Lallande, 2017), donde se observa el espesor del escarpe, con algunos desprendimientos de roca y suelo, así como paredes verticales.

4.2. Análisis dendrogeomorfológico

A partir de 27 árboles sin daños aparentes se construyó una cronología de referencia utilizando las especies (*Abies religiosa*, *Pinus hartwegii* y *Pinus leiophylla*) (Figura 4.13.), la cual permitió identificar los patrones de crecimiento de los árboles, así como de conocer la amplitud temporal de los árboles. La cronología abarcó desde la década de 1940 hasta 2016, mostrando entre ellas una correlación significativa, de acuerdo con COFECHA fue de 0.55 ($P < 0.01$) y una sensibilidad media de 0.29. Es importante mencionar que la mayor parte de las muestras de referencia tienen una mayor coincidencia a partir de la década de 1990 y las más antiguas corresponden a antes de la década de 1960.

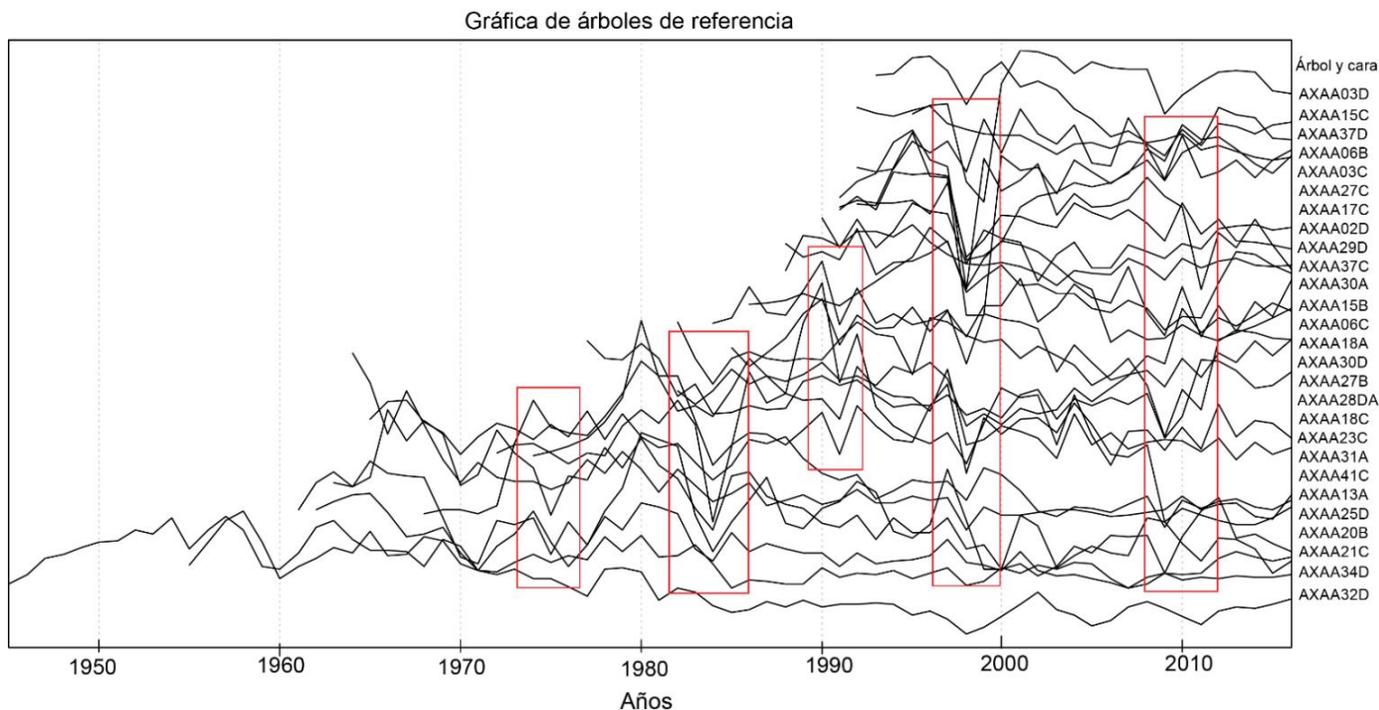


Figura 4.13. Gráfica de árboles de referencia, construida con aquellas muestras que no presentan disturbios y que funcionan como cronología de referencia. Los recuadros rojos destacan aquellos periodos donde existe mayor coincidencia en los patrones de crecimiento.

A la cronología de referencia se le aplicaron distintos tratamientos estadísticos a través del paquete *dplR* del programa R (Bunn, 2008), *spline*, línea horizontal -promedio- y Ar -ARSTAN- para su estandarización y construcción de Índice de Ancho de Anillo (IAA), eliminando la tendencia biológica de crecimiento y brindando confianza a la cronología, gracias a la señal común entre las series (Franco–Corona, 2018), generando cuatro cronologías.

- 1) *Spline* es una línea flexible suavizada a nivel década para resaltar eventos de baja frecuencia; la curva exponencial negativa, cuya finalidad fue reducir el ruido entre las series.
- 2) línea horizontal cuya estandarización en el ancho de anillos se representó por una línea horizontal de tendencia.
- 3) cronología de Ar, la cual es una cronología residual, misma que devuelve la persistencia promedio (Franco–Corona, 2018) (Figura 4.14.).

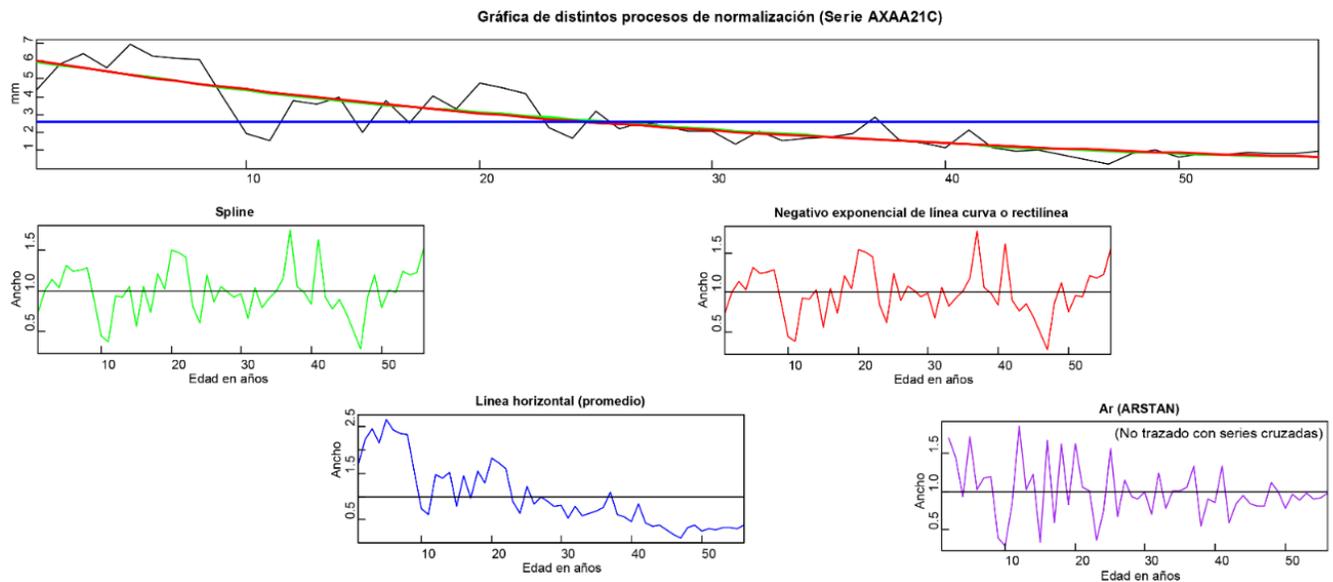


Figura 4.14. Gráfica de una serie, donde se comparan distintos métodos de normalización del ancho de los anillos de crecimiento. Obsérvese que los resultados suavizan la línea de tendencia y facilitan su análisis posterior.

Después de generar las gráficas de normalización, se realizó una gráfica de índice de ancho de los anillo (IAA), con base a los criterios estandarizados del paquete *dplR*, del programa R (Bunn, 2008), el cual permite la estandarización a través del modelo que genera la curva exponencial negativa, en donde se considera la curva de mejor ajuste al crecimiento y mide cada valor anual entre el valor obtenido de la curva, el cual se obtiene al dividir el valor real del ancho del anillo entre el valor correspondiente de la curva de crecimiento esperado por el modelo, de esta manera se genera el índice de crecimiento, procedimiento que es representado por la fórmula $I=W/Y$.

Donde:

I = Índice de ancho del anillo o índice de crecimiento.

W = Ancho de anillo (Incremento anual).

Y = Ancho de anillo proyectado (Cerano, 2017).

En la Figura 4.15., en el eje vertical izquierdo, se representa el índice normalizado una vez aplicada la curva de mejor ajuste con una media de 1.0 y varianza homogénea, eliminando tendencias biológicas y geométricas, obteniendo una maximización de la señal climática. El

eje vertical derecho indica el número de muestras colectadas por año, obteniendo el mayor número de muestras, a partir de la década de 1990. Mientras que el eje horizontal representa la cronología en intervalos decadales. Cuando los valores son superiores a 1, indica periodos de crecimiento superior al promedio lo cual puede ser indicativo de periodos húmedos, mientras que los periodos inferiores a 1, podrían coincidir con temporadas secas, aunque cabe resaltar que el número de muestras no permite asegurarlo de manera categórica (Cerano, 2017).

Los periodos húmedos en la barranca Axal fueron los siguientes: 1950–1959, 1963-1967, 1976-1984 y 1990-1996 y 2010-2016. Mientras que los periodos secos abarcan de 1959 a 1963, 1967-1976, 1984-1990, 1996-2010. Esta variabilidad climática coincide con otras cronologías dendrocronológicas realizadas para el centro de México. (Villanueva-Díaz., *et al*, 2015).

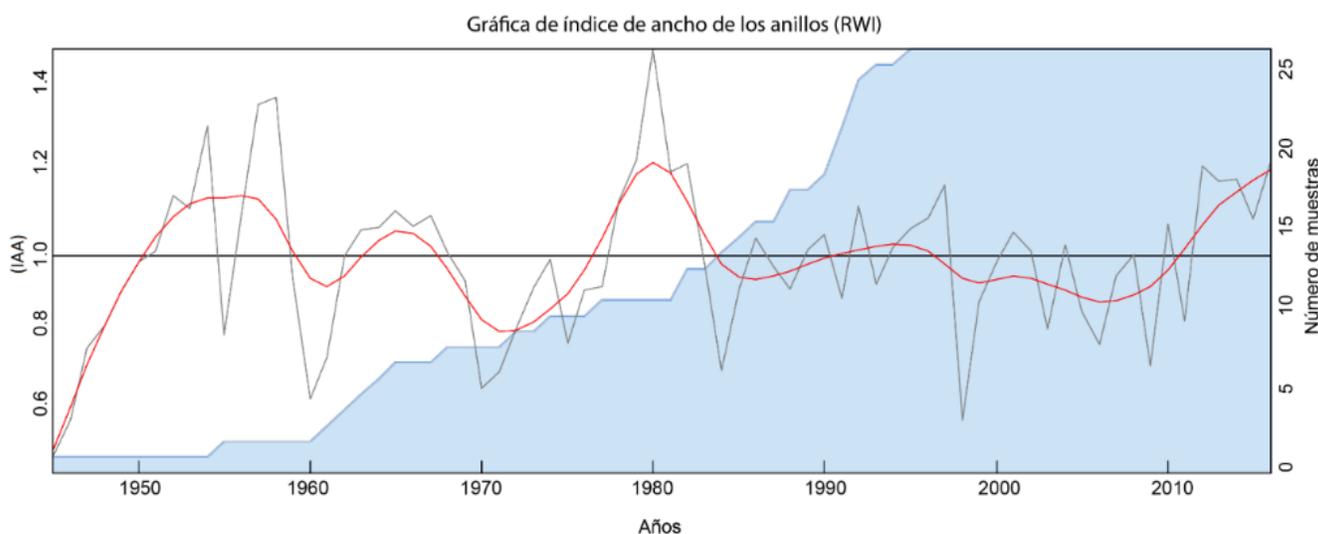


Figura 4.15. Gráfica de Índice de Ancho de los Anillos (IAA), la cual es una estandarización de las series de crecimiento, con una media de 1.0 representada por la línea negra, mientras que la línea roja indica la curva exponencial de mejor ajuste. Valores arriba de 1 puede representar periodos de lluvias importantes, mientras que debajo de 1, puede coincidir con periodos secos.

Por otro lado, se realizaron dos curvas de crecimiento de anillo total, la primera con árboles sin disturbios aparentes y la segunda fue hecha con individuos con algún tipo de daño por procesos geomorfológicos, por ejemplo, impactados, sepultados inclinados, etcétera.

En este análisis se pudo observar que el ancho total de los anillos del grupo de árboles sin disturbios fue mayor que el ancho del grupo de los árboles perturbados, lo cual es indicativo de la supresión que sufren los anillos en su crecimiento después de estar sometidos al estrés hídrico y de nutrientes, producido por eventos geomorfológicos.

También es importante destacar que, en ambos grupos, las líneas promedio son similares, lo cual nos permite afirmar que, aunque los árboles presentan cambios en el grosor de los anillos cuando se ven sometidos a procesos geomorfológicos, siguen teniendo un patrón de crecimiento concordante (Figura 4.16.).

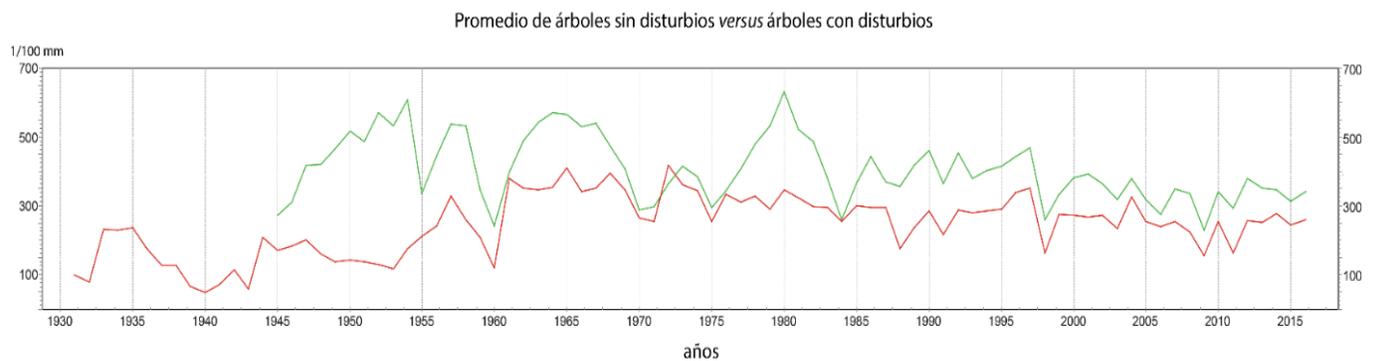


Figura 4.16. Comparativo del promedio del ancho total de los anillos del grupo de referencia. La línea verde representa el promedio en el ancho de los anillos del grupo sin disturbios, mientras que la línea roja muestra el promedio del ancho de los anillos del grupo con disturbio. Ambas líneas muestran un patrón muy similar.

Para la reconstrucción de flujos de escombros en la barranca Axal, se elaboró una tabla en donde se representó información cualitativa y cuantitativa del trabajo realizado en campo y en gabinete (ver anexo 2), Esta tabla es un inventario de los tipos de disturbios, su fechamiento, intensidad, posición del árbol, caras de donde se obtuvieron las muestras, edades y en algunos casos, la datación a nivel sub-anual (Stoffel y Corona, 2014).

Cabe resaltar que el tipo de disturbio que predominó en los árboles muestreados fueron las filas tangenciales de ductos de resina traumáticos (TRD, por sus siglas en inglés) con un 40%, seguido por la supresión en el crecimiento con un 26%, cicatriz de impacto con 9%, realce en crecimiento con 6%, crecimiento excéntrico el 5%, madera de compresión y tejido caloso,

cada uno con 4%, finalmente, el 6% corresponde a la combinación de dos o más disturbios identificados.

En la Figura 4.17. se observan tres cortes transversales de tres especies árboles (*Abies religiosa*, *Pinus hartwegii* y *Alnus jorullensis*), su estudio permitió obtener información para entender el contexto geomorfológico como es el diámetro del árbol, el radio en el momento del daño, dimensión de la herida en el *cambium*, cierre de la herida, número de anillos implicados en el cierre de la herida, área afectada, medición de la anchura de los anillos de crecimiento previos y posteriores al evento perturbador, la existencia de madera de reacción y su ubicación (Ballesteros-Cánovas *et al.*, 2013).

En los árboles es posible observar la madera de reacción generada en los especímenes después de ser impactados por lahares (Fig. 4.17. A y B). La madera de reacción se reconoce a simple vista ya que es más oscura que el resto de la tonalidad normal del árbol y su posición es correspondiente al área afectada. También se observan las cicatrices de impacto (Fig. 4.17. A, B y C), mismas que corresponden a la superficie del tronco que hizo contacto con los materiales movilizadas por lahares y que afectaron la posición y desarrollo del árbol, modificándose su crecimiento radial y simétrico, teniéndose que adaptar a las heridas resultantes.

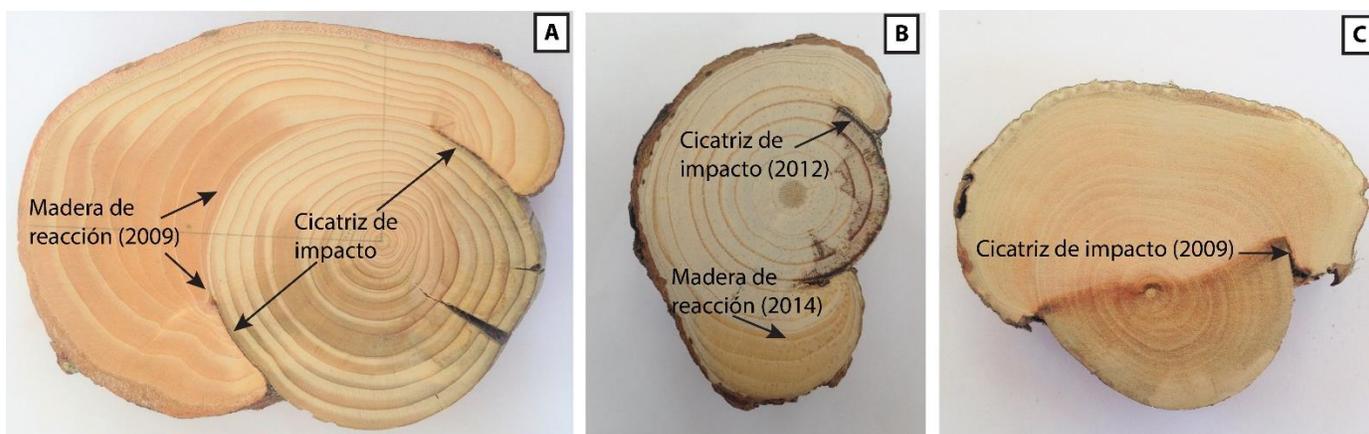


Figura 4.17. Cortes transversales de tres distintas especies de árbol donde se observan las cicatrices de impacto y su respectiva madera de reacción después de haber sido afectados por procesos relacionados a flujos de escombros. A) *Abies religiosa*; B) *Pinus hartwegii*; C) *Alnus jorullensis*.

A partir del fechamiento y análisis de los disturbios en los anillos de crecimiento de los árboles, se realizó una reconstrucción de flujos de escombros en el tiempo y su representación espacial a través de mapas geomorfológicos. Los flujos de escombros identificados en más de 7 árboles fueron 1997, 1998, 2000, 2005, 2009 y 2010 (Figura 4.18.-A), mientras que otros lahares fueron identificados en menos de 7 árboles en los años 1972, 1985, 1999, 2001, 2006, 2008 y 2011 (Figura 4.18.-B).

Es importante resaltar que los mismos eventos que afectaron la cuenca principal (excepto el evento de 2010), coinciden con aquellos que afectaron al brazo adyacente, esto permite suponer que los factores que detonaron los flujos de escombros fueron masivos, probablemente provocados por eventos hidrometeorológicos extraordinarios como la ocurrencia de los huracanes y tormentas tropicales.

Los flujos de escombros que cubrieron un mayor número de árboles sucedieron en los años 2000 (huracán Carlota), 2005 (huracanes José y Katrina) y 2010 (huracán Karl) coincidiendo con la temporada de huracanes de las costas del Pacífico y el Atlántico (NOAA, 2018). Si bien, el huracán Carlota se desarrolló en el océano Pacífico, generó intensas precipitaciones en el centro de México, registrándose una precipitación anual acumulada de 868 mm en la estación más cercana a la zona de estudio.

El 2005 se destaca el arribo de los huracanes José y Katrina, éste último considerado como de los más intensos y destructivos en los últimos cien años, generando un acumulado de 988 mm anuales de precipitación.

En el año 2010 se presentó el huracán Karl, el cual generó un acumulado anual de 982 mm de precipitación, registrados en la estación Zitlaltépetl (CNA-SMN, 2016). Antes de realizar los análisis dendrogeomorfológicos se tenía la hipótesis de que ambas zonas, cuenca principal y brazo eran muy activas, lo cual fue confirmado por la frecuencia con la que se presentan los flujos de escombros en los canales.

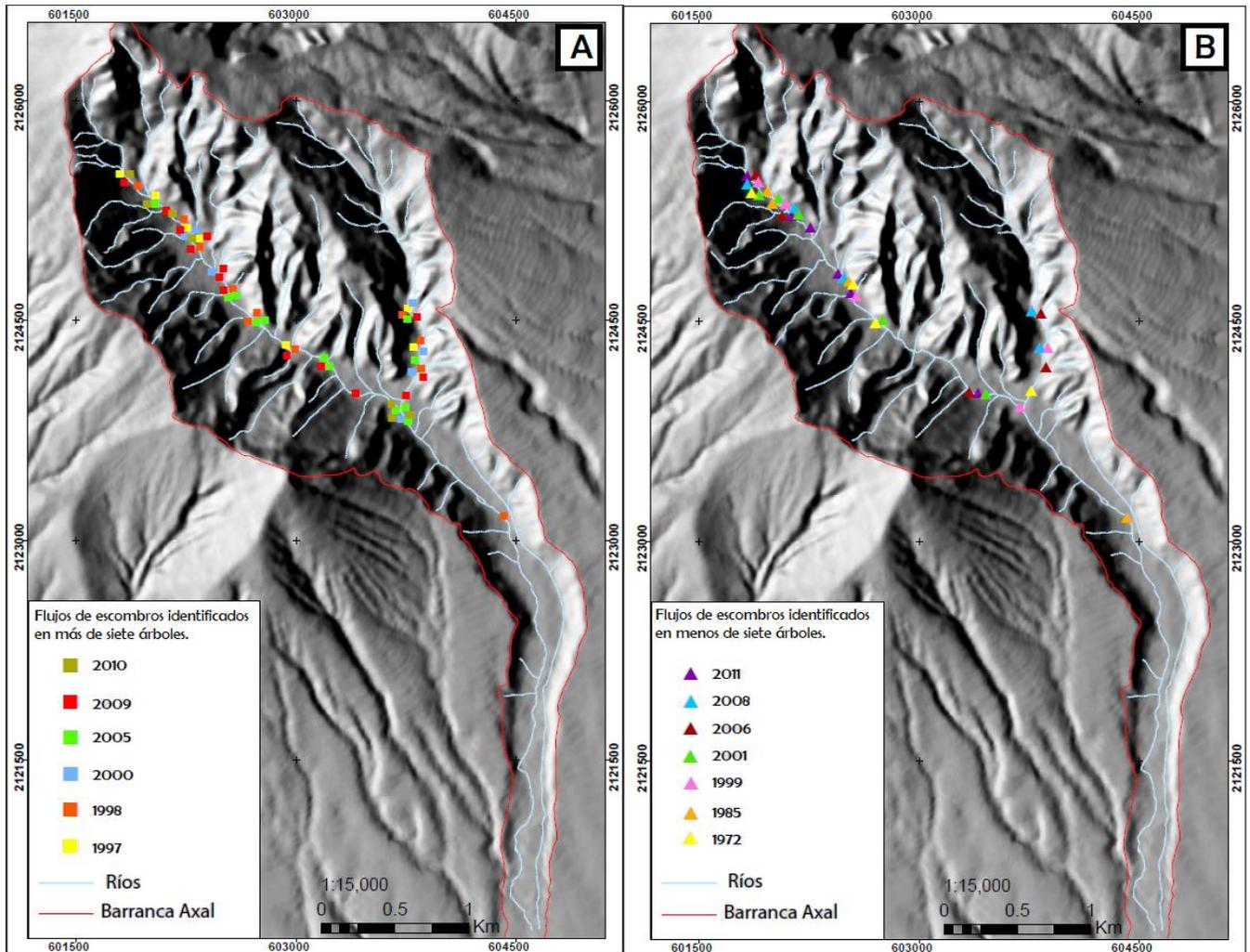


Figura 4.18. A) Mapa de eventos de flujos de escombros identificados en más de siete árboles. B) Mapa de eventos identificados en menos de siete árboles.

Edades mínimas del relieve

Otro resultado del análisis dendrogeomorfológico fue la asignación de edades mínimas del relieve para lo cual, se realizaron tres perfiles topográficos en puntos geomorfológicamente representativos a lo largo de la barranca.

El primer perfil (A-A¹) se realizó sobre el fondo del valle, en la parte superior de la barranca a 3,550 msnm. Comienza en un extremo del talud de derrubios y abarca la terraza 1, el canal principal, finalizando en la ladera de valle (Figura 4.19.). Los árboles muestreados corresponden a AXAA-23 y 22 respectivamente. La edad del árbol AXAA-22 fue de 55 años

y del individuo AXAA-23 fue de 44 años, por lo tanto, se puede considerar una edad mínima de la terraza en 55 años.

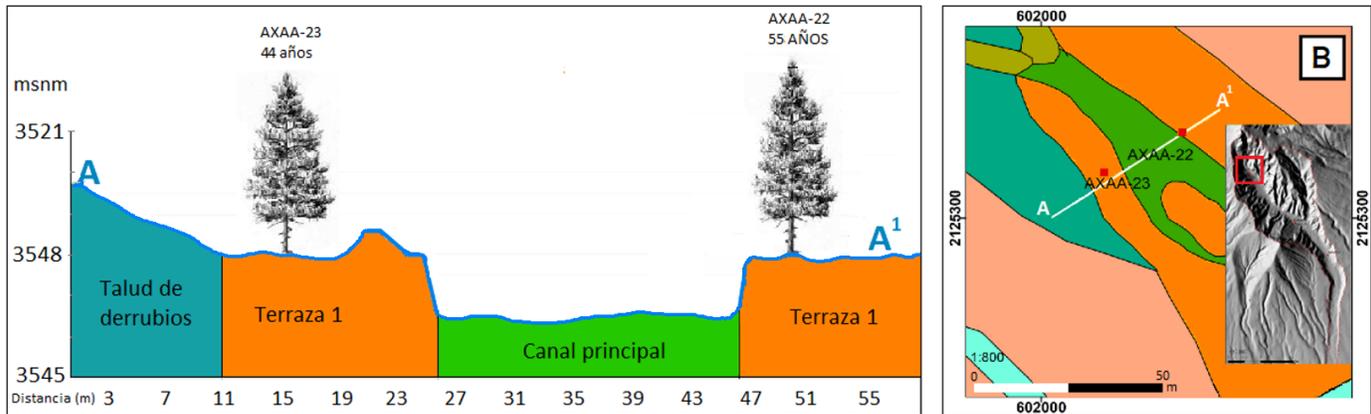


Figura 4.19. A) Perfil topográfico donde se observa la ruptura de pendiente el terreno, que delimita las 3 unidades suscritas: Talud de derrubios, terraza 1 y canal principal. B) Vista en planta del perfil A-A¹ y su posición en la cuenca.

El segundo perfil, B-B¹, se trazó en la parte media de la barranca Axal, tomando como referencia tres de los árboles muestreados, AXAA-40, 41 y 42, posicionados sobre el canal principal y la terraza 2. El árbol AXAA-40, el cual se encuentra entre el canal principal y la terraza 2 obtuvo una edad mínima del relieve de 14 años. El árbol AXAA-42, localizado en el lado opuesto del canal, limitando con la terraza 2, se calculó una edad de 17 años, lo cual es significativamente más joven que la terraza 2, dado que los dos árboles se encuentran en una posición morfoodinámicamente más activa (canal principal). Por otro lado, el árbol AXAA-41 se localiza a aproximadamente 12 m del canal, sobre la terraza 2, tiene una edad de 51 años y su edad es concordante con la zona de estabilidad, donde los árboles pueden llegar a ser más viejos (Figura 4.20.).

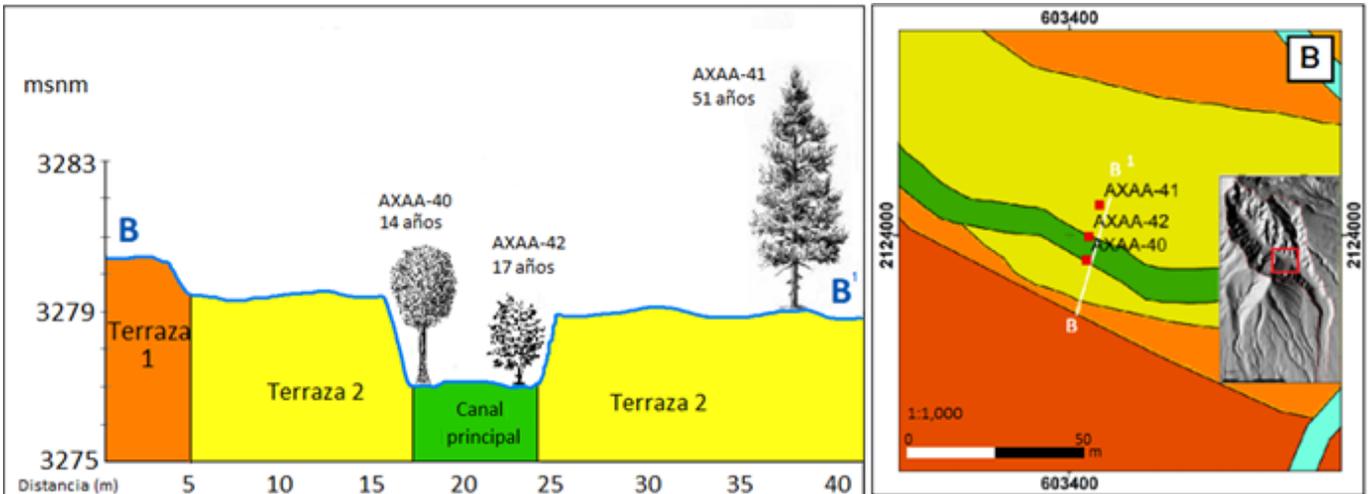


Figura 4.20. A) Perfil topográfico B-B³ en donde se registran los tres árboles muestreados. B) Vista en planta el perfil y su posición respecto a la zona de estudio.

El tercer perfil (C-C¹) sólo contempla el fechamiento de un árbol, AXAA-43, el cual se encuentra en el límite de la terraza 2, junto al canal principal, tiene una edad de 42 años, lo cual es similar con la edad del árbol AXAA-41 (51 años), correspondiente al perfil B -B¹, donde los árboles llegan a ser más viejos (Figura 4.21.). Al encontrarse en el escalón de la terraza 2, no sobre de ella, el individuo indica una edad mínima, necesariamente.

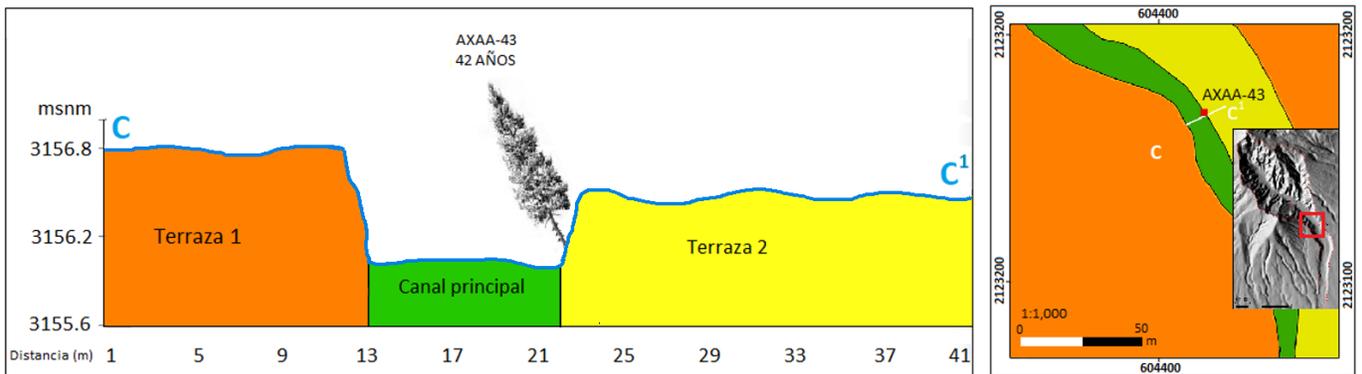


Figura 4.21. A) Perfil C-C¹, donde se hace evidente la posición árbol AXAA-43 en la terraza 2 y cuya edad mínima es de 42 años. B) Vista en planta del perfil.

CONCLUSIONES GENERALES

Esta investigación representa un aporte más a los estudios dendrogeomorfológicos en el centro de México, en el cual se reafirma el potencial del uso de los anillos de crecimiento de árboles del bosque templado, para entender la dinámica geomorfológica en el interior de las cuencas fluviales en montañas volcánicas.

Las especies de árboles estudiadas fueron *Abies religiosa*, *Pinus leiophylla*, *Pinus hartwegii* y *Alnus jorullensis* mismas que reafirman su potencial para estudios dendrocronológicos y dendrogeomorfológicos en México. A pesar de que la especie especie *Alnus jorullensis* presentó mayor dificultad para fechar debido a que tenía anillos de crecimiento difusos (con límites entre madera tardía y temprana poco definidos), se pudieron observar y fechar algunos disturbios como cicatrices de impacto y supresiones abruptas en individuos sepultados por sedimentos.

Los flujos de escombros más importantes en cuanto al número de disturbios y árboles afectados fueron datados en 1997, 1998, 2000, 2005, 2009 y 2010 y algunos de ellos se relacionan con lluvias torrenciales provocadas por tormentas tropicales y huracanes, principalmente ocurridos en el océano Atlántico. No obstante, la falta de instrumentos de medición dentro de las barrancas y/o la mala calidad de los registros climáticos de las estaciones meteorológicas, no permiten realizar correlaciones y validaciones óptimas en cuanto a los patrones de lluvia y la generación de procesos geomorfológicos.

Si bien, la dendrogeomorfología permite tener una resolución anual o sub-anual del fechamiento de procesos geomorfológicos, en ocasiones no es posible identificar todos los eventos ocurridos debido a: (i) la falta de árboles afectados por algún proceso geomorfológico, (ii) a la falta de especies de árboles que formen anillos anuales, (iii) un limitado tamaño de muestra, es decir, un reducido número de árboles muestreados para el análisis.

En cuanto a la estimación de edades mínimas del relieve, a partir de la edad de los árboles, en la barranca Axal se observó una relación estrecha entre la edad de los individuos el tiempo de formación de la unidad de relieve y la dinámica morfológica de las unidades. No obstante, para obtener una mejor precisión de las edades mínimas de relieve, se deben tener muestras dendrocronológicas que abarquen todos los anillos de crecimiento (desde la corteza hasta la médula), identificar posibles anillos faltantes y coleccionar las muestras lo más abajo posible del tronco, con el fin de tener la mayoría de los anillos de crecimiento.

Los principales aportes del trabajo fueron: 1) la elaboración de un mapa geomorfológico detallado (escala 1: 15,000) de la barranca Axal, donde se reconocieron y clasificaron las unidades de relieve para caracterizar su génesis, morfología, edad (mínima) del relieve y dinámica geomorfológica. El relieve se agrupó en tres grupos morfogenéticos endógeno, endógeno modelado y exógeno. 2) El segundo aporte importante de esta tesis fue fechar y realizar una cronología de flujos de escombros con base en métodos dendrogeomorfológicos.

Hasta ahora no se tenía algún registro de la frecuencia de eventos en el interior de la barranca Axal, por lo que esta primera cronología de eventos aporta datos valiosos para otros estudios, como de ordenamiento territorial y de planeación en el Parque Nacional La Malinche.

Bibliografía

- Alcántara, I., 2000, Landslides: ¿Deslizamientos o movimientos del terreno? Definición, clasificaciones y terminología. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 41.
- Alestalo, J., 1971, Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia*, 105, 1-49.
- Allan, J., 1986, Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 97, 473-485.
- Arce, J.L. 2003, Condiciones pre-eruptivas y evolución de la erupción pliniana Pómez Toluca Superior, Volcán Nevado de Toluca. Tesis de Doctorado, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, 177 pp.
- Ballesteros-Cánovas, J.A., Guardiola-Albert, C., Díez-Herrero, A., Stoffel, M., Rodríguez-Morata, C., 2013, Aplicación de la tomografía axial computarizada (TAC) para el análisis de la estructura interna de árboles afectados por avenidas torrenciales. *Sociedad Española de Ciencias Forestales*, 6° congreso forestal español.
- Bannan, M.W., 1936, Vertical resin ducts in the secondary wood of the Abietineae. *New Phytol*, 35, 11-46.
- Barrera-González, K.Y., 2017, Diagrama de flujo de origen, tipos y desarrollo de lahares.
- Baumann, F., y Kaiser, K.F., 1999, The Muttetta debris fan, eastern Swiss Alps: A 500-year debris flow chronology. *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 31, 128-134.
- Bollschweiler, M., Stoffel, M., Vázquez-Selem, L., Palacios, D., 2010, Tree-ring reconstruction of past lahar activity at Popocatepetl, Mexico. *The Holocene* 20, 265–274.
- Bollschweiler, M., Stoffel, M., y Schneuwly, D.M., 2008a, Dynamics in debris-flow activity on a forested cone - a case study using different dendroecological approaches. *Catena*, 72, 67-78.
- Bollschweiler, M., Stoffel, M., Schneuwly, D.M., Bourqui, K., 2008b, Traumatic resin ducts in *Larix decidua* stems impacted by debris flows. *Tree Physiology*, 28, 255-263.
- Bollschweiler, M., y Stoffel, M., 2007, Debris flows on forested cones - reconstruction and comparison of frequencies in two catchments in Val Ferret, Switzerland. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 7, 207-218.
- Bollschweiler, M., y Stoffel, M., 2010, Tree rings and debris flows: Recent developments, future directions. *Progress in Physical Geography*, 34, 625-645.
- Bull, W.B., 1997, The alluvial fan environment. *Progress in Physical Geography*, 1, 220-270.
- Bunn, A., 2008, A dendrochronology program library in R (dplR). *Dendrochronologia*, E.U., 26, 115-124.
- Butler, D.R., y Malanson G.P., 1985a, A history of 643 high magnitude snow avalanches, southern Glacier National Park, Montana, U.S.A. *Mountain. Research and Development*, 5, 175-182.
- Butler, D.R., y Malanson, G.P., 1985b, A reconstruction of snowavalanche characteristics in Montana, USA, using vegetation indicators. *Journal of Glaciology*, 31, 185-187.
- Butler, D.R., y Stoffel, M., 2013, John F. Shroder, Jr.'s 1978 and 1980 Papers on Dendrogeomorphology. *Progress in Physical Geography*, 37, 5, 717-721.
- Caballero, M., Lozano-García, S., Vázquez-Selem, L., Ortega B., 2010, Evidencias de cambio climático y ambiental en registros glaciales y en cuencas lacustres del centro de México durante el último máximo glacial. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62,359-377.
- Camarero, J.J., Guerrero-Campo, J., y Gutiérrez, E., 1998, Tree-ring growth and structure of *Pinus uncinata* and *Pinus sylvestris* in the Central Spanish Pyrenees. *Arctic and Alpine Research*, 30, 1-10.
- Capra, L., 2000, Colapsos de edificios volcánicos: transformación de avalanchas de escombros en flujos de escombros cohesivos. Los casos del Monte Santa Elena (EEUU), Nevado de Toluca y Nevado de Colima (México). Tesis Doctoral, Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, 177 pp.
- Capra, L., Poblete, M.A., y Alvarado, R., 2004, The 1997 and 2001 lahars of Popocatepetl volcano (Central Mexico): Textural and sedimentological constraints on their origin and hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 131, 351-369.

- Capra, L., Sulpizio, R., Márquez-Ramírez, V.H., Coviello, V., Doronzo, D.M., Arámbula-Mendoza, R., Cruz, S., 2018, The anatomy of a pyroclastic density current: the 10 July 2015 event at Volcán de Colima (Mexico). *Bulletin of Volcanology*, 80 - 34.
- Capra, L., y Macías, J.L., 2000, Pleistocene cohesive debris flows at Nevado de Toluca volcano, central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 1-2, 149-167.
- Carrasco-Núñez, G., Vallance, W.J. Rose, W.I., 1993, A voluminous avalanche-induced lahar from Pico de Orizaba volcano, Mexico: Implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59, 35-46.
- Carrasco-Núñez, G., Gómez-Tuena, A., Lozano, V., 1997, Geologic map of Cerro Grande volcano and surrounding área, central Mexico. Geological Society of America- Map and chart serie HCH081, escala 1: 100,000, 10 pp.
- Castillo, M., 2006, Delimitación de unidades ambientales biofísicas en el volcán La Malinche con base en el análisis de unidades morfogenéticas. Tesis de Maestría, Facultad de Filosofía y Letras. División de Estudios de Posgrado, UNAM, 133 pp.
- Castillo, M., Muñoz, E., Arce, J.L., 2015, Evaluación del sistema erosivo fluvial en el volcán Popocatepetl (México) mediante análisis morfométricos. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67-2, 167-183.
- Castillo-Rodríguez, M., López-Blanco, J., Palacios, D., 2007, Multivariate analysis of rock glacier locations and environmental implications in a tropical volcano: La Malinche (Central Mexico). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 51 Suppl, 2, 39-54.
- Castillo-Rodríguez, M., López-Blanco, J., Muñoz-Salinas, E., 2010, A geomorphologic GIS-multivariate analysis approach to delineate environmental units, a case study of La Malinche volcano (central México). *Applied Geography*, 30, 629-638.
- Castro-Govea, R., 1999, Historia eruptiva reciente del volcán La Malinche. Tesis de Maestría, Instituto de Geofísica, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, 129 pp.
- Castro-Govea, R., 2007, Historia eruptiva del volcán La Malinche y estudio del emplazamiento del flujo piroclástico Pilares Superior. Tesis de Doctorado, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, 158 pp.
- Castro-Govea, R., y Siebe, C., 2007, Late Pleistocene - Holocene stratigraphy and radiocarbon dating of La Malinche volcano, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 162, 20-42.
- Cerano, J., 2017, Relación clima-incendios en el norte de México: Un enfoque dendrocronológico. Tesis Doctoral, Posgrado en Geografía, UNAM, 232 pp.
- CNA-SMN, 2016, Comisión Nacional del Agua - Servicio Meteorológico Nacional. Página web: <http://clicom-mex.cicese.mx>
- CONANP, 2016, Comisión Nacional de Áreas naturales protegidas. Página web: <http://www.conanp.gob.mx>
- Coque, R., 1997, Geomorfología. Alianza editorial. Madrid.
- Crandell, D.R., 1971, Postglacial lahar from Mount Rainier volcano, Washington. *U.S. Geological Survey*, 677, 75.
- De la Cruz-Reyna, S., 1993, Random patterns of occurrence of explosive eruptions at Colima volcano, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 55, 51-68.
- De la Cruz-Reyna, S., 2008, Volcanes peligro y riesgo volcánico en México. Serie fascículos CENAPRED. SEGOB, 55 pp.
- Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista Instituto de Geología*, 2, 172-187.
- Diez-Herrero, 2007, Mejoras en la estimación de la frecuencia y magnitud de avenidas torrenciales mediante técnicas geomorfológicas. *Boletín Geológico y Minero*, 118, 4, 789-802.
- Dorren, L.K.A., y Berger, F., 2006, Stem breakage of trees and energy dissipation during rockfall impacts. *Tree Physiology*, 26, 63-71.
- Escamilla, F., 2014, Caída de fragmentos de roca y metodología para una adecuada modelación. Tesis de Licenciatura, Facultad de ingeniería. UNAM, 134 pp.

- FAO- UNESCO, 1988, soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO, Rome.
- Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G., 1999, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican volcanic belt. *Geology*, 27, 303-306.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., González-Cervantes, N., Jacobo-Albarrán, J., Hernández-Bernal, M. S., 2003, Volcanic record and age of formation of the Mexico city basin, en Reunión Annual, Resúmenes. *GEOS*, 23, 120.
- Fisher, R.V., y Schmincke, H.U., 1984, *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag.
- Franco, O., 2014, Estudio dendrogeomorfológico de procesos de remoción en masa: Lahares en el Volcán de Colima y La Malinche, caída de rocas en el Cofre de Perote. Tesis Doctoral, Posgrado en Geografía, UNAM, 129 pp.
- Franco-Corona, A., 2018, Impacto de la actividad volcánica en el límite superior del bosque del Popocatepetl. Tesis de Maestría, 160 pp.
- Franco-Ramos, O., Vázquez-Selem, L., Stoffel, M., Díaz, J.V., 2018, Potencial dendrogeomorfológico de coníferas en volcanes del centro de México. *Bosque* 39, 191-204.
- Franco-Ramos, O., Stoffel, M., Vázquez Selem, L., 2017, Tree-ring based reconstruction of rockfalls at Cofre de Perote volcano, Mexico. *Geomorphology*, 290, 142-152.
- Franco-Ramos, O., Stoffel, M., Vazquez, L., y Capra, L., 2013, Spatio-temporal reconstruction of lahars on the southern slopes of Colima Volcano, Mexico - a dendrogeomorphic approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 267, 30-38.
- Franco-Ramos, O., Stoffel, M., Vázquez-Selem, L., 2016a, Tree-ring based record of intra-eruptive lahar activity: Axaltzintle valley, Malinche volcano, Mexico. *Geochronometria*, 43, 74-83.
- Franco-Ramos, O., Vázquez-Selem, L., Zamorano-Orozco, L.L., Villanueva-Díaz, J., 2016b, Edad, dinámica geomorfológica y tipología de barrancas en el sector norte del volcán Popocatepetl, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 1-19.
- Fritts, H.C., 1976, *Tree rings and climate*. London, Academic Press.
- García, E., 1986, *Apuntes de climatología*. Ed. E. García de Miranda, México, 155 pp.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Arce, J.L., Capra, L., Garduño, V.H., Espíndola, J.M., 2002, *Geology of Nevado de Toluca volcano and surroundings areas, Central México: Boulder, Colorado. Geological Society of America map and Chart Series, MCH080*.
- Gómez-Tuena, A., Orozco Esquivel, T., Ferrari, L., 2005, Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62, 227-283.
- Gómez-Tuena, A., y Carrasco-Núñez, G., 2000, Cerro Grande Volcano: The evolution of a Miocene stratocone in the early Transmexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318, 249–280.
- González, A.E., 2000, Estudios de detalle estratigráfico y sedimentológico del Lahar de San Nicolás en el flanco noreste del volcán Popocatepetl. Tesis Profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM, 196 pp.
- Gracia, J. y Masa, J.A., 1997, *Morfología de Ríos*. Instituto de Ingeniería, UNAM.
- Guerra-Peña, F., 1980, *Fotogeología*. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Gutiérrez-Elorza, M., 2008, *Geomorfología*. Pearson Prentice - Hall, Madrid.
- Hayes, S.K. Montgomery, D.R. Newhall, C.G., 2002, Fluvial sediment transport and deposition following the 1991 eruption of Mount Pinatubo. *Geomorphology*, 45, 211-224.
- Heine, K., 1973, Variaciones más importantes del clima durante los últimos 40,000 años en México, Proyecto Puebla-Tlaxcala. *Comunicaciones*, 7, 51–58.
- Holmes, R. L., 1983, computer- assisted quality control in tree-ring dating and measurement. *Tree-ring bulletin*, 43, 69-78.
- Höskuldsson, A., Robin, C. and Cantagrel, J.M., 1990, Repetitive debris avalanche events at Volcano Pico de Orizaba, Mexico and their implications for future hazard zones. IAVCEI International Volcanological Congress, Mainz, Alemania, Abstracts, 47 pp.

- Hupp, C.R., 1984, Dendrogeomorphic evidence of debris flow frequency and magnitude at Mount Shasta, California. *Environmental Geology and Water Sciences*, 6, 121-128.
- INEGI, 2005, Guía para la Interpretación de Cartografía Climatológica. En: http://internet.contenidos.inegi.org.mx/contenidos/productos/prod_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/geografia/publicaciones/guias-carto/clima/CLIMATIV.pdf
- INEGI, 2010, Instituto Nacional de Geografía y Estadística. Página web: <http://www.inegi.org.mx>
- Iverson, R.M., 1997, The physics of debris Flows. *American Geophysical Union, Reviews of Geophysics*, 35, 245-296.
- Jáuregui, E., 1968, Mesoclima de la región Puebla Tlaxcala. Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, México, 31, 10 – 13.
- Jiménez-Perálvarez, J.D., 2013, Movimientos de ladera en la vertiente meridional de Sierra Nevada (Granada, España): Identificación, análisis y cartografía de susceptibilidad y peligrosidad mediante SIG. Tesis de Doctorado, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Granada, España, 172 pp.
- Kogelnig-Mayer, B., Stoffel, M., Schneuwly-Bollschweiler, M., Hübl, J., Rudolf-Miklau, F., 2011, Possibilities and Limitations of Dendrogeomorphic Time-Series Reconstructions on Sites Influenced by Debris Flows and Frequent Snow. *Avalanche Activity Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 43, 4, 649-658.
- Lara, W., Bravo, F., Sierra C.A., 2015, MeasuRing: An R package to measure tree-ring widths from scanned images. *Dendrochronologia*, 34, 43-50.
- Lauer, W., Stiehl, E., 1973, La clasificación del clima en la región Puebla- Tlaxcala. *Comunicaciones 7. Fundación Alemana para la Investigación Científica. México*, 7, 31 – 36.
- Lugo-Hubp J., 1991, Elementos de Geomorfología aplicada (Métodos cartográficos). Instituto de Geografía. UNAM.
- Lugo-Hubp, J., 2011, Diccionario de Geomorfología. Instituto de Geografía, UNAM.
- Lundström, T., Heiz, U., Stoffel, M., y Stöckli, V., 2007, Fresh-wood bending: linking the mechanical and growth properties of a Norway spruce stem. *Tree Physiology*, 27, 1229-1241.
- Lundström, T., Jonsson, J., Volkwein A., y Stoffel, M., 2009, Reactions and energy absorption of trees subject to rockfall: A detailed assessment using a new experimental method. *Tree Physiology*, 2, 345-359.
- May, C.L., y Gresswell, R.E., 2004, Spatial and temporal patterns of debris-flow deposition in the Oregon Coast Range, USA. *Geomorphology*, 57, 135-149.
- Mendoza, C.E., 2010, Cartografía geomorfológica del Complejo Volcánico Tacaná, México-Guatemala. Tesis de Licenciatura, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, 118 pp.
- Mooser, F., Montiel, A., Zúñiga, A., 1996, Nuevo mapa geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla: Estratigrafía, tectónica regional y aspectos geotérmicos. Comisión Federal de Electricidad.
- Muñoz, E., 2007, Los lahares del Popocatepetl: Obtención y tratamiento de la información para la prevención de riesgos. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, España, 230 pp.
- Muñoz, J., 2000, Geomorfología general. Editorial Síntesis, Madrid.
- Murcia, H., 2008, Depósitos de lahar del Complejo Volcánico Tacaná y depósitos fluviales en el abanico de Tapachula, Chiapas-México. Tesis de Maestría, Instituto de Geofísica, UNAM, 152 pp.
- Newhall, C., Peter, H.S. James, W.H., 1997, Lahars of Mount Pinatubo, Philippines. U.S. Geological Survey, 114-97.
- Neyra, J., 2012, Guía de las altas montañas de México y una de Guatemala. Comisión Nacional para el conocimiento de la biodiversidad (CONABIO), 413 pp.
- NOAA, 2018, Historical Hurricane Track NOAA database. Accesses 2018, <http://csc.noaa.gov/hurricanes/#>
- Ollier, C., 1969, Volcanoes. Australian National University Press, Canberra.
- Pasquaré, G., Garduño, V., Tibaldi, A., Ferrari, M., 1988, Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 146, 353-364.
- Pedraza, J., 1996, Geomorfología, principios, métodos y aplicaciones. Editorial Rueda, Madrid.
- Pérez, A., 2011, Evaluación de peligro por lahares en la ladera SW del Volcán de Colima. Tesis de Maestría, Instituto de Geofísica, UNAM, 95 pp.

- Pierson, T.C., 1986, Flow behavior of channelized debris flow, Mount St. Helens, Washington. En *Hillslope processes*, Allen y Unwin, Boston, p. 269-296.
- Pierson, T.C., y Costa, J.C., 1987, Archeologic classification of subaerial sediment-water flows. *Geological Society of America Reviews in Engineering Geology*, 7, 1-12.
- Pierson, T.C., y Scott, K.M., 1985, Downstream dilution of a lahar: Transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. *Water Resources Research*, 21, 1511-1524.
- Prado-Lallande, A., 2017, Geomorfología, Dendrocronología y análisis sedimentológico en la cuenca alta del valle Alcalican, SW del volcán Iztaccíhuatl. Tesis de licenciatura, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, 98 pp.
- R Project, 2016, Pagina web: <https://cran.r-project.org/web/packages/dplR/index.html>
- Rinntech, 2014, TSAP-WinTM, Time Series Analysis and Presentation for Dedrochronology and Related Applications. Página web: www.rinntech.com
- Rodríguez, S., Mora-González, I., y Murrieta-Hernández, J.L., 2006, Flujos de baja concentración asociados con lluvias de intensidad extraordinaria en el flanco sur del volcán Pico de Orizaba (Citlaltépetl), México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Número Especial de Geología*, 2, 223-236.
- Rojas, F., 2008, Consideraciones para el balance de carbono: evaluación del movimiento de biomasa en el Parque Nacional La Malinche. Tesis de Maestría, Instituto de Geología, UNAM, 70 pp.
- Rubner, K., 1910, Das Hungern des Cambiums und das Aussetzen der Jahrringe. *Naturwissenschaftliche Zeitschrift für Land- und Forstwirtschaft*, 8, 212-262.
- Saucedo, R., Macías, J.L., Gavilanes, J.C., Arce, J.L., Komorowski, J.C., Gardner, J.E. Valdez-Moreno, G., 2010, Eyewitness, stratigraphy, chemistry, and eruptive dynamics of the 1913 Plinian eruption of Volcán de Colima, México. *Volcanology and Geothermal Research*, 191, 3-4.
- Saucedo, R., Macias, J.L., Sarocchi, D., Bursik, M.I. Rupp, B., 2008, The rain-triggered Atenquique volcanoclastic debris flow of October 16, 1955 at Nevado de Colima Volcano, Mexico. *Volcanology and Geothermal Research*, 132, 69-83.
- Schneider, D., Delgado-Granados, H., Huggel, C., y Käab, A., 2008, Assessing lahars from ice-capped volcanoes using ASTER satellite data, the SRTM DTM and two different flow models: case study on Iztaccíhuatl (Central Mexico). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8, 559-571.
- Schneuwly, D.M., Stoffel, M., y Bollschweiler, M, 2009, Formation and spread of callus tissue and tangential rows of resin ducts in *Larix decidua* and *Picea abies* following rockfall impacts. *Tree Physiology*, 29, 2, 281-289.
- Schultz, A.W., 1984, Subaerial debris-flow deposition in the upper Paleozoic Cutler Formation, Western Colorado. *Journal of sedimentary Petrology*, 54, 759-772.
- Schumm, S.A., 1963, Sinuosity of Alluvial Rivers in the Great Plains. *Bulletin of the Geological Society of America*, 74, 1089-1100.
- Schuster, R.L., y Crandell, D.R., 1984, Catastrophic debris avalanches from volcanoes in IV International Symposium on landslides proceedings, 567-572.
- Schweingruber, F.H., 2007, *Wood Structure and Environment*. Ed. Springer. Switzerland, 279 pp.
- Scott, K.M., 1988, Origins, Behaviour, and sedimentology of lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz River Sistem U.S. Geological Survey Professional, 609 pp.
- Scott, W.E., Hoblitt, R.P., Torres, R.C., Self, S., Martinez, M.M.L., Nillos, T., 1996, Pyroclastic flows of the June 15, 1991, climactic eruption of Mount Pinatubo. In: Newhall, C.G., Punongbayan, R.S. (Eds.), *Fire and Mud, Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. PHIVOLCS Press, Quezon City, and University of Washington Press, Seattle, 545-570.
- Selby, M.J., 1993, *Hillslope Materials and processed*. Oxford University Press, Oxford, 451 pp.
- Senciales, J.M., 1998, El análisis morfológico de las cuencas fluviales aplicado al estudio hidrográfico. *Norva Revista de Geografía*, 10, 155-184.
- Shroder, J.F., 1978, Dendro-geomorphological analysis of mass movement on Table Cliffs Plateau, Utah. *Quaternary Research*, 9, 168-185.

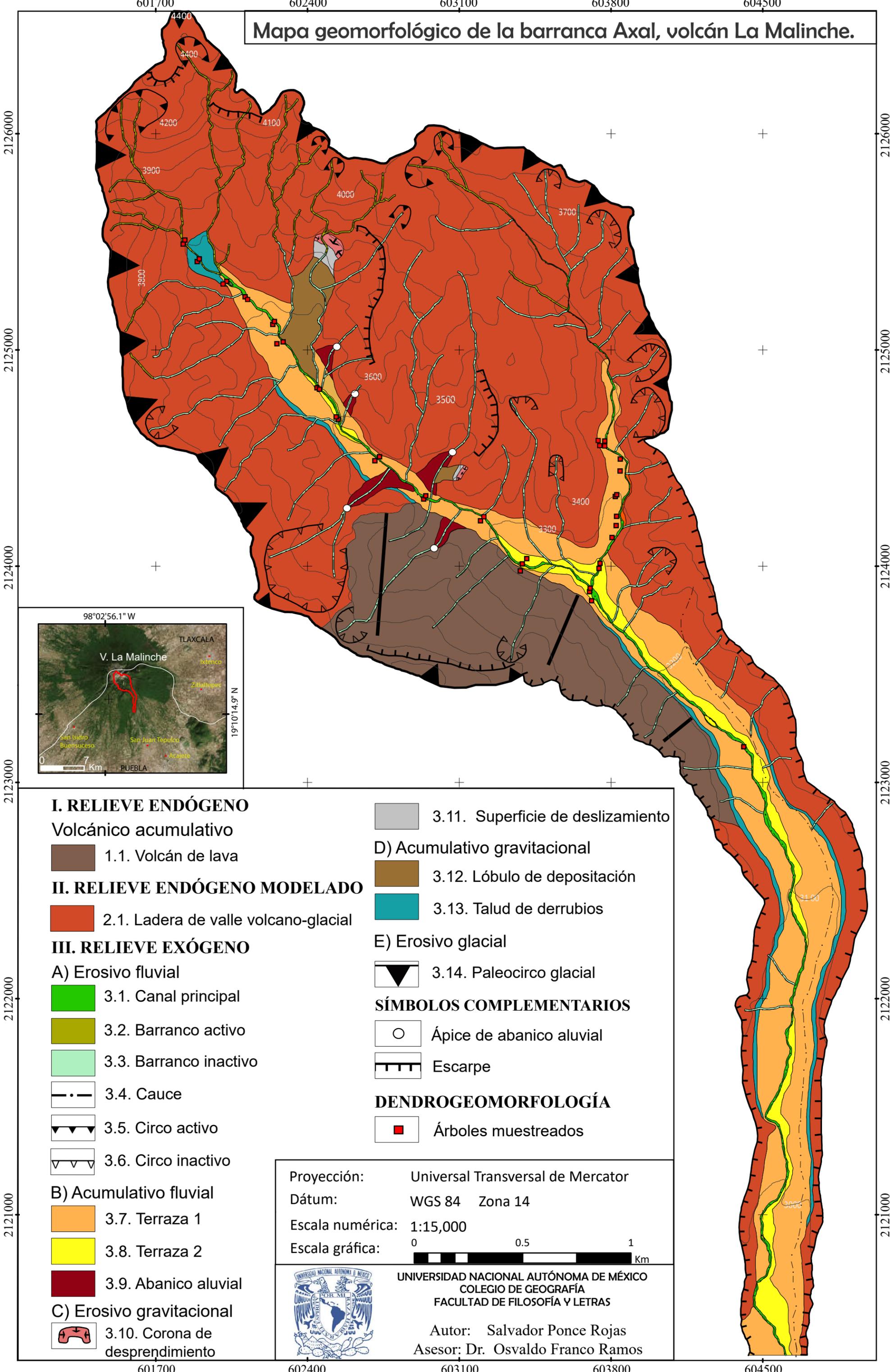
- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L., y Obenholzner, J., 1996, Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, Central Mexico: past key to the future?. *Geology*, 24, 399-402.
- Sigurdsson, H., y Houghton, B.F., 2000, *Enciclopedia of volcanoes*. Ed. Academic Press, San Diego, 601-616.
- Simkin, T., y Siebert, L., 1999, Earth's Volcanoes and Eruptions: An Overview. *Enciclopedia of Volcanoes*. Eds: H. Sigurdsson, B. Houghton, S. McNutt, H. Rymer, J. Stix. Academic Press, 249 - 263.
- Smith, G.A., y Fritz, W.J., 1989, Volcanic Influences on terrestrial sedimentation. *Geology*, 17, 375-376.
- Smith, G.A., y Lowe, D.R., 1991, Lahars: Volcano-hidrologic events and deposition in the debris flow - hiperconcentrated flow continuum, en: Fisher, R.V., and Smith, G.A., eds., *Sedimentation in volcanic setting*. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication, 45, 59-70.
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., Butler, D.R., y Luckman, B.H., 2010, Tree rings and natural hazards, A state of the art. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 505 pp.
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., Leutwiler, A., 2008, Tree-ring reconstruction of debris-flow events leading to overbank sedimentation on the Illgraben cone (Valais Alps, Switzerland). *The Open Geology Journal*, 2, 18-29.
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., Vazquez-Selem, L., Franco-Ramos, O., y Palacios, D., 2011, Dendrogeomorphic dating of rockfalls on low-latitude, high-elevation slopes: Rodadero, Iztaccíhuatl volcano, Mexico. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, 1209-1217.
- Stoffel, M., Butler, D.R., Corona, C., 2013, Mass movements and tree rings: A guide to dendrogeomorphic field sampling and dating. *Geomorphology*, 200, 106-120.
- Stoffel, M., Corona, C., 2014, Dendroecological dating of geomorphic disturbance in trees. *Tree-Ring Research*, 70, 3-20.
- Stoffel, M., Lievre, I., y Monbaron, M., 2005, Seasonal timing of rockfall activity on a forested slope at Täschgufer (Valais, Swiss Alps). A dendrochronological approach, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 49, 1, 89-106.
- Stoffel, M., y Bollschweiler, M., 2009, What tree rings can tell about earth-surface processes, Teaching the principles of dendrogeomorphology. *Geography Compass*, 3, 1013-1037.
- Stoffel, M., y S. Perret., 2006, Reconstructing past rockfall activity with tree rings: some methodological considerations. *Dendrochronologia*, 24, 1-15.
- Strunk, H., 1989, Dendrogeomorphology of debris flows. *Dendrochronologia*, 7, 15-25.
- Strunk, H., 1991, Frequency distribution of debris flow in the Alps since the 'Little Ice Age'. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 83, 71-81.
- Tarbut, E.J., y Lutgens, F.K., 2005, *Ciencias de la Tierra*. Edit. Prentice Hall, trad, 8ª ed. España, 686 pp.
- Timell, T. E., 1986, *Compression Wood in Gymnosperms*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 2150.
- Torres, E., 2009, Estudio ecológico y frecuencia de mención de los hongos silvestres en el Parque Nacional La Malinche, Tlaxcala. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias, UNAM, 157 pp.
- USGS, 2017, United States Geological Survey. Página web: <http://volcanoes.usgs.gov>
- Vallance, J.W., 2000, Lahars. In Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, 601-616.
- Vallance, J.W., Schilling, S.P., Devoli, G., Reid, M.E., Howell, M.M., Brien, D.L., 2004, Lahar Hazards at Casita and San Cristóbal Volcanoes, Nicaragua. U.S. Geological Survey, 1-16.
- Van Breemelen, R.W., 1949, *The Geology of Indonesia*, Government Printing Office, IA, 766 pp.
- Varnes, D.J., 1978, Slope movement types and processes, en: <http://onlinepubs.trb.org/Onlinepubs/sr/sr176/176-002.pdf>
- Vázquez-Selem, L., 1991, Glaciaciones del Cuaternario tardío en el volcán Teyotl, Sierra Nevada. *Boletín del Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México*, 22, 25-45.
- Vázquez-Selem, L., Heine, K., 2004, Late Quaternary glaciation of Mexico, en ehlers, Gibbard, P.L. (eds) *Quaternary glaciations - Extent and Chronology*, Elsevier, 2-3, 233-242.

- Villanueva-Díaz, J., Cerano-Paredes, J., Vázquez-Selem, L., Stahle, D.W., Fulé, P.Z., Constante-García, V., Yocom, L., Estrada-Ávalos, J. Franco-Ramos, O., 2015, Red dendrocronológica del pino de altura (*Pinus hartwegii* Lindl) en México. *Investigaciones Geográficas* 86, 5-14.
- Villers, L., Rojas, F., y Tenorio, P., 2006, Guía botánica del Parque Nacional Malinche Tlaxcala - Puebla. Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Ciencias de la Atmósfera, Instituto de Biología, 186 pp.
- White, S.E., 1952, A Geologic investigation of the late Pleistocene history of the volcano Popocatepetl, Mexico. Universidad de Syracuse, New York, 151 pp.
- White, S.E., 1962, Late Pleistocene glacial sequence for the west side of Iztaccíhuatl, Mexico. *Geological Society of America*, 73, 935-958.
- Wilkerson, F.D., y Schmid, G.L., 2003, Debris flows in Glacier National Park, Montana: geomorphology and hazards. *Geomorphology*, 55, 317-328.
- Wolman, M.G., y Miller, W.P., 1960, Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. *Journal of Geology*, 68, 54-74.

Anexo 1.

Mapa Geomorfológico de la barranca Axal, volcán La Malinche

Mapa geomorfológico de la barranca Axal, volcán La Malinche.



I. RELIEVE ENDÓGENO

Volcánico acumulativo

1.1. Volcán de lava

II. RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

2.1. Ladera de valle volcano-glacial

III. RELIEVE EXÓGENO

A) Erosivo fluvial

3.1. Canal principal

3.2. Barranco activo

3.3. Barranco inactivo

3.4. Cauce

3.5. Circo activo

3.6. Circo inactivo

B) Acumulativo fluvial

3.7. Terraza 1

3.8. Terraza 2

3.9. Abanico aluvial

C) Erosivo gravitacional

3.10. Corona de desprendimiento

3.11. Superficie de deslizamiento

D) Acumulativo gravitacional

3.12. Lóbulo de depositación

3.13. Talud de derrubios

E) Erosivo glacial

3.14. Paleocirco glacial

SÍMBOLOS COMPLEMENTARIOS

○ Ápice de abanico aluvial

▬ Escarpe

DENDROGEOMORFOLOGÍA

■ Árboles muestreados

Proyección: Universal Transversal de Mercator

Dátum: WGS 84 Zona 14

Escala numérica: 1:15,000

Escala gráfica: 0 0.5 1 Km



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
COLEGIO DE GEOGRAFÍA
FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS

Autor: Salvador Ponce Rojas
Asesor: Dr. Osvaldo Franco Ramos

Anexo 2.

Tabla de información cualitativa y cuantitativa de árboles muestreados en campo.

Número de árbol	Fecha de colecta	Especie	Latitud (UTM)	Longitud (UTM)	Altitud (msnm)	Pendiente en grados	Circunferencia (cm)	Altura del árbol (m)	Posición social	Número de fotografía(s)	Comentarios	Tipo de disturbio de crecimiento	Posición del árbol
AXAA-01	24/02/2017	<i>Pinus hartwegii</i> o <i>montezumae</i>	603764	2124576	3381	30	10	4	Suprimido	sd	Árbol inclinado hacia el canal.	Lesión	Terraza joven
AXAA-02	24/02/2017	<i>Pinus hartwegii</i> o <i>montezumae</i>	603767	2124573	3370	37	72	4	sd	sd	Sin disturbio aparente	Base del árbol sepultada	Terraza joven
AXAA-03	24/02/2017	<i>Abies religiosa</i>	603753	2124582	3377	30	36	16	Co-dominante	541	sd	No presenta	Terraza antigua
AXAA-04	24/02/2017	<i>Abies religiosa</i>	603765	2124567	3368	37	sd	7	Co-dominante	542	sd	Cicatriz y base sepultada del árbol	Terraza joven
AXAA-05	24/02/2017	<i>Abies religiosa</i>	603844	2124496	3323	44	sd	sd	Indeterminado	543 - 544	Rodaja de árbol muerto	Base del árbol sepultada	Terraza antigua
AXAA-06	24/02/2017	<i>Abies religiosa</i>	603843	2124441	3337	37	40	16	Co-dominante	545	sd	Base del árbol sepultada	Terraza joven
AXAA-07	24/02/2017	<i>Pinus hartwegii</i> o <i>montezumae</i>	603819	2124324	3256	12	32	12	Co-dominante	551	Sepultado por bloques	Base del árbol sepultada	Terraza 2
AXAA-08	24/02/2017	<i>Abies religiosa</i>	603822	2124323	3263	12	19	15	Co-dominante	552	sd	Cicatriz y base sepultada del árbol	Terraza 2
AXAA-09	24/02/2017	<i>Alnus jorullensis</i>	603827	2124332	3262	32	26	12	Suprimido	553 - 554	sd	Base del árbol sepultada	Terraza 2
AXAA-10	24/02/2017	<i>Pinus hartwegii</i> o <i>montezumae</i>	603827	2124232	3273	29	14.5	8	Co-dominante	556	sd	Cicatriz y base sepultada del árbol	Terraza joven
AXAA-11	24/02/2017	<i>Alnus jorullensis</i>	603825	2124189	3277	33	23	6	Co-dominante	557 - 558	sd	Base del árbol sepultada	Lecho aluvial
AXAA-12	24/02/2017	<i>Pinus hartwegii</i> o <i>montezumae</i>	603806	2124133	3269	16	15	10	Co-dominante	559 - 561	sd	Cicatriz y base sepultada del árbol	Lecho - canal
AXAA-13	24/02/2017	<i>Pinus hartwegii</i> o <i>montezumae</i>	603751	2124015	3278	9	43	12	Co-dominante	562	sd	Base del árbol sepultada	Terraza 2
AXAA-14	24/02/2017	<i>Pinus hartwegii</i> o <i>montezumae</i>	603746	2123991	3262	9	13	sd	Co-dominante	563	sd	Cicatriz y base sepultada del árbol	Lecho
AXAA-15	24/02/2017	<i>Pinus hartwegii</i> o <i>montezumae</i>	603705	2123899	3255	7	26.5	14	Co-dominante	564	Este árbol está en una terraza donde se unen los dos afluentes de la barranca	Base del árbol sepultada -no muy importante-	Terraza 2
AXAA-16	24/02/2017	<i>Pinus hartwegii</i> o <i>montezumae</i>	603711	2123841	3253	15	10.5	6	Co-dominante	568 - 569	sd	Base del árbol sepultada	Terraza 2

AXAA-17	25/02/2017	<i>Pinus hartwegii</i> <i>o montezumae</i>	603702	2123883	3258	7	34	13	Co-dominante	570	La muestra A y A1 fueron extraídas de la raíz del tronco	Parte inferior de la raíz del árbol sepultada	Terraza antigua
AXAA-18	25/02/2017	<i>Abies religiosa</i>	601827	2125491	3620	28	33	25	Co-dominante	589 - 590	sd	Cicatriz y base sepultada del árbol	Talud detrítico
AXAA-19	25/02/2017	<i>Abies religiosa</i>	601828	2125498	3617	28	33	sd	Co-dominante	587 - 588	Dos impactos en caras B y C	Cicatrices e inclinación	Talud detrítico y terraza
AXAA-20	25/02/2017	<i>Abies religiosa</i>	601892	2125410	3595	23	63	24	Co-dominante	591 -592	sd	Cicatriz y base sepultada del árbol	Leveé debris
AXAA-21	25/02/2017	<i>Abies religiosa</i>	601902	2125422	3594	23	54	25	Co-dominante	593 - 594	Para referencia	No presenta	Límite de talud y leveé
AXAA-22	25/02/2017	<i>Abies religiosa</i>	602028	2125318	3546	13	65.5	18	Co-dominante	597 - 598	"Se observan 2 ó 3 cicatrices"	Cicatrices	Terraza lahárica
AXAA-23	25/02/2017	<i>Abies religiosa</i>	602011	2125306	3548	17	49	17	Co-dominante	599 - 600	Árbol de referencia	No presenta	Límite de talud y leveé
AXAA-24	25/02/2017	<i>Abies religiosa</i>	602113	2125247	3518	13	70	19	Co-dominante	604 Y 605	Presenta dos impactos	Cicatriz y base sepultada del árbol	Lecho del cauce y terraza
AXAA-25	25/02/2017	<i>Abies religiosa</i>	602114	2125245	3516	13	43	17	Co-dominante	602 y 603	Presenta dos impactos visibles y recientes en la cicatriz grande	Cicatriz y base sepultada del árbol	Terraza en el centro del lecho
AXAA-26	25/02/2017	<i>Abies religiosa</i>	602241	2125119	3493	7	50	12	Co-dominante	610 - 611	sd	Cicatriz y base sepultada del árbol	Terraza 1 del debrís
AXAA-27	25/02/2017	<i>Abies religiosa</i>	602248	2125133	3488	10	29	11	Co-dominante	612-613	sd	Cicatriz y base sepultada del árbol	Límite leveé y terraza antigua
AXAA-28	25/02/2017	<i>Abies religiosa</i>	602288	2125038	3465	13	72	18	Co-dominante	615-616	sd	Cicatriz y base sepultada del árbol	Leveé y terraza
AXAA-29	25/02/2017	<i>Abies religiosa</i>	602260	2125030	3462	11	32	15	Co-dominante	619-620	sd	Cicatriz y base sepultada del árbol	Lecho de canal adventicio
AXAA-30	25/02/2017	<i>Abies religiosa</i>	602445	2124826	3416	12	32	14	Co-dominante	622-623	Impactos recientes en la cicatriza antigua	Cicatriz y base sepultada del árbol	Terraza 1
AXAA-31	25/02/2017	<i>Abies religiosa</i>	602456	2124819	3416	9	45	20	Co-dominante	624-625	sd	Cicatriz y base sepultada del árbol	Terraza canal secundario
AXAA-32	25/02/2017	<i>Pinus hartwegii</i> <i>o montezumae</i>	602543	2124680	3394	7	45	18	Co-dominante	627-628	sd	Cicatriz y base sepultada del árbol	Terraza baja
AXAA-33	25/02/2017	<i>Abies religiosa</i>	602533	2124692	3391	7	19	12	Intermedio	631-632	sd	Cicatriz y base sepultada del árbol	Terraza canal secundario

AXAA-34	25/02/2017	<i>Pinus hartwegii</i> o <i>montezumae</i>	602718	2124495	3359	12	34	20	Co-dominante	634-635	Más de un impacto, quizá 3	Cicatriz y base sepultada del árbol	Terraza joven - T1
AXAA-35	25/02/2017	<i>Pinus hartwegii</i> o <i>montezumae</i>	602732	2124502	3360	19	37	19	Co-dominante	636-637	sd	Base sepultada	Levee debrís
AXAA-36	25/02/2017	<i>Abies religiosa</i>	602937	2124312	3334	4	11.5	sd	Suprimido	639	Rodaja de árbol muerto	Cicatriz	Terraza joven
AXAA-37	25/02/2017	<i>Pinus hartwegii</i> o <i>montezumae</i>	602945	2124314	3338	4	15	sd	Intermedio	640-641	sd	Base sepultada	Terraza joven
AXAA-38	25/02/2017	<i>Abies religiosa</i>	603207	2124221	3312	11	30	15	Co-dominante	643-644	Dos impactos visibles	Cicatriz y base sepultada del árbol	Terraza joven (1)
AXAA-39	25/02/2017	<i>Pinus hartwegii</i> o <i>montezumae</i>	603209	2124227	3313	22	49.5	21	Co-dominante	645 - 647	sd	Cicatrices diversas	Entre terraza antigua y terraza joven
AXAA-40	25/02/2017	<i>Pinus hartwegii</i> o <i>montezumae</i>	603403	2123985	3268	18	18	10	Co-dominante	549-650	Presenta dos impactos	Cicatriz y base sepultada del árbol	Terraza y canal activo
AXAA-41	25/02/2017	<i>Pinus hartwegii</i> o <i>montezumae</i>	603410	2124009	3308	18	44	15	Co-dominante	652-653	Árbol para referencia	No presenta cicatrices	Terraza estable
AXAA-42	25/02/2017	<i>Alnus</i> <i>jurullensis</i>	603406	2124001	3298	18	sd	sd	Rodaja	655-656	Rodaja de árbol muerto. Evaluar potencial para dendrocronología	Presenta cicatrices	Terraza
AXAA-43	25/02/2017	<i>Pinus hartwegii</i> o <i>montezumae</i>	604414	2123166	sd	sd	27	7	Intermedio	531-533	sd	Presenta cicatriz, está sepultada la base del árbol y está inclinado	A un costado del debrís

Anexo 3.

Tabla de disturbios geomorfológicos.

Número de árbol	Especie	Cara de la muestra	Año del primer anillo	Año del último anillo	Edad estimada	Año de reacción del evento	GD	Intensidad de la respuesta	Año del evento
AXAA-01	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	A	1996	2016	20	2005	GS	3	2004
AXAA-01	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	A	1996	2016	20	2014	CW	3	2013
AXAA-01	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	A	1996	2016	20	2016	CW	2	2015
AXAA-01	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	C	1996	2016	20	2013	I	5	2013
AXAA-01	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	C	1996	2016	20	2015	I	5	2015
AXAA-01	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	C	1996	2016	20	2007	GS	3	2006
AXAA-02	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	A	1978	2016	38		NO		
AXAA-03	<i>Abies religiosa</i>	D	1991	2016	25	2013	ExG	3	2012
AXAA-03	<i>Abies religiosa</i>	C	1994	2016	22	2013	GR	1	2012
AXAA-03	<i>Abies religiosa</i>	D	1995	2016	21	1997	TRD	5	1997
AXAA-03	<i>Abies religiosa</i>	D	1995	2016	21	1998	TRD	4	1997
AXAA-03	<i>Abies religiosa</i>	D	1995	2016	21	1999	TRD	1	1998
AXAA-03	<i>Abies religiosa</i>	C+D	1995	2016	21	1997	ExG	3	1996
AXAA-03	<i>Abies religiosa</i>	D+C	1995	2016	21	2001	ExG	3	2000
AXAA-04	<i>Abies religiosa</i>	A	2006	2016	10	2008	I	5	2008
AXAA-04	<i>Abies religiosa</i>	A	2006	2016	10	2010	I+CT	5	2009
AXAA-04	<i>Abies religiosa</i>	B	2006	2016	10	2006	GS	3	2005
AXAA-04	<i>Abies religiosa</i>	B	2006	2016	10	2010	GR	1	2009
AXAA-05	<i>Abies religiosa</i>		2011	2016	5		NO		

AXAA-06	<i>Abies religiosa</i>	C+B	1985	2016	31	1994	GR		1993
AXAA-07	<i>Pinus hartwegii</i> <i>o montezumae</i>	C+D	1961	2016	55	1988	GS	4	1987
AXAA-07	<i>Pinus hartwegii</i> <i>o montezumae</i>	C+D	1961	2016	55	1998	GS	4	1997
AXAA-08	<i>Abies religiosa</i>	DA	2001	2016	15	2001	ExG	3	2000
AXAA-08	<i>Abies religiosa</i>	D	1973	2016	43	1991	GS	3	1990
AXAA-08	<i>Abies religiosa</i>	D	1973	2016	43	1999	I	5	1999
AXAA-08	<i>Abies religiosa</i>	D	1973	2016	43	2000	TRD	5	1999
AXAA-08	<i>Abies religiosa</i>	D	1973	2016	43	2008	TRD	5	2008
AXAA-08	<i>Abies religiosa</i>	D	1973	2016	43	2016	TRD	4	2016
AXAA-09	<i>Alnus</i> <i>zorullensis</i>	B	1981	2016	35	1989	CT	4	1989
AXAA-09	<i>Alnus</i> <i>zorullensis</i>	B+C	1974	2016	42	1999	GS	4	1998
AXAA-09	<i>Alnus</i> <i>zorullensis</i>	C+B	1974	2016	42	1990	GS	3	1990
AXAA-10	<i>Pinus hartwegii</i> <i>o montezumae</i>	A+A'	1996	2016	20	2005	I	5	2005
AXAA-10	<i>Pinus hartwegii</i> <i>o montezumae</i>	D	1991	2016	25	2006	CW	3	2005
AXAA-11	<i>Alnus</i> <i>zorullensis</i>	A+C	1993	2016	23	2007	ExG	3	2006
AXAA-11	<i>Alnus</i> <i>zorullensis</i>	A	1993	2016	23	2010	GS	3	2009
AXAA-11	<i>Alnus</i> <i>zorullensis</i>	A+C	1993	2016	23	1998	CT	4	1998
AXAA-11	<i>Alnus</i> <i>zorullensis</i>	C	1997	2016	19	2007	CT	4	2007
AXAA-12	<i>Pinus hartwegii</i> <i>o montezumae</i>	B	1984	2016	32	2001	GS	3	2000

AXAA-12	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	B	1984	2016	32	2014	GS	3	2013
AXAA-12	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	B'	1984	2016	32	2001	GS	4	2000
AXAA-12	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	D	1997	2016	19	2001	TRD	1	2000
AXAA-13	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	A	1964	2016	52	1987	GS	3	1986
AXAA-13	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	D	1961	2016	55	1973	GS	4	1972
AXAA-13	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	A+D	1964	2016	52	1971	ExG	3	1970
AXAA-14	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	A	1997	2016	19	2009	I	5	2009
AXAA-15	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	B	1984	2016	32	2000	CW	3	1999
AXAA-15	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	B	1984	2016	32	2006	GS	4	2005
AXAA-15	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	C	1993	2016	23	2006	GS	3	2005
AXAA-15	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	B+C	1984	2016	32	2011	GS	3	2010
AXAA-15	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	B+C	1984	2016	32	2006	ExG	3	2005

AXAA-16	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	A	2000	2016	16	2000	CT	4	2000
AXAA-16	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	C	2000	2016	16	2006	GR	2	2005
AXAA-16	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	A	2000	2016	16	2006	GS	3	2005
AXAA-16	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	C	1999	2016	17	2005	CT	4	2005
AXAA-16	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	C	1999	2016	17	2011	GS	4	2010
AXAA-17	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	A	1996	2016	20	2010	CT	4	
AXAA-17	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	A+A'	1996	2016	20	2011	GS	3	2010
AXAA-17	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	A'	1998	2016	18	2006	GS	3	2005
AXAA-17	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	C	1991	2016	25	2013	GS	3	2012
AXAA-18	<i>Abies religiosa</i>	A	1984	2016	32	2011	TRD	5	2011
AXAA-18	<i>Abies religiosa</i>	A+C	1974	2016	42	2009	TRD	4	2009
AXAA-18	<i>Abies religiosa</i>	C	1974	2016	42	1974	CW	3	1973
AXAA-19	<i>Abies religiosa</i>	B	2003	2016	13	2007	I	5	2007
AXAA-19	<i>Abies religiosa</i>	B	2003	2016	13	2010	I	5	2010
AXAA-19	<i>Abies religiosa</i>	D	1995	2016	21	2006	TRD	4	2006
AXAA-19	<i>Abies religiosa</i>	D	1995	2016	21	2008	TRD	4	2008
AXAA-19	<i>Abies religiosa</i>	D	1995	2016	21	1998	GS	3	1997
AXAA-20	<i>Abies religiosa</i>	A	1989	2016	27	2003	I	5	2003

AXAA-20	<i>Abies religiosa</i>	A	1989	2016	27	2007	TRD	1	2007
AXAA-20	<i>Abies religiosa</i>	B	1961	2016	55	1971	TRD	4	1971
AXAA-20	<i>Abies religiosa</i>	B	1961	2016	55	1972	TRD	1	1972
AXAA-20	<i>Abies religiosa</i>	A+B	1961	2016	55	1992	ExG	3	1991
AXAA-21	<i>Abies religiosa</i>	C	1961	2016	55	1998	TRD	4	1998
AXAA-21	<i>Abies religiosa</i>	C	1961	2016	55	1986	GS	3	1985
AXAA-21	<i>Abies religiosa</i>	C	1961	2016	55	2002	GS	4	2001
AXAA-21	<i>Abies religiosa</i>	C	1961	2016	55	1999	GS	4	1999
AXAA-22	<i>Abies religiosa</i>	A	1961	2016	55	1976	TRD	1	1976
AXAA-22	<i>Abies religiosa</i>	A	1961	2016	55	1997	TRD	5	1997
AXAA-22	<i>Abies religiosa</i>	A	1961	2016	55	1999	TRD	5	1999
AXAA-22	<i>Abies religiosa</i>	A	1961	2016	55	2001	TRD	5	2001
AXAA-22	<i>Abies religiosa</i>	A	1961	2016	55	1999	GS	3	1999
AXAA-22	<i>Abies religiosa</i>	A	1961	2016	55	2006	GS	4	2005
AXAA-23	<i>Abies religiosa</i>	C	1972	2016	44	1985	TRD	1	1985
AXAA-23	<i>Abies religiosa</i>	D	1998	2016	18	2010	TRD	1	2010
AXAA-24	<i>Abies religiosa</i>	A	1944	2016	72	1946	TRD	1	1946
AXAA-24	<i>Abies religiosa</i>	A	1944	2016	72	1960	TRD	5	1960
AXAA-24	<i>Abies religiosa</i>	A	1944	2016	72	1961	TRD	5	1961
AXAA-24	<i>Abies religiosa</i>	A	1944	2016	72	1962	TRD	4	1962
AXAA-24	<i>Abies religiosa</i>	A	1944	2016	72	1964	TRD	1	1964
AXAA-24	<i>Abies religiosa</i>	A	1944	2016	72	1981	TRD	1	1981
AXAA-24	<i>Abies religiosa</i>	A	1944	2016	72	2010	TRD	4	2010
AXAA-24	<i>Abies religiosa</i>	A	1944	2016	72	1969	GS	4	1968
AXAA-24	<i>Abies religiosa</i>	D	1964	2016	52	1971	TRD	1	1971
AXAA-24	<i>Abies religiosa</i>	D	1964	2016	52	2007	TRD	5	2007
AXAA-24	<i>Abies religiosa</i>	D	1964	2016	52	2008	TRD	5	2008
AXAA-24	<i>Abies religiosa</i>	D	1964	2016	52	2009	TRD	4	2009
AXAA-24	<i>Abies religiosa</i>	D	1964	2016	52	2010	TRD	4	2010
AXAA-24	<i>Abies religiosa</i>	D	1964	2016	52	2014	TRD	1	2014
AXAA-24	<i>Abies religiosa</i>	D	1964	2016	52	1998	GS	3	1997
AXAA-24	<i>Abies religiosa</i>	A+D	1944	2016	72	2007	GS	3	2006
AXAA-24	<i>Abies religiosa</i>	D	1964	2016	52	1965	ExG	4	1964
AXAA-24	<i>Abies religiosa</i>	D	1964	2016	52	1980	ExG	3	1979

AXAA-25	<i>Abies religiosa</i>	D	1963	2016	53	1970	TRD	1	1970
AXAA-25	<i>Abies religiosa</i>	D	1963	2016	53	1975	TRD	4	1975
AXAA-25	<i>Abies religiosa</i>	D	1963	2016	53	1979	TRD	1	1979
AXAA-25	<i>Abies religiosa</i>	D	1963	2016	53	2009	TRD	5	2009
AXAA-25	<i>Abies religiosa</i>	D+DA	1963	2016	53	1999	GS	3	1998
AXAA-25	<i>Abies religiosa</i>	DA	1968	2016	48	1975	TRD	1	1975
AXAA-25	<i>Abies religiosa</i>	DA	1968	2016	48	2001	TRD	5	2001
AXAA-25	<i>Abies religiosa</i>	DA	1968	2016	48	2002	TRD	1	2002
AXAA-25	<i>Abies religiosa</i>	DA	1968	2016	48	2013	TRD	4	2013
AXAA-25	<i>Abies religiosa</i>	DA	1968	2016	48	2012	GS	3	2011
AXAA-26	<i>Abies religiosa</i>	A+D	1986	2016	30	1998	TRD	5	1998
AXAA-26	<i>Abies religiosa</i>	A+D	1986	2016	30	2002	I+TRD	5	2002
AXAA-26	<i>Abies religiosa</i>	A	1986	2016	30	2009	I	5	2009
AXAA-26	<i>Abies religiosa</i>	A	1986	2016	30	2005	GS	4	2004
AXAA-26	<i>Abies religiosa</i>	A	1986	2016	30	2012	GR	1	2011
AXAA-26	<i>Abies religiosa</i>	D	1991	2016	25	2004	TRD	4	2004
AXAA-26	<i>Abies religiosa</i>	D	1991	2016	25	2001	GR	2	2000
AXAA-27	<i>Abies religiosa</i>	B	1983	2016	33	1986	TRD	5	1986
AXAA-27	<i>Abies religiosa</i>	B	1983	2016	33	1997	TRD	1	1997
AXAA-27	<i>Abies religiosa</i>	B	1983	2016	33	2000	TRD	4	2000
AXAA-27	<i>Abies religiosa</i>	B+C	1983	2016	33	1998	GS+TRD	4	1997
AXAA-28	<i>Abies religiosa</i>	C	1975	2016	41	1981	I	5	1981
AXAA-28	<i>Abies religiosa</i>	C	1975	2016	41	1984	TRD	1	1983
AXAA-28	<i>Abies religiosa</i>	C	1975	2016	41	1989	TRD	1	1989
AXAA-28	<i>Abies religiosa</i>	C	1975	2016	41	1993	TRD	4	1993
AXAA-28	<i>Abies religiosa</i>	C	1975	2016	41	1998	TRD	4	1998
AXAA-28	<i>Abies religiosa</i>	C	1975	2016	41	2003	TRD	5	2003
AXAA-28	<i>Abies religiosa</i>	C	1975	2016	41	2012	TRD	1	2012
AXAA-28	<i>Abies religiosa</i>	C	1975	2016	41	2013	TRD	5	2013
AXAA-28	<i>Abies religiosa</i>	C	1975	2016	41	1994	GS+ExG	4	1993
AXAA-28	<i>Abies religiosa</i>	DA	1977	2016	39	2009	TRD	5	2009
AXAA-28	<i>Abies religiosa</i>	DA	1977	2016	39	2015	TRD	1	2015
AXAA-28	<i>Abies religiosa</i>	DA	1977	2016	39	1998	CW	2	1997
AXAA-28	<i>Abies religiosa</i>	DA	1977	2016	39	2011	GR	1	2010

AXAA-29	<i>Abies religiosa</i>	B	1990	2016	26	1989	I	5	1989
AXAA-29	<i>Abies religiosa</i>	B	1990	2016	26	2009	I	5	2009
AXAA-29	<i>Abies religiosa</i>	B	1990	2016	26	2010	CT+GS	4	2009
AXAA-29	<i>Abies religiosa</i>	D	1990	2016	26	2002	TRD	5	2002
AXAA-30	<i>Abies religiosa</i>	A	1988	2016	28	2009	TRD	5	2009
AXAA-30	<i>Abies religiosa</i>	A	1988	2016	28	2001	GS	3	2000
AXAA-30	<i>Abies religiosa</i>	D	1982	2016	34	1995	TRD	4	1995
AXAA-30	<i>Abies religiosa</i>	D	1982	2016	34	2012	CW	2	2011
AXAA-31	<i>Abies religiosa</i>	A	1968	2016	48	1973	GR	2	1972
AXAA-31	<i>Abies religiosa</i>	A	1968	2016	48	1978	TRD	4	1978
AXAA-31	<i>Abies religiosa</i>	A	1968	2016	48	1985	TRD	4	1985
AXAA-31	<i>Abies religiosa</i>	A	1968	2016	48	1995	TRD	4	1995
AXAA-31	<i>Abies religiosa</i>	A	1968	2016	48	2010	TRD	5	2009
AXAA-31	<i>Abies religiosa</i>	A	1968	2016	48	2009	GS	4	2008
AXAA-32	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	CA	1964	2016	52	2015	I	5	2015
AXAA-32	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	CA	1964	2016	52	1980	GS	3	1979
AXAA-32	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	CA	1964	2016	52	1988	GS	3	1987
AXAA-32	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	CA	1964	2016	52	2006	GS	4	2005
AXAA-32	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	D	1945	2016	71	1984	GS	3	1983
AXAA-33	<i>Abies religiosa</i>	C	2002	2016	14	2009	TRD	5	2009
AXAA-33	<i>Abies religiosa</i>	C	2002	2016	14	2010	ExG	3	2009
AXAA-33	<i>Abies religiosa</i>	C	2002	2016	14	2011	TRD	1	2011
AXAA-33	<i>Abies religiosa</i>	D	1995	2016	21	1995	TRD	5	1994
AXAA-33	<i>Abies religiosa</i>	D	1995	2016	21	2002	TRD	4	2002
AXAA-33	<i>Abies religiosa</i>	D	1995	2016	21	2006	TRD	1	2005

AXAA-33	<i>Abies religiosa</i>	D	1995	2016	21	2009	TRD	5	2009
AXAA-33	<i>Abies religiosa</i>	D	1995	2016	21	1999	GR	2	1998
AXAA-33	<i>Abies religiosa</i>	D	1995	2016	21	2000	GS	3	1999
AXAA-33	<i>Abies religiosa</i>	D	1995	2016	21	2006	GR	2	2005
AXAA-34	<i>Pinus hartwegii</i> <i>o montezumae</i>	A+D	1955	2016	61	1973	GS+ExG	4	1972
AXAA-34	<i>Pinus hartwegii</i> <i>o montezumae</i>	A	1955	2016	61	1998	I	5	1998
AXAA-34	<i>Pinus hartwegii</i> <i>o montezumae</i>	D	1955	2016	61	1985	GS	3	1984
AXAA-34	<i>Pinus hartwegii</i> <i>o montezumae</i>	D	1955	2016	61	2006	GS	3	2005
AXAA-35	<i>Pinus hartwegii</i> <i>o montezumae</i>	A+D	1961	2016	55	1981	GS	4	1980
AXAA-35	<i>Pinus hartwegii</i> <i>o montezumae</i>	A	1961	2016	55	2006	GS	3	2005
AXAA-35	<i>Pinus hartwegii</i> <i>o montezumae</i>	A+D	1955	2016	61	1999	GR	1	1998
AXAA-35	<i>Pinus hartwegii</i> <i>o montezumae</i>	D	1955	2016	61	2002	CW	2	2001
AXAA-36	<i>Abies religiosa</i>	A+D	1995	2016	21	2009	I+TRD+CW +ExG	5	2009
AXAA-36	<i>Abies religiosa</i>	D	1995	2016	21	1998	TRD	1	1998
AXAA-36	<i>Abies religiosa</i>	D	1995	2016	21	2011	TRD	4	2009
AXAA-37	<i>Pinus hartwegii</i> <i>o montezumae</i>	C+D	1988	2016	28	1998	GS	3	1997
AXAA-38	<i>Abies religiosa</i>	B	1931	2016	85	1933	CT	4	1933

AXAA-38	<i>Abies religiosa</i>	B	1931	2016	85	1935	CT	4	1935
AXAA-38	<i>Abies religiosa</i>	B	1931	2016	85	1939	TRD	1	1938
AXAA-38	<i>Abies religiosa</i>	B	1931	2016	85	1951	TRD	5	1950
AXAA-38	<i>Abies religiosa</i>	B	1931	2016	85	1953	TRD	4	1953
AXAA-38	<i>Abies religiosa</i>	B	1931	2016	85	1956	TRD	5	1955
AXAA-38	<i>Abies religiosa</i>	B	1931	2016	85	1972	TRD	1	1970
AXAA-38	<i>Abies religiosa</i>	B	1931	2016	85	1981	TRD	5	1980
AXAA-38	<i>Abies religiosa</i>	B	1931	2016	85	1987	TRD	4	1986
AXAA-38	<i>Abies religiosa</i>	B	1931	2016	85	2005	I+CT	5	2005
AXAA-38	<i>Abies religiosa</i>	B	1931	2016	85	2010	TRD	1	2009
AXAA-38	<i>Abies religiosa</i>	B	1931	2016	85	2015	TRD	4	2015
AXAA-38	<i>Abies religiosa</i>	B	1931	2016	85	2016	TRD	4	2016
AXAA-38	<i>Abies religiosa</i>	B	1931	2016	85	1937	GS	3	1936
AXAA-38	<i>Abies religiosa</i>	B	1931	2016	85	1962	GS	3	
AXAA-38	<i>Abies religiosa</i>	B	1931	2016	85	1971	GS	4	1970
AXAA-38	<i>Abies religiosa</i>	B	1931	2016	85	1989	GS	3	1988
AXAA-38	<i>Abies religiosa</i>	B	1931	2016	85	1995	GS	4	1994
AXAA-38	<i>Abies religiosa</i>	C	1976	2016	40	2011	GR	2	2009
AXAA-38	<i>Abies religiosa</i>	C	1976	2016	40	1983	TRD	1	1982
AXAA-38	<i>Abies religiosa</i>	C	1976	2016	40	1989	TRD	1	1988
AXAA-38	<i>Abies religiosa</i>	C	1976	2016	40	2009	I	5	2009
AXAA-39	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	A	1996	2016	20	2005	I	5	2005
AXAA-39	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	D	1970	2016	46	1995	GS	3	1994
AXAA-39	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	D	1970	2016	46	1977	CW	2	1976
AXAA-40	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	B	2002	2016	14	2007	GS	3	2006
AXAA-40	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	B	2002	2016	14	2011	I+GS	5	2011

AXAA-41	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	A+C	1965	2016	51	1989	GS	3	1988
AXAA-41	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	A+C	1965	2016	51	2002	GS	3	2001
AXAA-42	<i>Alnus jorullensis</i>	A	1999	2016	17	2015	I	5	2015
AXAA-42	<i>Alnus jorullensis</i>	B	1999	2016	17	2009	I+GS	5	2009
AXAA-43	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	A	1974	2016	42	1998	I	5	1998
AXAA-43	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	A+C	1974	2016	42	1986	GR	2	1985
AXAA-43	<i>Pinus hartwegii o montezumae</i>	A+C	1974	2016	42	2000	CW+ExG	3	1998