



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

**Estudio de la frecuencia y distribución de lahares en la barranca Jamapa,
Pico de Orizaba, a partir de un análisis dendrogeomorfológico**

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

PRESENTA:
JOSÉ ERNESTO FIGUEROA GARCÍA

DIRECTOR DE TESIS
DR. OSVALDO FRANCO RAMOS
INSTITUTO DE GEOGRAFÍA

Ciudad Universitaria, CDMX, septiembre 2020



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.

*Dedico esta investigación a mi familia
Muchas gracias por su apoyo incondicional, los quiero.*

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por ser mi hogar durante este tiempo dedicado a la investigación y por la oportunidad de lograr un objetivo más en mi desarrollo profesional.

Al Dr. Osvaldo Franco Ramos, director de la tesis, por el tiempo invertido en este trabajo, el apoyo incondicional y la confianza. De igual forma, te agradezco que me permitieras formar parte de tu equipo de trabajo y por brindarme la oportunidad de adentrarme en el mundo de la dendro. Muchas gracias por todo Osvald.

A los integrantes del sínodo, Dra. Lizeth Caballero, Dr. Lorenzo Vázquez, Dr. José María Bodoque y Dr. Juan Ballesteros, quienes con sus comentarios y sugerencias mejoraron de forma significativa esta investigación.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca de maestría otorgada, la cual me permitió dedicarme de tiempo completo al desarrollo de esta investigación.

Al proyecto DGAPA-PAPITT *Estudio de procesos morfodinámicos en montañas volcánicas del centro de México, con base en métodos dendrocronológicos, clave: IA100619*, por financiar el trabajo de campo.

Al Dr. José María Bodoque del Pozo, por darme la oportunidad de realizar la estancia de investigación bajo su tutela en la Universidad de Castilla-La Mancha, España, y así poder aprender y trabajar con su equipo de investigación.

Al Dr. Juan Ballesteros, por su disposición y amabilidad para enseñarme los métodos para la modelación hidrológica y el uso de paleoindicadores tanto en campo como en gabinete.

Al dendroteam, Andrés, Ponce, Mireya y Ale, por su ayuda durante el trabajo de campo y en el desarrollo de la investigación.

A mis buenos amigos, Lalo y Kevin, por el apoyo y por todos los buenos y divertidos momentos compartidos durante este proceso.

Finalmente, quiero agradecer a todas aquellas personas que de alguna manera contribuyeron a la realización de este objetivo.

¡Muchas gracias a todos!

INDICE

Resumen	1
Introducción	3
Justificación	5
Objetivo general	6
Objetivos particulares	6
Hipótesis	7
Capítulo I. Marco teórico	8
1.1 Principios dendrocronológicos y dendrogeomorfológicos	8
1.2 Cartografía geomorfológica	14
1.3 Características de los lahares	17
1.4 Lahares y el efecto en los anillos de crecimiento	23
1.5 Fotogrametría con drones	26
1.6 Estimación de descargas de caudal con base en simulaciones Numéricas 2D e indicadores dendrogeomorfológicos	30
1.6.1 Características del Programa RAMMS (<i>Rapid Mass Movements Simulation</i>)	33
1.6.2 Paleoindicadores dendrogeomorfológicos	36
1.7 Edad de nuevos relieves	39
1.8 Otras aplicaciones de la dendrogeomorfología	40
Capítulo II. Contexto bio-físico del volcán Pico de Orizaba	42
2.1 Localización	42
2.2 Geología	46
2.2.1 Marco tectónico y geológico regional: Cinturón Volcánico Trans-Mexicano	47
2.2.2 Geología local	49
2.2.3 Avalanchas y lahares antiguos en el Pico de Orizaba	57
2.3 Marco geomorfológico	62
2.4 Retroceso glacial	66
2.5 Clima	69
2.6 Vegetación	72
Capítulo III. Metodología	76
3.1 Búsqueda bibliográfica y cartográfica	77

3.2 Trabajo de campo	77
3.2.1 Fotogrametría con dron	77
3.2.2 Muestreo dendrogeomorfológico	79
3.2.3 Toma de datos en campo para los <i>Paleo Stage Indicators (PSI)</i>	84
3.3 Trabajo de laboratorio	86
3.3.1 Postproceso de los vuelos con dron: generación del ortomosaico y del Modelo Digital de Elevaciones (MDE)	86
3.3.2 Mapeo geomorfológico	90
3.3.3 Preparación y análisis de muestras dendrogeomorfológicas	91
3.3.4 RAMMS y reconstrucción de volúmenes	96
3.4 Análisis e integración de la información	98
Capítulo IV. Resultados	99
4.1 Geomorfología	99
4.2 Dendrogeomorfología	114
4.2.1 Frecuencia y reconstrucción de lahares	117
4.2.2 Edades mínimas del relieve	142
4.2.3 Magnitud de eventos: modelado de lahares con RAMMS y PSI	147
Capítulo V. Discusión	152
5.1 Análisis dendrocronológico de <i>Pinus hartwegii</i>	152
5.2 Reconstrucción de lahares y fenómenos hidrometeorológicos	153
5.3 Modelación de lahares 2D y evidencias dendrogeomorfológicas	158
Conclusiones	161
Bibliografía	163
Anexo 1. Cartografía geomorfológica	
Anexo 2. Tabla de disturbios geomorfológicos	

INDICE DE FIGURAS

Capítulo I.

Figura 1.1. A y B. Anillos de crecimiento en coníferas y angiospermas	9
Figura 1.2 Esquema del principio de co-fechado	11
Figura 1.3 Relación sistemática entre proceso-evento-respuesta en dendrogeomorfología	13
Figura 1.4 Esquema del desplazamiento de flujos de escombros y de un hiperconcentrado	20
Figura 1.5 Esquema que ejemplifica la constitución de un lahar y el proceso de formación de los levées	23
Figura 1.6 Disturbios en los anillos de crecimiento de los árboles asociados a los impactos por lahares	24
Figura 1.7 Rangos recomendados para el factor de fricción de Coulomb, turbulento y el valor de Cohesión	35

Capítulo II.

Figura 2.1 Localización del volcán Pico de Orizaba en su contexto regional y local	42
Figura 2.2 Imagen de satélite que evidencia la poca masa glacial actual en el Pico de Orizaba	43
Figura 2.3 Región hidrológica No. 28 del río Papaloapan a la cual pertenece la subcuenca del río Jamapa	45
Figura 2.4 Localización de los sectores seleccionados en la barranca Jamapa para el estudio dendrogeomorfológico	46
Figura 2.5 Localización del volcán Pico de Orizaba en el contexto del Cinturón Volcánico Trans-mexicano	48
Figura 2.6 Mapa geológico del Pico de Orizaba	56
Figura 2.7 Distribución de las principales avalanchas y flujos de escombros en el lineamiento Cofre de Perote-Pico de Orizaba	61
Figura 2.8 Mapa geomorfológico del sector N del Pico de Orizaba	63
Figura 2.9 Mapa geomorfológico del sector N del Pico de Orizaba	64
Figura 2.10 Mapa geomorfológico del sector S del Pico de Orizaba	66
Figura 2.11 Límites de los glaciares del Pico de Orizaba en 1958	68
Figura 2.12 Retroceso glacial en 1975, 2003, 2005 y 2007	69
Figura 2.13 Distribución de los climas en el Pico de Orizaba	70

Figura 2.14 Distribución de la precipitación promedio anual en el Pico de Orizaba	71
Figura 2.15 Climograma de la Estación Huatusco (1981-2016)	72
Figura 2.16. A y B. Acículas de la especie <i>Abies religiosa</i> y <i>Abies hickelii</i>	73
Figura 2.17 Presencia de la especie <i>Pinus hartwegii</i> en la barranca Jamapa	74
Figura 2.18 Vegetación de pastizales alpinos	75
Capítulo III.	
Figura 3.1 Diagrama de las etapas de trabajo	76
Figura 3.2. A y B. Fotografías de los drones utilizados en los vuelos programados	79
Figura 3.3 Ejemplo del formato de campo dendrogeomorfológico	80
Figura 3.4 Extracción de un núcleo de <i>Pinus hartwegii</i>	81
Figura 3.5 Criterio para la asignación de las caras del árbol que presentan disturbios geomorfológicos	82
Figura 3.6. A y B. Extracción de una muestra utilizando motosierra eléctrica y ejemplar de <i>Pinus hartwegii</i> con evidencia de impacto en 1975	83
Figura 3.7 Distribución de los árboles muestreados en la barranca Jamapa	84
Figura 3.8 Ejemplo de los datos colectados para el uso de PSI	85
Figura 3.9 Alineado de fotografías en el software <i>Agisoft Photoscan</i>	87
Figura 3.10 Nube de puntos densa creada a partir de las coincidencias en las fotografías de dron	88
Figura 3.11 Resultado del Modelo Digital de Elevación	89
Figura 3.12 Fotomosaico creado a partir de la unión de las fotografías aéreas tomadas con el dron	90
Figura 3.13 Insumos ocupados durante el montaje de los núcleos colectados	91
Figura 3.14 Lijadora mecánica en la cual se pulen las muestras	92
Figura 3.15 Ejemplo de 4 núcleos prefechados con sus respectivas marcas de conteo: 100, 50 y 10 años	93
Figura 3.16 Ejemplo de la construcción de un esqueleto dendrocronológico	94
Figura 3.17 Estación de trabajo dendrocronológico	95
Figura 3.18 Categorización de la intensidad y tipo de disturbios geomorfológicos	96
Capítulo IV.	
Figura 4.1 Imagen satelital que muestra la disposición de los flujos de lava del periodo Espolón de Oro y la rampa piroclástica	101
Figura 4.2 Distribución de los seis lóbulos piroclásticos identificados en la ladera E-SE del sector A de la barranca Jamapa	102

Figura 4.3 Arreglo y distribución de las terrazas 4, 5 y los depósitos laháricos recientes identificados en el sector A	103
Figura 4.4 Mapa geomorfológico del sector A de la barranca Jamapa	105
Figura 4.5 Imagen satelital en donde se reconocen las laderas piroclásticas y los flujos de lava de la Andesita/Dacita Jamapa	107
Figura 4.6. A y B. Puntos de observación en el sector B de las diferentes terrazas laháricas emplazadas	109
Figura 4.7 Deslizamiento en la ladera piroclástica E del sector B de la barranca Jamapa	111
Figura 4.8 Imagen satelital que muestra el camino de terracería que atraviesa a la barranca Jamapa en el sector B	112
Figura 4.9 Mapa geomorfológico del sector B de la barranca Jamapa	113
Figura 4.10 Gráfico de las mediciones de árboles para la cronología de referencia	114
Figura 4.11 Gráfico de índice de ancho de anillo (IAA)	115
Figura 4.12 Ejemplo de la base de datos elaborada para la identificación de disturbios geomorfológicos asociados a lahares	116
Figura 4.13. A y B. Reconstrucción de la cronología de los eventos laháricos	118
Figura 4.14 Trayectoria del huracán “San Nicolás” en 1931	119
Figura 4.15. A, B y C. Localización y evidencias de impactos en los árboles afectados en 1931	120
Figura 4.16 Trayectoria del huracán “Abby” en 1960	121
Figura 4.17. A, B y C. Localización y evidencias de impactos en los árboles afectados en 1960	122
Figura 4.18. A, B y C. Localización y evidencias de impactos en los árboles afectados en 1968	123
Figura 4.19 Trayectoria del huracán “Caroline” en 1975	124
Figura 4.20. A, B y C. Localización y evidencias de impactos en los árboles afectados en 1975	125
Figura 4.21. A, B y C. Localización y evidencias de impactos en los árboles afectados en 1999	126
Figura 4.22 Trayectoria del huracán “Ernesto” en 2012	128
Figura 4.23. A, B y C. Localización y evidencias de impactos en los árboles afectados en 2012	129
Figura 4.24. A, B y C. Localización y evidencias de impactos en los árboles afectados en 2014	130

Figura 4.25 Trayectoria del huracán “Earl” en 2016	131
Figura 4.26. A, B y C. Localización y evidencias de impactos en los árboles afectados en 2016	132
Figura 4.27 Trayectoria del huracán “Franklin” en 2017	133
Figura 4.28. A, B y C. Localización y evidencias de impactos en los árboles afectados en 2017	134
Figura 4.29 Relación entre el número de árboles afectados por año de evento y la precipitación registrada en un acumulado de 3 a 5 días	136
Figura 4.30 Relación del número de árboles afectados por eventos laháricos y el tipo de disturbio identificado en las muestras	137
Figura 4.31 Diferencia altitudinal entre el fondo del río Jamapa y la superficie en la que crecen los árboles en el sector A	138
Figura 4.32 Fotografía que muestra la configuración geomorfológica del Sector B de la barranca Jamapa	139
Figura 4.33. A y B. Evidencia de acumulación de material lahárico en dos puntos del sector B de la barranca Jamapa	140
Figura 4.34 Registro de la edad, número de impactos y periodo de retorno de los árboles colectados en el sector B	141
Figura 4.35 Mapa de los periodos de retorno de lahares en el sector B de la barranca Jamapa	142
Figura 4.36 Perfil geomorfológico A-A’	144
Figura 4.37 Perfil geomorfológico B-B’	145
Figura 4.38 Perfil geomorfológico C-C’	146
Figura 4.39 Esquema de los 8 eventos laháricos modelados con RAMMS y calibrados con PSI	149
Figura 4.40 Principales resultados obtenidos del modelado de los flujos con RAMMS y la calibración con los descortezados	150

Resumen

La formación de lahares en terrenos volcánicos es un fenómeno recurrente y de gran magnitud, tienen una alta capacidad de transformación del relieve y generan impactos directos sobre las poblaciones que se asientan al pie de los volcanes. Sin embargo, no existe un registro detallado de su frecuencia y distribución, por tal motivo, el realizar una evaluación precisa permite establecer los posibles riesgos futuros y llevar a cabo una planificación adecuada.

En México, el estudio y fechamiento de lahares a partir de métodos dendrogeomorfológicos es relativamente reciente. Este tipo de procesos altera el desarrollo natural de los árboles y puede producir disturbios en los anillos de crecimiento del tronco. A partir del reconocimiento y datación de estas alteraciones, es posible determinar la frecuencia y la distribución espacial de los laháres.

Esta investigación se desarrolla en la barranca Jamapa ubicada en la ladera norte del volcán Pico de Orizaba. Debido a las dimensiones que presenta la barranca, fue necesario seleccionar dos sectores a partir de criterios geomorfológicos y dendrogeomorfológicos, es decir, en la selección se consideró la presencia de formas de relieve asociadas a lahares (lóbulos, levées, terrazas y el canal principal) y árboles con evidencia de impactos.

Para la reconstrucción de los lahares se muestrearon un total de 83 árboles, de los cuales se obtuvieron 94 núcleos y 40 secciones de la especie *Pinus hartwegii*. Se identificaron 168 disturbios, donde los más recurrentes fueron las cicatrices de impacto (51%), seguido por los realces en el crecimiento (35%) y la madera de compresión (32%). A partir de estas observaciones se reconstruyeron 9 lahares que corresponden a los años de 1931, 1960, 1968, 1975, 1999, 2012, 2014, 2016 y 2017. Tomando en cuenta las correlaciones realizadas con datos meteorológicos, el detonante principal de estos eventos fue el paso de un fenómeno hidrometeorológico extraordinario (huracán o tormenta tropical), no obstante, las lluvias torrenciales locales, incendios forestales o el deshielo glaciar también puede favorecer la formación de lahares en la zona. Por ejemplo, los eventos identificados

con mayor número de individuos afectados fueron los acontecidos en 1975 y 2012, vinculados a los huracanes “Caroline” y “Ernesto”, respectivamente.

Además, se realizó el modelado numérico en 2D de los lahares identificados utilizando el software RAMMS y su respectiva calibración a partir de paleo-indicadores dendrogeomorfológicos o PSI. De esta manera, se pudieron estimar las descargas de entrada, los espesores y las velocidades máximas de los flujos, por ejemplo, el caudal del evento de 2012 fue de 91 m³/s y el de 1975 fue de 160 m³/s.

A su vez, fue posible realizar la estimación de las edades mínimas para las estructuras asociadas con la dinámica lahárica, es decir, las terrazas del sector B. Para ello, se elaboraron tres perfiles geomorfológicos que cruzaran dichas formas del relieve y, además, hubiera presencia de árboles para poder asignar la edad. De tal modo, las edades mínimas de las terrazas son: 1 -191 años, 2 - 112 años, 3 -14 años, 4 - 7 años y 6 - 5 años.

La presente investigación es un aporte al entendimiento y registro de los fenómenos laháricos en la barranca Jamapa del Pico de Orizaba, el cual se logró a partir de la integración de métodos multidisciplinarios, en donde se destaca la precisión de la dendrogeomorfología para fechar procesos geomorfológicos, el detalle y la calidad de la información sobre la superficie que aportan los modelos digitales de elevación realizados con fotogrametría aérea con drones y la aproximación al comportamiento real de los flujos empleando la modelación numérica en 2D. Este trabajo representa una contribución a los estudios del relieve volcánico en México, donde los resultados pueden ser considerados para los planes de manejo del Parque Nacional Volcán Pico de Orizaba, o bien, para la prevención y mitigación de riesgos asociados a los fenómenos laháricos en este y otros volcanes del país.

Introducción

Los lahares son flujos conformados por una mezcla de roca, agua y lodo que viajan a gran velocidad a través de las barrancas de los volcanes. Su desplazamiento es producto de la fuerza de gravedad, presentan una alta capacidad de transporte y su movilidad depende parcialmente de la proporción de agua y sedimentos que los constituye (Smith y Fritz, 1989). Debido a su carácter de difícil pronóstico, cada año mueren cientos de personas alrededor del mundo, además de generar numerosos daños en infraestructura, vivienda y agricultura (Jakob, 2010; Thouret et al., 2020). En ese sentido, el análisis y comprensión de las dinámicas laháricas resulta fundamental al momento de generar mapas de riesgos y planificaciones territoriales para la protección de las poblaciones que habitan en zonas aledañas a los volcanes.

Una de las formas de estudiar los fenómenos laháricos es haciendo uso de las técnicas y metodologías empleadas en la dendrogeomorfología. Esta disciplina es una de las ramas de la dendrocronología, la cual consiste en el fechamiento y análisis de procesos geomorfológicos que a su paso generan reacciones en la madera de los árboles cuando los impactan, sepultan o eliminan (Stoffel y Bollschweiler, 2009). De tal forma que, su aplicación al estudio de fenómenos hidrovulcánicos permite definir de manera precisa su temporalidad (anual o estacional), conocer su dinámica y determinar su distribución espacial.

Actualmente, la aplicación de métodos dendrogeomorfológicos para la reconstrucción de eventos geomórficos en los volcanes de México, se encuentra en constante evolución (Bollschweiler et al., 2010; Stoffel et al., 2011; Franco-Ramos et al., 2013; Franco-Ramos et al., 2016 a y b; Franco-Ramos et al., 2017 a y b; Franco-Ramos et al., 2019 a y b; Franco-Ramos et al., 2020). No obstante, aún hay zonas donde no se tiene un registro completo de la formación y distribución de los lahares que se generan, como es el caso de la barranca Jamapa del volcán Pico de Orizaba. Por tal motivo, un estudio con este enfoque resulta de gran utilidad en el análisis, caracterización y delimitación de este tipo de fenómenos peligrosos.

La barranca Jamapa nace al pie del glaciar que lleva el mismo nombre, a los ~4,800 msnm en la cara norte del volcán Pico de Orizaba. La cuenca del Jamapa es muy

extensa en su totalidad (3,912 km²), por tal motivo, se seleccionaron dos áreas de estudio (sector A y B) con evidencias geomorfológicas del emplazamiento de lahares (lóbulos, levées, terrazas y el canal principal) y dendrogeomorfológicos (presencia de árboles con evidencias obvias de afectación por lahares). El sector A se ubica entre los 3,895 y 3,802 msnm; y el sector B entre los 3,630 y 3,530 msnm. Para el estudio de la dinámica lahárica se utilizaron árboles de la especie *Pinus hartwegii* con gran potencial dendrogeomorfológico.

La investigación está conformada por cuatro capítulos que a continuación se describen:

Capítulo 1. Marco teórico. Se establecen las bases teóricas y conceptuales sobre las cuales está orientada la investigación, abordando aspectos dendrocronológicos, dendrogeomorfológicos, caracterización de los lahares, fotogrametría con drones, modelado numérico en 2D de cauces, el uso de paleoindicadores, estimación de edades de nuevos relieves y otras aplicaciones que puede tener la dendrogeomorfología en el estudio de fenómenos de interés para las Ciencias de la Tierra.

Capítulo 2. Contexto bio-físico del volcán Pico de Orizaba. Se desarrollan todos los aspectos de carácter físico y biológico que integran al volcán Pico de Orizaba y en particular a la barranca Jamapa.

Capítulo 3. Metodología. Se describen y exponen cada uno de los procedimientos y materiales utilizados en esta investigación, a partir de dos etapas principales: el trabajo de campo y las actividades realizadas en laboratorio.

Capítulo 4. Resultados. Se muestran los productos obtenidos de cada análisis desarrollado en la investigación, como son la cartografía geomorfológica de ambos sectores, las reconstrucciones y correlaciones dendrogeomorfológicas para cada evento identificado, el cálculo de edades mínimas del relieve y el modelado de lahares con el software RAMMS haciendo uso de paleoindicadores dendrogeomorfológicos como elementos de calibración.

Finalmente, la investigación culmina con un apartado de discusión, las conclusiones, la bibliografía utilizada y los documentos anexos que corresponden con los mapas geomorfológicos elaborados y la base de datos con el registro de los árboles utilizados para el análisis dendrogeomorfológico.

Justificación

El análisis geomorfológico a detalle de los dos sectores de la barranca Jamapa permite identificar de manera precisa los productos asociados al vulcanismo que constituyen a las laderas del volcán Pico de Orizaba, así como la delimitación de nuevas estructuras vinculadas con procesos de erosión y deposición. De tal manera que, bajo este enfoque es posible observar su distribución, establecer los límites de cada forma de relieve y tener un inventario de morfologías endógenas y exógenas, con lo cual se hace evidente la dinámica que actualmente prevalece en la zona.

En este sentido, el complementar la información geomorfológica con datos obtenidos a partir de métodos dendrogeomorfológicos permite reconstruir de manera precisa la ocurrencia de los lahares desarrollados en el pasado reciente, de tal manera que, al tener un registro amplio de eventos identificados es posible definir su frecuencia, espacialidad, dimensiones y alcances. Este tipo de análisis, con fechamientos y cartografía detallada, resulta de gran valor para los análisis de riesgo que son llevados a cabo en el volcán Pico de Orizaba.

Además, en esta investigación se busca la implementación de nuevas técnicas y metodologías para el análisis del relieve como son el uso de vehículos aéreos no tripulados (drones), el modelado numérico en 2D de los flujos y el uso de paleoindicadores; con la finalidad de contribuir al conocimiento científico de la dinámica lahárica y en particular, a la acontecida en los volcanes de México.

De tal manera que, esta investigación representa un aporte a los estudios del relieve y su dinámica en terrenos volcánicos de México, aportando fechamientos precisos de los eventos, frecuencias, distribuciones espaciales, cálculo de volúmenes y la evaluación de estabilidad/inestabilidad geomorfológica de la barranca Jamapa, con

el objetivo de que sea replicada en otras regiones volcánicas del territorio nacional. Además, los resultados pueden ser considerados en los planes de manejo y prevención de riegos volcánicos del Parque Nacional Pico de Orizaba.

Objetivo general

Fecha, reconstruir y modelar eventos laháricos, a partir de métodos dendrogeomorfológicos en la barranca Jamapa, ubicada al N-NE del volcán Pico de Orizaba.

Objetivos particulares

- Elaborar los mapas geomorfológicos a detalle (Esc. 1:2,500 y 1:1,570) de los dos sectores de estudio en la barranca Jamapa.
- Generar modelos digitales de elevación de alta resolución a partir de levantamientos fotogramétricos utilizando Vehículos Aéreos No Tripulados (drones).
- Construir una cronología de referencia de los *Pinus hartwegii* que no mostraron evidencia de algún tipo de disturbio.
- Reconstruir los eventos laháricos a partir de métodos dendrogeomorfológicos y establecer las correlaciones pertinentes para su formación utilizando datos meteorológicos, registro de incendios y periodos de deglaciación.
- Determinar la edad mínima de nuevas formas de relieve (terrazas) asociadas a la dinámica lahárica.
- Modelar numéricamente los lahares identificados utilizando el programa RAMMS (Rapid Mass Movement Simulation) y calibrar los eventos usando los paleoindicadores en los árboles.

Hipótesis

La formación de lahares en la barranca Jamapa del volcán Pico de Orizaba, es producto de la conjunción de factores como la presencia de material detrítico en las laderas, el impacto de fenómenos hidrometeorológicos extraordinarios (huracanes), lluvias extremas y la pérdida de masa glaciar. Esta dinámica podrá ser analizada y caracterizada a partir de métodos dendrogeomorfológicos, los cuales permitirán tener un registro anual y/o subanual de cada evento, con la finalidad de determinar su frecuencia, distribución espacial y magnitud.

Capítulo I. Marco teórico

1.1. Principios dendrocronológicos y dendrogeomorfológicos

Para la reconstrucción de la frecuencia y magnitud de lahares en la barranca Jamapa, se hará uso de métodos dendrocronológicos y dendrogeomorfológicos. Por tal motivo, es necesario definir los principios sobre los cuales se rigen dichas disciplinas y precisar los aspectos que se consideran para el correcto fechamiento y análisis de fenómenos geomorfológicos.

La dendrocronología consiste en el estudio del crecimiento anual de los anillos de los árboles y en la elaboración de cronologías que permiten fechar y establecer edades para diferentes procesos, ya sean climáticos, geomorfológicos, ecológicos o arqueológicos (Baillie, 1995). Esta disciplina surge en 1901, con las primeras observaciones hechas por Andrew E. Douglas, donde notó diferencias en los anillos de un pino en Arizona, EUA, este hecho le permitió concluir que el crecimiento estaba influenciado por las condiciones locales del hábitat y por el clima (Fritts, 2001).

El crecimiento de los árboles está condicionado por dos tipos de factores: los primeros son los internos, en donde quedan incluidos aspectos como la genética, la sensibilidad y la edad del árbol. En los segundos, denominados como externos o abióticos, van a considerarse las condiciones climáticas, de luz, nutrientes, agua, impactos de procesos geomorfológicos y contaminantes (Stoffel y Bollshweiler, 2008).

El patrón de crecimiento de los árboles varía según el sitio de estudio y la especie, para el caso de las coníferas se presenta en dos periodos, por lo tanto, se van a reconocer dos bandas de madera, una temprana y otra tardía, las cuales van a tener características particulares en su formación (Figura 1.1). Para el caso de México, las células (traqueidas) de la madera temprana se forman durante los meses que corresponden a la primavera (marzo a junio), se caracterizan por ser de mayor tamaño, menos densas y con paredes delgadas que permiten el transporte de

nutrientes; la banda que desarrollan es de color claro. Las correspondientes a las tardías, crecen durante el verano (julio a octubre), son más pequeñas, de pared lignificada y de mayor densidad, lo que les confiere una coloración oscura. La suma de las dos bandas forma un anillo anual (Villanueva et al., 2010)

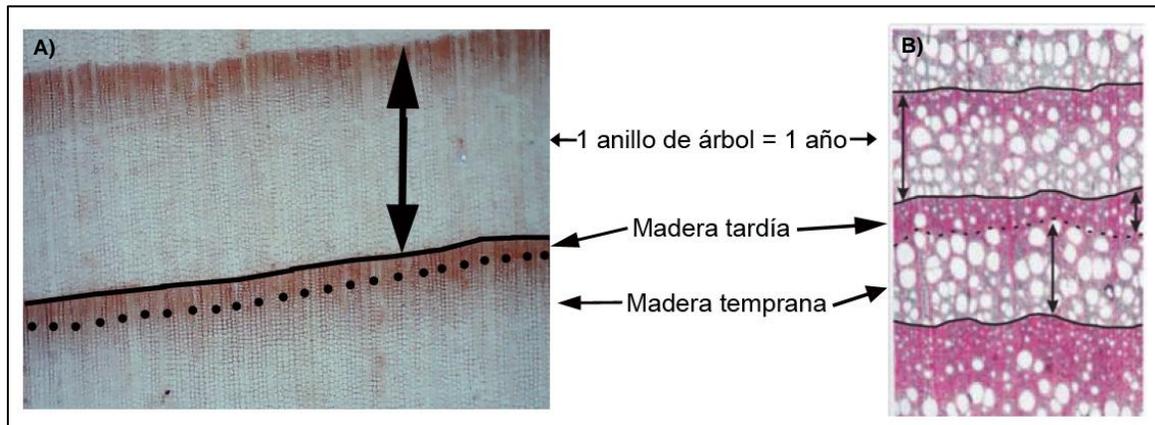


Figura 1.1. La muestra A) corresponde a un árbol *Pinus hartwegii* (conífera) del centro de México, en ella se observan las bandas (madera temprana y tardía) formadas durante 1 año. Por otro lado, la muestra B) es de un individuo latifoliado, los cuales se caracterizan por presentar vasos en lugar de traqueidas, de igual forma es posible distinguir los anillos de crecimiento.

El uso de la dendrocronología está limitado a ciertas especies arbóreas capaces de producir un tejido leñoso, como es el caso de los bosques templados, este hecho permite elaborar una base metodológica fundamentada en los siguientes principios (Fritts, 1971):

Principio de los factores limitantes: Los factores como el suelo, condiciones climáticas, geomorfológicas o humanas van a intervenir de manera directa en el crecimiento de los árboles. Las especies más sensibles a los cambios climáticos son las que van a permitir reconstrucciones de climas pasados.

Principio de uniformidad: Establece que los principios físicos y biológicos que inciden en el crecimiento de un árbol son siempre los mismos a lo largo del tiempo.

Principio de crecimiento agregado: Establece que cualquier serie de crecimiento en los anillos de los árboles puede ser estudiada tomando en cuenta factores como el clima (temperatura y precipitación), perturbaciones endógenas (caída de árboles, aumento de la cobertura vegetal, apertura de claros, entre otras propias del bosque), disturbios exógenos (plagas, incendios, talas, entre otras) y contaminantes antropogénicos.

El desarrollo de los árboles está condicionado por la precipitación y la temperatura, este hecho genera similitudes en los patrones de crecimiento de los árboles en un área determinada. A partir de esto, es posible realizar un co-fechado (*cross dating*) de las muestras obtenidas de un sitio y asignar edades a series desconocidas, extender cronologías, determinar edades más precisas para el relieve o identificar anillos perdidos (Schweingruber, 1987).

Principio de cofechado: Es el principio básico de la dendrocronología a partir del cual se determina el año exacto de crecimiento de cada anillo anual. Si no se hace un adecuado fechado, es probable que se produzcan errores debido a la ausencia o la formación de falsos anillos (Speer, 2010). Los pasos por seguir para realizar un co-fechado consisten en tomar núcleos de árboles ubicados en diferentes puntos como los bordes de un río, terrazas, laderas de valles, elementos muertos e incluso sobre troncos que son usados en construcciones (Figura 1.2). Para cada una de las muestras se realiza un conteo de los anillos, iniciando desde la corteza hacia el *corazón* del árbol. Después se establece la anchura de cada anillo, tomando en cuenta que en un año húmedo será más ancho y en uno seco más estrecho, de esta manera, se determinan patrones de crecimiento en el área de estudio.

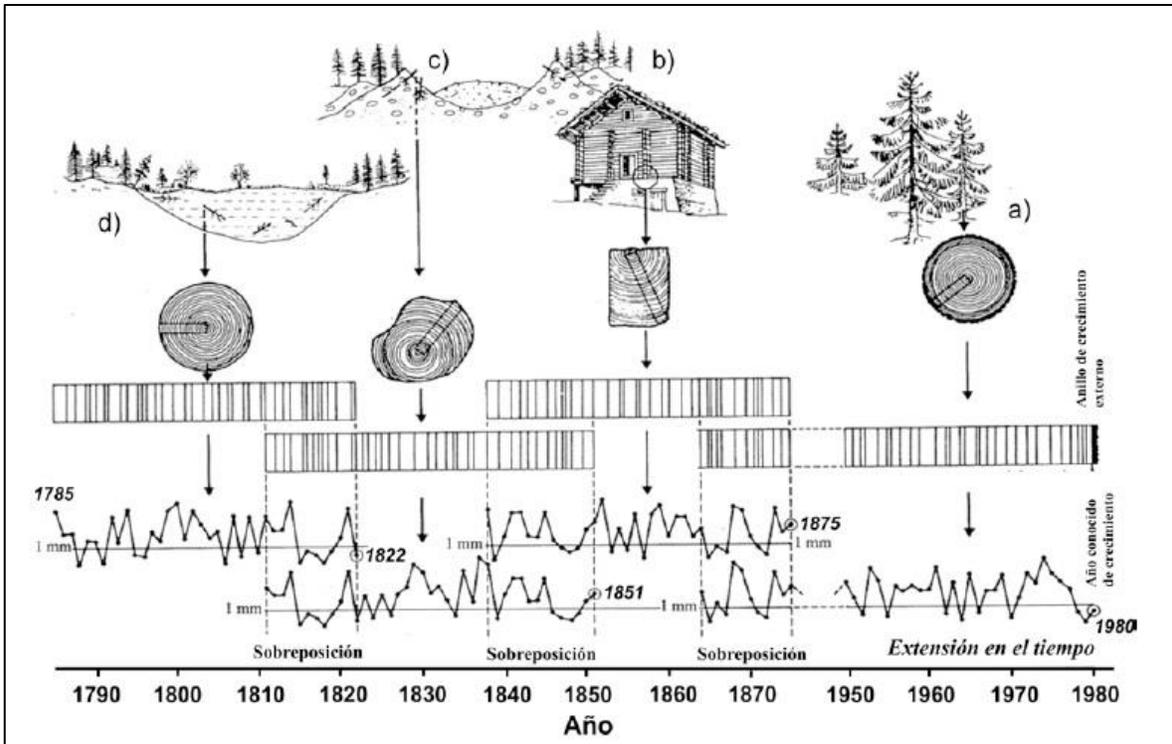


Figura 1.2. Esquema en el cual se muestra el principio de co-fecha. A partir de la presencia irregular de los anillos anchos y delgados, se puede hacer una comparación entre muestras para establecer el año exacto para cada anillo. Como se observa en la figura, se pueden comparar entre sí, árboles vivos (a), individuos ocupados en construcciones (b), troncos muertos (c) y enterrados (d) (Schweingruber, 1987).

Una vez obtenidos los diferentes patrones de crecimiento de las muestras, se lleva a cabo el co-fecha de manera visual y estadística, donde se debe observar una correspondencia entre los años secos (estrechamiento de los anillos) y los húmedos (ensanchamiento de los anillos). De esta manera, la comparación y la correlación de los anillos de crecimiento de las distintas muestras, se puede construir una cronología de referencia o maestra.

En México, el primer estudio dendrocronológico fue el realizado en Durango por Shulman en 1944, con fines arqueológicos (Villanueva-Díaz et al., 2004). A partir de ese momento, se han llevado a cabo diferentes estudios bajo este enfoque, sin embargo, si se toma en cuenta la cantidad de especies arbóreas que hay en el país, son pocos los trabajos de esta índole.

La mayoría de las cronologías de espesores de anillos arbóreos para México, se han generado en los bosques templados y subtropicales del noroeste. Estos trabajos resultan importantes debido a que están bien correlacionadas con la precipitación invernal y con los índices de El Niño (Villanueva-Díaz et al., 2004).

En este sentido, la dendrocronología es muy aplicable en bosques templados, ya que la formación de los anillos es rítmica y corresponde a años calendario, favoreciendo el control temporal de procesos, como el crecimiento, el establecimiento y la mortalidad (Kitzberger et al., 2000).

La dendrocronología tiene múltiples aplicaciones y, en gran medida, se debe a que los árboles presentan un comportamiento particular según el evento geodinámico que los afecte, es por lo que en la literatura se pueden encontrar diferentes ramas, ejemplo de ellos son la dendroclimatología, dendrogeomorfología, dendrohidrología y dendroquímica, por mencionar algunas (Solomina, et al., 2008).

Para este trabajo, la rama de la dendrocronología que se utilizará es la dendrogeomorfología; la cual consiste en el fechamiento y análisis de procesos geomorfológicos que a su paso generan reacciones en la madera de los árboles cuando los impactan, sepultan o eliminan. En este sentido, la dendrogeomorfología aporta a la morfogénesis información temporal precisa (anual o estacional) sobre la ocurrencia de un evento en la superficie terrestre, su distribución y su dinámica. De esta manera, se pueden reforzar los planes de prevención de riesgos naturales, ya que permite determinar la magnitud y el alcance espacial que puede tener un determinado fenómeno geomorfológico (Stoffel y Bollschweiler, 2009).

En esta investigación se utilizará la metodología planteada por Stoffel y Bollschwieler (2009), la cual consiste en la relación de *proceso-evento-respuesta* de fenómenos en la superficie terrestre. Por *proceso* se refiere a los fenómenos geomorfológicos que ocurren en un tiempo y espacio determinados, ejemplo de ellos son las caídas de roca, lahares, inundaciones, avalanchas de nieve, entre

otros. En lo que respecta al *evento*, es cuando un árbol o rodal son afectados por alguno de los procesos mencionados; la forma de afectación puede estar representada por impactos, sepultamiento, decapitación, inclinación, entre otros. De esta manera, la *respuesta* de los árboles ante esta situación se identificará a partir de anomalías o disturbios en los patrones de crecimiento, las cuales serán clasificadas en cicatrices de impacto, ductos de resina traumáticos (en algunas coníferas), madera de reacción, supresión en crecimiento, realce en crecimiento, anillos excéntricos, tejidos callosos, entre otros (Figura 1.3).

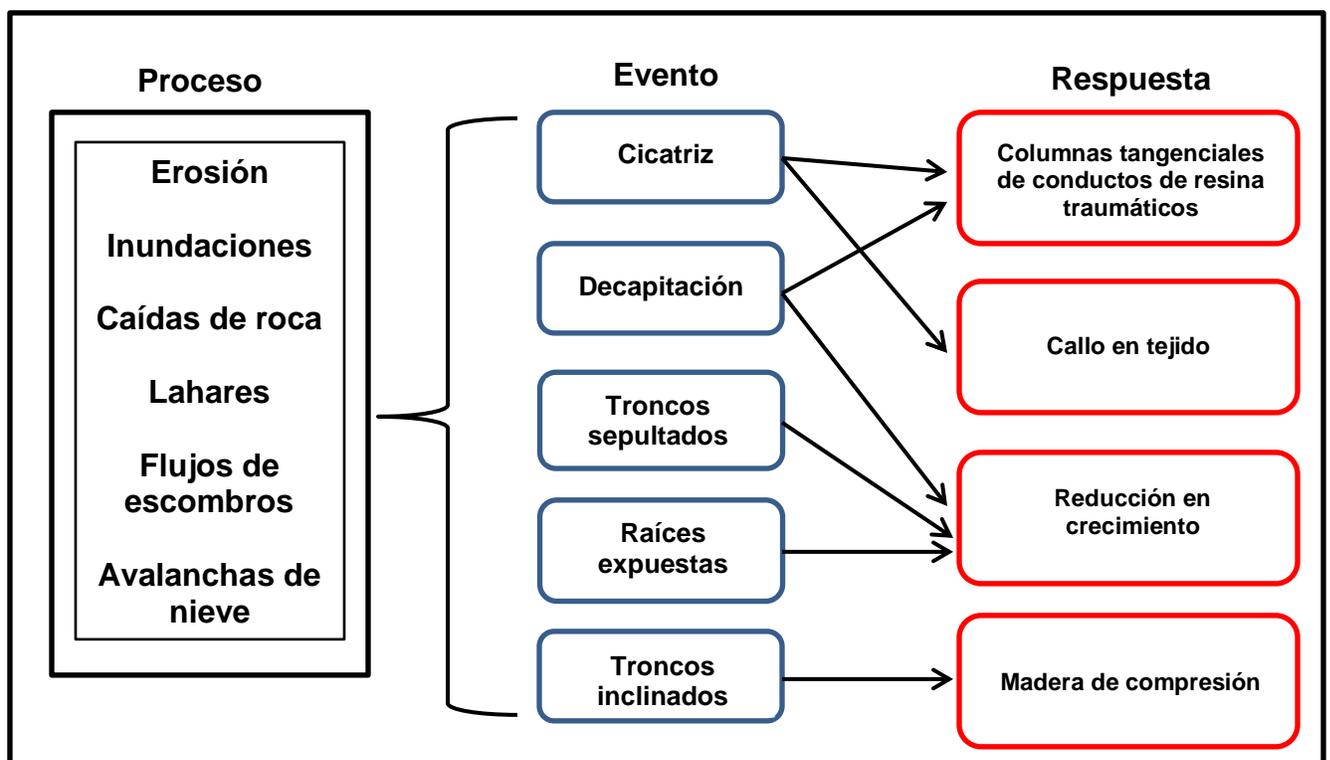


Figura 1.3. Relación sistemática entre proceso-evento-respuesta aplicada en dendrogeomorfología (Modificado de Stoffel y Bollschweiler, 2009).

1.2 Cartografía geomorfológica

Una de las formas para comprender y analizar las dinámicas del relieve, como la formación de lahares, es la cartografía geomorfológica. En ella queda plasmado el arreglo espacial del relieve y se hace evidente el vínculo que existe entre la litología y la influencia de la tectónica con los aspectos climáticos de cada superficie del planeta. Dicha conjunción es determinante en el entendimiento de la susceptibilidad erosiva de los materiales, la cual tendrá como consecuencia el modelado de las estructuras, la formación de nuevas y diferentes morfologías, así como la evolución de las formas terrestres.

En ese sentido, se puede definir a la geomorfología como la ciencia que estudia las formas de relieve con base en su génesis, morfología, dinámica y edad (Lugo, 1988). De tal manera que, la herramienta principal para un análisis geomorfológico a detalle es la cartografía, la cual permite clasificar cada una de las estructuras que componen a la superficie terrestre en categorías, según sean sus características cualitativas y cuantitativas (Demek y Embleton, 1978).

Existen diferentes tipos de mapas geomorfológicos, cada uno de ellos presentara determinadas características y enfoques según sea el objetivo por resolver, el tipo de ambiente que se esté trabajando (fluvial, eólico, volcánico, marino, glacial, estructural, kárstico, denudatorio y antropogénico) y la escala (desde regionales $\geq 1:250,000$ hasta los detallados $< 1:10,000$) (Verstappen y Van Zuidam, 1991; Van Zuidam, 1986).

Una de las divisiones de mapas geomorfológicos más utilizada es la planteada por Verstappen y Van Zuidam (1991), quienes clasifican estos documentos en analíticos, sintéticos y pragmáticos. A continuación, se describe cada uno:

Analíticos: se caracterizan por representar análisis geomorfológicos mono-disciplinarios, donde se destacan las formas de relieve y sus procesos a partir de la

morfogénesis y la morfocronología, en ellos se incluyen datos sobre la litología y la tectónica.

Sintéticos: su principal característica es la multidisciplinariedad, ya que en ellos se conjuga la geomorfología con aspectos ambientales y de paisaje.

Pragmáticos: el enfoque de estos documentos está orientado a cumplir con propósitos específicos y se diseñan a partir de los resultados de mapas geomorfológicos analíticos y/o sintéticos.

Los mapas presentados en esta investigación son de carácter morfogenético, ya que en ellos se clasificó el relieve de acuerdo con su origen, formación y morfología, haciendo especial énfasis en su distribución espacial. En ese sentido, la decisión de incluir a una forma en un grupo genético depende de las características que controlan su formación primaria y su carácter geomorfológico general, independientemente de su posterior evolución (Guillén, 1996).

La clasificación utilizada en los mapas geomorfológicos que se presentan en esta investigación es la sugerida por Lugo-Hubp (1988) donde se divide la génesis del relieve en dos grandes rubros: endógeno y exógeno. En el primero de ellos se agrupan todas aquellas formas que tienen su origen en el interior de la Tierra (procesos tectónicos, magmáticos intrusivos y extrusivos). El segundo se integra por las formas erosivas y acumulativas (valles, depósitos laháricos, abanicos aluviales, deslizamientos de tierra, por mencionar algunos) que son resultado de procesos como la precipitación, el viento, ríos, mares, glaciares, entre otros. Su formación depende de la composición litológica, la antigüedad de las rocas, la disposición de los materiales, la inclinación del terreno y las condiciones climáticas que prevalecen en la zona.

Para ambos tipos de relieve (endógeno y exógeno) existe una amplia variedad de subcategorías, las cuales se van integrando al mapa en dependencia del ambiente geomorfológico y los fenómenos que ocurren en cada superficie terrestre. En ese

sentido, a continuación, serán descritas las subcategorías que fueron encontradas en esta investigación.

Relieve Endógeno

Volcánico acumulativo

En este rubro, se consideran aquellas formas de relieve que tienen su origen en la acumulación y emplazamiento de materiales asociados a diferentes procesos volcánicos como son flujos de lava (efusivo) y depósitos de flujos piroclásticos (explosivo).

La actividad efusiva en un volcán es común, en diferentes periodos eruptivos suelen emitir grandes flujos o coladas de lava. Su avance y morfología van a depender en gran medida de las características fisicoquímicas que las constituye. De igual forma, la superficie sobre la que se emplazan va a influir de manera directa en su arreglo, principalmente aspectos como la inclinación y la rugosidad del terreno. Estos materiales pueden ser expulsados en lapsos de horas, días o semanas, por tanto, el enfriamiento que presentan es diferencial, lo que provoca una serie de expresiones superficiales como son los levées y las crestas de compresión (Ollier, 1969).

En lo que respecta a la actividad explosiva, su representación principal está dada por los flujos piroclásticos. Este fenómeno volcánico se caracteriza por ser uno de los más destructivos y peligrosos que se conocen, ya que se mueven como una nube que viaja a gran velocidad y con temperaturas elevadas a través de las laderas de los volcanes. Su origen se vincula con el colapso de columnas eruptivas producto de explosiones de alta intensidad, que al caer se canalizan por las barrancas, rellenándolas con materiales gruesos y finos, además de calcinar todo lo que se encuentra a su paso (Pedraza, 1996).

Relieve Exógeno

Hidrovolcánico

En esta categoría se agrupan aquellas formas de relieve asociadas al paso de lahares dentro de las barrancas, las cuales se caracterizan por ser estructuras acumulativas como terrazas y lóbulos, que tienen su origen en la conjunción de diferentes factores como son la precipitación extraordinaria, el deshielo glaciar, la pendiente y la susceptibilidad que tienen los materiales volcánicos a ser removidos (Vallance y Iverson, 2015).

Erosivo fluvial

En este apartado, se incluyen las formas de relieve asociadas a la acción erosiva llevada a cabo por los ríos (permanentes o intermitentes), la cual favorece la formación de valles; donde la profundidad, anchura y longitud van a estar dadas por factores como la precipitación, la orientación de las laderas, la inclinación del terreno y la competencia de los materiales a ser erosionados (Hugget, 2003).

Erosivo gravitacional

En esta categoría quedan clasificadas aquellas formas resultantes de los procesos erosivo-gravitacionales, los cuales se presentan principalmente en las laderas e implican el desplazamiento de material por la fuerza de gravedad, pendiente abajo. Esta dinámica se puede dividir en cinco tipos: caída, deslizamiento, expansión lateral y flujos y movimientos complejos, así como el tipo de material implicado: rocas y detritos (Alcántara, 2000).

1.3. Características de los lahares

Los lahares son el fenómeno geomorfológico que será reconstruido y analizado en esta investigación, por tal motivo, es necesario definir que son, su comportamiento, procesos formadores y sus características físicas.

Los lahares son flujos rápidos conformados de una mezcla de fragmentos de roca, agua y lodo que fluyen en las laderas de un volcán. Se desplazan bajo la acción de la fuerza de gravedad, tienen una alta capacidad de transporte y su movilidad depende de la proporción de agua y sedimentos. El término es usado para definir los depósitos generados, no obstante, la aplicación correcta de la palabra es únicamente para describir el proceso (Smith y Fritz, 1989).

Asociado a la dinámica lahárica, cada año mueren cientos de personas alrededor del mundo, además de provocar daños en infraestructura, vivienda y agricultura (Jakob, 2010), debido a su carácter impredecible y de difícil pronóstico. En las zonas de Centro y Sudamérica, donde hay presencia de volcanes y lluvias extraordinarias, se favorece el desarrollo de este tipo de dinámicas geomorfológicas. Algunos de los eventos más representativos y catastróficos que se han registrado son los ocurridos en 1985 en Colombia (Nevado de Ruiz); los de Nicaragua (Volcán Casita) y Guatemala (Volcán Tolima) en 1998, estos dos últimos fueron favorecidos por el paso del huracán Mitch (Vallance et al. 2004).

Para el caso de México, se han registrado fenómenos asociados a lahares desde el Pleistoceno, ocurridos en el sur del Nevado de Toluca (Capra et al., 2002), eventos históricos en el volcán de Colima (Capra et al., 2010; Franco-Ramos et al., 2013; Vázquez et al., 2014), Popocatépetl (Bollschweiler et al., 2010) y volcán Chichón (Macías et al., 2008), este último causó miles de muertes y afectaciones en las comunidades cercanas en 1982.

De acuerdo con Manville et al., 2009, los lahares pueden ser clasificados de dos formas:

Lahares primarios: se dividen en dos grupos, los primeros son los *lahares sin-eruptivos*, su desencadenante es la erupción volcánica, que produce la fusión de glaciares y cubiertas nivales, así como avalanchas de roca que se mezclan con ríos próximos o lluvias intensas. Los segundos, los *lahares post-eruptivos*, se forman a

partir de precipitaciones extraordinarias, ya sea que sucedan al mismo de tiempo del periodo eruptivo o de forma posterior (meses o años).

Lahares secundarios: también son denominados como *sin erupción*, es decir, que no se asocian de forma directa a una etapa eruptiva (intra-eruptivos). Ejemplo de ellos son los formados a partir del drenaje de un lago o la rotura de una presa natural en un ambiente volcánico.

Para la formación de un lahar es necesaria la combinación de tres factores, los cuales son: 1) una fuente de agua, 2) depósitos no consolidados y 3) una inclinación del terreno que descienda de forma gradual (Vallance, 2015).

Los lahares se caracterizan por ser una mezcla compleja, con una proporción fluida y otra sólida, cuyo movimiento puede variar según la cantidad de sedimentos y agua que los integren, por tal motivo, se pueden clasificar de la siguiente manera:

Hiperconcentrado: Se caracteriza por tener un volumen de material que varía entre el 40-60 %, lo que supone una variación de entre el 60- 80 % de su peso (Smith & Lowe, 1991). Hay otros autores que amplían su rango del 20 a 60% de concentración volumétrica de material (Lavigne y Suwa, 2004).

Flujo de escombros (*debris flow*): De acuerdo con Coussot y Meunier (1996), contienen un volumen de sedimentos entre 60-80%, lo que supone más del 80% de su peso total.

Avalancha de escombros: Cuando el volumen de material es mayor al 80% de su peso total (Beverage y Culbertson, 1984).

De manera general, el término lahar se aplica únicamente al movimiento asociado a los flujos hiperconcentrados y a los de escombros (Figura 1.4), siendo usual la variación del tipo de movimiento a lo largo del tiempo, incluso dentro del mismo

evento (Sohn et al., 2002). Es decir, a lo largo de la trayectoria de un lahar es común que el proceso cambie de flujo de escombros a flujo hiperconcentrado hasta corriente fluvial y viceversa.

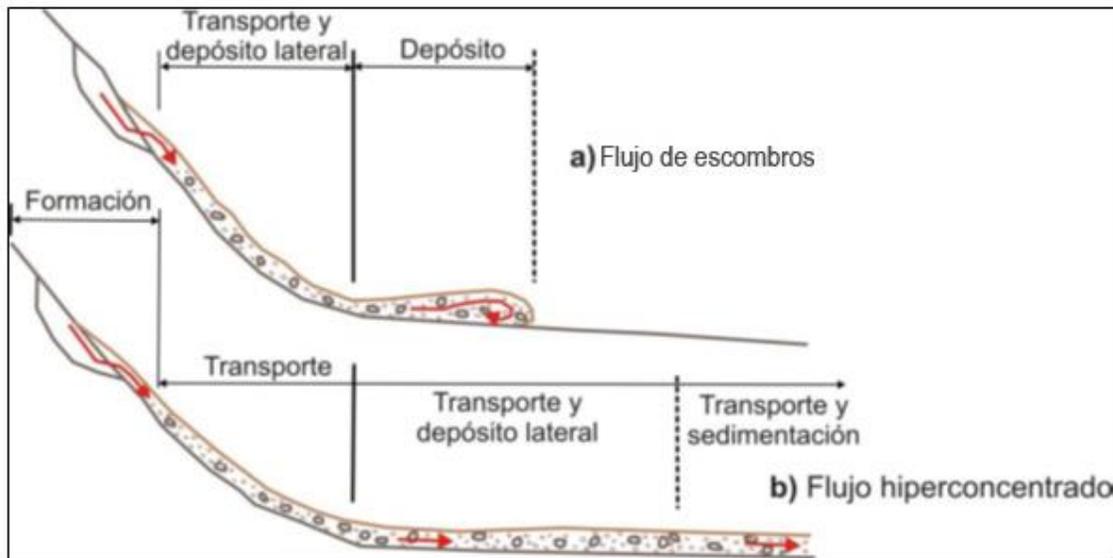


Figura 1.4. Esquema que ejemplifica en perfil los flujos asociados al desplazamiento de un lahar: a) Flujos de escombros y b) Flujo hiperconcentrado (Modificado de Calvo, 2015).

En el primer caso, puede ocurrir un proceso de sedimentación gradual que hace que el flujo de escombros pierda fracción sólida y se transforme en hiperconcentrado. El otro mecanismo sucede cuando a lo largo del canal ocurre un aporte adicional de agua por drenajes secundarios y diluyen el flujo (Vallance, 2015). Para el caso contrario, existen flujos hiperconcentrados que son altamente erosivos, por lo que van incrementando su contenido de sólidos y se transforman a flujos de escombros (Vallance, 2015).

Los cambios en la concentración de sedimentos son conocidos como procesos de *bulking* y *debulking*. Dichas modificaciones en el flujo por lo regular comienzan en el frente del fluido y migran hacia la parte posterior conforme desciende, no obstante, también se ha observado que ocurren en el cuerpo del flujo (Fisher, 1983).

El proceso de *bulking* se presenta cuando el flujo contiene una gran cantidad de agua lo que incrementa su capacidad erosiva. Durante este proceso el incremento

del volumen puede ser 4 veces mayor que el inicial. Para el caso de *debulking*, ocurre con la incorporación gradual de agua en la parte frontal del lahar conforme desciende, este hecho provoca una pérdida progresiva de la carga (Scott, 1988). Los flujos de escombros e hiperconcentrados, se pueden clasificar según sus características sedimentológicas y texturales. Siendo así que, los primeros se subdividen en cohesivos cuando presentan > 3% en peso de arcilla y en no cohesivos cuando es menor. Los segundos, son más diluidos y cuentan de 20 a 60% de volumen de sedimentos (Capra et al., 2002).

Los lahares generan un modelado del relieve característico, siendo erosivo en las zonas cercanas al origen, donde predominan pendientes álgidas; y de carácter deposicional en zonas donde el relieve se suaviza. Para ambos casos se pueden diferenciar los siguientes atributos:

Flujo de escombros: Se caracterizan por formar canales en forma de “U”, y el espesor de sus depósitos es de varios metros sin importar su ubicación. En zonas de baja pendiente forman lóbulos con frentes y márgenes escarpados, mientras que, en las paredes del canal, se identifican pequeños montículos, compuestos por una mezcla de material grueso y fino de forma paralela al flujo (*levees*), su origen se relaciona con una alta viscosidad, lo que produce una mayor resistencia al movimiento. Para el caso de los flujos *cohesivos*, se generan depósitos más consistentes, con porosidades milimétricas, lo que dificulta su erosión. Los *no cohesivos* tienen poca consistencia, pero poseen una disposición especial de sus partículas, en la parte inferior se disponen los materiales finos y en la superficie los gruesos.

En lo que respecta a sus características sedimentológicas, son de carácter masivo, por lo que no hay diferenciación por peso de las partículas a lo largo del depósito (Lavigne y Suwa, 2004). Los *cohesivos* presentan grandes bloques inmersos en una matriz ordenada. La orientación entre los clastos es nula (Capra et al., 2002). Los *no*

cohesivos presentan estratificación inversa, e incluso la orientación preferencial de las partículas es más frecuente que en los anteriores (Saucedo et al., 2008).

Flujo hiperconcentrado: Se caracterizan por formar pequeños canales en “V”. En algunas márgenes del canal, hay presencia de grandes clastos soportados por una matriz, los cuales se denominan *boulder berms* (Muñoz-Salinas, 2007). Los depósitos que forman pueden llegar a medir varios metros de espesor si se encuentran canalizados, pero en zonas donde el cauce se abre (abanicos) su potencia se reduce.

Sus características sedimentológicas están dadas por el proceso de sedimentación de los materiales, donde la velocidad y el peso de las partículas son determinantes en su arreglo. De esta manera, las más gruesas se ubican en la parte inicial y las más finas en la distal. Los depósitos suelen presentar una ligera estratificación, pero eso depende de la turbulencia, así como una fuerte imbricación y disposición paralela de las partículas en la dirección del flujo (Capra et al., 2002).

Los lahares constan de tres partes: frente, cuerpo y cola (Pierson et al., 1987). La parte frontal corresponde a la zona de acumulación de los fragmentos con mayores dimensiones, los cuales son erosionados de forma progresiva. Estos materiales son retomados en el cuerpo y de allí pasan a la porción superior del flujo. Una vez en superficie, debido al cambio gradual de la velocidad, los detritos son desplazados hacia los bordes, en donde comienzan a depositarse de forma progresiva, formando las morfologías de *levées* laterales (Figura 1.5).

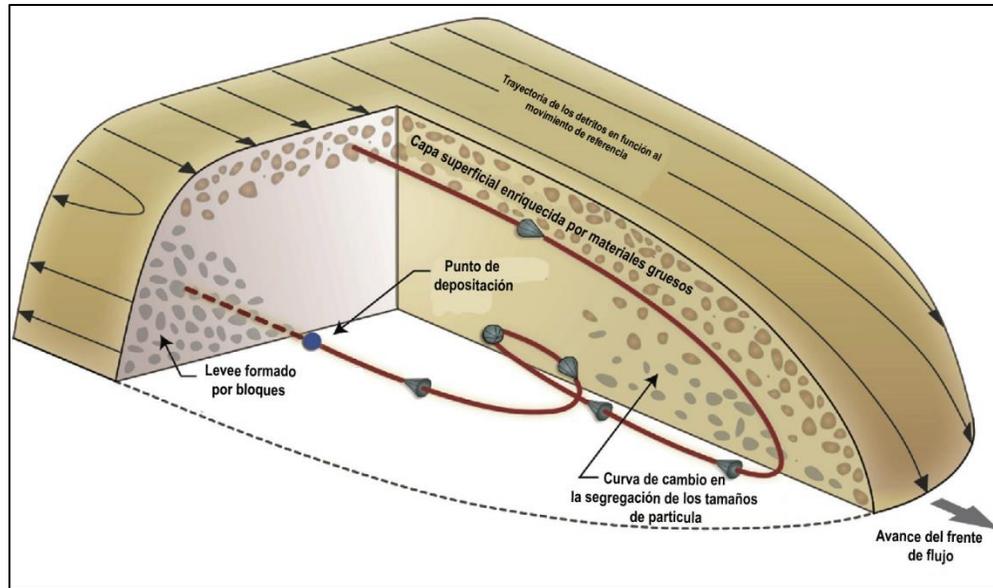


Figura 1.5. Esquema que ejemplifica la constitución de un lahar y el proceso de formación de los levées (Modificado de Johnson et al., 2012).

1.4. Lahares y el efecto en los anillos de crecimiento

En lo que respecta al sepultamiento total o parcial de un árbol producto del emplazamiento de un lahar, se tiene que la primera consecuencia es la limitación de agua y nutrientes del suelo, lo que genera una supresión abrupta en el crecimiento de los anillos, el cual se observa en el siguiente periodo de crecimiento. De igual forma, es común que poco tiempo después del evento se generen raíces adventicias cercanas a la superficie y el árbol se adapte a las nuevas condiciones. La edad de las nuevas raíces en los depósitos sirve para poder conocer cuando ocurrió el sepultamiento (Strunk, 1997) (Figura 1.6).

Otra de las consecuencias en los árboles impactados por lahares, es la generación de anillos excéntricos y la madera de reacción, ya que los individuos quedan inclinados y el peso del depósito los modifica (Bollschweiler et al., 2007). La excentricidad puede ser unidireccional o multidireccional dependiendo de la complejidad del evento (Stoffel, 2005) (Figura 1.6).

De igual manera, las caras expuestas de los troncos se pueden ver afectadas por los lahares y generar cicatrices, si el daño ocurre durante la etapa temprana de crecimiento del anillo, este puede quedar destruido de manera parcial o total. Por lo tanto, el año de afectación generará un anillo delgado, pero cuando el *cambium* se reactive e inicie la formación de nueva madera, este crecerá más rápido desde los bordes hacia el centro, hasta que, de manera paulatina, cierre en su totalidad (Bollschweiler et al., 2007) (Figura 1.6).

Cuando los impactos sucedieron hace mucho tiempo, los anillos de crecimiento afectados forman tejidos callosos, sobre toda la porción del tronco corroído por detritos (Bollschweiler et al., 2007). Es importante mencionar que un evento grande puede desprender varios árboles del suelo y ocasionar un aumento en el ancho de los anillos de los árboles que sobrevivieron, al no tener competencia de luz, nutrientes del suelo y agua (Bollschweiler et al., 2010) (Figura 1.6).

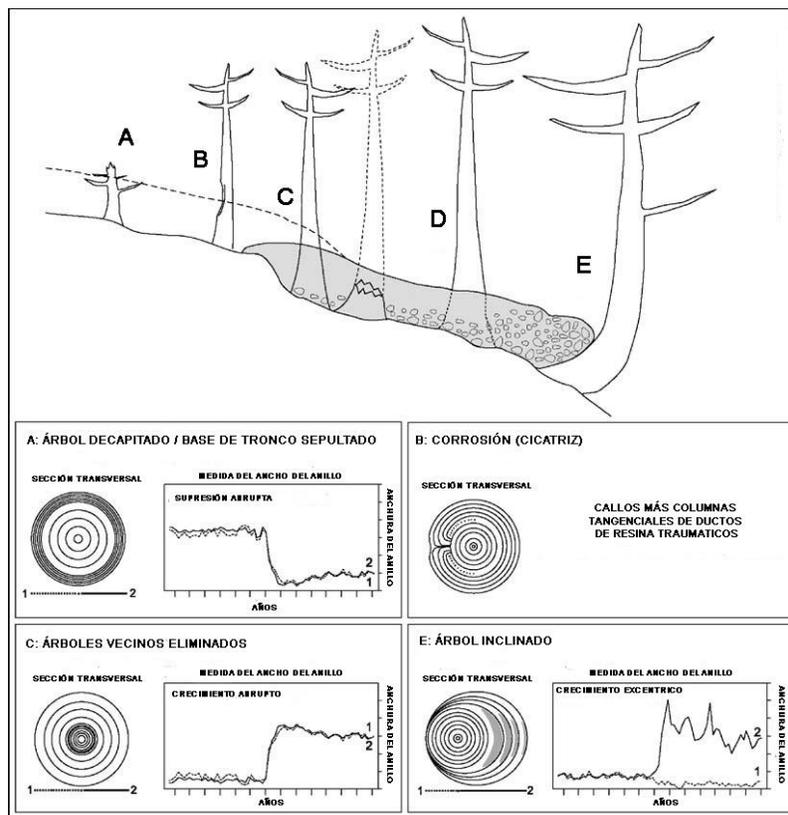


Figura 1.6. Disturbios en los anillos de crecimiento de los árboles asociados a los impactos por lahares (Modificado de Bollschweiler et al., 2007).

Los primeros trabajos sobre el registro de flujos de escombros haciendo uso de métodos dendrogeomorfológicos corresponden a Hupp (1984) quien reconstruyó eventos ocurridos en el Monte Shasta, Estados Unidos de Norteamérica. Posteriormente, Wilkerson y Schmid (2003) emplearon diferentes métodos, entre ellos la dendrogeomorfología, para evaluar la frecuencia y magnitud de los flujos de escombros en el Parque Nacional Glacier.

Para el caso de Europa, los trabajos de corte dendrogeomorfológico que destacan son los llevados a cabo en los Alpes suizos, donde Baumann y Kaiser (1999) elaboraron una cronología de flujos de escombros sobre un abanico. A su vez, Bollschweiler et al. (2007) y Stoffel y Bollschweiler (2008) realizaron múltiples reconstrucciones de flujos de escombros en los ríos que integran al conjunto montañoso, lo cual ha permitido tener un registro más completo sobre la ocurrencia y distribución de estos fenómenos en la zona.

En México, el primer trabajo dendrogeomorfológico fue el llevado a cabo por Bollshweiler et al., (2010), el cual consistió en evaluar el potencial dendrocronológico de pinos y abetos para fechar lahares en la barranca Huiloac del volcán Popocatépetl. Posteriormente, Franco-Ramos et al. (2016a) realizaron la reconstrucción de 23 eventos laháricos intra-eruptivos, en el periodo de 1959 a 2013, ocurridos en la barranca Nexpayantla.

Otra de las investigaciones pioneras usando métodos dendrogeomorfológicos fue la llevada a cabo por Franco-Ramos et al. (2013) en las barrancas Montegrande y La Arena correspondientes al sector sur del volcán de Colima, donde se identificaron 20 lahares formados entre 1913 y 2011, es importante mencionar que al menos 7 de ellos no habían sido registrados en otros estudios.

Una vez que fue comprobado el alto potencial que tiene la dendrogeomorfología en la reconstrucción de eventos geomorfológicos, la metodología ha sido aplicada en otros volcanes del centro de México como es el caso de La Malinche donde Franco-

Ramos et al. (2016b) identificaron 19 lahares intra-eruptivos de 1916 a 2011 en la barranca Axaltzintle. A su vez, en la misma estructura volcánica, pero en la barranca Axal, Ponce-Rojas (2019) reconstruyó 13 lahares en un periodo de años que va de 1931 a 2016, además de aportar edades mínimas del relieve en diferentes estructuras geomorfológicas.

Recientemente, los métodos dendrogeomorfológicos se han enfocado al estudio de la actividad eruptiva de volcanes activos como el Popocatepetl (Franco-Ramos et al., 2019a). Además, ha habido aportes con relación a la dinámica de flujos de escombros en cuencas de montaña del centro de México (Franco-Ramos et al, 2019b), con base en la definición de umbrales de índices de magnitud y del número de disturbios en los árboles, para disminuir la incertidumbre en la reconstrucción de eventos geomorfológicos.

1.5. Fotogrametría con drones

Los lahares son fenómenos que ocurren año con año en las zonas volcánicas, por tal motivo, las formas de relieve asociadas a su desarrollo suelen estar en constante cambio, es decir, dichas superficies se caracterizan por ser dinámicas y por lo tanto no suelen estar plasmadas en las bases cartográficas nacionales, además, en muchas ocasiones la escala no lo permite. De igual forma, y para el caso particular de México, el registro fotográfico aéreo con el que se cuenta es muy antiguo y con resoluciones que no permiten la identificación de estructuras asociadas a flujos laháricos. Por tal motivo, en esta investigación se hace uso de nuevas tecnologías como son los vuelos programados con dron, con la finalidad de obtener una imagen reciente de la superficie y además generar una base topográfica a detalle y actualizada.

De acuerdo con Fra Paleo (2011) la fotogrametría es la disciplina que se ocupa de los conceptos, métodos, procesos y tecnologías de obtención de fotografía e imágenes digitales aéreas, terrestres o de satélite, con el objetivo de obtener

medidas geométricas precisas, exactas y fiables para la producción cartográfica o la reconstrucción de entidades espaciales. Las medidas tridimensionales calculadas de los objetos son la posición horizontal y vertical, la distancia lineal y angular, el tamaño (longitud, perímetro, área y volumen), la altura y la forma de las entidades espaciales.

Las fotografías aéreas verticales o las terrestres oblicuas suelen ser utilizadas de manera recurrente ya que proveen información útil de las condiciones geológicas-geomorfológicas de un lugar, a gran escala. Debido a esta característica, en ocasiones es difícil distinguir procesos que ocurren a escalas menores y con impactos importantes en el arreglo espacial de un determinado sitio. A su vez, para el caso de México, la información fotogramétrica que se tiene no es reciente, por lo cual muchos de los fenómenos que han ocurrido en los últimos años no están registrados en dichos materiales.

En la actualidad existen numerosas técnicas y metodologías para obtener información topográfica detallada sobre un sitio, como son el uso de aviones no tripulados (Drones), o bien, el escáner laser terrestre (TLS por sus siglas en inglés, *Terrestrial Laser Scanner*), por mencionar algunos. Sin embargo, el avance tecnológico de estos instrumentos no tendría razón de ser si no fuera por el progreso que también han presentado los programas computacionales a través de la implementación o mejora de diferentes algoritmos.

En los últimos años, la fotogrametría digital ha presentado progresos muy importantes, que se han visto reflejados en la obtención, procesamiento y presentación de los resultados. En ese sentido, los drones han jugado un papel fundamental debido a las facilidades que otorgan en la adquisición ilimitada de fotografías aéreas que, junto con los avances en *software* y *hardware* de los equipos de cómputo, permiten la generación de información detallada como son los Modelos Digitales de Superficie (MDS) de alta resolución en 2D y 3D (Fernández de Castro-

Martínez, et al., 2018; Stöcker et al., 2015; Gómez-Gutierrez et al., 2014; Frankl et al., 2015; Eltner, 2013).

La fotogrametría tradicional está basada en el principio de estereoscopía a través de imágenes aéreas con más de 60% de sobreposición, con el que se generan modelos digitales del terreno. Sin embargo, estos métodos fotogramétricos clásicos no llegan a ofrecer precisión y confianza en los resultados al momento de la construcción de modelos de alta resolución (Eltner, 2016; Stöcker et al., 2015). Por tal motivo, Ullman (1979) desarrolló la técnica conocida *Structure for Motion* (SfM), la cual realiza los ajustes de orientación de manera automatizada y confiable en los actuales softwares fotogramétricos (Fernández de Castro-Martínez, et al., 2018).

De manera más detallada, el algoritmo SfM opera bajo los principios básicos de la estereoscopia, la estructura 3D se deriva del traslape de una serie de imágenes. Sin embargo, la diferencia que existe con la fotogrametría convencional es que el algoritmo calcula automáticamente la geometría del objeto, la posición y orientación de la cámara sin la necesidad de establecer previamente un diseño del plan de obtención de las fotografías ya que el algoritmo utiliza un procedimiento de ajuste iterativo y altamente redundante basado en una colección de características extraídas automáticamente de las fotografías que se traslapan (Westoby et al., 2012).

El algoritmo SfM está conformado por cuatro módulos que a continuación se describen (Villareal-Rubio, 2019):

El primero paso consiste en hacer coincidir características de diferentes fotografías entre si, mediante el SIFT (del inglés, *Scale Invariant Features Transform*; Lowe, 2004); posteriormente, en el segundo procedimiento, el programa de computadora estima la posición, orientación y distancias focales para la cámara en cada captura que realizó durante el proceso de adquisición, y además realiza una estimación de la posición relativa de las características del terreno que definen el modelo a través

de un proceso llamado *Bundle Adjustment* (Triggs et al., 1999). Esto es posible ya que usualmente tras analizar las fotos hay solo una solución matemática para resolver la posición de todas las capturas.

El tercer módulo del programa es llamado *Multiview Stereo Matching* (MVS; Furukawa y Hernández, 2015) que consiste en generar una nube de puntos densa usando los parámetros conocidos de la cámara y utilizando los puntos coincidentes en las fotografías como un punto de control del terreno. Si se consideran todos los píxeles, el modelo denso tiene una resolución similar a las fotografías del proyecto. La cuarta etapa del procedimiento es la georreferenciación, que implica convertir el sistema arbitrario de coordenadas con el que se ha formado la nube de puntos a un sistema de coordenadas geográficas, para ello se pueden emplear dos enfoques: El directo, es decir, con el conocimiento de las posiciones de la cámara y distancias focales (Turner et al., 2013) y el otro es indirecto, colocando en la superficie a fotografiar algunos puntos de control del terreno con coordenadas conocidas. Estas se pueden obtener de un GPS diferencial o una estación total.

Por último, el cuarto paso consiste en generar los productos derivados como son el modelo digital de superficie, la ortofotografía, esquemas 3D a partir de la nube de puntos, la cual es una colección de datos puntuales de posición definidos en un sistema de coordenadas a elegir. Este conjunto de puntos es utilizado como referencia para reconstruir tridimensionalmente una superficie, pero en ocasiones es tan denso que se puede utilizar a sí mismo como el modelo digital (Slob y Hack, 2004).

En la actualidad, esta técnica se lleva a cabo en diferentes ámbitos de las Ciencias de la Tierra como es la gestión de recursos naturales (Smith, 2015), hidrología (Tauro et al., 2016), agricultura (Barreiro y Ubierna, 2014), meteorología (Reuder et al., 2009), minería (Danilov et al., 2015), respuesta a emergencias o desastres (Chowdhury et al., 2017), servicios forestales (control de incendios, seguimiento de áreas boscosas) (Banu et al., 2016), topografía (Ferreira y Aira, 2017), elaboración

de cartografía y modelos de elevación de alta resolución (Garrett y Anderson, 2018), planeación urbanística (Noor et al., 2018), gestión del patrimonio (Jiménez-López y Mulero-Pázmány, 2019).

Para el caso de México, las investigaciones haciendo uso de esta técnica son pocas y recientes, entre las que destacan están las realizadas en el volcán de Colima con fines geomorfológicos (Walter et al., 2018), las llevadas a cabo por Fernández de Castro-Martínez et al., (2018) para estimar las tasas de erosión en Yanhuitlán Oaxaca, el reconocimiento de cactus en el valle de Tehuacán, Puebla (López-Jiménez, et al. 2019) y la evaluación de la inestabilidad geológica-geomorfológica en la ciudad de Tijuana (González et al., 2019).

1.6. Estimación de descargas de caudal con base en simulaciones numéricas 2D e indicadores dendrogeomorfológicos

Desde la de década de los años ochenta se han desarrollado modelos numéricos para el estudio y replicación de fenómenos naturales peligrosos (inundaciones, deslizamientos de tierra, lahares, flujos piroclásticos, entre otros), los cuales parten del comportamiento físico de los eventos hasta simulaciones que permiten tomar en cuenta un gran número de parámetros.

En los últimos años, la modelación numérica es el instrumento más utilizado para la simulación de lahares (fenómeno central de esta investigación), con el objetivo de replicar eventos ocurridos en el pasado, entender la dinámica interna de un flujo y sus variaciones espacio-temporales tomando en cuenta sus parámetros físicos y para la definición de zonas de inundación y evaluación de peligro asociado (Iverson et al., 1998; Dávila et al., 2007; Muñoz-Salinas et al., 2009; Williams et al., 2008; Worni et al., 2012).

Entre los softwares más utilizados para las simulaciones laháricas destacan LaharZ (Schilling, 1998), Titan 2D (Williams et al. 2008) y FLO2D (O'Brien et al., 1993). Los

primeros dos se caracterizan por ser modelos basados en datos empíricos. Mientras que el último utiliza ecuaciones basadas en valores numéricos promediados en profundidad. De manera más específica, las ecuaciones utilizadas en los tres softwares antes mencionados se derivan de la aplicación de leyes de conservación de masa y *momentum*, misma que se simplifica asumiendo que el *momentum* normal en la profundidad del flujo es insignificante en comparación con la extensión longitudinal del mismo. Sin embargo, estos modelos, son lo suficientemente sofisticados como para simular las características principales de la dinámica del flujo (Vallance y Iverson, 2015).

Los softwares antes mencionados han sido aplicados en diferentes volcanes del mundo, en el caso de LaharZ se han simulado fenómenos en las montañas de Santa Catalina, Arizona (Youberg et al., 2014), en los volcanes Ruapehu y Taranaki, Nueva Zelanda (Stevens et al., 2003), en el volcán Cotopaxi, Ecuador (Pistolesi et al., 2014), en el volcán Villarrica, Chile (Bono, 2014) y en el volcán Turrialba, Costa Rica (Laboratorio Nacional de Materiales y Modelos Estructurales, 2015), por mencionar algunos. Para el caso de México las simulaciones a partir de este software se han empleado en los volcanes Popocatepetl (Muñoz-Salinas et al., 2009; Huggel et al., 2008), Colima (Dávila et al., 2007), Iztaccíhuatl (Schneider et al., 2008), Pico de Orizaba (Hubbard et al., 2007), Nevado de Toluca (Capra et al., 2008) y Chichón (Macías et al., 2008).

Para el caso de TITAN 2D se han reportado trabajos con buenos resultados en el volcán Merapí, Indonesia (Charbonnier y Gertisser, 2012), cerro Machín, Colombia (Murcia et al., 2010) y valle Vascún, Ecuador (Williams et al., 2008). Para el caso de México, se han modelado lahares con TITAN 2D en los volcanes Tacaná (Vázquez et al., 2019) y Nevado de Toluca (Niño-Estrada, 2016).

Por último, el software que ha tenido mejor aceptación en modelado de lahares debido a las características antes mencionadas es el FLO2D, entre los trabajos que destacan están los realizados en Salt Lake City, Utah (O'Brien et al., 1993), los

Alpes Julianos, Italia (Calligaris et al., 2008), la provincia de Maokong, Taiwan (Lee y Widjaja, 2013), la región de Puglia, Italia (Bisantino et al., 2010), el Nevado del Huila, Colombia (Worni et al., 2012), y Panabaj, Guatemala (Charbonnier et al., 2018). En México ha sido aplicado para los volcanes Popocatépetl (Caballero y Capra, 2014; Caballero et al., 2017), Nevado de Toluca (Niño-Estrada, 2016) y Colima (Martínez-Valdés, 2019).

En esta investigación se usará el software RAMMS (*Rapid Mass Movements Simulation*), el cual fue desarrollado por el Instituto Federal Suizo para la Investigación del Bosque, Nieve y Paisaje (WSL, por sus siglas en inglés; Christen et al., 2010; Bühler et al., 2011; Fischer et al., 2012) y consiste en una paquetería que puede modelar procesos de avalanchas de nieve, caída de rocas y flujos de escombros en dos y tres dimensiones.

El programa RAMMS ha sido aplicado para el modelado de avalanchas de nieve (Christen et al., 2010; Bartlet et al., 2016; Aydin et al., 2014; Vera-Valero et al., 2015), no obstante, también ha presentado buenos resultados para la simulación de flujos de escombros y caídas de roca como han sido reportados en los trabajos de Rodríguez-Morata et al., (2019), Hussin et al., (2012), Bühler y Graf (2013), Leine et al., (2013) y Glover et al., (2012), por mencionar algunos.

De igual forma, se han realizado trabajos donde se llevó a cabo una comparación entre softwares, simulando un mismo fenómeno, ejemplo de ello es la investigación realizada por Cesca y D'Agostino (2008) donde evalúan los resultados alcanzados usando FLO2D y RAMMS en la reconstrucción de seis flujos de escombros desarrollados en el río Boite, Italia.

La aplicación de RAMMS para fenómenos laháricos es relativamente poca, no obstante, los trabajos de Quan-Luna (2007) en Guatemala, Muñoz-Muñoz (2018) y Bono y Amigo (2015) en Chile, presentaron buenos resultados en la simulación de flujos de este tipo. Para el caso de México, no hay registro de su uso, de ahí radica

la importancia de poder implementar esta metodología en la reconstrucción de flujos laháricos en la barranca Jamapa y de esta manera evaluar su potencial en la zona y después replicarla en otros volcanes del país que presentan la misma dinámica geomorfológica.

1.6.1 Características del programa RAMMS (*Rapid Mass Movements Simulation*)

En este inciso se describen las principales características de operación del programa RAMMS, si bien presenta tres módulos diferentes, solo se abordará el que compete a la investigación, es decir, el referente a los flujos de escombros.

En la modelación de flujos de escombros, el programa RAMMS se basa en la ley de Voellmy (Voellmy, 1955), donde se consideran dos parámetros correspondientes a la fricción de Coulomb (μ), relacionado con la resistencia sólida del flujo y la fricción turbulenta (ξ), que corresponde a una cuantificación de la viscosidad, representada por la fase líquida del flujo que se está modelando (Christen et al., 2012). A continuación, se muestra la ecuación en la cual queda expresada:

$$S = \mu\rho Hg \cos \phi + \frac{\rho g U^2}{\xi}$$

Donde ρ es la densidad del flujo, g es la aceleración de gravedad, ϕ es el ángulo de la pendiente, H es la altura del flujo y U es la velocidad del flujo.

Como parte de las constantes actualizaciones que llevan a cabo los desarrolladores de RAMMS, se incluyó un nuevo parámetro en la ecuación antes descrita, el cual es el de la cohesión, de tal manera que la nueva igualdad queda de la siguiente manera (Bartelt et al., 2013):

$$S = \mu N + (1 - \mu)C - (1 - \mu)C e^{(-N/C)} + \frac{\rho g U^2}{\xi}$$

Donde N corresponde a $\rho H \cos \phi$ y C a la cohesión. Este parámetro evita la difusión exagerada que tienen los flujos al inundar las zonas llanas.

Los datos que necesita el programa RAMMS para la simulación de los flujos son: información topográfica de la zona de estudio (MDE), el área de arranque, o bien, introducir valores de los hidrógrafos, volúmenes y los parámetros de fricción que dominan en los flujos de estudio (Bartelt et al., 2013; Christen et al., 2010).

Es importante mencionar que sin el MDE no se puede hacer la modelización, de igual forma, existe una relación directa entre la resolución de la topografía con el detalle de la información resultante (Christen et al., 2010).

En lo que respecta al área de arranque o de liberación, el programa permite ingresar de dos formas los datos, una es a partir de la determinación de la superficie de inicio y la otra es agregar una hidrógrafa al cauce en estudio. Estas condiciones iniciales se definen dependiendo del tipo de flujo que se está estudiando y si esta canalizado o no. Los canalizados tienden a seguir los límites de los cauces preexistentes, y los no canalizados se generan de laderas o deslizamientos superficiales, por lo cual no solo se mueven a través de los ríos. En este sentido, para el primer caso se recomienda usar hidrógrafas y para el segundo, determinar la o las áreas de liberación (Bartelt et al., 2013).

Para definir los parámetros de fricción (μ y ξ) y el valor de la cohesión, se debe contar con datos reales de los flujos en estudio. De tal manera que, los datos se tienen que modificar hasta que los resultados de las simulaciones se asemejen con los valores empíricos. En la figura 1.7 se muestran algunos valores considerados

como óptimos en flujos de escombros y de lodo de acuerdo con la investigación de Bono (2014).

Parámetros	Rangos		
μ	0.05-0.4		
ξ (m ² /s)	Flujos granulares	100-200	
	Flujos de lodo	200-1000	
C (Pa)	Flujos de escombros	0-2000	
	Avalanchas de escombros	Húmedas	0-100
		Secas	100-300

Figura 1.7. Rangos recomendados para el factor de fricción de Coulomb (μ), turbulento (ξ) y el valor de Cohesión (C) (Bono, 2014).

Para la calibración de los datos es necesario contar con información de volúmenes, alturas y velocidades de flujo para poder adecuar los parámetros a la información empírica, esto se debe a las diferencias y variedad en cuanto a los flujos de escombros. También se debe considerar que los flujos pueden ir cambiando en un mismo evento, dependiendo del material y el volumen de agua que los alimenta (Bono, 2014; Bartelt et al., 2013).

Los resultados que se obtienen de una modelización con RAMMS son los siguientes:

- Alturas del flujo durante su trayecto
- Velocidades del flujo río abajo
- Presión del fluido en cada instante del trayecto
- Valores máximos de velocidad, altura, presión y *momentum*
- Modificaciones en el MDE con cada depósito de un pulso lahárico
- Un resumen del movimiento en masa
- Tiempos de llegada
- Vídeos con las alturas, velocidades o *momentum* de las simulaciones paso por paso

Los resultados se pueden desplegar como gráficos que se generan mientras corre la simulación, o bien, una vez concluida. También se puede establecer una relación entre los valores de alturas, velocidades y *momentum* con el aspecto de distancia-tiempo.

1.6.2 Paleoindicadores dendrogeomorfológicos

Es común que el registro de datos hídricos en zonas de montaña sea nulo, o bien, poco preciso (poca representatividad estadística espacio-temporal), por tal motivo, es necesario el uso de métodos indirectos en la caracterización de eventos fluviales (Gaume y Borga, 2008).

En ese sentido, los registros instrumentales pueden ser insuficientes o inexistentes, por lo cual, se ha buscado suplir esa falta de información a partir de funciones de distribución de frecuencia de inundación obtenidas a partir de datos recientes, extrapolando los resultados a intervalos temporales más amplios (Jakob y Jordan, 2001). También se ha optado por usar datos de regiones cercanas, con características similares a las zonas de estudio, y de esta manera, extrapolar la información, sin embargo, se ha comprobado que estas aproximaciones sobreestiman los valores de los flujos (Jarret y Costa, 1988).

A escalas más detalladas, es decir, por sectores de ríos, también es posible calcular indirectamente los caudales y así completar los registros. La mayor parte de los métodos usados para este cálculo fueron elaborados en cauces de bajo gradiente, por lo cual, la aplicación a ríos de montaña es debatida (Ruiz-Villanueva, 2012). En ese sentido, las metodologías que surgen de la ecuación de *Manning* (Dalrymple y Benson, 1968), *step-backwater* (O'Connor y Webb, 1988) y pendiente-área, asumen un flujo uniforme, que, para el caso de zonas de montaña, los ríos suelen ser no uniformes, no permanentes y además transportan otro tipo de cargas sólidas (Glancy y Williams, 1994; Ruiz-Villanueva, 2012).

De tal manera que, el uso de los métodos anteriores en ríos de montaña es debatible, ya que, a partir de la observación de brincos hidráulicos, debido a los cambios en la morfología del cauce, se ha observado que ocurre una transición de régimen supercrítico a subcrítico (Dingam, 1991). Este hecho, genera turbulencia que puede disipar gran cantidad de energía cinética (Roberson y Crowe, 1993), provocando una estabilización en el flujo. Como consecuencia de este fenómeno, la velocidad decrece, lo que provoca la deposición de material río abajo. En ese sentido, se ha establecido que el flujo supercrítico no es capaz de mantenerse durante tramos mayores a 8 m de longitud debido a la disminución de la energía (Jarret y Costa, 1986; Trieste y Jarret, 1987).

En los últimos años, los datos que se han empleado para completar o extender los registros de flujos de distinto tipo, son obtenidos de la paleohidrología, y de manera más específica, de los llamados indicadores de paleonivel o *paleostage indicators* (PSI) (Baker et al., 2002; Benito y Thorndycraft, 2005). A su vez, también se hace uso de indicadores similares a los PSI, para la reconstrucción de inundaciones, con la diferencia de que estos deben ser analizados en los días o meses más próximos una vez ocurrido el fenómeno. Estas evidencias son llamadas marcas de aguas altas o *high water marks* (HWM) (Gaume, 2006; Marchi et al., 2009).

Los PSI brindan información sobre la descarga mínima que presentó un determinado evento en un cauce, lo que permite su caracterización con fines orientados hacia el análisis del riesgo. La principal ventaja que presentan es que permiten reducir la incertidumbre sobre la frecuencia con la que se forman flujos de lodo en un periodo de cientos hasta miles de años (Bodoque et al., 2015). En ese sentido, los PSI tienen un origen geológico-geomorfológico representados por depósitos sedimentarios como son las barras o los depósitos de aguas residuales (Benito et al., 2003; Huang et al.; 2013), o bien, están asociados con zonas de erosión en los canales, pérdida de suelo, abanicos aluviales interrumpidos y escarpes de lodo (Bodoque et al., 2011). No obstante, los PSI más usados son los

depósitos de aguas residuales conformados por arenas y limos, que se emplazan en áreas de baja influencia por los flujos (Baker, 2008).

Es importante considerar que en zonas de montaña la deposición de materiales no es un fenómeno recurrente debido a la inclinación que tienen los depósitos, por tal motivo, es necesario hacer uso de otras evidencias, es decir, de otros PSI que permitan reconstruir el paso de flujos de lodo en estas superficies. Para ello, la dendrogeomorfología es la disciplina que permite el análisis de estos fenómenos, ya que el registro de eventos en raíces y troncos de árboles ubicados en determinadas posiciones geomorfológicas (terrazas, depósitos aluviales, llanuras de inundación) permiten obtener información sobre su ocurrencia (Ballesteros et al., 2011a; Diez-Herrero et al., 2013a y b).

Las reacciones que presentan los árboles ante el paso de flujos torrenciales son de dos tipos, macroscópicas y microscópicas. Las primeras están representadas por heridas o descortezados, fustes inclinados, ramas y troncos partidos o raíces expuestas, las cuales proporcionan información cuantitativa y cualitativa sobre parámetros de magnitud como son la extensión y la altura de la lámina de agua (Hitz et al, 2008; Jacobi et al., 2008; Ruiz-Villanueva, 2012). Para el caso de las evidencias microscópicas, los anillos de crecimiento y las traqueidas, pueden evidenciar indicadores que aporten información sobre la ocurrencia de eventos pasados (Ballesteros et al., 2010a y b; Ruiz-Villanueva, 2012).

En la actualidad, los datos obtenidos por métodos dendrogeomorfológicos aplicados en la caracterización de flujos de lodo han permitido la reconstrucción de dichos eventos y, en algunos casos la frecuencia con la que ocurren usando funciones estadísticas (Ballesteros-Cánovas et al., 2011a; Ruiz-Villanueva et al., 2013). Otros estudios han estimado la magnitud de los fenómenos a partir del cálculo del flujo máximo utilizando ecuaciones simples o a través de modelos hidráulicos complejos (Bodoque et al., 2015).

Finalmente, es importante considerar que, para el correcto uso de los PSI es necesario conocer la geometría del canal, de esta manera pueden ser combinados con métodos hidráulicos como son los modelos numéricos bidimensionales. De esta manera, se pueden reconstruir parámetros como caudal, altura de lámina de agua, velocidad y energía de la corriente para cada evento identificado (Benito et al., 2004; Ballesteros-Cánovas et al., 2011b; Ruiz-Villanueva, 2012).

1.7. Edad de nuevos relieves

La dendrogeomorfología también es utilizada como un método de datación numérica, de esta manera, se asignan edades a formas de relieve originadas en la segunda mitad del Holoceno. El proceso de colonización o reconalización vegetal sobre rocas y/o depósitos ocurre en terrazas, barrancos, morrenas y laderas de valle, que concluyen o disminuyen algún proceso geomorfológico vinculado a su formación. Es sobre estas superficies donde se puede establecer la velocidad de colonización vegetal y estimar la edad mínima del relieve con buena precisión, a partir de mapas geomorfológicos y análisis dendrocronológico (Stoffel y Bollschweiler, 2008).

Pierson (2007) asignó edades absolutas a nuevas formas de relieve post-volcánico, a partir de datos de colonización vegetal (*ecesis*), analizó los anillos de crecimiento de abeto Douglas (*Pseudotsuga menziessi*) y estableció una comparación entre tres zonas volcánicas de las Cascadas, E.U.A, para estimar cuánto tarda un árbol en recolonizar una superficie, tomando en cuenta el periodo de germinación y las condiciones bio-físicas del lugar.

Los resultados de la investigación muestran que la germinación del abeto Douglas, después de la estabilización geomorfológica, llega a ser de cuatro años, mientras que el tiempo en que tarda en crecer a la altura del pecho (1.4 m desde la base) es de 10 años. Por lo tanto, la calibración de la *écesis* llega a ser de hasta 15 años.

Para el caso de México, en la barranca Huiloac del volcán Popocatepetl, se han generado depósitos asociados a lahares, donde el ritmo de colonización es relativamente rápido, en dos años (aprox.) se genera el proceso de estabilización de la superficie de las terrazas y la germinación del pino (Muñoz-Jimenez et al., 2005). Sin embargo, los pinos que crecen en condiciones de estrés, es decir, en suelos someros, crecen de forma lenta y muchos no sobreviven en los primeros diez años. Es por ello que para la zona de estudio antes mencionada, se estima una década para el periodo de *écesis*, a partir de las muestras tomadas a 1.4 m de altura de *Pinus hartwegii* (Franco-Ramos, 2009), aunque espacialmente la *écesis* depende de factores como la elevación, distancia de los bancos semilleros y de la dinámica geomorfológica, por lo tanto, espacialmente varía a lo largo de algún depósito piroclástico (Franco-Ramos et al., 2019a).

Con la finalidad de reducir errores en las edades de los depósitos, se deben coleccionar núcleos de los individuos más viejos, lo más cerca posible de la base del árbol y penetrar hasta la medula del tronco. El siguiente paso, es calibrar las edades, tomando en cuenta los anillos dobles, falsos y perdidos, así como el periodo de *écesis* y las diferentes generaciones del bosque (Koch, 2009).

1.8. Otras aplicaciones de la dendrogeomorfología

La dendrogeomorfología ha tenido usos importantes en el estudio de procesos geomorfológicos como son la reconstrucción espacial y temporal de procesos en los valles alpinos (flujos de escombros y caídas de rocas) (Stoffel, 2005; Bollschweiler et al., 2007; 2008; Stoffel et al., 2006 y 2010), en la evaluación de dinámicas fluviales (inundaciones) (Jasper et al. 2002), procesos de erosión laminar y cárcavas (Bodoque et al., 2005 y Fantucci, 2007) y para el análisis de procesos de gran magnitud como modificaciones en la línea de costa, avalanchas, erupciones o deslizamiento (Stoffel y Bollschweiler, 2008).

Para el caso de América Latina, los trabajos asociados a la dendrogeomorfología han estado enfocados al análisis del potencial que tienen las especies tropicales y subtropicales en el crecimiento anual de los anillos (Tomazello et al., 2000; Brienen y Zuidema, 2003; Callado et al., 2001) y en la reconstrucción de avenidas torrenciales en los Andes argentinos (Villalba, 2000; Stoffel et al., 2012). También se presentan trabajos donde se analizan las variaciones climáticas de una determinada zona (fenómeno de El Niño), así como investigaciones vinculadas al manejo forestal y ecológico de los bosques (Rodríguez, et al., 1993; Bauch y Dunisch, 2000).

De igual forma, es importante mencionar el trabajo realizado por Sheppard et al. (2008), quienes haciendo uso de métodos dendrovolcanológicos y dendroquímicos, analizaron una serie de pinos cercanos al volcán Parícutín, México, en donde encontraron un incremento en elementos como azufre y fósforo a partir de 1943, año que corresponde con el inicio de la erupción. De esta manera, se hizo un estimado de la cantidad de S y P en el suelo previó al inicio de la actividad volcánica, así como, un cálculo de cuánta fue la entrada de estos elementos debido a la caída de tefra en la zona.

Capítulo II. Contexto bio-físico del volcán Pico de Orizaba

2.1. Localización

El volcán Pico de Orizaba o Citlaltépetl es un cono compuesto de composición andesítica con una altura de 5,675 msnm, que lo coloca como la estructura más alta de México y el tercero en Norteamérica, después del Monte Mckinley en Alaska (6,195 msnm) y del Monte Logan en Canadá (5,950 msnm). Se ubica en el sector oriental del Cinturón Volcánico Mexicano, entre los estados de Puebla y Veracruz (Figura. 2.1) (19°02' N; 97°16' W) (Carrasco-Núñez, 2000).

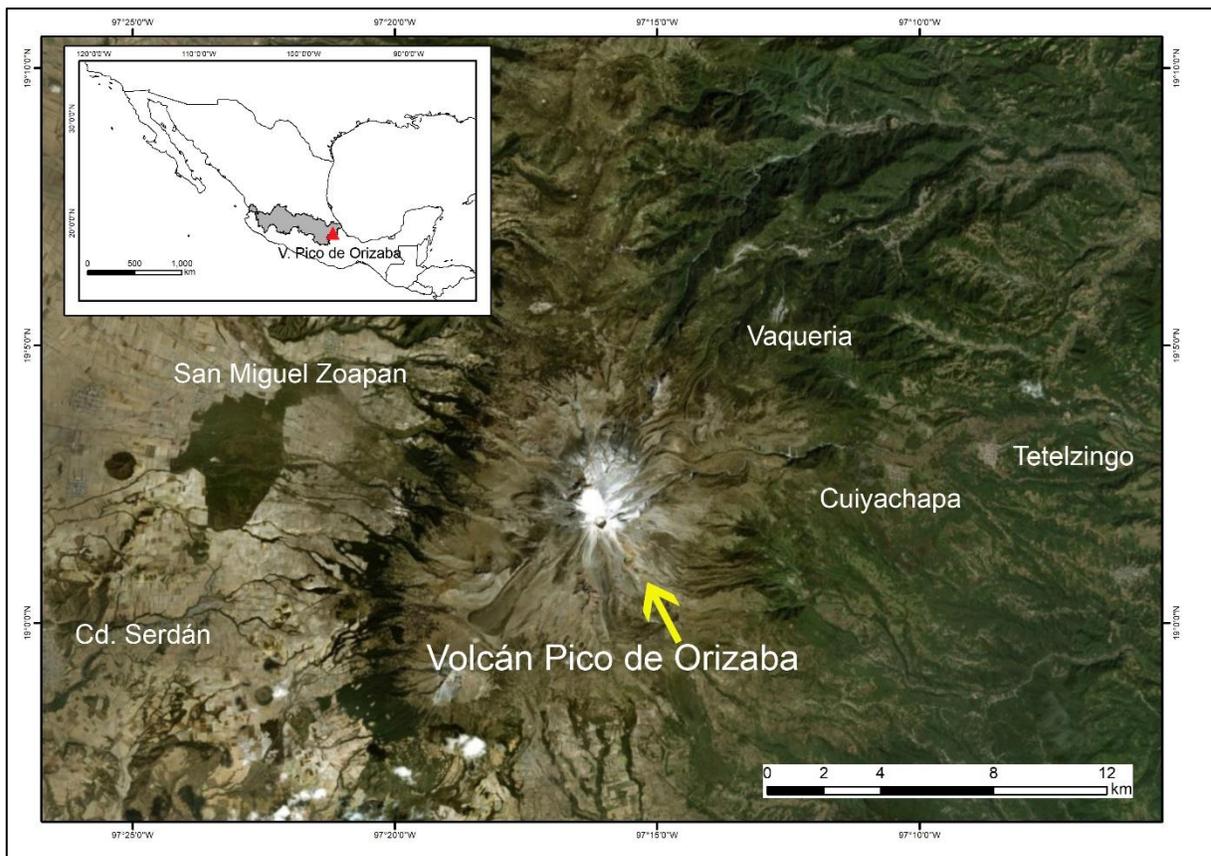


Figura 2.1. Imagen satelital que muestra la localización del volcán Pico de Orizaba en su contexto regional y local (Fuente Google Earth, 2019).

El edificio volcánico se emplaza sobre potentes secuencias carbonatadas del Mesozoico de la Sierra Madre Oriental (Carrasco-Núñez, 2000). En la actualidad,

se considera un volcán activo, pero en estado de quietud. Debido a su tamaño y posición geográfica representa una barrera orográfica de gran importancia que divide el Altiplano Central semiárido de la planicie costera del Golfo de México, que es más húmeda (Carrasco-Núñez, 2000).

Otra de las características que es importante resaltar en el Pico de Orizaba, es la presencia de glaciares en su parte cumbre. Sin embargo, en las últimas décadas, este sistema ha perdido volumen y área, por lo cual, en la actualidad solo es posible observar parte del Glaciar Norte (cara norte) y un mínimo del glaciar Noroccidental (Cortés-Ramos, 2016) (Figura 2.2).



Figura 2.2. Imagen de satélite en donde es posible observar la poca extensión que tienen en la actualidad los glaciares Norte y Noroccidental (Fuente Google Earth, 2019).

De igual forma, es importante mencionar que en las laderas del Pico de Orizaba tienen nacimiento diferentes cauces como son el río Blanco, Cotaxtla, Metlac, Orizaba y Jamapa; todos ellos forman parte de la cuenca alta del Papaloapan en Veracruz. La vertiente occidental, en el estado de Puebla, tiene corrientes de escaso caudal, casi todas estacionales; entre los que destacan están el río Quetzalapa y Piedra Pintada (Conanp, 2015).

Debido a su posición geográfica, el volcán Pico de Orizaba, sirve como punto de separación de dos regiones hidrológicas de acuerdo con la de regionalización de CONAGUA (2014). Una de ellas es la No. 18 correspondiente con la cuenca del Balsas y que comprende el río Balsas con sus respectivos afluentes; así como la cuenca arreíca de los Llanos de Libres y Oriental en Puebla. La otra región hidrológica es la No. 28, la cual se asocia con la cuenca del río Papaloapan, abarca, además del río Papaloapan, diferentes ríos del centro del estado de Veracruz, como son el Actopan, Antigua, Cotaxtla y Jamapa (Pereyra-Díaz et al., 2010). Es en este último donde se desarrolla la investigación y a continuación se describen sus características.

La cuenca del río Jamapa se ubica entre los $18^{\circ}45'$ y $19^{\circ}13'$ N y los $96^{\circ}17'$ y $97^{\circ}16'$ W, nace al pie del glaciar Jamapa, a los 4 800 msnm aproximadamente. Tiene un área aproximada de $3,912 \text{ km}^2$, comprendida, casi en su totalidad, dentro del estado de Veracruz y es una de las más importantes desde el punto de vista económico y social (CONAGUA, 2014; Monfil, 2018) (Figura 2.3). Para efectos de esta investigación, se tomaron en cuenta dos aspectos fundamentales para la delimitación de las superficies a trabajar; el primero de ellos se asocia con la evidencia morfológica del emplazamiento de lahares (lóbulos, levées, terrazas y el canal principal) y el segundo, se refiere a la presencia de árboles con registro de algún disturbio geomorfológico vinculado al paso de dichos fenómenos para poder obtener muestras con potencial dendrogeomorfológico.

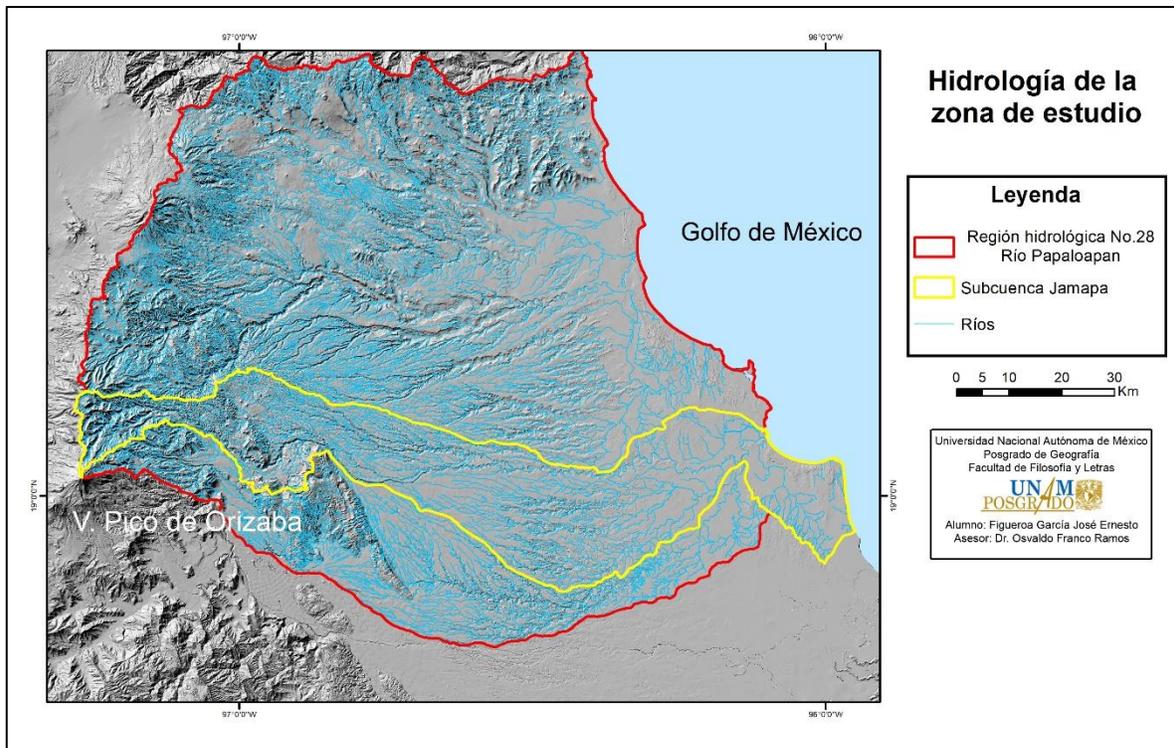


Figura 2.3. Región hidrológica No. 28 del río Papaloapan (en rojo) a la cual pertenece la subcuenca del río Jamapa (en amarillo).

Tomando en cuenta los criterios anteriores y las observaciones realizadas en campo, se seleccionaron dos sectores, uno en la parte alta de la cuenca (Figura 2.4-A) y el otro en su porción media (Figura 2.4-B). El primero de ellos tiene un área de 0.22 km², un largo de 560 m, la porción más alta se ubica a los 3,895 msnm y la más baja a los 3,802 msnm; es importante señalar que en esta zona los árboles muestreados se localizaban en uno de los afluentes del río principal, no obstante, se realizó el análisis geomorfológico de todo el sector para facilitar la comprensión de la dinámica del relieve que ahí acontece. En lo que respecta al segundo, presenta un área de 0.10 km², un largo de 650 m; comienza a los 3,630 msnm y su límite inferior esta a los 3,530 msnm.

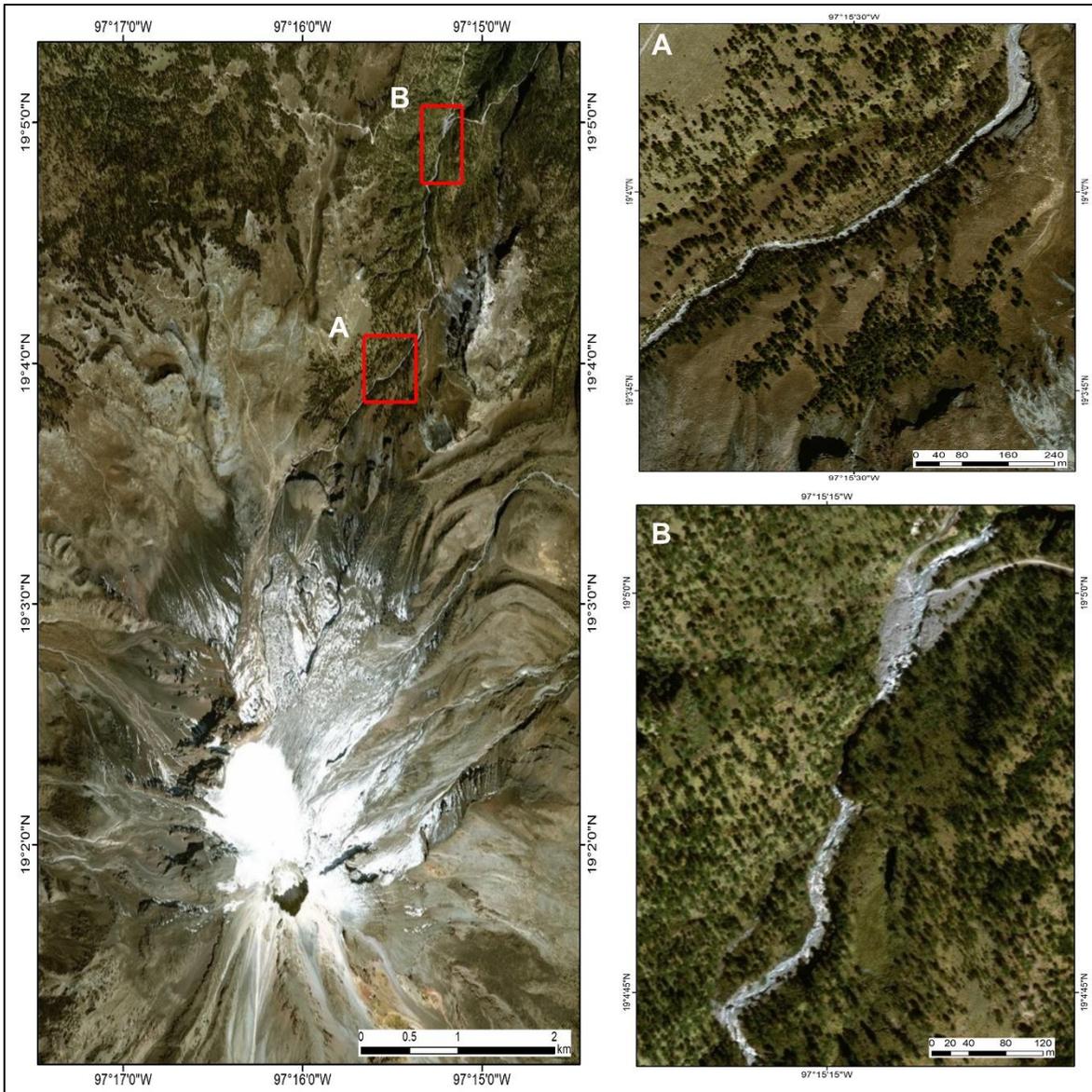


Figura 2.4 Localización de los sectores seleccionados en la barranca Jamapa (A y B) para el estudio dendrogeomorfológico (Fuente Google Earth, 2019).

2.2. Geología

La litología tiene expresión en la superficie del planeta a través de las diferentes formas de relieve que conforma; su análisis debe hacerse de manera integral, es decir, llevar a cabo la conjunción entre los procesos modeladores (endógenos-exógenos) y el clima, lo cual permite entender la dinámica y evolución de las estructuras. En este sentido, la revisión de la geología en la zona de estudio va orientada hacia el conocimiento sobre el tipo de roca, la estructura, la temporalidad

y la espacialidad de los materiales que componen a la barranca Jamapa en su contexto regional y local.

2.2.1 Marco tectónico y geológico regional: Cinturón Volcánico Trans-Mexicano

El Cinturón Volcánico Trans-mexicano (CVTM) es considerado uno de los mayores arcos volcánicos continentales del mundo y el más grande de Norteamérica. Está conformado por una sucesión de campos volcánicos separados por un conjunto de sistemas de graben con una dirección preferencial N-S y NW-SE, en los que se emplazan diferentes estructuras como son volcanes compuestos, en escudo, complejos de domos, conos monogenéticos y grandes calderas, todas ellas formadas desde el Neógeno (Johnson et al., 2009; Mazzarini et al., 2010).

El CVTM cruza el altiplano central de México desde las costas de Nayarit en el Pacífico, hasta las de Veracruz en el Golfo de México, entre los paralelos 18°30' y 21°30' N. Su longitud es de 1,000 km, su anchura es variable (80 - 230 km) y su área es de 160, 000 km² (Ferrari et al., 2012).

El origen del CVTM se vincula con la subducción de la Placa de Cocos por debajo de la Norteamericana, fenómeno que sucede a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (TM). Sobre este margen existe una diferencia marcada en la tasa de subducción de dichas placas, este hecho explica la existencia de un ángulo cercano a los 16° abierto hacia el E, entre el CVTM y la TM (Figura 2.5) (Szyrkaruk et al., 2004).

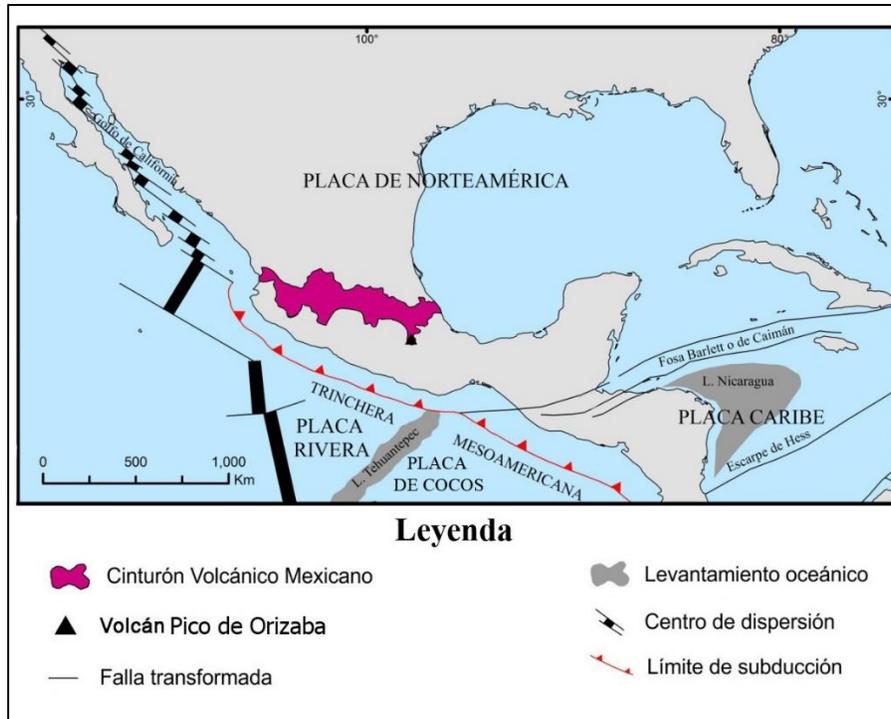


Figura 2.5. Localización del volcán Pico de Orizaba en el contexto del Cinturón Volcánico Transmexicano (Modificada de Denyer, et al., 2003).

El CVTM presenta características distintivas en comparación con otros sistemas volcánicos, que son: 1) sus principales volcanes compuestos se alinean de forma transversal (N-S), respecto con a la orientación del arco; 2) las placas que subducen por debajo de la Norteamericana son jóvenes (10 Ma para Rivera y de 11 a 23 Ma para Cocos), la ocurrencia de este hecho en otras zonas da lugar a un escaso volcanismo; 3) presenta gran variabilidad geoquímica, la cual está asociada a la subducción y a mecanismos tectónicos intraplaca; 4) su parte central y oriental no son paralelas a la Trincheira Mesoamericana; 5) no hay presencia de sismicidad por debajo de la zona volcánica (Ferrari et al., 2012).

La actividad volcánica registrada hace 19 Ma se vincula con la reubicación de la Placa de Cocos en posición horizontal, este fenómeno es el que da origen al CVTM (Ferrari, 2004). A partir de este momento, su evolución a lo largo del Mioceno presentó variaciones en la composición del magma y en su distribución espacial, dando como resultado diferentes campos monogenéticos, volcanes compuestos, en escudo, conos de lava, entre otros (Mori et al., 2007). Este hecho se vincula con las

diferentes tasas de subducción que presentaban las placas, los cambios en sus grados de inclinación, las posibles segmentaciones que presentaron y la presencia de diversos sistemas de fallas (Ferrari et al., 2012; Manea et al., 2013).

Es importante resaltar que el proceso de subducción ha cambiado a lo largo del tiempo y el inicio de la dinámica que da las características actuales al CVTM se estima en 15 Ma, cuando la antigua Placa de Cocos se dividió en su sector norte y formó la Placa de Rivera. Este fenómeno trajo como consecuencia un aumento en la tasa de subducción por parte de la placa de Cocos, además de favorecer el desplazamiento de la TM hacia el Océano Pacífico (Ferrari et al., 2012).

De acuerdo con Pasquaré et al. (1996), el CVTM puede ser dividido en tres sectores: la primera de ellas es la porción occidental, que va desde Colima hasta el Lago de Chapala, la cual se caracteriza por la presencia de fallas extensionales regionales con orientación NW-SE. La parte central cubre desde el Lago de Chapala hasta la Ciudad de México, y se destaca por la presencia de fallas extensionales con dirección E-W. Por último, la zona oriental, inicia en la Ciudad de México finalizando en el Golfo de México, este sector se encuentra afectado por fallas transcurrentes, y resalta la presencia de alineamientos volcánicos con dirección N-S.

El volcán Pico de Orizaba se emplaza en el último sector mencionado, que corresponde a la parte extrema suoriental del CVTM y representa la parte más austral del alineamiento volcánico Cofre de Perote-Las Cumbres-Pico de Orizaba.

2.2.2 Geología local

El volcán Pico de Orizaba no presenta actividad en la actualidad desde hace más de 150 años (Crausaz, 1994), no obstante, es considerado una estructura activa en fase de reposo. En este sentido, el análisis de sus eventos eruptivos antiguos es necesario para comprender un comportamiento en el futuro.

Basamento

La superficie sobre la cual se emplaza el Pico de Orizaba se caracteriza por ser una secuencia de rocas calcáreas compactas, alternadas con algunas bandas delgadas de lutitas. Tiene su origen en el Mesozoico, de acuerdo con evidencias paleontológicas observadas en diferentes afloramientos al sur del edificio (Carrasco-Núñez, 2000). Estas capas sedimentarias están intensamente deformadas, presentando grandes plegamientos con ejes orientados en dirección NW-SE y están afectadas por fallas distensivas que mantienen la misma orientación (Crausaz, 1994; Carrasco-Núñez, 2000).

Etapas de formación del Pico de Orizaba

El volcán Pico de Orizaba es considerado un cono compuesto, que se conforma por la superposición de tres grandes estructuras y que representan sus principales etapas de formación (Robin y Cantagrel, 1982), no obstante, Carrasco-Núñez (2000) incluye una cuarta fase eruptiva. De la más antigua a la más reciente son: 1) Cono Torrecillas, 2) Cono Espolón de Oro, 3) Domos silíceos periféricos y 4) Cono Citlaltépetl (Carrasco-Núñez y Ban, 1994; Carrasco-Núñez, 2000), a continuación, serán descritas cada una de ellas.

Etapa 1. Cono Torrecillas

El volcán Torrecillas inició su formación hace 0.65 ± 0.071 Ma (Hoskuldsson, 1992), a partir de la emisión de coladas de lava andesítico-basálticas de olivino, las cuales fueron denominadas Pilancón; estas fueron seguidas por otro grupo de flujos andesíticos y dacíticos llamados Jamapa, después siguieron las lavas Torrecillas que se caracterizan por ser andesitas con piroxenos, brechas y dacitas de anfíbol, fechadas en 0.29 ± 0.05 Ma (Carrasco-Núñez, 2000), esta actividad efusiva culmina con el emplazamiento de andesitas con piroxenos. Todos estos productos

conformaron a la estructura Torrecillas, dándole un volumen de 270 km³ (Carrasco-Núñez, 2000).

Una vez concluida la etapa constructiva del cono Torrecillas, este presenta un colapso en el flanco noreste, que generó una avalancha de escombros denominada Jamapa, ocurrida hace 0.25 Ma (Carrasco-Núñez et al., 1997). Los materiales asociados a su destrucción viajaron 75 km hacia el este, a lo largo del río Jamapa (Carrasco-Núñez et al., 1997). En el presente, se observan los remanentes de esta estructura al sur del cráter actual presentando una morfología caldérica (Carrasco-Núñez, 1993).

Etapa 2. Cono Espolón de Oro

La construcción del edificio Espolón de Oro se presentó al norte del escarpe caldérico del cono Torrecillas, a partir del emplazamiento de flujos de lava andesíticas con plagioclasa y anfíbol, denominadas Paso de Buey, seguidas por un grupo de coladas dacíticas de anfíbol conocidas como Espolón de Oro, a las cuales también se le asociaron flujos de bloques y cenizas (Macías, 2005). La estructura continua su evolución con la emisión lateral de lavas andesítico-basálticas de olivino, llamadas El Carnero. Aproximadamente entre los 0.15 y 0.09 Ma, se presentó al norte del volcán, una secuencia piroclástica que se alterna con lavas andesíticas, a esta actividad se le denominó Alpinahua, la cual finaliza con flujos andesíticos afaníticos intercalados con brechas y una ignimbrita soldada con *fiammes* (Macías, 2005). Hasta este punto, se estima que el Espolón de Oro tenía un volumen de 50 km³ (Carrasco-Núñez, 1997).

La etapa constructiva del Espolón de Oro culmina con el colapso del edificio hace 16,500 años A.P. (Carrasco-Núñez et al., 2005), el cual originó una avalancha de escombros, que se transformó en un lahar cohesivo, viajando 85 km desde su origen y cubrió un área de 143 km² con un volumen de 1.8 km³ (Carrasco-Núñez et al., 1993). Dichos autores denominaron a este evento como Tetelzingo, concluyendo

que se originó por una intensa alteración hidrotermal de las rocas y por la pérdida de masa glaciaria, descartando la idea de una intrusión magmática tipo Santa Elena.

Etapa 3. Domos silíceos periféricos

Esta etapa se caracteriza por el emplazamiento de los domos el Tecomate al NE y Colorado al SW, esta actividad se presentó durante la construcción del cono Espolón de Oro. El primero se conforma de lavas riolíticas de obsidiana, mientras que el segundo se constituye de coladas dacíticas y flujos piroclásticos. Posterior a estas estructuras, se formaron los domos dacíticos Sillatepec y Chichihuale, al NW del cráter. Por último, ocurrió la emisión del complejo de domos Chichimeco junto con sus lavas correspondientes de características andesíticas, las cuales están manteadas por un depósito piroclástico de escoria fechado en $8,630 \pm 90$ años A.P. (Carrasco-Núñez, 1993).

Etapa 4. Cono Citlaltépetl

Esta última etapa que corresponde a la construcción del Cono Citlaltépetl, inició aproximadamente hace 16,500 años A.P., sobre los remanentes caldéricos del Espolón de Oro. En primera instancia, la actividad se caracterizó por ser de tipo efusiva, a partir de la emisión de coladas dacíticas de hornblenda llamadas Malacara, las cuales se ubican al sureste y cubren una distancia de 13 km. Posterior a esta erupción, tuvieron origen los flujos Vaquería, que son de tipo andesítico y se localizan en el flanco noreste del cráter. El cono actual termina su construcción con el emplazamiento las lavas dacíticas Orizaba al SW y NE del volcán (Macías, 2005).

Es importante señalar que la construcción del cono Citlaltépetl no fue solo de tipo efusivo, sino también se tiene registro de eventos explosivos mayores que han quedado bien documentados (Siebe et al., 1993; Hoskuldsson y Robin, 1993; Carrasco-Núñez y Rose, 1995; Rossotti y Carrasco-Núñez, 2004; Rossotti, 2005). De acuerdo a los diferentes análisis estratigráficos se han identificado tres

explosiones mayores, que son: 1) una erupción ocurrida hace 13,000 años que produjo flujos de pómez emplazados en el sector oriental del volcán (Carrasco-Núñez y Rose, 1995), 2) la secuencia eruptiva Citlaltépetl, ocurrida entre 8 500 años y 9 000 años (Carrasco-Núñez y Rose, 1995), que se compone de caídas de pómez y flujos piroclásticos, y 3) una serie de flujos de bloques y cenizas, generados hace 4 100 años (Siebe et al., 1993), los cuales se observan en el flanco W y SE del edificio.

De igual forma, han sido fechados ocho eventos eruptivos distintos, caracterizados por ser flujos de ceniza, escorias y de bloques y ceniza, los cuales oscilan entre 8 170 y 1,730 años A.P. También se tiene registro de seis depósitos de caída que fluctúan entre 10,600 y 690 años A.P. (De la Cruz-Reyna y Carrasco-Núñez, 2002). De las erupciones antes mencionadas, solo las ocurridas hace 8,500 – 9,000 y 4,100 años A.P., presentan una evidencia estratigráfica en torno al volcán. A continuación, se hace referencia sobre sus características:

Ignimbrita-Pómez Citlaltépetl (8,500-9,000 A.P.). Este evento es el más importante ocurrido durante el Holoceno, en principio, fue descrito en dos miembros compuestos por flujos piroclásticos, separados por una capa de caída de pómez (Carrasco-Núñez y Rose, 1995). El Miembro Inferior se caracteriza por estar constituido de al menos cuatro unidades de depósitos de flujo piroclástico, un depósito de lahar y un paleosuelo poco desarrollado. Los depósitos piroclásticos presentan material carbonizado y de acuerdo con el fechamiento realizado, dieron una edad de $8,795 \pm 57$ años A.P. (Carrasco-Núñez y Rose, 1995). En lo que respecta al Miembro Superior, está compuesto por un depósito de caída, una unidad de flujo y material carbonizado, con una edad promedio de $8,573 \pm 79$ años A.P. (Carrasco-Núñez y Rose, 1995). A partir de esta reconstrucción, los autores concluyeron que la secuencia se originó del cráter central producto de una serie de erupciones ocurridas entre 8,500 y 9,000 años A.P.

El emplazamiento de los flujos piroclásticos antes descritos fue en todas las direcciones del volcán, alcanzando una distancia de 30 km, con un volumen total de 0.26 km³ (Carrasco-Núñez y Rose, 1995). Los depósitos se caracterizan por ser de escoria andesítica con cantidades menores de pómez y líticos, en una matriz de ceniza. A partir del análisis textural y químico que realizaron Carrasco-Núñez y Rose (1995), determinaron que este evento fue de tipo *boiling over* en el cráter, producto de la mezcla de dos magmas de composición andesítica y dacítica. Después, se hizo un estudio detallado (Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 1999) sobre la unidad inferior del flujo piroclástico de la ignimbrita Citlaltépetl, donde a partir de su distribución, las características texturales, sedimentológicas y de componentes, indicaron que en las superficies cercanas al cráter se emplazó mediante un mecanismo de acreción gradual y en zonas distales fue a manera de emplazamiento en masa.

Rossotti (2005) realizó una descripción sobre diferentes capas de ceniza ocurridas en el Holoceno, las cuales se intercalan con cuatro flujos piroclásticos y tres horizontes parcialmente humificados. A su vez, el autor obtuvo seis edades radiométricas que caen en el periodo de 8,500 a 9,000 años A.P., por tal motivo denominó a estos productos como Pómez Citlaltépetl.

A partir de los estudios antes mencionados y nuevos fechamientos radiométricos, se pudo actualizar la columna estratigráfica del volcán y se ha determinado que la secuencia Ignimbrita-Pómez Citlaltépetl fue originada durante cuatro periodos eruptivos ocurridos hace ~9,000-8,900, ~8,900-8,800, ~8,800-8,700 y ~8,700-8,500 años A.P. (Rossotti, 2005). De tal manera que, el Pico de Orizaba presentó mucha actividad en un periodo de 500 años, dejando como evidencia al menos cuatro erupciones que generaron depósitos de caída y de flujos piroclásticos emplazados hacia el NE, alcanzando hasta 30 km desde el cráter (Macías, 2005).

Dstrucción de un domo central (4,100 A.P.). Siebe et al., (1993), indicaron la presencia de una serie de flujos de bloques y cenizas dispuestos a manera de

abanico al oeste del cráter. Estos materiales se desplazaron cerca de 16 km, tienen un volumen de 0.048 km^3 y fueron fechados en $4,040 \pm 80$ y $4,060 \pm 120$ años A.P.

Posteriormente, Carrasco-Núñez (1999), identificó otra secuencia de flujos de bloques y cenizas a manera de terrazas, al sureste del volcán. Estos depósitos alcanzaron 28 km desde el cráter, con un volumen aproximado de 0.162 km^3 y con una edad de $4,130 \pm 70$ años A.P. Considerando la proximidad en las edades, la composición química y la similitud con los depósitos localizados en el sector oeste, el autor propuso que habían sido originados en el mismo evento eruptivo hace aproximadamente 4,100 años.

En la figura 2.6, se muestra el sector N del mapa geológico del Pico de Orizaba realizado por Carrasco-Núñez (2000) con la finalidad de hacer evidentes los depósitos sobre los cuales se encuentra el río Jamapa y de manera más específica, los productos que constituyen los dos sectores a trabajar en esta investigación.

El sector A se compone principalmente por productos asociados a la Andesita Paso de Buey (Etapa: Espolón de Oro) y, en menor medida, por las lavas asociadas a la Andesita-Dacita Jamapa (Etapa: Torrecillas), ambas formaciones se intercalan con depósitos de flujos piroclásticos no diferenciados.

El sector B se conforma por materiales asociados a la etapa Torrecillas, donde prevalecen depósitos de la Andesita-Dacita Jamapa y de la Andesita-Andesita básica Pilancón. De igual forma que en el sector A, es posible distinguir depósitos de flujos piroclásticos no diferenciados en la zona.

De acuerdo con Carrasco-Núñez (1997), el edificio actual presenta un volumen de 25 km^3 , en este mismo trabajo el autor hizo la descripción morfológica y reológica de las lavas de la cima del volcán, así como la localización de las coladas emitidas en 1537, 1545, 1566 y 1613, siguiendo las notas históricas recopiladas por Crausaz (1994).

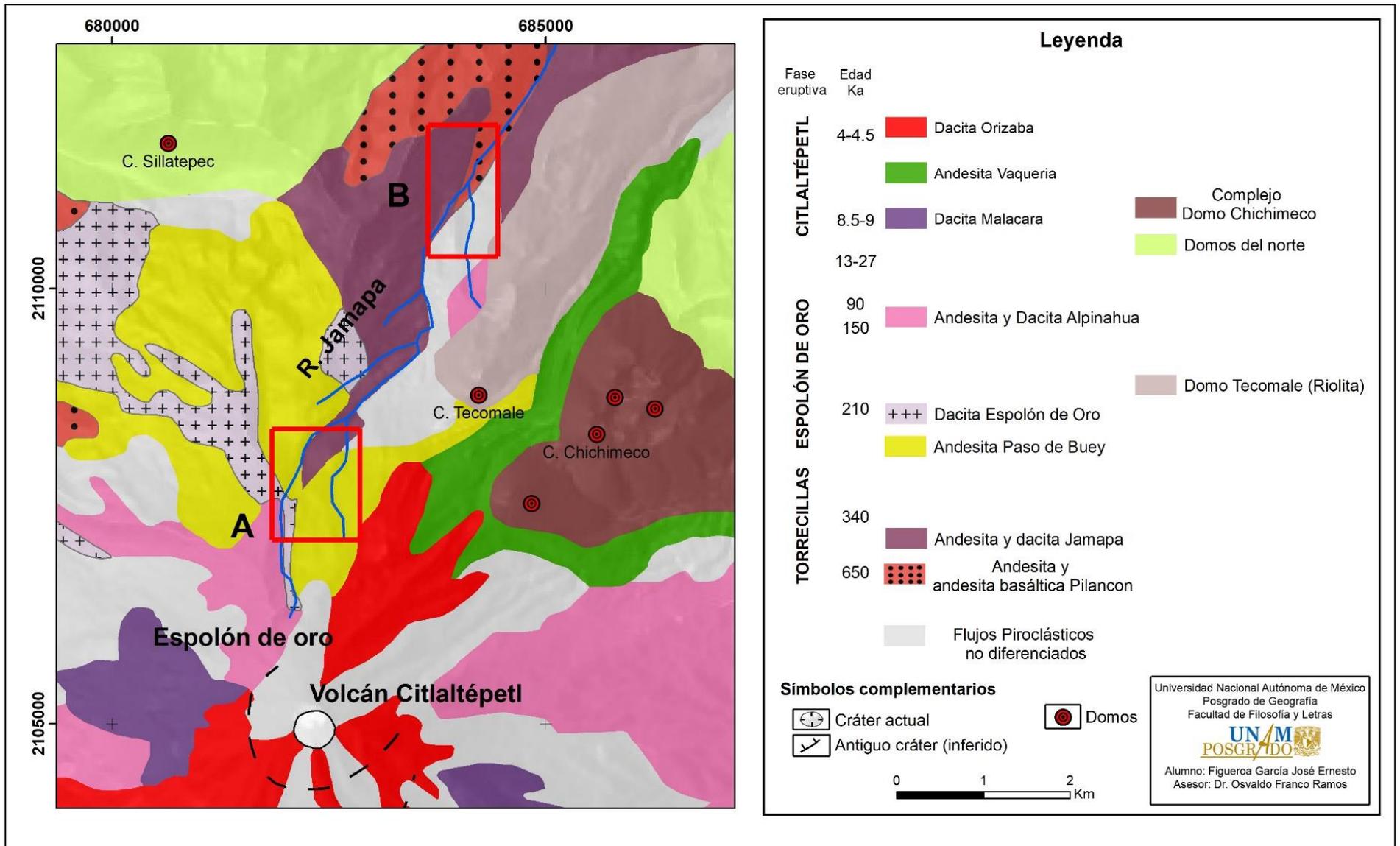


Figura 2.6. Mapa geológico del Pico de Orizaba (Modificado de Carrasco-Núñez, 2000)

2.2.3 Avalanchas y lahares antiguos en el Pico de Orizaba

Las características geológicas irregulares del basamento sobre el cual se emplaza el volcán Pico de Orizaba han favorecido el colapso de las estructuras predecesoras al edificio actual (cono Torrecillas y Espolón de Oro), sin embargo, el hecho más evidente de este control estructural queda demostrado con la dirección que han tomado los depósitos de avalancha, emplazándose todos ellos hacia el E, sobre la Planicie Costera del Golfo (Carrasco-Núñez et al. 2006).

Es importante señalar, que el colapso de las estructuras no ha sido relacionado de manera directa con periodos de actividad magmática; lo cual sugiere que la inestabilidad esta favorecida por una intensa alteración hidrotermal, los cambios abruptos de la topografía y un importante fracturamiento de los materiales. Aunado a estas condiciones, el sustrato sedimentario presenta una inclinación preferencial hacia el E, con regímenes regionales de estrés tectónico con dirección E-W y ENE-SSW; de esta manera, se explica la dirección preferencial que han tenido los colapsos del sector (Carrasco-Núñez et al. 2006).

De acuerdo con Carrasco-Núñez et al. (2006), el posible disparador del colapso de las estructuras fue la actividad sísmica, sin embargo, mencionan que es importante considerar el gran aporte de agua que se genera en la zona cuando se presentan fenómenos hidrometeorológicos (huracanes), ya que hay evidencia de colapsos menores en volumen asociados a estas dinámicas. Tomando en cuenta las características anteriores, es muy probable que un colapso del edificio actual ocurriera sin previo aviso, ya que en casos anteriores la destrucción de las estructuras no fue asociada a actividad magmática.

La generación de flujos volcano-clásticos (avalanchas y lahares) en las laderas y valles del Pico de Orizaba son un fenómeno recurrente desde el Cuaternario tardío a la fecha. De tal manera que, Höskuldsson et al. (1990), proponían la existencia de cuatro grandes avalanchas asociadas a la estructura. Sin embargo, Carrasco-

Núñez et al. (2006) verificaron la información y sugieren solo dos grandes eventos (Depósito de Avalancha Jamapa y el depósito de avalancha-lahar Tetelzingo), los cuales están relacionados con el colapso de edificios ancestrales (Cono Torrecillas y Cono Espolón de Oro). Aunado a estos dos depósitos, los mismos autores mencionan la presencia de una avalancha de escombros de dimensiones menores en el sector sureste del volcán, a lo largo del río Metlac (Figura. 2.7). A continuación, serán descritos los tres eventos:

Avalancha Jamapa

Asociado al colapso del cono Torrecillas hace 250 Ka, se produjo la avalancha de escombros Jamapa cubriendo un área de 350 km² aproximadamente (Carrasco-Núñez et al., 2006). En primera instancia, viajó 75 km como avalancha volcánica (Carrasco-Núñez y Gómez-Tuena, 1997) y posteriormente se transformó en un lahar, finalizando como un flujo hiperconcentrado en el Golfo de México.

De acuerdo con Hubbard (2001), el cono Torrecillas presentaba una alteración mineralógica importante, ya que sus depósitos y los de la avalancha Jamapa, contienen caolinita, minerales oxido ferrosos, cuarzos, cristobalita y tridimita, los cuales no son comunes en rocas andesíticas. Además, los sectores más expuestos de la estructura están constituidos por rocas fuertemente fracturadas, silicificadas y con erosión diferencial. Por lo tanto, estas características son posibles elementos que favorecieran el colapso del edificio.

A su vez, Hubbar et al. (2007) utilizaron métodos como el uso de imágenes ASTER, SRTM y datos de topografía digital para determinar el peligro por lahares en el volcán Pico de Orizaba y encontraron que posterior al emplazamiento de la avalancha Jamapa, se generó un lahar al que llamaron Excola y del cual se tiene como evidencia una terraza sobre el río Jamapa. Este hecho demuestra, la susceptibilidad que aun pudieran mantener los depósitos de la avalancha Jamapa

a ser removidos ante algún evento sísmico o meteorológico debido a lo alterados que se encuentran.

Avalancha Metlac

Se caracteriza por ser una avalancha de menos de 1 km³ y rellena el valle del río Metlac con un espesor aproximado de 100 m de limitada distribución. Presenta evidentes zonas de erosión en ambos márgenes del río, lo que permite suponer que es relativamente antiguo, sin embargo, no hay datos que lo comprueben (Carrasco-Núñez et al., 2006).

De acuerdo con Carrasco Núñez et al. (2006) esta avalancha presenta evidencia de haberse transformado en un flujo de escombros río abajo, el cual se generó por la ruptura de una presa temporal formada cuando el depósito de avalancha de escombros bloqueó parcialmente el cauce. En este sentido, Hubbard et al. (2007) identificaron a partir de datos topográficos y de visitas en campo, el emplazamiento de una terraza lahárica, la cual se asoció con el cambio sedimentológico antes mencionado de la avalancha Metlac; a este lahar secundario lo llamaron Fortín.

Avalancha-lahar Teteltzingo

El origen de este evento se asocia con el colapso del cono Espolón de Oro, durante el Pleistoceno tardío. La avalancha rápidamente evolucionó en un lahar que relleno y confinó numerosos drenajes, dejando como evidencia extensas terrazas y algunos hummocks de pequeñas dimensiones (15 m de alto) (Carrasco-Núñez, et al., 2006).

Los depósitos de la avalancha-lahar Teteltzingo se caracterizan por presentarse de forma masiva, poco integrados, con una mezcla heterolitológica de materiales soportados por una matriz arcillosa de color amarillo-café, la cual contiene pequeñas vesículas de aire, asociadas con agua saturada atrapada en el depósito. Tienen un

espesor promedio de 12 a 20 m, sin embargo, en algunos puntos alcanza los 100 m (Carrasco-Núñez, et al., 2006).

De igual forma, Hubbard (2001) realizó una comparación mineralógica entre el Espolón de Oro y los depósitos Teteltzingo, encontrando evidencia de una importante alteración de los minerales que los constituyen, como son la presencia de ópalo, cristobalita, hematita, goethita, alunita, jarosita, gipsita, caolinita y esmectita.

El lahar Teteltzingo se extiende aproximadamente 110 km desde su origen hasta la costa, cubre un área de 175 km² y tiene un volumen de 2.2 km³. De acuerdo con Carrasco-Núñez et al., (1993), el depósito tiene una edad entre 13 y 27 Ka, no obstante, dataciones de radiocarbono hechas en fragmentos de madera arrojan edades de 16,550 ±145-140 y de 16,365±110 para las partes baja y alta del depósito, respectivamente.

A partir del análisis de las características de los depósitos se puede inferir que el origen de la avalancha se asocia con el colapso de un sector de roca con alteración hidrotermal y que consecutivamente se transformó en un lahar. Ante esta afirmación, Carrasco- Núñez et al., (1993) sugieren que el proceso fue producto de la presencia de una capa glaciaria y de un sistema hidrotermal muy activo durante el Pleistoceno tardío, los cuales favorecieron la alteración de las rocas en la parte cumbral del volcán y el aporte de agua necesario que permitió la generación del lahar.

La importancia de realizar una revisión sobre las principales avalanchas de escombros y de los lahares antiguos que han ocurrido en el Pico de Orizaba radica en hacer evidente la susceptibilidad que tienen las formas de relieve a ser modificadas por fenómenos como los sismos, lluvias intensas y en ocasiones actividad magmática, donde las condiciones de alteración hidrotermal, la topografía y el intenso fracturamiento de las rocas favorecen su desarrollo. Además, es posible

establecer su distribución y reconocer las superficies potenciales para su emplazamiento.

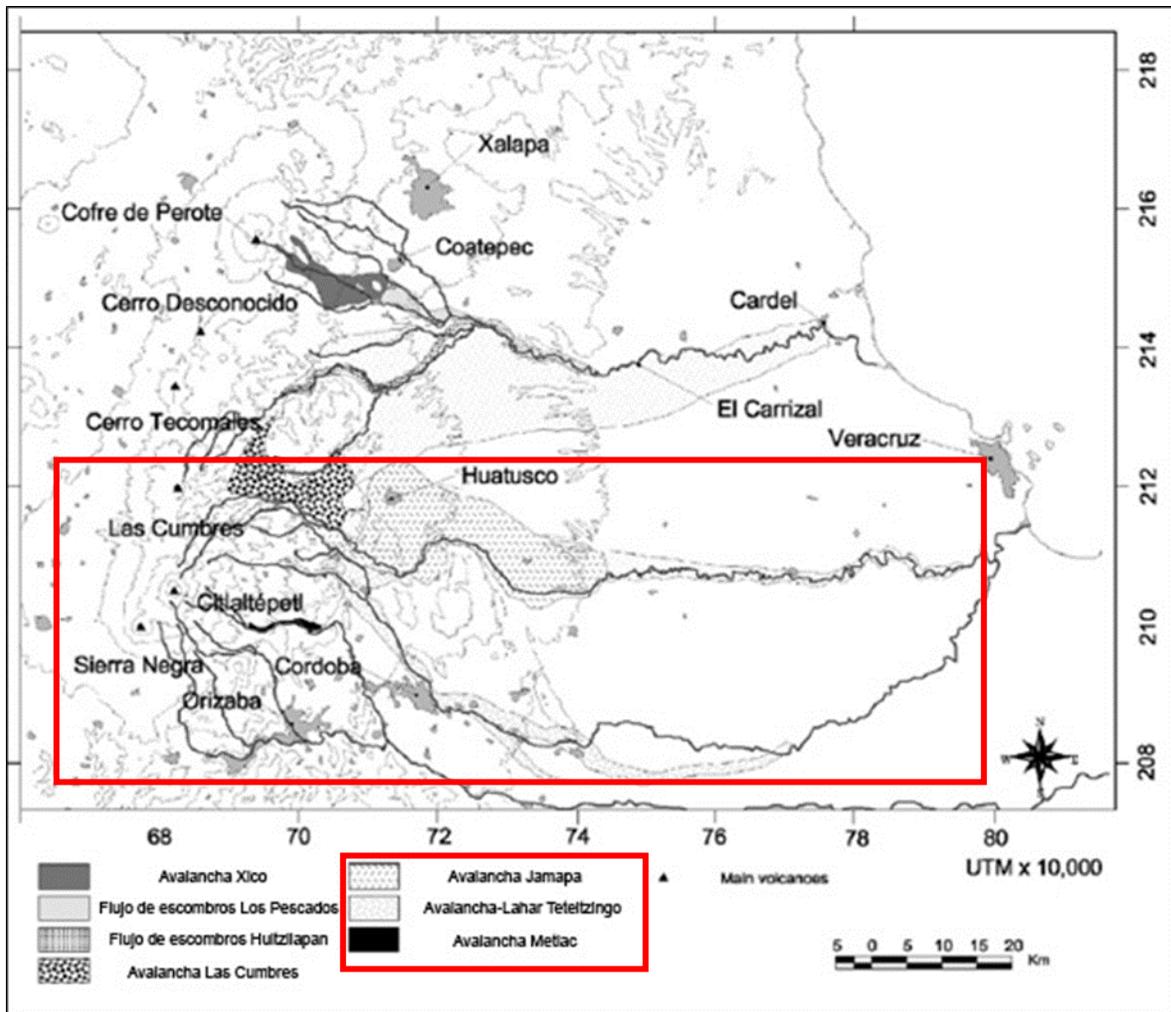


Figura 2.7. Distribución de las principales avalanchas y flujos de escombros formados en la cadena volcánica Cofre de Perote-Pico de Orizaba. En los recuadros en rojo se hacen evidentes los depósitos asociados al volcán Citlaltépetl (Modificado de Carrasco-Núñez et al., 2006).

2.3. Marco geomorfológico

El análisis geomorfológico de un territorio es fundamental en los estudios dendrogeomorfológicos, ya que permite comprender, en primera instancia, la distribución espacial de las estructuras y su génesis, para después poder establecer los procesos y la dinámica que impera en la superficie terrestre. Estos elementos modifican constantemente la configuración del entorno, dejando de manifiesto aquellos lugares donde los fenómenos geomorfológicos son recurrentes y han quedado registrados en los árboles que ahí habitan.

A continuación, se presentan los trabajos de corte geomorfológico que se han realizado en el Pico de Orizaba y en la barranca Jamapa para poder comprender la configuración del relieve de la zona y sus procesos asociados.

Los primeros trabajos geomorfológicos realizados en la zona de estudio corresponden a Palacios y Vazquez-Selem (1996), quienes elaboraron su investigación en la porción cumbral del Pico de Orizaba, donde detallan la evolución del glaciar de Jamapa, haciendo evidente las formas y dinámicas asociadas a la pérdida de masa glaciar. Para su análisis se apoyaron del mapa geomorfológico correspondiente a la zona donde nace el río Jamapa; en el documento identificaron formas volcánicas (lavas y levées) y estructuras asociadas con la dinámica glaciar (morrenas, circos glaciares, taludes, entre otras) (Figura 2.8).

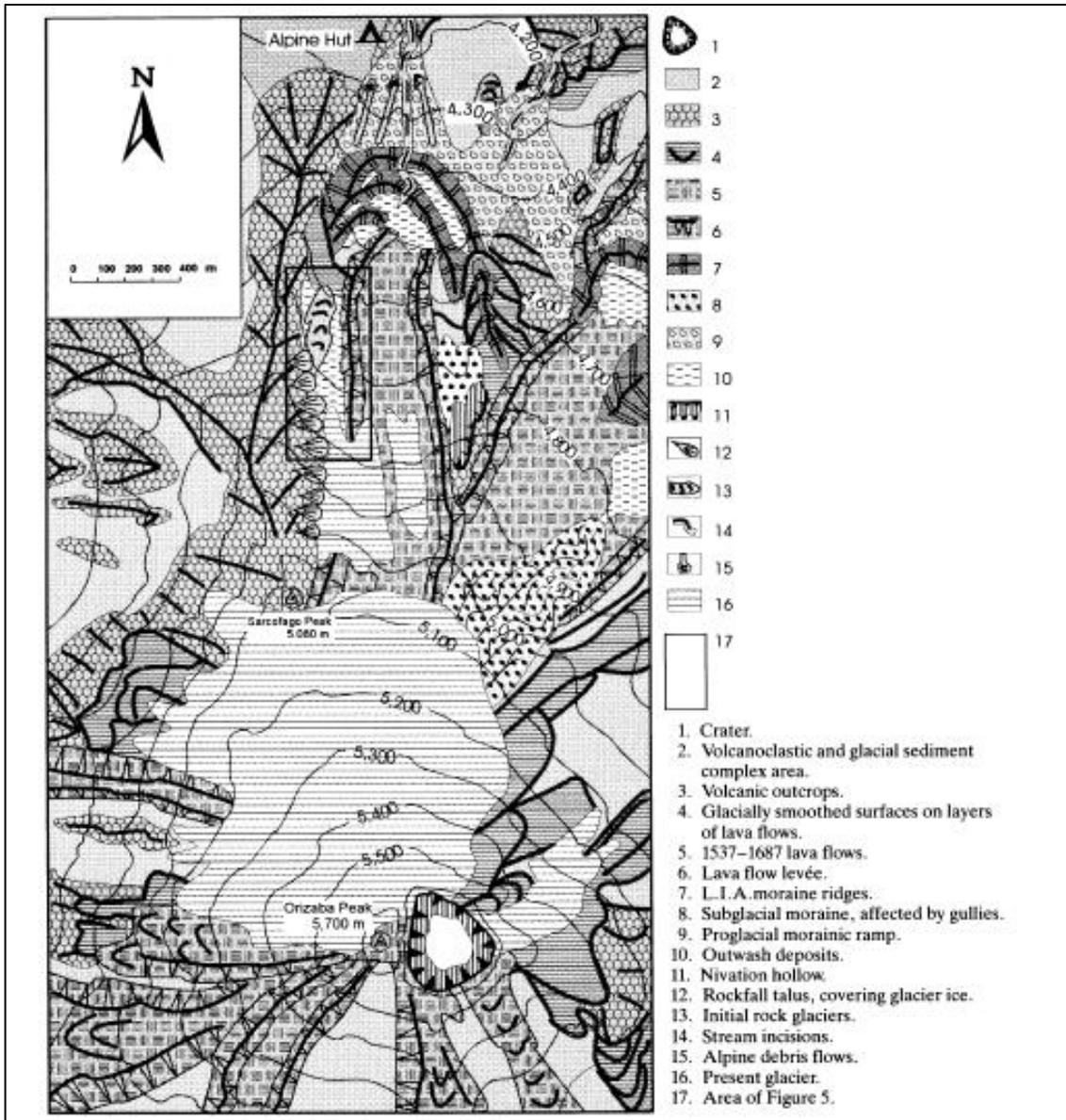


Figura 2.8. Mapa geomorfológico del sector norte del Pico de Orizaba (Palacios y Vázquez-Selem, 1996).

Posteriormente, Palacios et al. (1999) presentaron un trabajo donde dataron depósitos de flujos de escombros asociados a las morrenas terminales de la Pequeña Edad de Hielo correspondientes al glaciar de Jamapa. La estructura a la cual se vincula la dinámica es una rampa proglacial, la cual, junto con otras estructuras de la zona, fue cartografiada a detalle para hacer evidente el emplazamiento de los flujos de escombros. A su vez, en el trabajo se muestran una serie de perfiles geomorfológicos, análisis texturales y liquenometría, que

corroboran los procesos geomorfológicos que suceden en este sector del Pico de Orizaba (Figura 2.9).

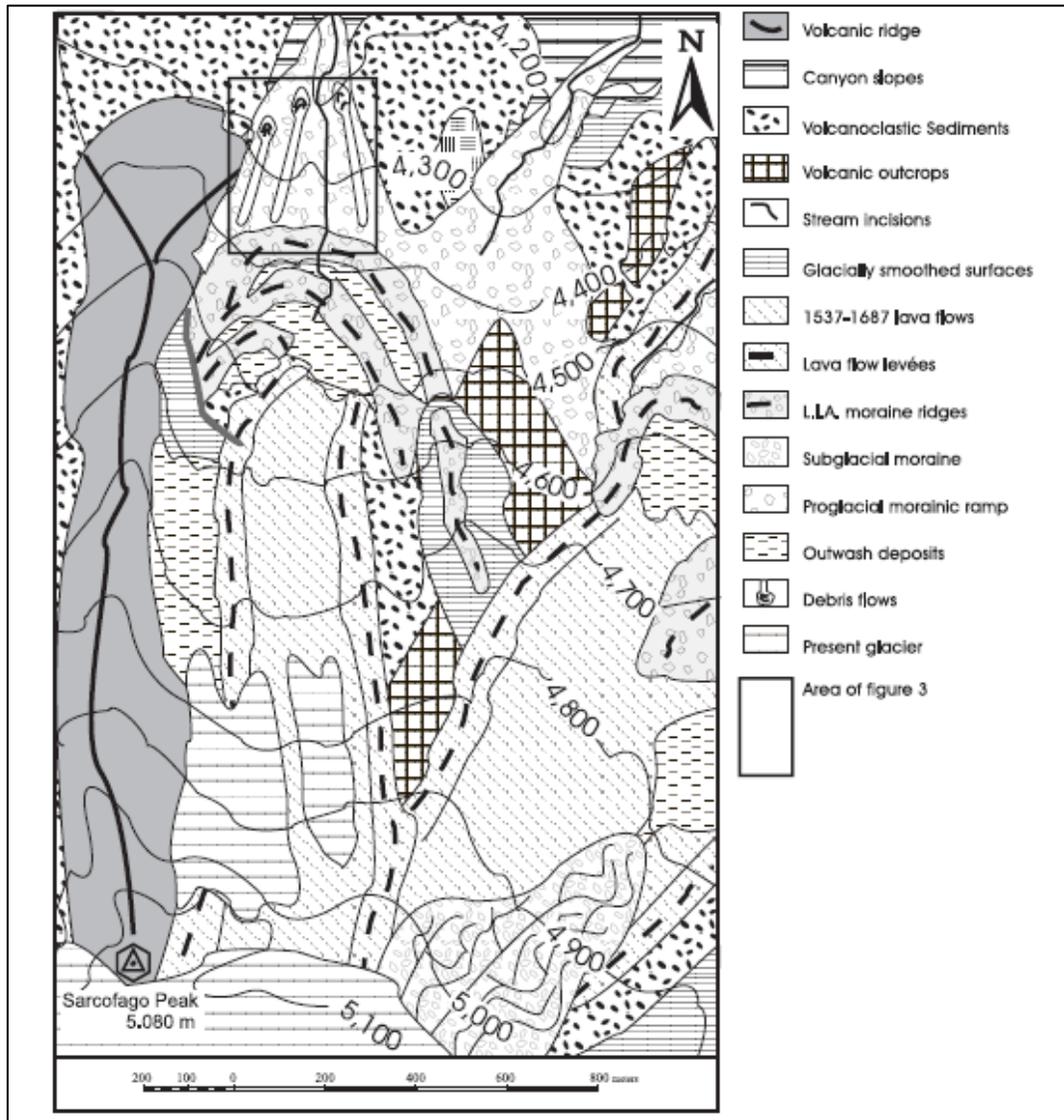


Figura 2.9. Mapa geomorfológico del sector norte del Pico de Orizaba (Palacios et al., 1999).

Otro de los trabajos elaborados en la zona de estudio es el llevado a cabo por De la Cruz-Reyna y Carrasco Núñez (2002) quienes presentaron un análisis probabilístico de riesgo del volcán Pico de Orizaba, donde tomaron en cuenta la actividad volcánica que ha presentado desde el Pleistoceno hasta sus últimas manifestaciones, así como la distribución y el tipo de materiales que se han emplazado en cada episodio eruptivo. A partir de la conjunción de estos elementos,

proponen un documento cercano a la realidad y esbozan un adecuado plan de uso de suelo tomando en cuenta las características volcánicas de este territorio.

De igual forma, Zibelman et al., (2004) plantearon a partir de una serie de análisis de corte geológico-geomorfológico, de alteración mineralógica, geotécnicos y de modelos de estabilidad volcánica, las superficies que pudieran verse afectadas por el colapso del volcán Pico de Orizaba, así como las dimensiones de dicho evento.

A su vez, Sheridan et al. (2004) presentaron un modelo a partir de Sistemas de Información Geográfica (SIG) tomando en cuenta la distribución de depósitos de flujo piroclástico generados por el Pico de Orizaba en eventos anteriores. De esta manera, los autores plantean los posibles escenarios sobre el emplazamiento de los flujos tomando en cuenta la topografía de la zona.

Por otra parte, Hubbard et al., (2007) presentaron un trabajo en donde hace uso de diferentes métodos de percepción remota para determinar el emplazamiento y distribución de los lahares en las diferentes barrancas que conforman al Pico de Orizaba. De igual forma, su análisis lo complementan con la modelación de los flujos y con la elaboración de perfiles geomorfológicos en las barrancas más dinámicas. Todos los resultados fueron correlacionados con los registros históricos que se tienen de cada evento.

De igual forma, para el sector sur del Pico de Orizaba se han elaborado una serie de trabajos que consisten en el registro de deslizamientos y análisis de la dinámica geomorfológica que presentan las barrancas a partir de métodos de percepción remota y SIG (Legorreta et al., 2013; Legorreta et al., 2014 y Legorreta et al., 2015).

De los trabajos más recientes es el de Alcalá-Reygosa, et al. (2018) quienes realizan una datación de dos flujos de lava emplazados en el sector sur del Pico de Orizaba a partir de diferentes métodos (cosmogénicos, liquenometría y dendrocronología). Como parte del estudio se presenta un mapa geomorfológico de la zona de estudio

para delimitar las coladas de lava y otras estructuras geomorfológicas asociadas a procesos volcánicos y glaciares (Figura 2.10).

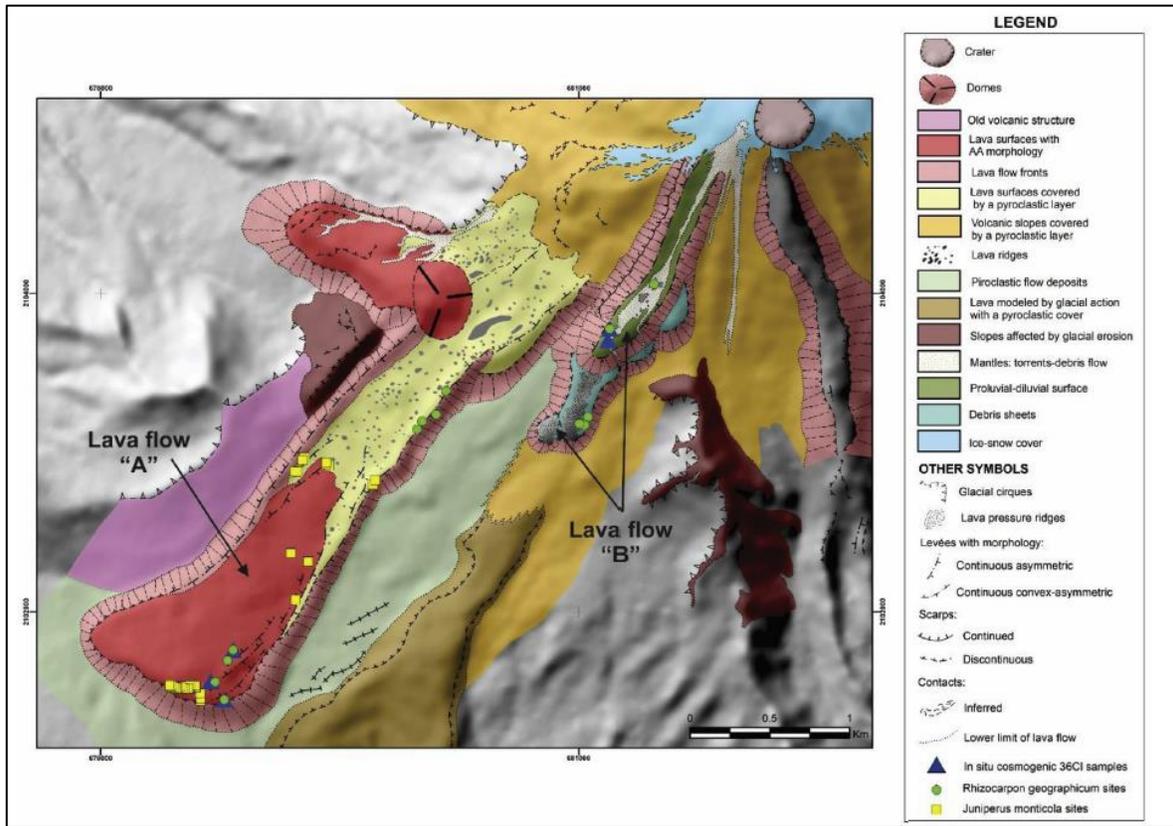


Figura 2.10. Mapa geomorfológico del sector sur del volcán Pico de Orizaba (Alcalá-Reygosa et al., 2018).

2.4. Retroceso glacial

En la actualidad, la presencia de glaciares en México se limita únicamente a dos de las estructuras volcánicas más altas de México: el Iztaccíhuatl (5,230 msnm) y el Pico de Orizaba (5,675 msnm). Es importante señalar que otro de los volcanes que contaba con glaciares era el Popocatepetl (5,465 msnm), sin embargo, en 2001 terminaron por desaparecer debido a su reactivación volcánica a partir de 1994.

En lo que respecta a los glaciares del Pico de Orizaba, a pesar de la significativa pérdida que presentan, siguen siendo las masas de hielo más extensas que hay en el país. De acuerdo con Lorenzo (1964), en 1958 reportó que existían cuatro

glaciares principales que cubrían al volcán, a los cuales denominó como: Gran Glaciar del Norte, Glaciar Oriental, Glaciar Occidental y Glaciar Suroeste; así como diferentes lenguas que descendían por las laderas N y NO, de las cuales destacaba la del glaciar Jamapa (Figura 2.11).

La lengua del glaciar Jamapa avanzó durante la Pequeña Edad de Hielo (LIA, por sus siglas en inglés), dejando como evidencia una serie de morrenas aproximadamente hasta los 4 395 msnm (Cortes-Ramos, 2016). De acuerdo con Palacios et al. (1999), el retroceso glacial comenzó al final de la LIA y desde entonces el retroceso ha sido constante. En 1945 el frente alcanzaba los 4,590 msnm, en 1958 los 4,650 msnm, en 1998 se encontraba a los 4,728 msnm y en la actualidad está en los 5,110 msnm.

De acuerdo con Cortes- Ramos (2016), durante el siglo XIX la lengua del glaciar Jamapa fue la más larga que existió en el volcán Pico de Orizaba. Desde el momento que comenzó su retroceso (finales de la LIA) hasta la década de los años cincuenta el frente ascendió 245 m, de tal manera que en 108 años el retroceso fue en promedio de 2.26 m/año. De igual forma, Cortés-Ramos (2016), indica que en su estudio realizado de 1958 a 2010, el frente glacial del Pico de Orizaba retrocedió a una tasa promedio de 15 m/año.

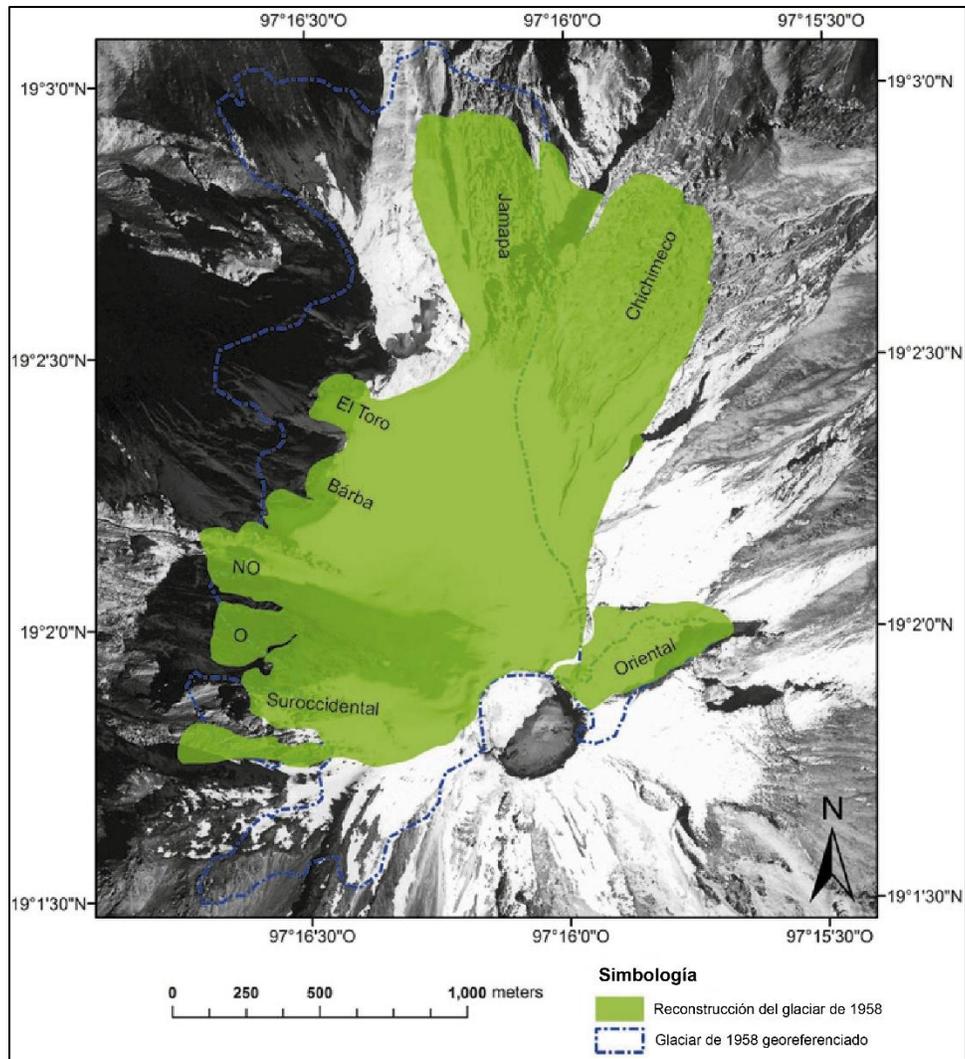


Figura 2.11. Límites de los glaciares del Pico de Orizaba en 1958. En la imagen se muestran dos límites de la reconstrucción del glaciar (Cortes-Ramos y Delgado-Granados, 2015).

Para el año de 1975 las lenguas glaciares de Jamapa y Chichimeco retrocedieron considerablemente con respecto a su posición en 1958, siendo la segunda la que tuvo una mayor transformación. En 1995, se observó una fragmentación en el sector inferior del glaciar Jamapa y para el año 2007, ambas lenguas habían desaparecido, dejando únicamente el cuerpo del glaciar Norte (Figura 2.12).

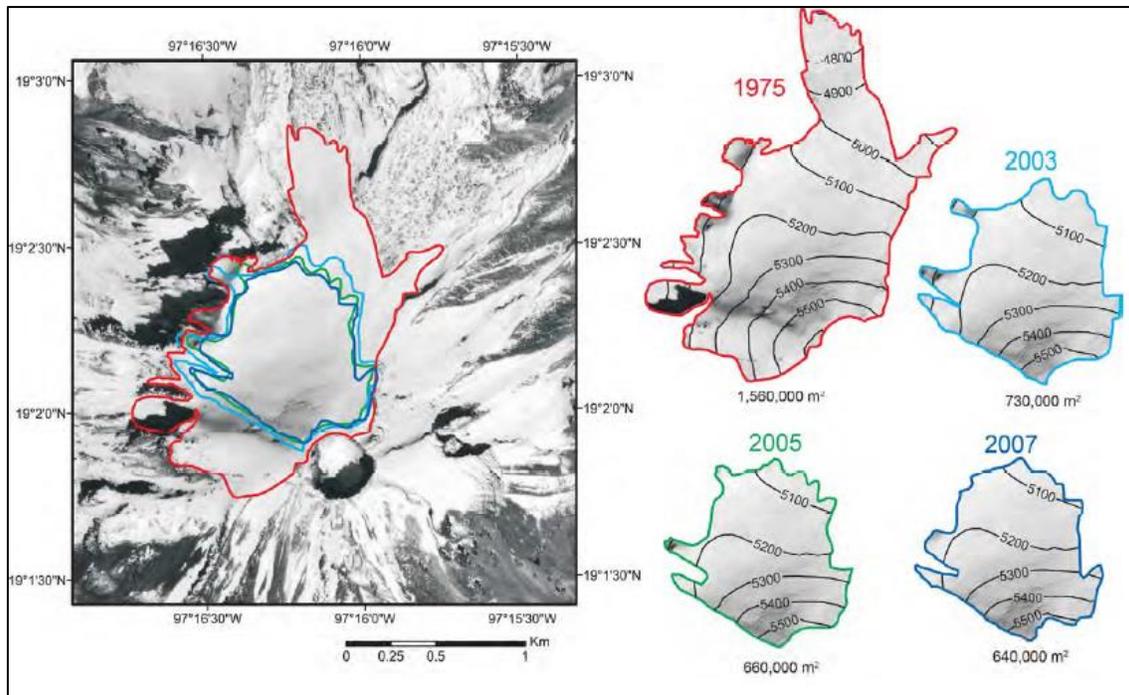


Figura 2.12. Se muestra el retroceso glacial en 4 periodos de tiempo: 1975, 2003, 2005 y 2007; donde se hace evidente la desaparición acelerada de las lenguas Jamapa y Chichimeco (Tomado de Cortes-Ramos, 2016).

El interés y la importancia de mostrar en esta investigación una recapitulación sobre el retroceso glacial en el Pico de Orizaba radican en establecer un vínculo entre dicho fenómeno y la generación de lahares en la barranca Jamapa. Si bien parecieran fenómenos aislados, se considera la hipótesis de que, en ambos sectores, se presenten evidencias de lahares favorecidos por el aporte de agua al momento de un deshielo importante, o bien, una vez ocurrido el retroceso, hay una mayor exposición de detritos listos para ser removidos durante la época de lluvias, haciendo más recurrente e intensa la dinámica lahárica.

2.5. Clima

Debido a la posición geográfica que tiene la barranca Jamapa en el contexto del Pico de Orizaba, de manera general, van a prevalecer las características húmedas, las cuales, de acuerdo con el gradiente altitudinal se van modificando, de tal modo que evoluciona del templado subhúmedo a semifrío (Figura 2.13). El régimen de lluvias es de verano, el cual es largo e isotermal, es decir, con oscilación de

temperatura mensual inferior a cinco grados centígrados con marcha de temperatura tipo Ganges (García, 2004). La precipitación total es de 1,698 mm anuales. La temperatura media es de 9.3° C y los extremos van de 27°C en mayo a -4°C en enero. Se registran en promedio 238 días nublados y 146 con neblina durante el año (Conanp, 2015).

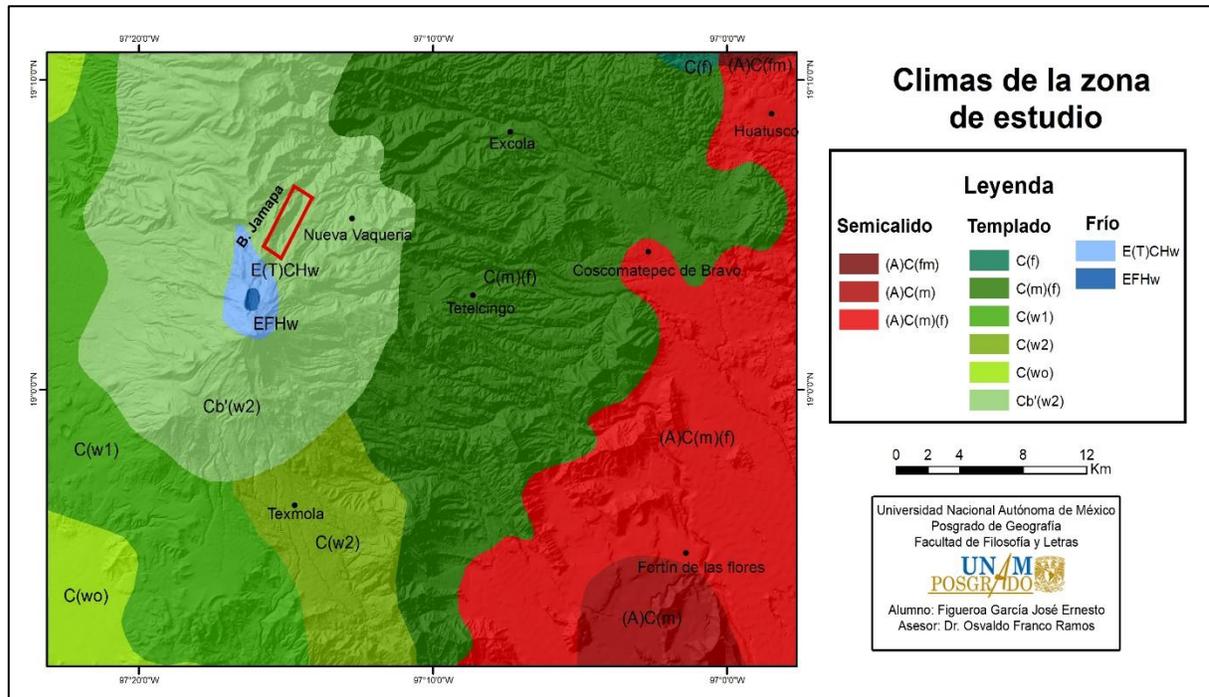


Figura 2.13. Distribución de los climas en el volcán Pico de Orizaba y zonas adyacentes. El recuadro en rojo evidencia la cuenca alta de la barranca Jamapa a la cual pertenecen los dos sectores de estudio (Elaboración propia con datos de CONABIO, 2008).

De manera más específica, la precipitación en la zona está condicionada por el clima prevaleciente, es por lo que en los sectores donde se tiene un clima templado húmedo, las lluvias se presentan durante el verano y el otoño; las precipitaciones varían de 1,200 a 1,700 mm anuales y en invierno, se registran con frecuencia heladas y nevadas arriba de los 2,400 msnm (Conanp, 2015). La estación más seca es primavera, siendo abril el mes donde se registra la temperatura más elevada del año (Figura 2.14).

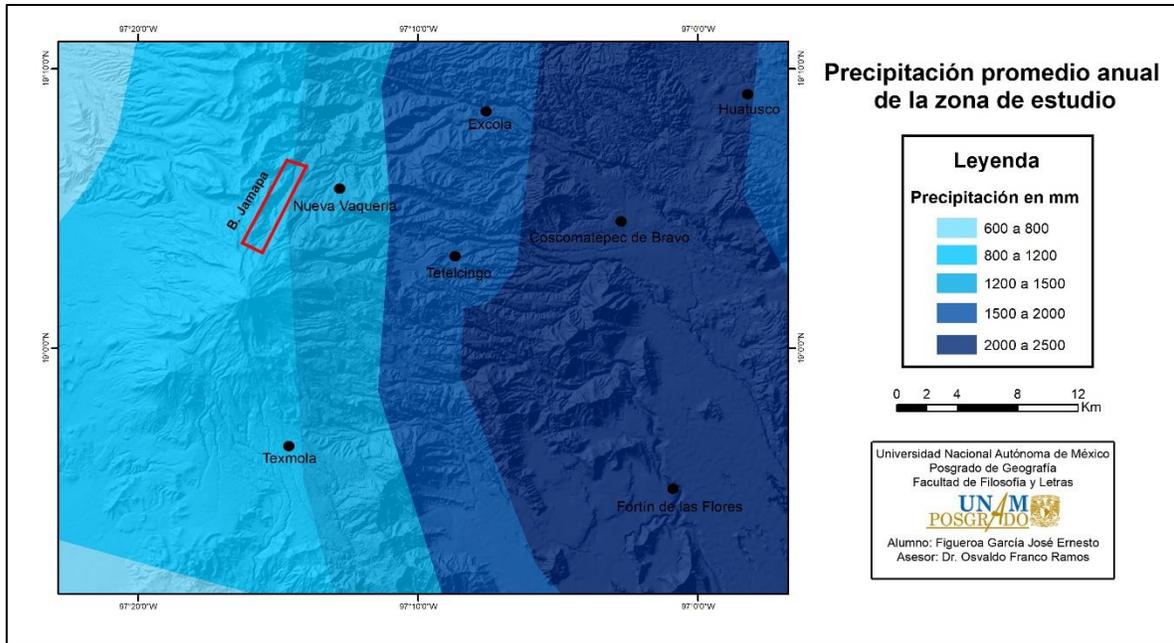


Figura 2.14. Distribución de la precipitación promedio anual en el volcán Pico de Orizaba y zonas adyacentes. El recuadro en rojo evidencia la cuenca alta de la barranca Jamapa a la cual pertenecen los dos sectores de estudio (Elaboración propia con datos de CONABIO, 2008).

En el sector de la barranca Jamapa, donde predomina el clima frío (de los 3,200 a los 4,300 msnm), las lluvias varían de los 1,000 a los 1,200 mm anuales, gran parte de estas precipitaciones son en forma de nieve (Conanp, 2015).

Como se mencionó anteriormente, las lluvias se presentan durante el verano, sin embargo, los ciclones son un factor que extienden las precipitaciones hasta el otoño. Los valores de precipitación más grandes se registran de junio a octubre con un máximo de 353.1 mm en el mes de septiembre, el promedio anual es de 197.1 mm y la época con menor lluvia es en invierno con un valor de 41.4 mm, según los datos de la estación Huatusco (30342) (SMN, 2016: 1981-2016) (Figura 2.15).

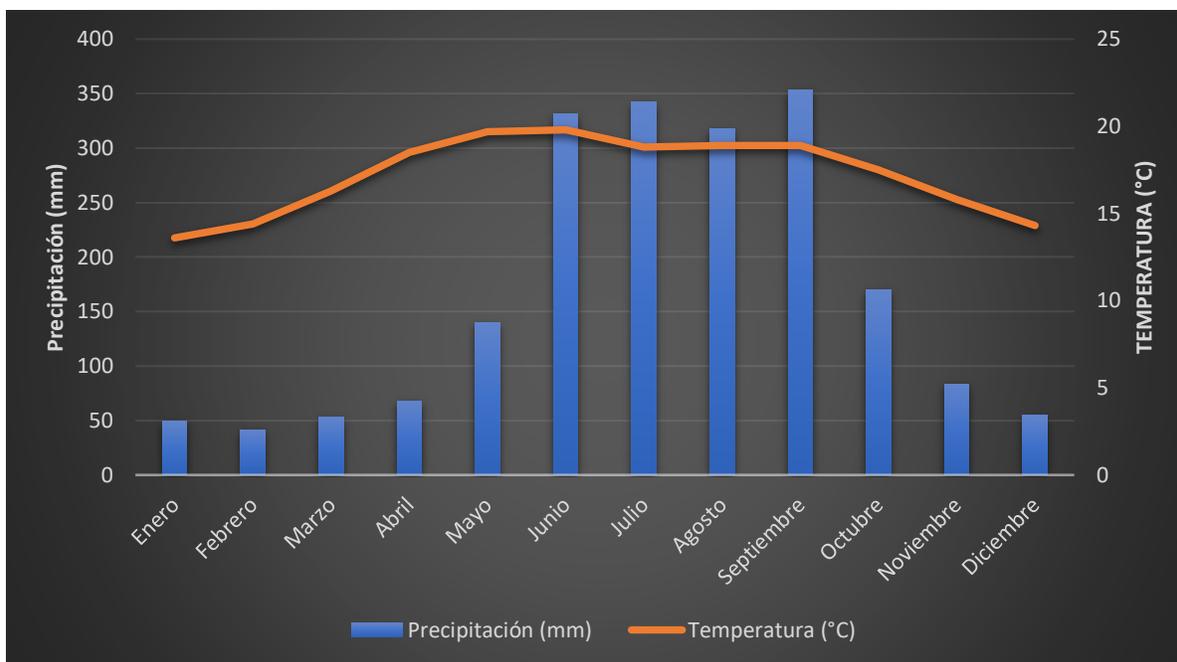


Figura 2.15. Climograma de la Estación Huatusco del periodo de 1981-2016 (SMN, 2016).

De igual forma, se realizó un análisis de las lluvias máximas registradas por día en las estaciones cercanas a la barranca Jamapa (Estación Coscomatepec (30032) 1947-2008; Estación Ixhuatlán (30072) 1945-2012 y Estación Huatusco (30342) 1980-2016). La estación que ha registrado el máximo de lluvia fue la Ixhuatlán con 230 mm el día 31 de julio de 1961. En la estación Coscomatepec el valor máximo se presentó 13 de abril de 1977 con 200 mm. Finalmente, en la estación Huatusco, el 12 de julio de 1999 se presentó la lluvia más intensa con 214 mm (SMN, 2016; 2012 y 2008).

2.6 Vegetación

De acuerdo con la clasificación de Miranda y Hernández (1963), en la zona de estudio se pueden encontrar cuatro tipos de vegetación predominante: bosque de oyamel, bosque de pino, pastizal y páramo de altura.

El bosque de oyamel se ubica entre los 3,200 y los 3,600 msnm, se compone de oyamel (*Abies religiosa*) y oyamel de Juárez (*Abies hickelii*) principalmente (Figura

2.16); estas especies comparte territorio con algunos ejemplares de pinos, como el ocote (*Pinus pseudostrobus*), el madroño (*arbustos xalapensis*), el aile (*alnus jorellensis*) y el encino (*Quercus sp.*).



Figura 2.16. A) Acículas de la especie *Abies religiosa* y B) del *Abies hickelii*.

En lo que respecta al bosque de pino, se distribuye después de los 3,600 msnm hasta el límite de la vegetación arbórea (4,300 msnm), compuesto principalmente por pino negro (*Pinus hartwegii*) (Figura 2.17). Es importante mencionar que esta es la especie que fue seleccionada para ser muestreada, ya que su potencial dendrogeomorfológico ha sido corroborado en otros volcanes del centro de México (Iztaccíhuatl, Popocatépetl, Cofre de Perote y La Malinche).



Figura 2.17. Presencia de la especie *Pinus hartwegii* en la barranca Jamapa.

Los pastizales surgen como respuesta de la destrucción del bosque de pino debido a la tala y a los constantes incendios producto de la perturbación humana y de la ganadería. Se compone de diferentes tipos de zacates como el *Calamagrostis toluensis*, *Festuca toluensis* y *Festuca lívida*.

El páramo de altura se desarrolla arriba de la cota de los 4,240 msnm, el tipo predominante es zacatonal alpino de zacate (*Festuca sp.*) (Figura 2.18). Es importante mencionar que, debido a las condiciones climáticas extremas asociado con el factor altitudinal, es posible la presencia de enebro azul (*Juniperus sabinoides montícola*).



Figura 2.18. Una vez superado el límite superior del bosque (4,300 msnm) en la zona de estudio, la vegetación que predomina son los pastizales alpinos de zacate.

Capítulo III. Metodología

En este capítulo se explican los métodos y los materiales utilizados en la investigación. De manera general, se puede dividir en cinco etapas de trabajo: 1) búsqueda bibliográfica y cartográfica, 2) trabajo de campo, 3) trabajo de laboratorio, 4) análisis e integración de la información y 5) resultados (Figura 3.1).

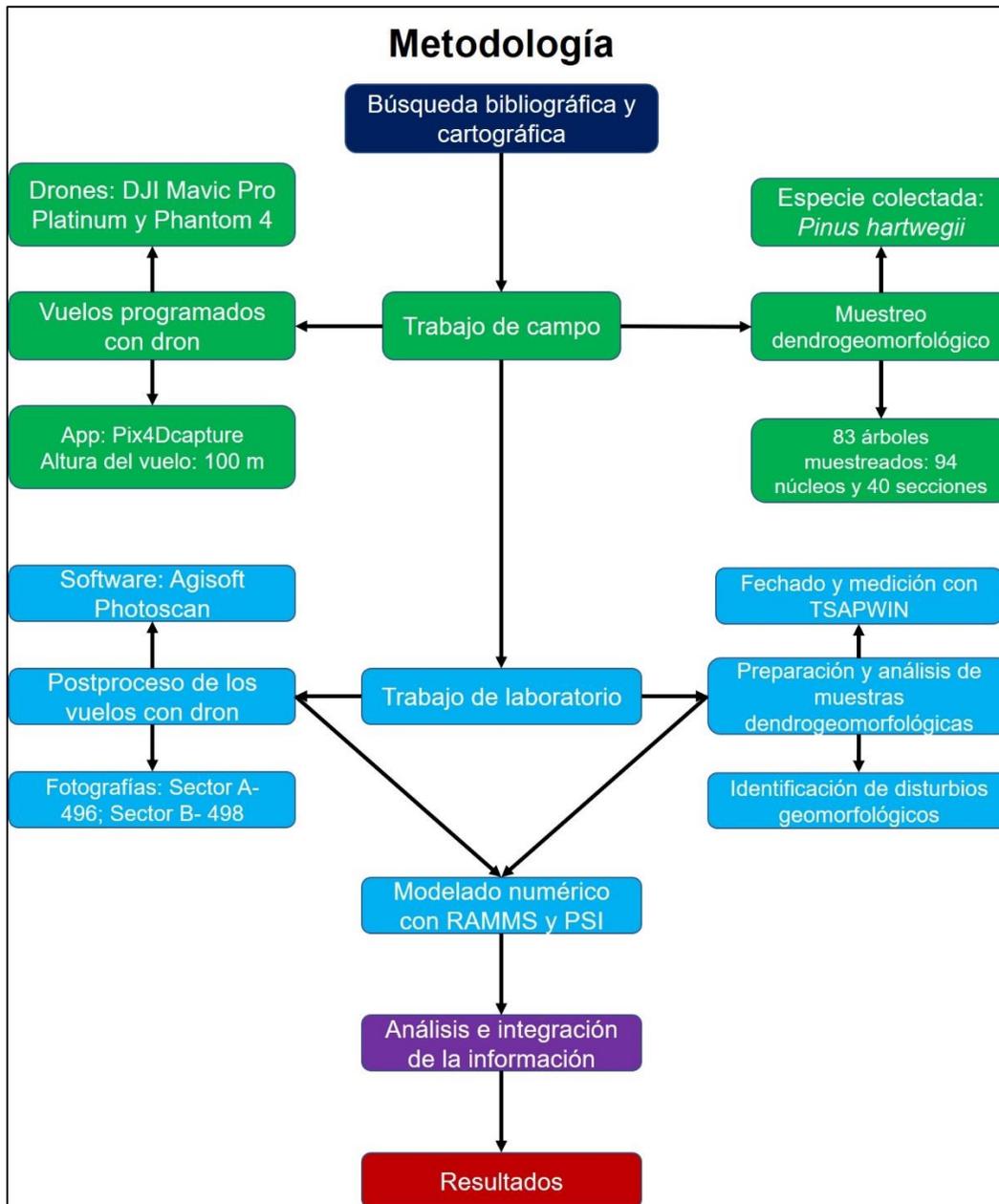


Figura 3.1. Diagrama que muestra las etapas de trabajo llevadas a cabo en esta investigación.

3.1. Búsqueda bibliográfica y cartográfica

Para iniciar la investigación se realizó una búsqueda bibliográfica y cartográfica de aspectos geológicos, geomorfológicos, climáticos, meteorológicos, hidrológicos y biofísicos, con la finalidad de establecer un marco teórico y reconocer las principales dinámicas que modifican el relieve en la zona de estudio. En ese sentido, este primer acercamiento, así como el trabajo de campo, marcaron la pauta para la identificación de procesos laháricos en la barranca Jamapa y determinar su potencial para ser estudiados a partir de métodos dendrogeomorfológicos.

3.2 Trabajo de campo

3.2.1 Fotogrametría con dron

El primer paso en el levantamiento fotogramétrico con dron de la barranca Jamapa consistió en llevar a cabo el plan de vuelo, es decir, generar la ruta sobre la cual el dron comenzará a capturar las fotografías. Para ello fue necesario calcular los parámetros que definen la base de las líneas de vuelo y la distancia que hay entre la cámara fotográfica y la superficie a ser capturada, así como la velocidad que necesita mantener para tomar fotografías con un traslape del 80% de sobreposición lateral y transversal para una reconstrucción óptima de los modelos.

Posteriormente, se evaluó a partir de información topográfica y de Google Earth, que las zonas a ser fotografiadas estuvieran libres de obstáculos, de esta manera se estimó la altura óptima para que el dron pudiera sobrevolar sin problemas; para ambos sectores la altura del vuelo fue de 100 m y la aplicación utilizada en la programación de los vuelos fue Pix4Dcapture.

Para el caso del sector A, el dron que fue utilizado fue un DJI Mavic Pro Platinum (Figura 3.2A), entre sus características destacan su cámara con una resolución de 12.35Mpx efectivos, el formato de sensor de la cámara es de 1/2.3", utiliza los sistemas de posicionamiento por satélite GPS y GLONASS, su velocidad máxima es de 65 km/h (sin viento) y su batería tiene una duración aproximada de 28 minutos (sin viento) (DJI, 2017).

En el sector B, se ocupó un dron de la misma compañía, DJI, pero en este caso el modelo fue un Phantom 4. Sus características en la cámara son la resolución de 12Mpx efectivos, el formato de sensor de la cámara es de 1/2.3", utiliza los sistemas de posicionamiento por satélite GPS y GLONASS, su velocidad máxima es de 72 km/h (sin viento) y su batería tiene una duración aproximada de 28 minutos (sin viento) (DJI, 2016) (Figura 3.2B).

Una vez que se planearon los transectos y ya estando en la zona de trabajo, lo ideal es iniciar el vuelo en un terreno de fácil acceso para el despegue y aterrizaje del dron. Como se trató de vuelos programados, solo se requirió estar en el lugar, verificar que contará con el número adecuado de satélites para posicionarlo y correr el plan automático de captura.

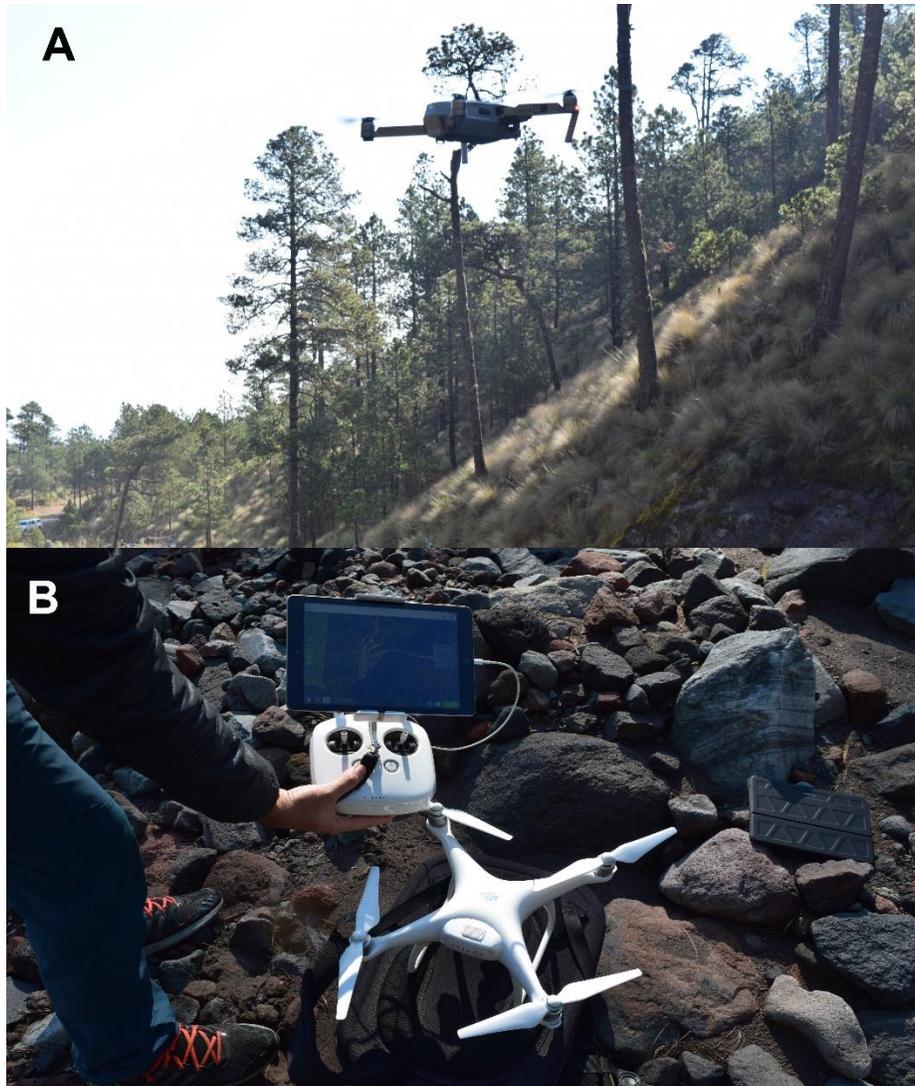


Figura 3.2 En la fotografía A se observa el dron de DJI Mavic Pro Platinum durante el despegue de uno de los vuelos programados. La imagen B, muestra el proyecto del vuelo programado para el dron Phantom 4.

3.2.2 Muestreo dendrogeomorfológico

Para comenzar el muestreo dendrogeomorfológico fue necesario hacer un reconocimiento previo de la zona, con el objetivo de identificar los procesos geomorfológicos que imperan en ella, es decir, se reconocieron las morfologías asociadas al paso de lahares (lóbulos, terrazas, levées, superficies erosivas y acumulativas). Una vez hecho esto, se seleccionaron los individuos que tuvieran evidencia de perturbación geomorfológica como son impactos en el tronco,

sepultamiento de la base, inclinación del árbol, decapitación, o bien, que hubieran muerto durante alguno de los eventos ocurridos (Stoffel y Corona, 2014).

Durante el muestreo es necesario llevar un registro de cada uno de los individuos que son colectados. A cada uno se le asigna una clave de identificación y se describen las características del árbol en un formato, donde se anotan datos como la especie, la posición social, la altura, el diámetro, los tipos de disturbios, aspectos sobre las muestras colectadas y se elabora un croquis que haga evidente la ubicación del árbol en su contexto geomorfológico (Figura 3.3). Finalmente, es necesario tomar la latitud, longitud y altitud de cada uno de los árboles con ayuda de un GPS (*Global Positioning System*, por sus siglas en inglés).

Sitio de estudio: <i>Parícuta, Jalisco</i>		Fecha: <i>12 Diciembre 17</i>	
Número de árbol: <i>1A1-01</i>	Especie: <i>Pithecellobium dulce</i>	Circunferencia (cm): <i>50</i>	Posición social: <input type="checkbox"/> dominante <input checked="" type="checkbox"/> co-dominante <input type="checkbox"/> intermedio <input type="checkbox"/> suprimido
Número de foto: <i>527</i>	Unidad de relieve: <i>En costado del debris flow</i>		
Tipo de disturbio: <input type="checkbox"/> impacto <input type="checkbox"/> raíces expuestas <input type="checkbox"/> decapitado / ramificado <input type="checkbox"/> otro: <i>Ninguno</i>		<input type="checkbox"/> tronco sepultado <input type="checkbox"/> tronco inclinado <input type="checkbox"/> árboles vecinos removidos	
Altura del árbol: <i>14 m</i>	Croquis: 		
Cara muestreada: <i>C D</i>	altura (cm): <i>118 105</i>		
Comentarios: <i>Arbol sobre un depósito de Debris flow (avalancha de arena)</i>			

Figura 3.3. Formato de campo en el cual se describen las características correspondientes al árbol muestreado.

Las muestras fueron extraídas de dos formas, la primera de ellas fue a partir de barrenos tipo *Pressler*, con las que se obtienen núcleos de 5 mm de diámetro. Su extracción es perpendicular al tronco del árbol (90°), en la parte más sana y sólida del tronco (Villanueva, et al. 2004). Para el caso de los análisis dendrogeomorfológicos, se tomó la muestra lo más cercano al suelo y a la cicatriz de impacto para obtener la mayor cantidad de anillos de crecimiento, y que fuera posible fechar el evento que la generó (Figura 3.4).



Figura 3.4. Extracción de un núcleo de *Pinus hartwegii* utilizando un barreno *Pressler*.

Durante la extracción de las muestras se procuró obtener al menos dos núcleos por árbol. Si el individuo presentaba evidencias de disturbio, se tomaba un núcleo en la cara C del tronco (cara del árbol que está orientada en dirección al proceso geomorfológico) y otra en la D (corresponde a la cara opuesta) con la finalidad de poder reconocer con mayor facilidad la presencia de madera de reacción o supresiones. En lo que respecta a las caras A y B (son perpendiculares a las de C y D), su extracción y análisis permite identificar anillos falsos o anillos perdidos (Figura 3.5), además, pueden integrarse como información adicional en el co-fechado (Stoffel y Corona, 2014).

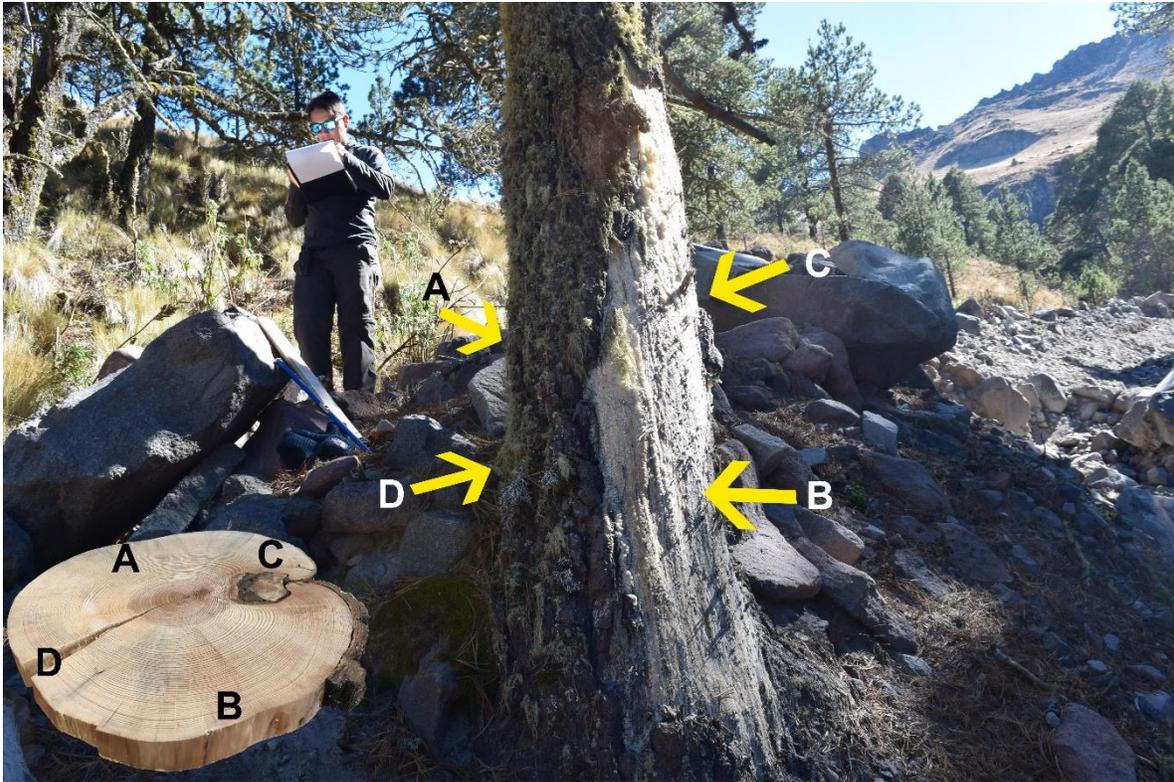


Figura 3.5. Criterio para la asignación de las caras del árbol que presentan disturbios geomorfológicos de acuerdo con Stoffel y Corona (2014).

La segunda manera en la que se obtuvieron las muestras fue haciendo uso de una motosierra eléctrica marca Stihl™, la cual permitió extraer secciones transversales de los árboles que presentaban uno o más disturbios geomorfológicos. La ventaja que presentan estos ejemplares en la identificación de eventos es que, al tener una superficie más amplia para el análisis, las diferentes reacciones que puede presentar la madera ante el impacto de un lahar son más evidentes y, además, se tiene un contexto general del arreglo que presentan los anillos de crecimiento (Figura 3.6). De la misma manera se obtuvieron las rodajas completas de los individuos que fueron encontrados muertos.

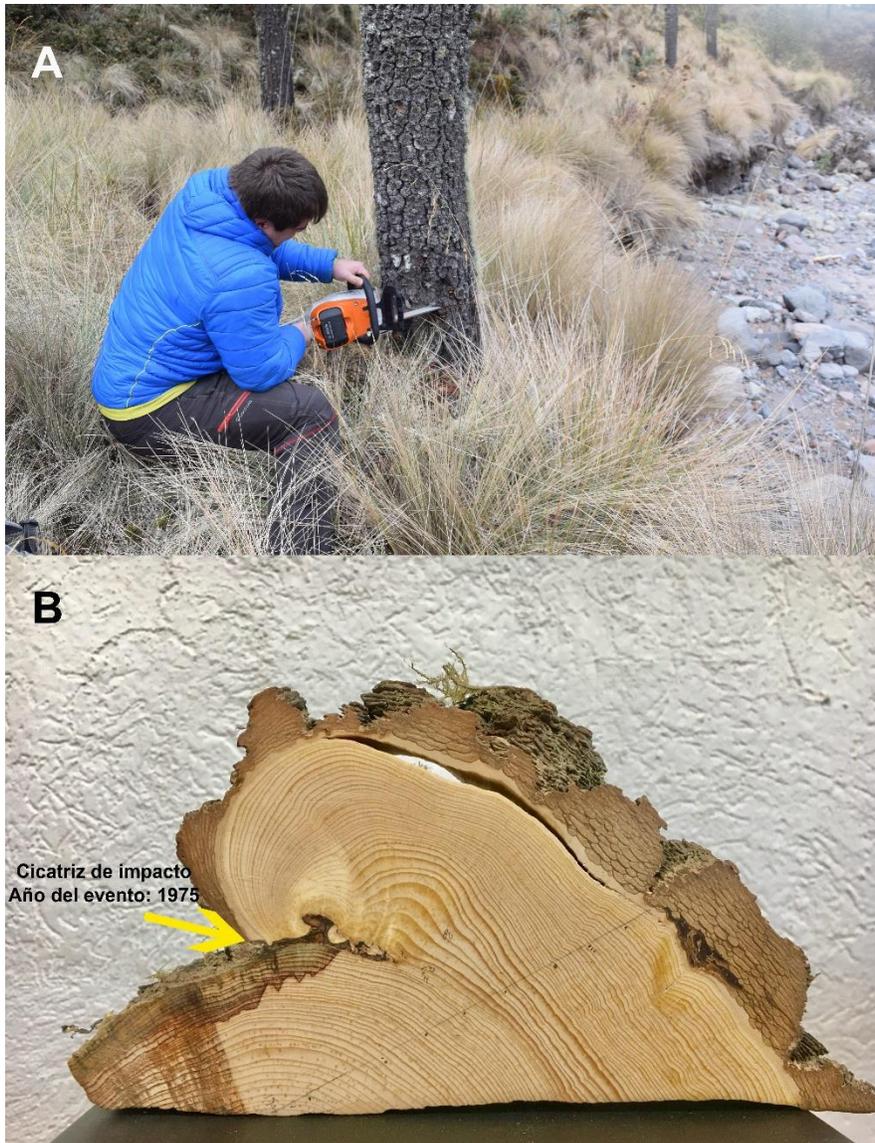


Figura 3.6. En la imagen A se muestra la extracción con motosierra eléctrica de una sección transversal en uno de los árboles que presentaron disturbio geomorfológico. La fotografía B corresponde a un ejemplar de *Pinus hartwegii*, en el cual fue posible identificar el impacto de un lahar ocurrido en el año de 1975.

Para esta investigación se colectaron un total de 83 árboles, de los cuales se obtuvieron 94 núcleos y 40 secciones de la especie *Pinus hartwegii*. Es importante mencionar que el muestreo se dividió en tres rubros: 1) individuos con evidencia de disturbios geomorfológicos; 2) árboles localizados en zonas de relativa estabilidad y sin afectaciones para poder elaborar la cronología de referencia; y 3) árboles

jóvenes (renuevos) que permitieran establecer la edad mínima de algunos depósitos aparentemente recientes (Figura 3.7).

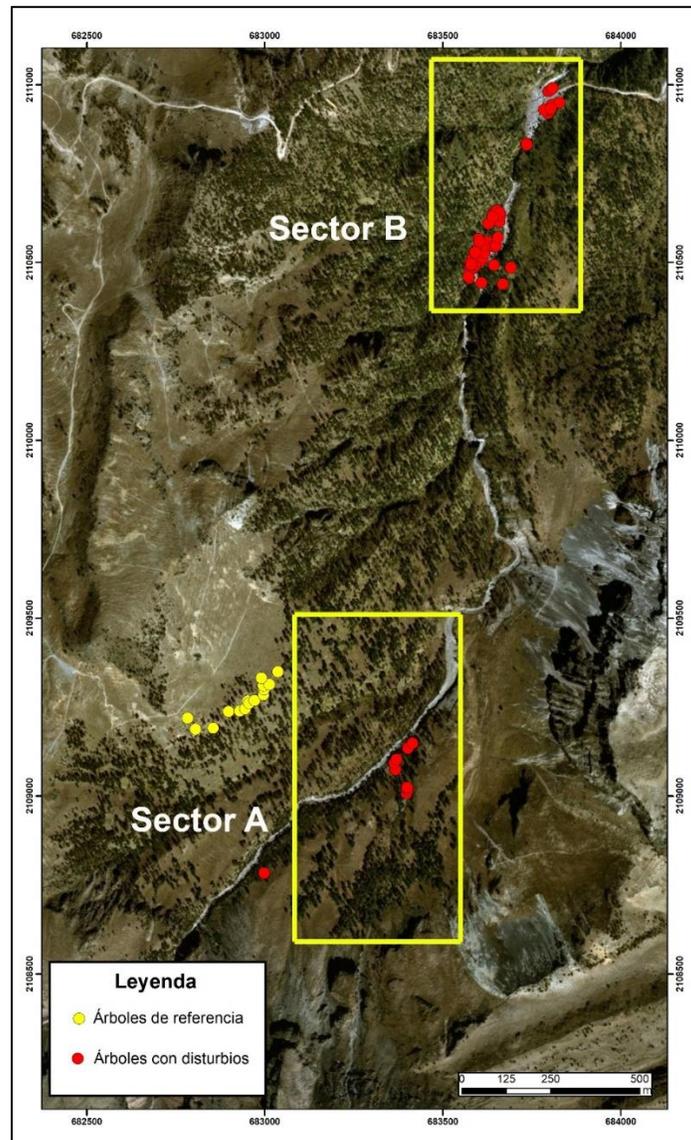


Figura 3.7. Distribución espacial de los árboles muestreados en la barranca Jamapa; los puntos en amarillo corresponden a los individuos utilizados para la construcción de la cronología de referencia y los que están en rojo son aquellos que presentaron algún disturbio geomorfológico.

3.2.3 Toma de datos en campo para los *Paleo Stage Indicators (PSI)*

Durante la colecta de muestras de árboles con evidencia de impactos laháricos, se realizaron dos mediciones en el individuo, una que tiene que ver con la altura

máxima de la cicatriz generada por el fenómeno geomorfológico y la otra con respecto a su posición en el terreno para su correcta georreferenciación. A partir del registro de estos datos fue posible llevar a cabo la metodología usada por Ballesteros-Cánovas et al. (2011 a,b) y Bodoque et al. (2015), la cual consiste en obtener una serie de PSI (que en este caso son las cicatrices de impacto en los árboles) para la calibración de los modelos en la reconstrucción de los volúmenes laháricos.

En la figura 3.8 se muestra cómo se obtuvieron los datos que posteriormente serían ocupados en la calibración de los modelos generados en el software RAMMS, a partir del uso de un Sistema de Información Geográfica (ArcGIS 10.5).

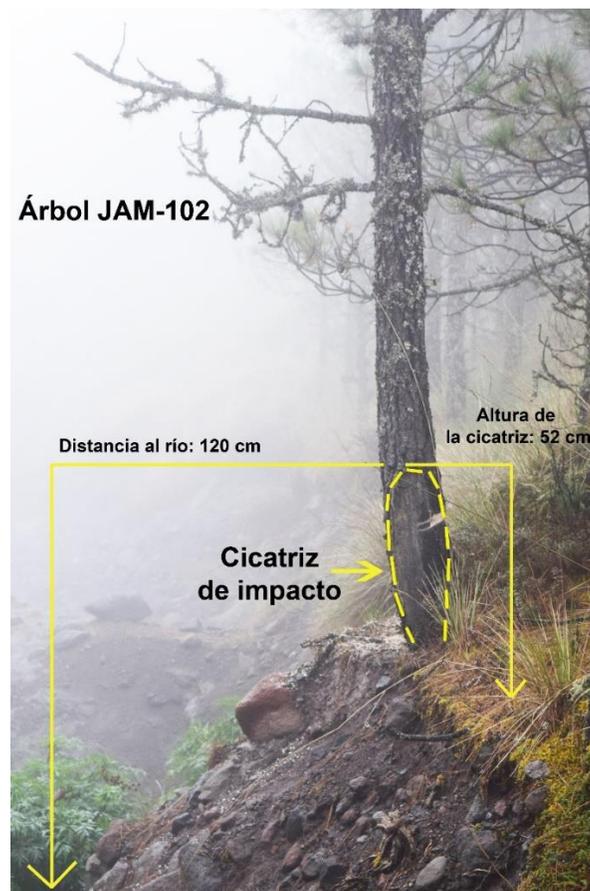


Figura 3.8. En la fotografía se muestra al árbol JAM-102, el cual presenta una cicatriz de impacto debido al paso de un lahar en 2012. Además de la muestra colectada, se midieron los datos correspondientes a la altura de la cicatriz (52 cm) y su posición con respecto al canal de principal (120 cm).

3.3. Trabajo de laboratorio

3.3.1 Postproceso de los vuelos con dron: generación del ortomosaico y del Modelo Digital de Elevaciones (MDE)

Una vez realizados los vuelos con dron en ambos sectores de estudio, el siguiente paso es procesar las imágenes tomadas para la elaboración del ortomosaico y del Modelo Digital de Elevaciones (MDE), los cuales son la base para la elaboración del mapa geomorfológico y la presentación espacial de los resultados.

El software utilizado fue *Agisoft Photoscan* y se siguió el siguiente flujo de trabajo:

1. El primer paso consistió en añadir las fotografías al proyecto, de este paso resulta importante revisar la calidad de las fotos y eliminar aquellas que estén duplicadas. Las imágenes digitales se cargan a través del menú *Workflow* en la opción de *Add photos*. Para el caso del sector A se cargaron un total de 496 y para el sector B, 498.
2. Una vez cargadas las imágenes, el siguiente paso es alinear las fotos y generar la primera nube de puntos dispersa. En este punto el programa estima la posición geográfica de cada fotografía, para ello ofrece la opción de *Accuracy* o precisión del alineado, en este caso se eligió la opción de *High*, ya que considera los valores originales de la imagen. Otro de los pasos importantes es colocar es el de *Key point limit*, el cual indica el valor máximo de puntos característicos en cada imagen que se tomarán en cuenta en el alineado de fotos. Se recomienda poner el valor 0, porque indica al programa que tome el máximo de puntos posibles. Por otro lado, podemos ajustar el *Tie point limit*, que indica el límite superior de puntos emparejados en cada imagen. Un valor adecuado puede ser 4,000. Finalmente, se mantendrá activado el botón *Adaptive camera model fitting*, que en el caso de fotogrametría aérea ayuda a ajustar una serie de parámetros en el alineado de las fotografías (Figura 3.9).

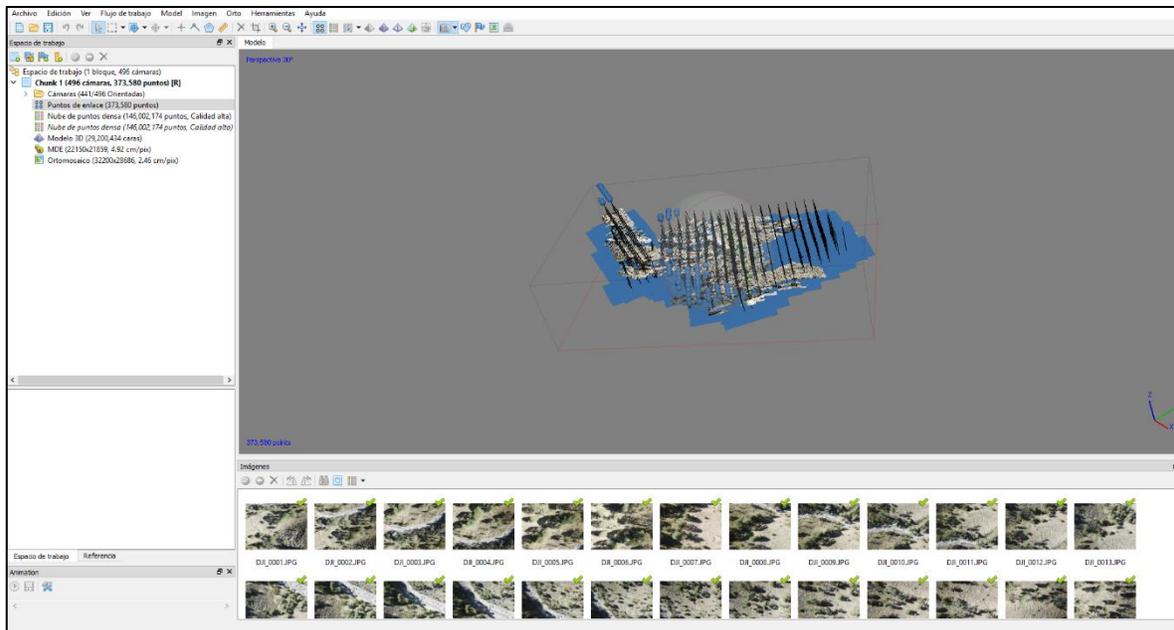


Figura 3.9. Espacio de trabajo del software *Agisoft Photoscan* donde se muestra el alineado y la posición de cada una de las fotografías tomadas con el dron.

3. El siguiente paso es realizar un primer filtrado de la nube de puntos, con el objetivo de eliminar la mayor cantidad de ruido o *outliers* que se pudieron haber generado. Se deben eliminar aquellos puntos que estén por debajo o muy por encima del terreno. De igual forma, en este proceso se puede recortar o reducir el espacio a únicamente la zona de interés.
4. Una vez que se alinearon las fotografías y se generó la primera nube de puntos dispersa, se procede a generar la nube de puntos densa a través de la siguiente ruta *Workflow-Build Dense Cloud*. En el menú se debe elegir la calidad del proceso, para este caso se eligió *High*. En opciones avanzadas, se definió el parámetro de *Depth filtering* que define el modo de obtener la profundidad del modelo, eliminando los *outliers*. También se eligió el algoritmo de *Mild* que funciona como filtro de suavizado y ayuda a no considerar punto asociados a la vegetación (Figura 3.10).

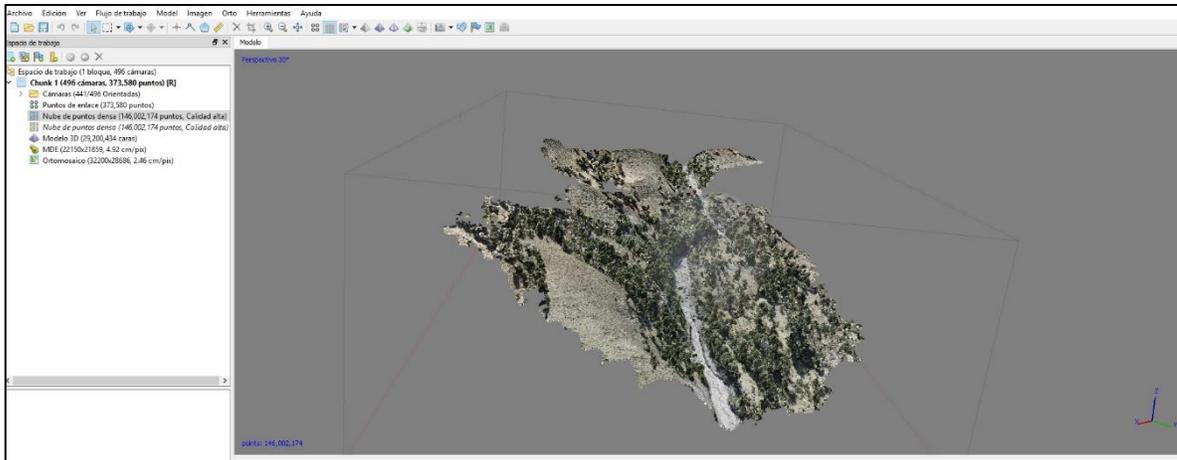


Figura 3.10. Nube de puntos densa creada a partir de las coincidencias en valores obtenidos de las fotografías.

5. Ya que la nube de puntos densa fue creada es necesario hacer una clasificación de puntos para obtener el modelo digital del terreno y poder normalizar los valores de la nube y calcular variables como la altura del arbolado. En este caso el software nos presenta un muy buen algoritmo para detectar puntos de suelo y ruido bajo. Para ello desde el menú *tools* accederemos a *Classify Ground Points*. Se clasificó desde *Any class* y los parámetros aplicados fueron *Max angle* igual a 12, *Max distance* igual a 0.3 y *Cell size* igual a 3. Es importante mencionar que los ajustes de estos parámetros están en función al tipo de terreno.
6. Para construir la Malla del MDE seguimos la ruta de *Workflow-Build Mesh* en las opciones generales como *Surface type* se eligió *Height field*. Esta opción es la recomendada para superficies planas y por tanto fotogrametría aérea. Como *Source data* se escogió la nube de puntos densa y como *face count* la opción de *high*. En opciones avanzadas como método de *Interpolation* se seleccionó *Enabled* y finalmente como *point classes* las opciones de *ground* y *created*. Una vez generado el resultado de este paso es necesario volver a revisar la nube y verificar que no se hayan generado nuevos *outliers* o malformaciones en la imagen, de ser así es necesario eliminar o reclasificar los valores.

7. También es necesario realizar un suavizado del MDE a través de una ventana de 3X3, con la finalidad de homogeneizar la superficie y dar al modelo un aspecto más suave y sin aristas. La ruta es *tools-mesh-smooth mesh*.
8. Para poder exportar el MDE se tiene que seguir la ruta *Workflow-Build DEM*, en este rubro se coloca el sistema de referencia, la resolución del modelo (para ambos sectores fue de 3 cm) y se ajustan los siguientes parámetros: el programa sugiere la construcción del MDE, a partir de la nube de puntos densa. Sin embargo, se eligió la opción de *mesh* debido a las características que presenta la zona de estudio y así obtener un modelo suavizado. En la opción de *point classes* es necesario elegir *ground* y *created*. Una vez realizado este procedimiento se puede pasar a la exportación del MDE (Figura 3.11).

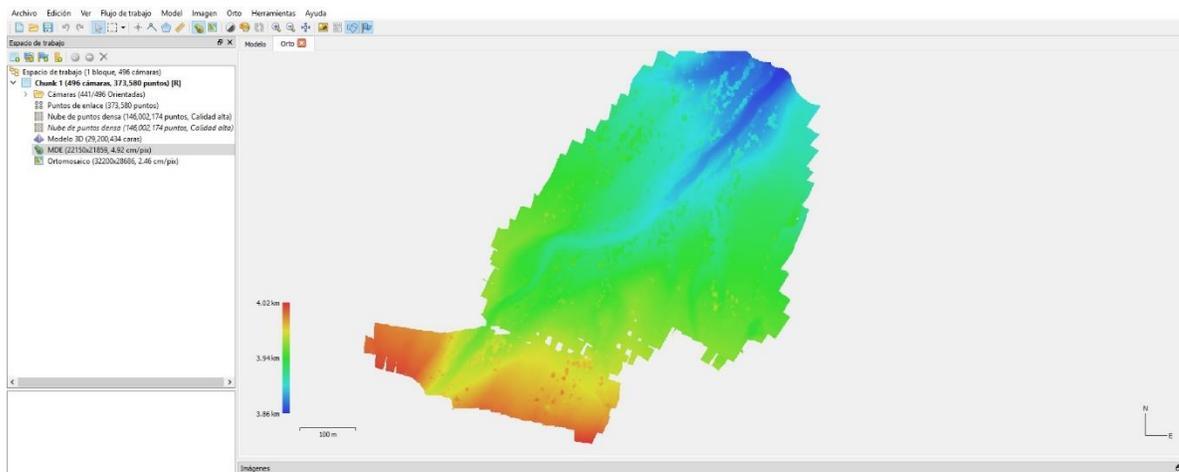


Figura 3.11. Resultado del Modelo Digital de Elevación.

9. En la construcción del ortomosaico es necesario seguir la ruta de *Workflow-Build Orthomosaic*, en la ventana correspondiente se indicó la proyección geográfica, la resolución (3X3 cm para ambos sectores), la repetición de los parámetros ocupados en la generación del MDE y en la opción de *Blending mode* se eligió *Mosaic*. Finalmente se exporta y se elige el tipo de salida que tendrá (Figura 3.12).



Figura 3.12. Fotomosaico creado a partir de la unión de las fotografías aéreas digitales tomadas con el dron.

3.3.2 Mapeo geomorfológico

Para esta investigación se elaboraron dos mapas geomorfológicos correspondientes a los sectores a analizar en la barranca Jamapa. La cartografía de la zona A, ubicada en la porción alta del área de estudio, fue hecha a escala 1: 2,500, mientras que la denominada como sector B, localizada en la porción media del valle, presenta una escala 1: 1,570. Ambos documentos fueron realizados a partir de la interpretación de los ortomosaicos y los Modelos Digitales de Elevación (MDE) obtenidos de los vuelos con dron, así como de las corroboraciones en campo.

Las formas de relieve identificadas fueron diferenciadas a partir de polígonos, líneas y puntos, según fuera el caso. Cada una de ellas se clasificó de acuerdo con los criterios morfogenéticos de Simonov (1985) y adaptados en los contextos mexicanos por Lugo-Hubp (1988). Para su representación se usó el software ArcGis 10.5 (Esri, 2016) y en la edición final de la cartografía se utilizó Photoshop SC3 (Adobe, 2007).

3.3.3 Preparación y análisis de muestras dendrogeomorfológicas

Una vez colectadas los núcleos en campo es necesario su montaje sobre una base de madera con ayuda de pegamento blanco y cinta adhesiva. Cada muestra fue rotulada con la clave asignada, la fecha de recolección, el sitio de muestreo y la especie del árbol. Es importante mencionar que este procedimiento debe ser casi inmediato a la obtención de las muestras, ya que al perder humedad tienden a torcerse, lo cual provoca dificultades al momento del fechado (Figura 3.13).



Figura 3.13. Insumos ocupados durante el montaje de los núcleos recolectados en campo.

Una vez que las muestras se encuentran secas (núcleos, secciones y rodajas), el siguiente paso es pulirlas con ayuda de una lijadora mecánica (Figura 3.14) y de manera manual, haciendo uso de lijas con diferente grosor (desde 60 hasta 1000, es decir, de las más gruesas a las más finas), con la finalidad de obtener una mejor visión de los anillos de crecimiento a simple vista y al microscopio (Stokes and Smiley, 1968).



Figura 3.14. Lijadora mecánica en la cual se pulen las muestras, tanto núcleos como secciones. En este proceso son ocupadas lijas que van de 60 a 120 de grosor.

Posteriormente, se preficharon las muestras con ayuda del microscopio, donde cada anillo fue contado y se colocaron una serie de marcas cada 10 (un punto), 50 (dos puntos) y 100 años (tres puntos) (Figura 3.15). Es importante mencionar que, en la mayoría de las muestras colectadas se sabía cuál era el último anillo formado, por tal motivo, el conteo se iniciaba de la corteza al centro; para el caso de ejemplares muertos el conteo se hacía a la inversa y se comparaba con otras para asignar el año de formación del último anillo (Stokes and Smiley, 1968).



Figura 3.15. Ejemplo de 4 núcleos prefechados a los cuales se colocaron las marcas pertinentes. En rojo se indican los tres puntos, en azul dos y en amarillo uno, que corresponden a periodos de 100, 50 y 10 años, respectivamente.

Una vez que se realizó el prefchado se elaboraron esqueletos (*skeleton plot*) para cada una de las muestras (Figura 3.16), con la finalidad de distinguir el patrón de crecimiento en la zona y facilitar el co-fechado (*crossdating*) que fue ocupado en la construcción de la cronología de referencia (Stokes and Smiley, 1968).



Figura 3.16. Ejemplo de la construcción de un esqueleto dendrocronológico. En el papel milimétrico solo se indican los años con anillos estrechos a partir de líneas, en función de lo estrecho será el largo de la línea.

El siguiente paso consistió en el fechado y la medición de las muestras utilizando un microscopio, una estación Velmex (Robinson and Evans, 1980) y el programa TSAPWIN (Rinn, 2003) (Figura 3.17). De esta manera se obtuvo el ancho preciso de cada anillo para poder generar el archivo tipo Tucson (.rwf), el cual es ocupado en el programa COFECHA (Holmes, 1983), dando validez al co-fechado y a la cronología de referencia. De igual forma, la comparación entre anillos de crecimiento permitió identificar y separar las muestras que presentaban anomalías por procesos geomorfológicos de aquellas que solo registraban cambios asociados al clima, antrópicos o biológicos.

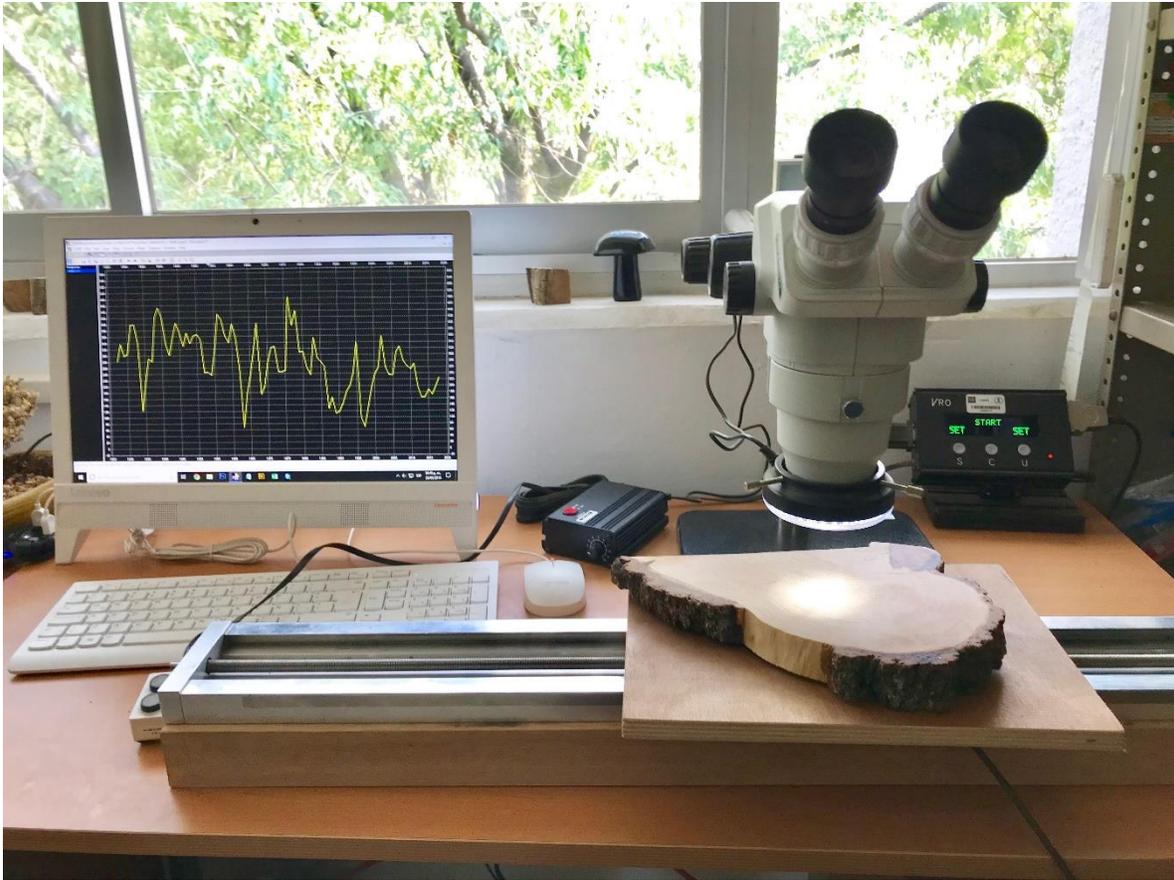


Figura 3.17. Estación de trabajo dendrocronológico conformado por un microscopio estereoscópico conectado a una platina de fase deslizable, micrómetro y la computadora con el programa TSAPWIN (Rinn, 2003).

Finalmente, se identificaron y se generó la tabla de disturbios geomorfológicos, de acuerdo con los parámetros de Stoffel y Corona (2014) quienes los agrupan de acuerdo con la intensidad y el tipo de reacción que presentó el árbol (Figura 3.18).

Intensidad de disturbios	
1	Débil TRD, Moderada RC
2	Fuerte RC, débil MC, débil CS
3	Moderada MC, CS
4	Moderado TRD y TC. Fuerte MC, CS, Cex
5	I y fuerte TRD

Tipos de disturbios	
I	Impacto
Cex	Crecimiento excéntrico
TRD	Filas tangenciales de ductos de resina traumáticos
MC	Madera de compresión
CS	Crecimiento suprimido
RC	realce en crecimiento
TC	Tejido calloso

Figura 3.18. Ejemplo de la intensidad de los disturbios dividido en cinco valores de acuerdo con Stoffel y Corona (2014), donde el 1 es el más débil y el 5 el más fuerte, en este último rubro se agrupan las reacciones como cicatrices de impacto y una presencia marcada de ductos de resina traumáticos. De igual forma, se muestran los tipos de disturbios más comunes que sufren los árboles producto de un proceso geomorfológico.

3.3.4 RAMMS y reconstrucción de volúmenes

La modelación de los flujos laháricos a partir del programa RAMMS (WSL, Christen et al., 2010; Bühler et al., 2011; Fischer et al., 2012) y su posterior reconstrucción volumétrica solo se realizó en el sector B de la barranca Jamapa, ya que presentaba mejores condiciones en cuanto al detalle del MDE y la disposición de los árboles impactados que funcionaron como *PSI*, los cuales fueron utilizados para calibrar y validar los modelos generados.

En ese sentido, es importante mencionar que solo se reconstruyeron aquellos eventos que presentaban una buena de población de individuos con evidencia de procesos geomorfológicos, los cuales corresponden a los ocurridos en los años de 1931 (3 árboles), 1960 (4 árboles), 1968 (2 árboles), 1975 (13 árboles), 1999 (2 árboles), 2012 (19 árboles), 2014 (3 árboles), y 2016 (3 árboles).

Los insumos que necesita el programa RAMMS son un MDE con buena definición en formato ASCII, para este caso se utilizó uno con 1 m de resolución. Además,

deben ser definidos algunos parámetros de entrada como son el volumen inicial, la fricción de Coulomb (μ) y la fricción turbulenta (ξ).

La asignación y calibración de los valores de fricción fueron realizadas a partir de los eventos laháricos reportados en otros volcanes de México, como los ocurridos en el Popocatepetl (Caballero y Capra, 2014; Caballero et al., 2017) y en el volcán de Colima (Capra et al., 2010; Martínez-Valdés, 2019), así como las observaciones llevadas a cabo durante el trabajo de campo. De tal manera que los valores que mejor se ajustan a la realidad de los flujos son: μ -0.15 y ξ -400 m/s². Además, en ambos casos se aumentó y se disminuyó un 25% cada cifra para determinar cuál era el coeficiente que más cambios generaba en el modelado de los flujos (para este caso el valor más sensible fue μ y poder discernir cuales eran los rangos apropiados para modelar.

En lo que respecta a la descarga de entrada para cada uno de los eventos, se agregaron en RAMMS distintos hidrogramas con caudales que iban desde los 25 m³/s hasta los 500 m³/s, el pico de la descarga se colocó a los 60 segundos y se modelaron 2000 segundos. La densidad que se consideró para los flujos fue de 1400 g/m³. El valor de descarga se definió a partir del promedio de las desviaciones estándar de las diferencias obtenidas entre los valores de entrada y los descortezados. Una vez conseguidos esos resultados, se aplicó una regresión lineal sobre ellos y se identificó el valor de entrada con mayor ajuste.

Una vez definidos los parámetros y llevado a cabo cada uno de los modelos, el siguiente paso consistió en comparar los datos obtenidos en RAMMS con cada una de las alturas de los descortezados (*PSI*). Para ello, se realizó la resta de ambas variables en cada árbol y a partir del promedio de la desviación de dicha diferencia se eligieron los caudales de entrada que más se acercaran al cero de la regresión lineal efectuada.

3.4 Análisis e integración de la información

Una vez concluido el análisis dendrocronológico, el siguiente paso es correlacionar los resultados con datos de precipitación y fenómenos hidrometeorológicos para poder establecer un vínculo entre el emplazamiento de lahares y la ocurrencia de lluvias extraordinarias. Es importante mencionar que para esta investigación también se contemplaron periodos marcados de pérdida de masa glaciaria en el volcán, ya que se consideró que el aporte de agua y detritos de esta superficie influye en la formación de los flujos de escombros.

A partir de las metodologías descritas en este apartado se obtuvieron una serie de resultados, los cuales se integraron y se analizaron de forma conjunta, lo cual permitió la reconstrucción de los eventos laháricos en la barranca Jamapa. Esta información será descrita a detalle en el siguiente capítulo.

Capítulo IV. Resultados

4.1 Geomorfología

En este apartado se muestran los mapas geomorfológicos de los dos sectores analizados en la barranca Jamapa, donde se clasificó el relieve de acuerdo con su génesis endógena y exógena (A: Esc. 1:2,500 y B: 1:1,570) (Figura 4.4, 4.9 y Documentos Anexos para versión en tamaño original). En este sentido, se hacen evidentes los diferentes procesos que dan origen a cada una de las estructuras, así como su distribución y arreglo.

Para ambos casos, la cartografía geomorfológica permitió diferenciar los depósitos piroclásticos y flujos de lava que se han emplazado a lo largo de la historia eruptiva del volcán Pico de Orizaba y que configuran la morfología de la barranca Jamapa. De igual forma es posible reconocer la intensa dinámica exógena en la zona, la cual ha modelado las estructuras antes mencionadas y ha creado nuevas formas de relieve como son las secuencias de depósitos laháricos.

El mapa geomorfológico se considera un inventario de formas de relieve y procesos modeladores, de tal manera que ambos sectores de la barranca Jamapa serán explicados a partir de la leyenda que ordena y clasifica de forma jerárquica cada estructura identificada.

Geomorfología del sector A de la barranca Jamapa

I. Relieve endógeno

1. Volcánico acumulativo

De manera particular y como se revisó en el capítulo II de esta investigación, el volcán Pico de Orizaba ha presentado actividad efusiva y explosiva a lo largo de sus diferentes periodos eruptivos, mismos que han configurado el edificio actual y sus alrededores, a partir de la emisión de extensos flujos de lava y por la actividad

explosiva que ha generado grandes volúmenes de material piroclástico, los cuales son posibles de observar en los diferentes flancos de la estructura volcánica.

1.1 Ladera volcánica Dacita Espolón de Oro

Esta unidad se caracteriza por ser una secuencia de flujos de lava dacíticos asociados al periodo eruptivo del edificio volcánico Espolón de Oro y fueron datados en 0.21 Ma (Carrasco-Núñez, 2000). Dentro de la zona de estudio, se ubica al NE cubriendo un área reducida dentro de la cartografía elaborada, no obstante, es importante resaltar que la ladera mantiene inclinaciones superiores a los 35°, se encuentra mantecada por material volcánico de caída y funge como límite geomorfológico de la barranca Jamapa (Figura 4.1). Además, cabe señalar que la superficie se encuentra protegida por la vegetación de alta montaña (pastizal y bosque de pino), sin embargo, es posible observar procesos erosivos en la estructura, representados por el desarrollo incipiente de ríos.

1.2 Rampa piroclástica

Producto de las intensas explosiones que ha presentado el volcán Pico de Orizaba a lo largo de su historia eruptiva, se han generado múltiples depósitos piroclásticos que han rellenado y mantecado las laderas de los valles que rodean al edificio. Ejemplo de ello, son los materiales que se emplazan al interior de la barranca Jamapa, que han cubierto relieves preexistentes, suavizando la superficie a manera de rampa con una inclinación baja (3°-6°) y con relativa estabilidad (Figura 4.1).

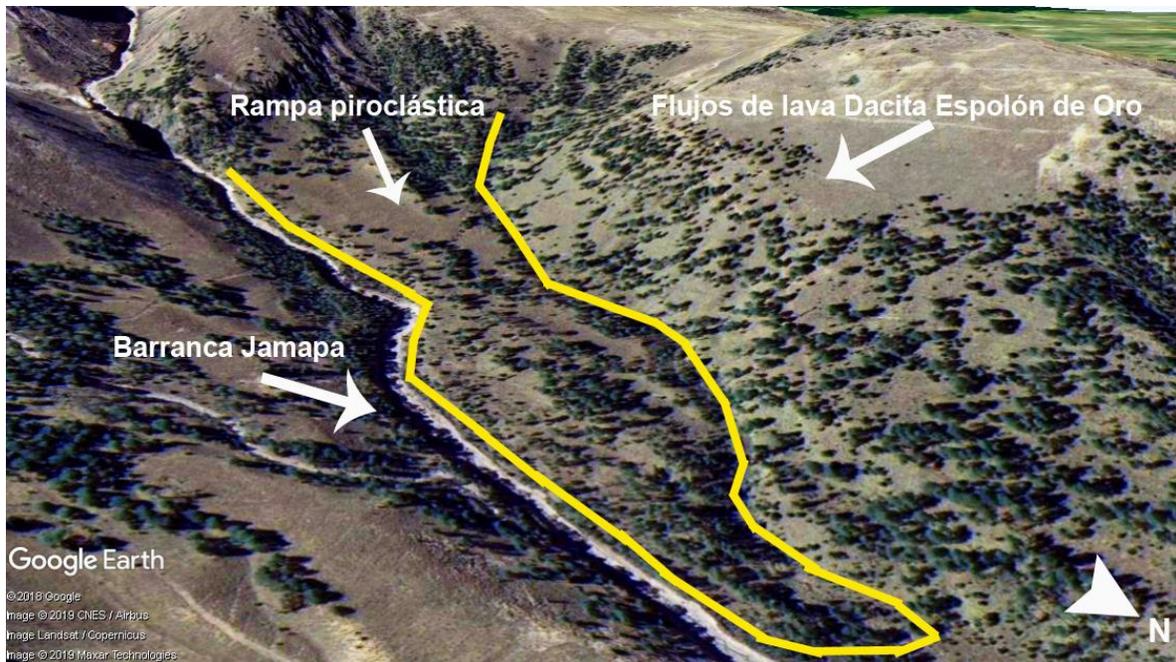


Figura 4.1. La imagen satelital muestra la disposición de los flujos de lava asociados al periodo del Espolón de Oro y la rampa piroclástica en el interior de la barranca Jamapa, las pendientes son suaves, a manera de lomeríos y con poco desarrollo de ríos (Imagen modificada de Google Earth®, 2018).

1.3 Lóbulos piroclásticos

Estas formas de relieve también tienen su origen en el desarrollo y avance de flujos piroclásticos, sin embargo, a diferencia de las rampas, en estas estructuras es posible identificar límites entre ellas y su disposición es a manera de lóbulos, la pendiente es homogénea (3° - 10°) y el desarrollo de ríos ocurre en el contacto entre cada una de las estructuras. En la zona de estudio se ubican en la ladera E-SE de la barranca Jamapa (Figura 4.2).

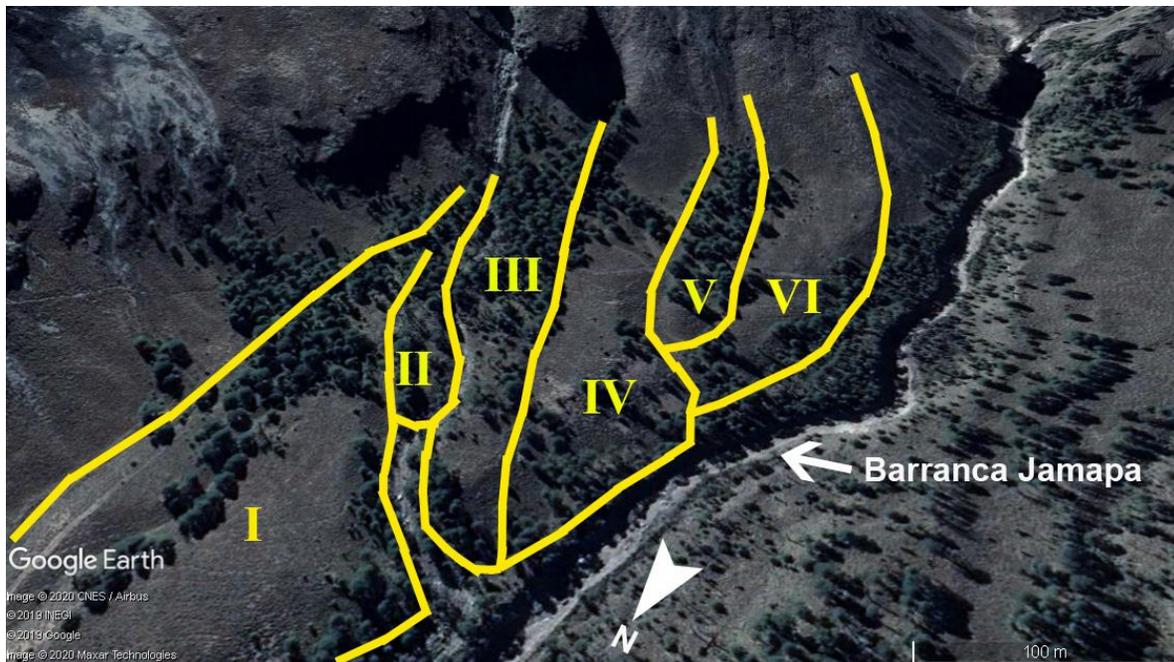


Figura 4.2. Distribución de los seis lóbulos piroclásticos identificados en la ladera E-SE del sector A de la barranca Jamapa. Cada una de las formas de relieve presenta límites claros sobre los cuales se desarrollan cauces intermitentes que aprovechan las intersecciones geomorfológicas para surcar el cauce (Imagen modificada de Google Earth®, 2018).

II. Relieve exógeno

2. Hidrovolcánico

2.1 Terrazas laháricas

A partir de las visitas a las zonas de estudio, de la interpretación geomorfológica de la ortofotografía y del modelo digital de elevación, fue posible distinguir un total de siete terrazas laháricas, no obstante, es importante mencionar que no se encuentran distribuidas en ambos sectores, es decir, en el sector A solo es posible identificar tres de las siete mientras que en el B si fue posible cartografiar todas. Cada una de ellas fue definida según su posición altitudinal relativa, la presencia de árboles que permitiera su datación, así como el arreglo y tamaño de los materiales que las constituyen.

Tomando en cuenta la explicación anterior, en el sector A fue posible reconocer las terrazas denominadas como 4, 5 y los depósitos laháricos recientes, mismas que son equivalentes en el sector B. Esta asociación directa se realizó a partir de tres

procedimientos: el primero consistió en el fechado de las formas de relieve a partir de métodos dendrogeomorfológicos, el segundo tiene que ver con el análisis de la posición altitudinal relativa y el tercero se efectuó a partir de la observación de los materiales que constituyen a los lahares identificados.

De tal manera que, la terraza 4 corresponde con el evento fechado en 2012 y los depósitos subsecuentes que se caracterizan por ser de menores dimensiones en cuanto área y espesor corresponden a la terraza 5. Finalmente, los depósitos laháricos recientes rellenan el canal principal y los secundarios de la misma forma en ambas áreas de estudio (Figura 4.3).

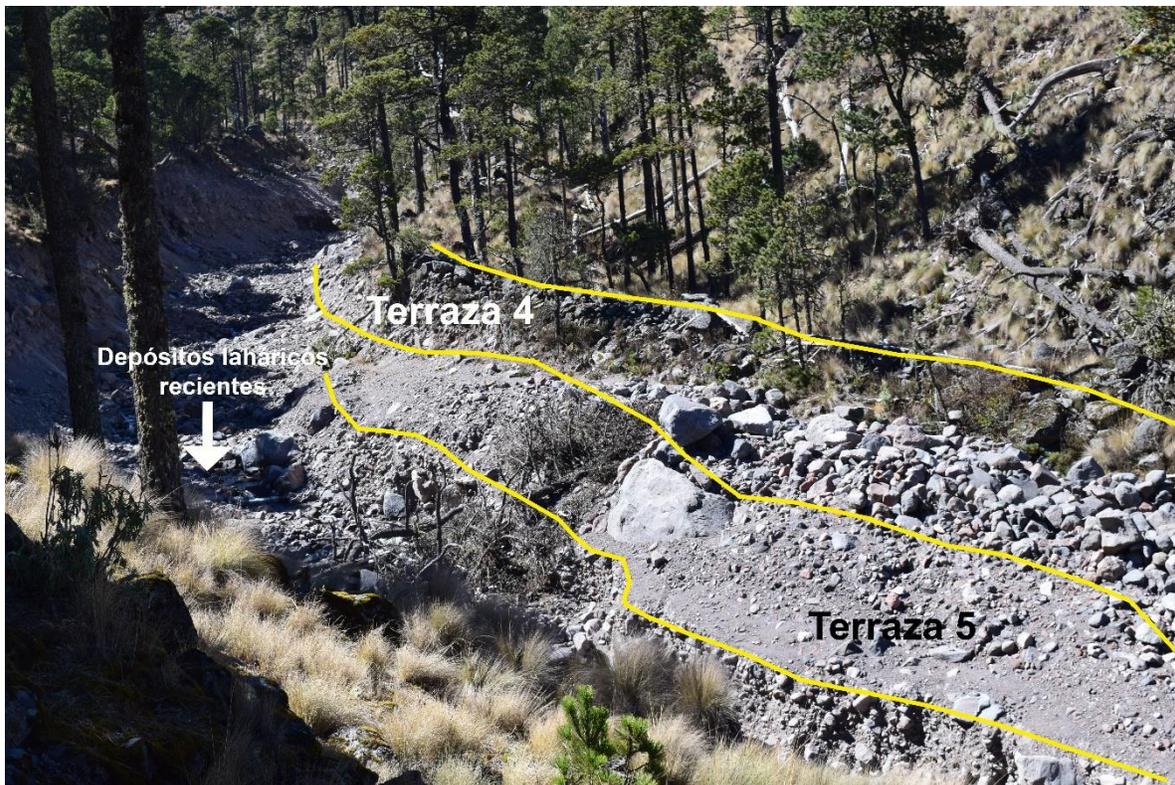


Figura 4.3 Arreglo y distribución de las terrazas 4, 5 y los depósitos laháricos recientes identificados en el sector A de la barranca Jamapa.

3. Erosivo fluvial

3.1 Cauce activo

Esta forma de relieve corresponde al canal principal, el cual discurre de manera permanente, es decir, no depende de las lluvias estacionales. Para este caso, el río Jamapa presenta un flujo constante debido a que es alimentado por el deshielo glaciar en su cabecera. La amplitud del cauce oscila entre los 2 m y los 5 m, mientras que su calado promedio a lo largo del año es de 50 cm.

3.2 Cauce intermitente

En el sector A fueron identificados principalmente entre contactos de formas de relieve y en superficies piroclásticas de baja resistencia a la erosión.

Símbolos complementarios

Escarpes

Corresponden a elementos lineales del relieve que representan cambios abruptos en la inclinación de las laderas. Estos elementos, están asociados en su mayoría con estructuras de origen exógeno como son los límites entre depósitos laháricos y en menor medida a endógenos representados por escarpes de lava.

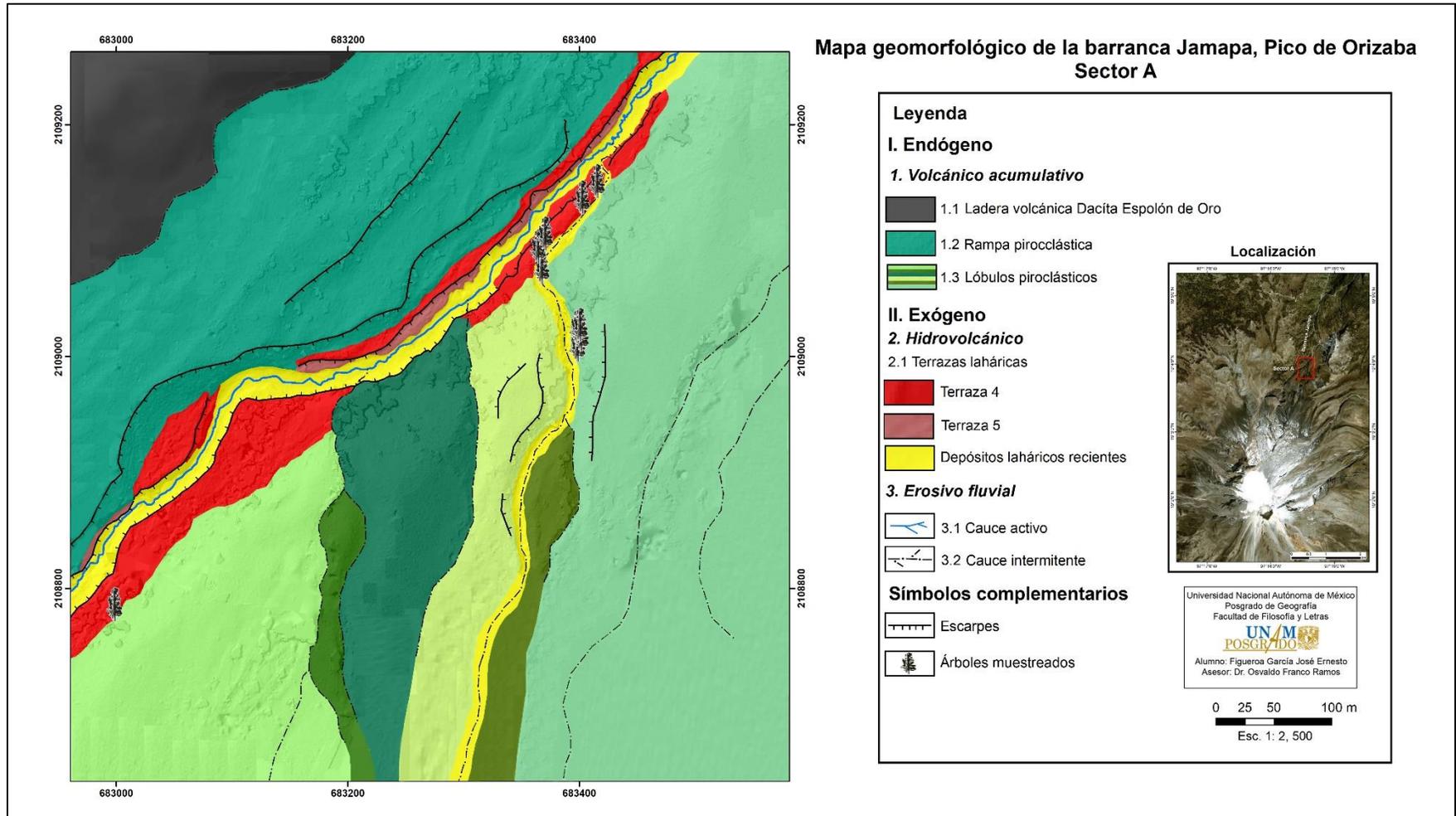


Figura 4.4. Mapa geomorfológico del sector A de la barranca Jamapa, Pico de Orizaba

I. Relieve endógeno

1. Volcánico acumulativo

1.1 Ladera volcánica Andesita/Dacita Jamapa

Los flujos de lava Andesita/Dacita Jamapa están asociados al periodo Torrecillas y fueron datados en 0.34 Ma (Carrasco-Núñez, 2000). Se caracterizan por ser coladas masivas de gran espesor, en la zona de estudio se disponen en los flancos NE y O con pendientes mayores a los 35°, con un nulo desarrollo de cauces debido a la resistencia de los materiales y a la presencia de pastizales y bosque que le confieren relativa estabilidad a la superficie. No obstante, durante las visitas realizadas al área de trabajo fue posible observar grandes bloques en las laderas, lo que permite suponer que existen procesos de caída de rocas en estos flancos. Por último, es importante mencionar que estos flujos se encuentran cubiertos por depósitos de caída y piroclásticos (Figura 4.5).

1.2 Ladera piroclástica

En la zona de estudio aflora un depósito de flujo piroclástico en ambos lados del valle, que, por su poco espesor y su morfología con pendientes que oscilan entre los 10° y 20°. Estos materiales cubren parcialmente a las lavas Andesita/Dacita Jamapa y, además, muestran evidencia de su baja resistencia a la erosión al presentar el desarrollo de cauces intermitentes y superficies de desprendimiento en las márgenes cercanas al canal principal (Figura 4.5). De tal manera que, los procesos geomorfológicos que predominan en esta superficie son los erosivos asociados con el constante modelado que produce el agua en la estructura.

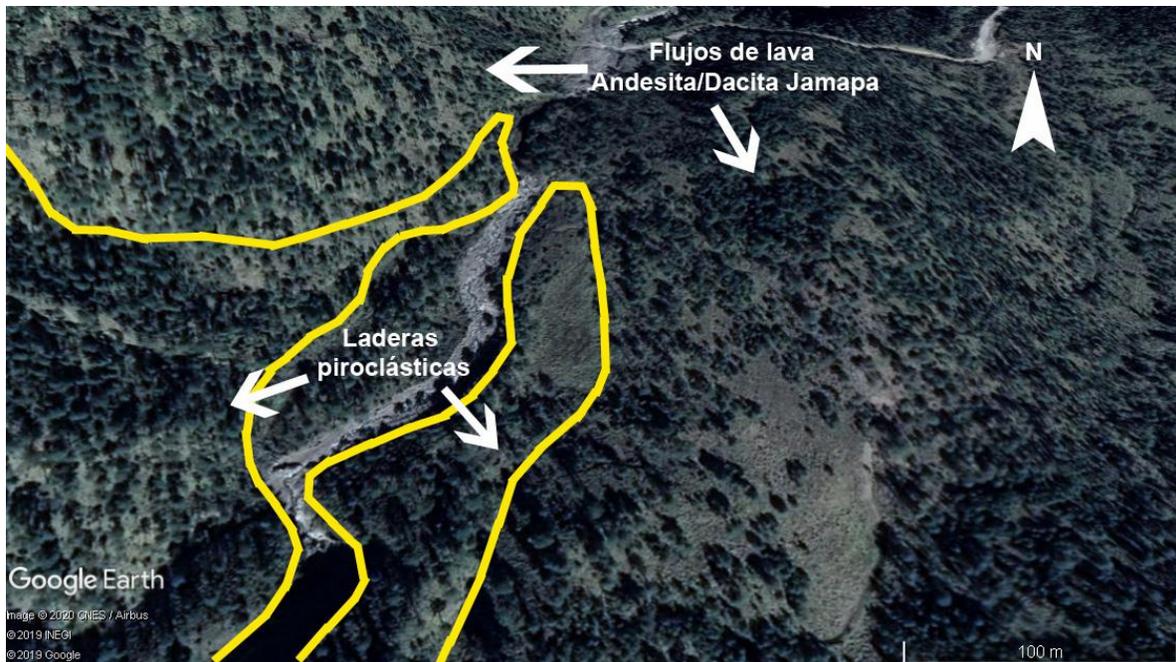


Figura 4.5. En la imagen satelital se distingue con línea amarilla las laderas piroclásticas que cubren a los flujos de lava denominados como Jamapa, sobre ambas unidades se encuentra el cauce del río Jamapa en este sector (Imagen modificada de Google Earth®, 2018).

II. Relieve exógeno

2. Hidrovolcánico

2.1 Terrazas laháricas

Para el caso del sector B fue posible reconocer la secuencia completa de las 7 terrazas, donde la número 1 corresponde al depósito lahárico de mayor antigüedad y los depósitos laháricos recientes son el nivel de menos edad (Figura 4.6).

La terraza 1 se ubica en la porción sursuroeste del sector B, es un solo depósito que se caracteriza por ser el más antiguo, con mayor posición altitudinal relativa y más estabilidad. Este hecho se ve reflejado en el importante desarrollo de pastizales y la presencia de árboles longevos. Su superficie es irregular, en algunos puntos es posible observar bloques de hasta 1 m de diámetro y el depósito en su mayoría está conformado por una matriz arenosa. Sus límites están bien definidos, no obstante, en sus porciones de menor altura está cubierta por los depósitos subsecuentes.

La terraza 2 se identificó en dos puntos del sector B, al norte y al sur, se caracteriza por presentar una superficie casi horizontal, se encuentra bien definida y cubierta en su totalidad de vegetación, no obstante, por su cercanía al canal principal está parcialmente sepultada por materiales de lahares recientes. Sus depósitos no presentan una gradación definida.

Para el caso de la terraza 3, esta se ubica al norte del sector, cercana al camino de terracería. Es de poca superficie dentro del mapa debido a que se encuentra sepultada casi en su totalidad por otros depósitos laháricos, por lo tanto, no se puede establecer si se encontraba bien definida. Lo que aflora de su superficie es horizontal con una considerable presencia de vegetación, lo que denota su estabilidad antes de ser sepultada.

La terraza 4 es el depósito con mayor distribución en el sector B, su principal característica es que fue posible determinar su año de formación a partir de los árboles que fueron sepultados, de tal manera, que el lahar que le dio origen es el ocurrido en 2012. Otro elemento por destacar es su constitución, ya que se conforma de grandes bloques (algunos mayores a 1 m) de color grisáceo sobrepuestos unos con otros y sin una matriz aparente.

La terraza 5 se localiza al sur de la zona de estudio y es de dimensiones reducidas con respecto a las demás superficies. Se ubica justo por debajo de los depósitos de la terraza 4, tal y como ocurre en el sector A. Se encuentra bien definida, compuesta en su mayoría por arenas y gravas.

La terraza 6 es otro de los depósitos que fue posible fechar gracias a la dendrogeomorfología, su año de formación fue en 2014, sin embargo, solo fue posible identificarlo al norte del sector, cercano al camino de terracería. Esta unidad presenta características particulares, ya que en algunos puntos se encuentra inmediata al canal (justo como se esperaría por su temporalidad) pero en algunas zonas se distribuye ampliamente y sepulta a otras terrazas más antiguas (3 y 4). El depósito se encuentra bien definido, pero no se observa una gradación.

Por último, se encuentran los depósitos laháricos recientes, se distribuyen a lo largo de todo el canal principal, sus límites no están definidos con claridad debido a la acción fluvial que constantemente los modifica.

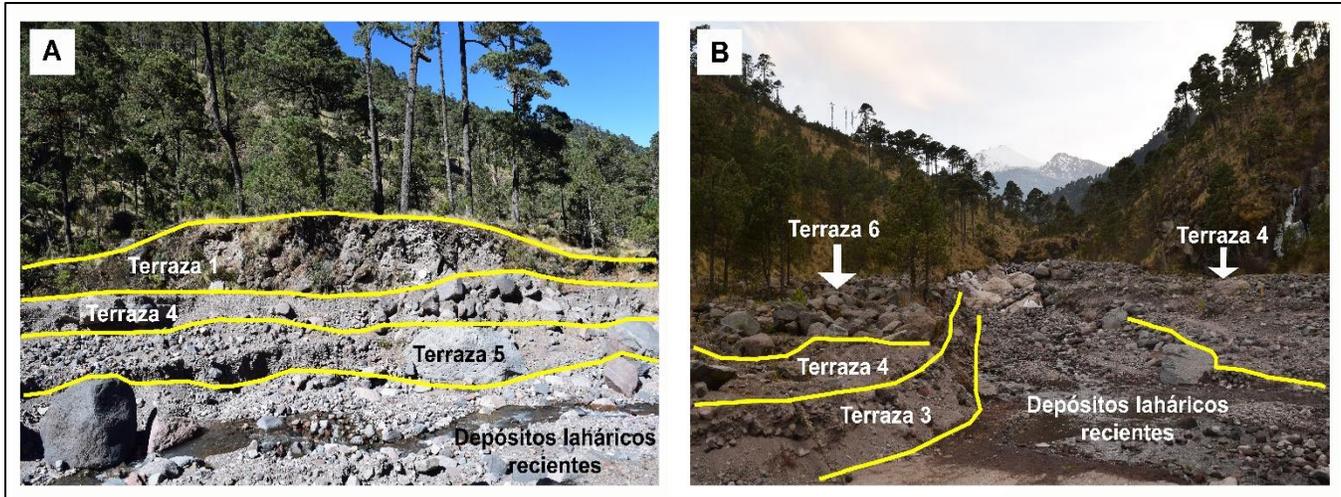


Figura 4.6 A) y B) corresponden a diferentes puntos de observación del sector B, donde es posible distinguir una sucesión de terrazas laháticas sin orden aparente.

3. Erosivo fluvial

3.1 Cauce activo

Esta forma de relieve presenta las mismas características ya descritas en el sector A, es decir, corresponde con el cauce principal del río Jamapa.

3.2 Cauce intermitente

De igual forma que en el sector A, estos elementos del relieve fueron identificados en contactos geológico-geomorfológicos y erosionando superficies piroclásticas con materiales susceptibles a ser modelados.

4. Erosivo gravitacional

En la zona de estudio se identificaron dos desprendimientos de material que tienen desarrollo sobre las laderas piroclásticas E y O del valle. En ambos casos solo se observó la corona de desprendimiento y la superficie de deslizamiento, ya que el constante paso de agua movilizó los detritos asociados al depósito.

4.1 Corona de desprendimiento

Para ambos casos, el deslizamiento es favorecido por el paso del río que erosiona y debilita la ladera, favoreciendo el movimiento gravitacional. La corona de desprendimiento ubicada en el depósito piroclástico oeste presenta una longitud de 35 m; mientras que la que se ubica en el depósito este alcanza los 25 m (Figura 4.7).

4.2 Superficie de deslizamiento

Para el caso de la superficie de deslizamiento oeste se obtuvo una altura máxima de 2.5 m; se encuentra cubierta por vegetación, lo que permite asumir que está estabilizada y que su formación no es reciente. Para el caso de la superficie este, presenta una altura máxima de 2 m y es posible observar el material expuesto, dejando de manifiesto que se encuentra activa y dinámica (Figura 4.7).



Figura 4.7. Deslizamiento en la ladera piroclástica E del sector B de la barranca Jamapa producto de la inestabilidad de los materiales y del constante paso de detritos que erosionan la superficie favoreciendo su remoción.

Símbolos complementarios

Camino de terracería

Corresponde a una transformación antrópica que cruza a la barranca Jamapa, y la cual sirve como vía de comunicación entre los pueblos del estado de Veracruz y los de Puebla (Figura 4.8). Este hecho implica un riesgo significativo para los habitantes, ya que además de atravesar el cauce, la carretera se emplaza sobre una de las principales áreas de deposición de materiales, lo cual permite suponer que después de eventos mayores el camino queda obstruido.

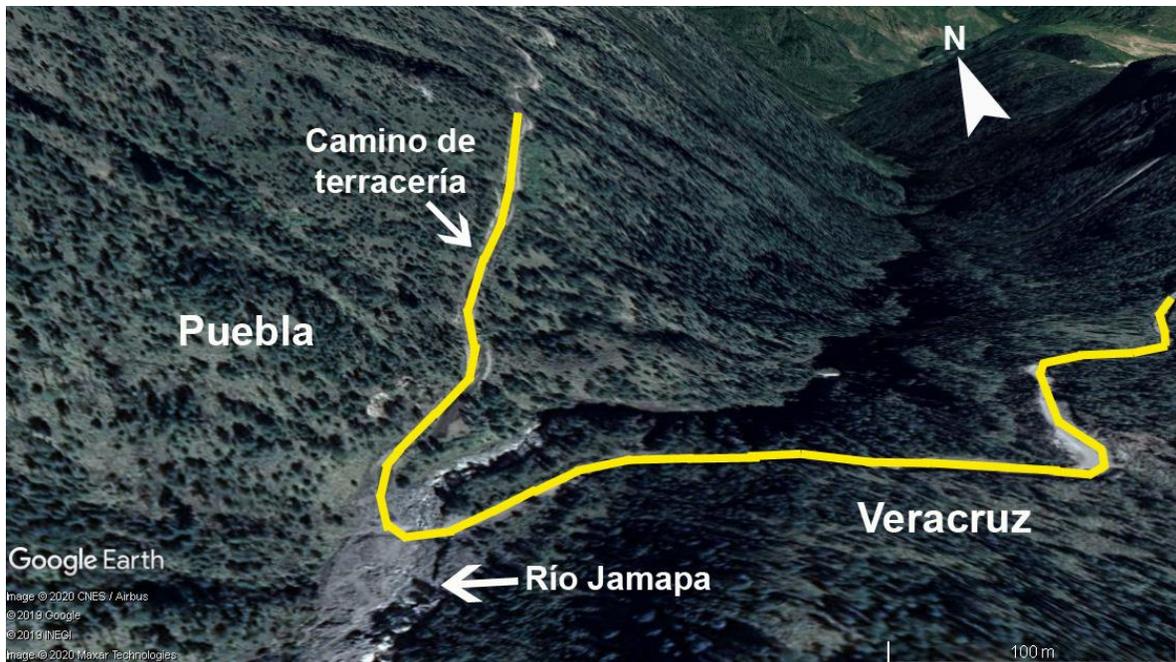


Figura 4.8. En la imagen satelital se observa como el camino que comunica los pueblos del estado de Veracruz con los de Puebla cruza en su totalidad a la barranca Jamapa (Imagen modificada de Google Earth®, 2018).

Escarpes

Al igual que en el sector A, estos símbolos corresponden a elementos lineales del relieve que representan cambios abruptos en la inclinación de las laderas, como son los límites entre terrazas laháricas y los escarpes de lava.

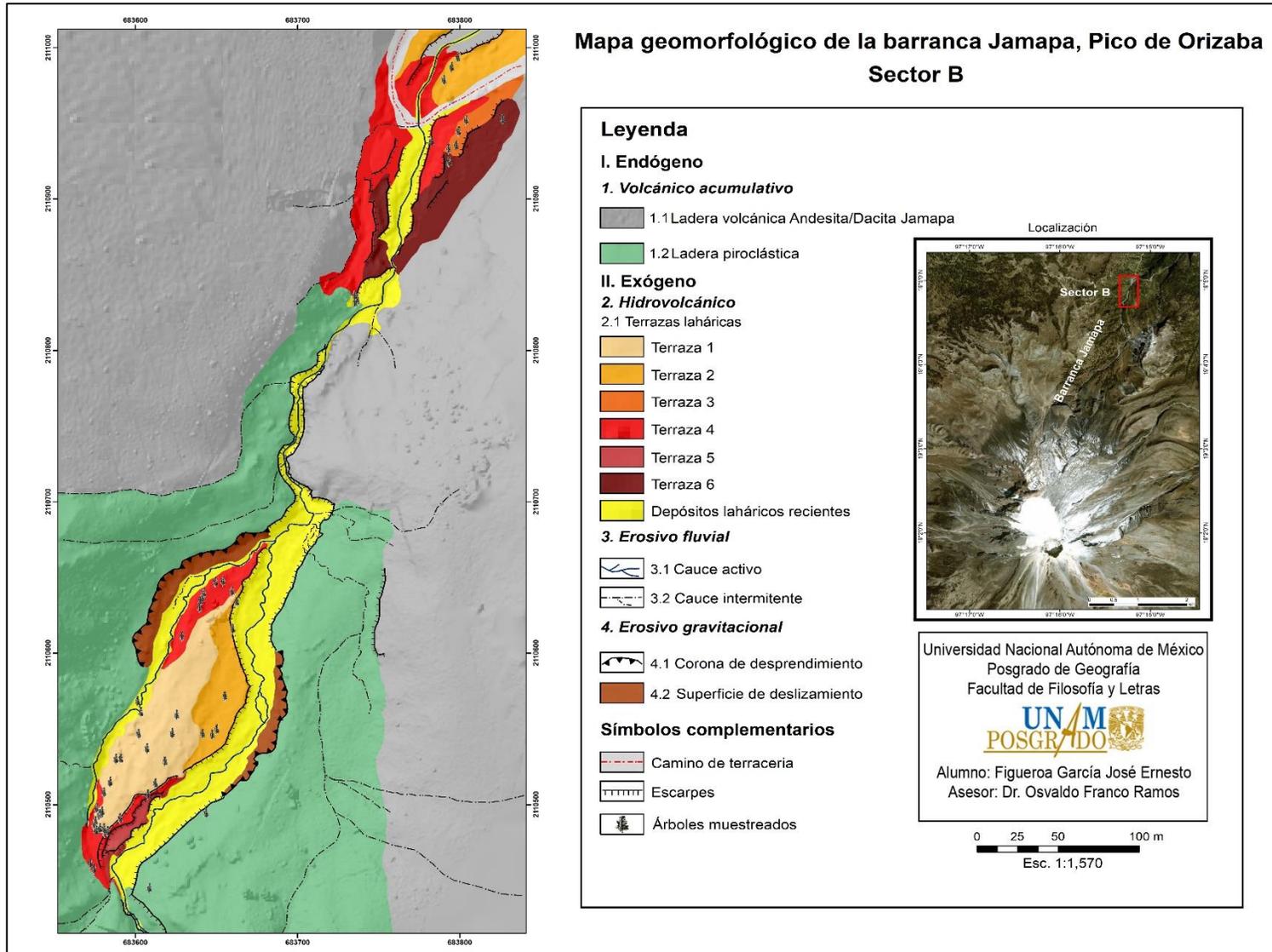


Figura 4.9. Mapa geomorfológico del sector B de la barranca Jamapa, Pico de Orizaba

4.2. Dendrogeomorfología

Para este apartado se exponen los resultados obtenidos, a partir de las metodologías dendrocronológicas empleadas para la reconstrucción de los lahares en la barranca Jamapa, partiendo desde la elaboración de la cronología de referencia de la zona de estudio hasta la identificación, caracterización y fechado de cada uno de los disturbios que presentaron los árboles colectados.

La cronología de referencia se construyó a partir de 15 árboles de *Pinus hartwegii* que no presentaban evidencia de algún disturbio, con la finalidad de identificar patrones de crecimiento en los anillos de los árboles colectados y sirviera como base en el reconocimiento de anillos perdidos en las muestras con afectaciones a causa de fenómenos geomorfológicos. La cronología cubre los años de 1709 hasta 2018 y se obtuvo una correlación significativa de acuerdo con COFECHA (Holmes, 1983) de 0.513 ($P < 0.01$) con una sensibilidad media de 0.291 (Figura 4.10).

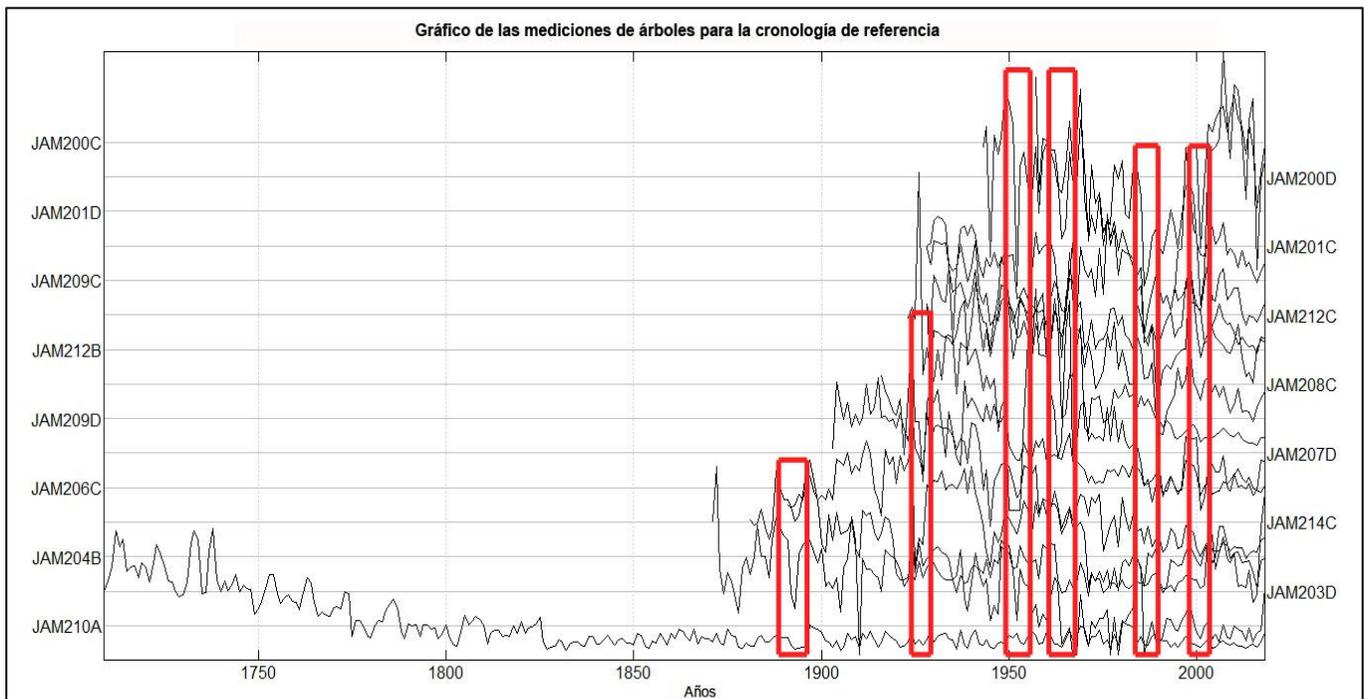


Figura 4.10. En el gráfico se muestran las mediciones realizadas para cada árbol usado como referencia. Dentro de los recuadros en rojo se evidencian los periodos donde existe mayor coincidencia en el crecimiento de los anillos.

Además, se elaboró un gráfico de índice de ancho de anillo (IAA) a partir de los criterios estandarizados del paquete dplR del programa R (Bunn, 2008) (Figura 4.11). La estandarización consistente en considerar la curva de mejor ajuste al crecimiento y se obtiene a través de la medición de cada valor anual y el valor obtenido de la curva, el cual es producto de la división del valor real del ancho del anillo entre el valor de la curva de crecimiento esperado por el modelo, este procedimiento queda expresado en la siguiente formula (Cerano, 2017):

$$I=W/Y$$

Donde:

I= Índice de ancho del anillo o índice de crecimiento

W= Ancho de anillo (incremento anual)

Y= Ancho de anillo proyectado

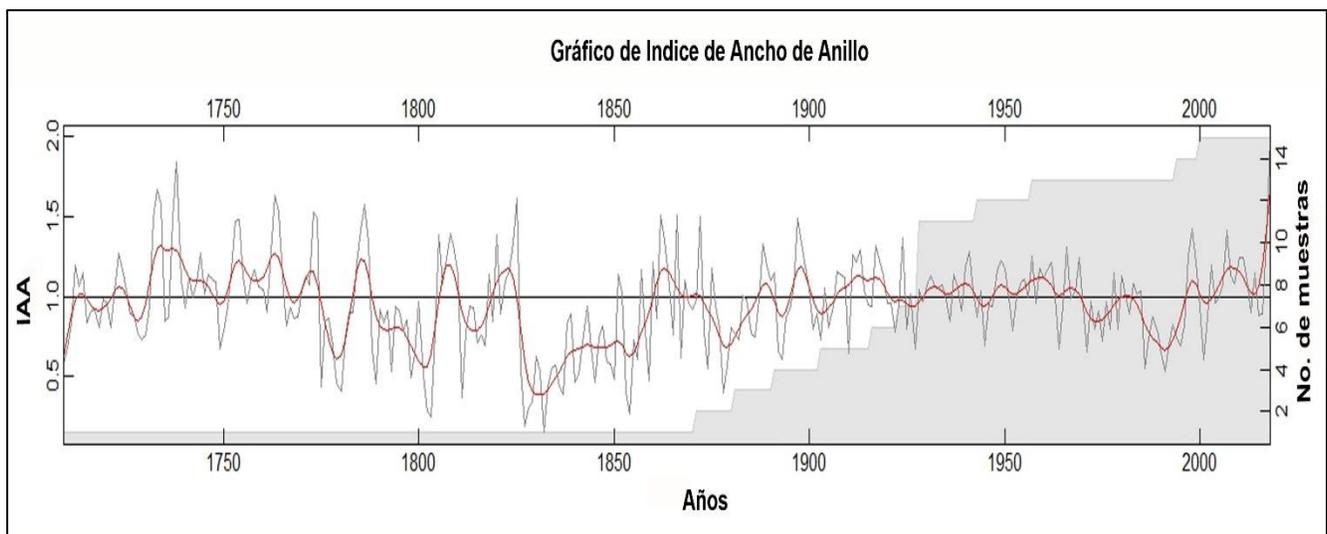


Figura 4.11. El gráfico de Índice de ancho de anillo (IAA) resulta de la estandarización de las series de crecimiento con una media de 1.0 representada en la imagen con una línea negra mientras que la línea roja corresponde con la curva exponencial de mejor ajuste. De manera concreta, valores mayores a la media conciernen a períodos húmedos e inferiores a ella con temporadas secas.

Para la reconstrucción de lahares de los dos sectores analizados en la barranca Jamapa, se elaboró una serie de tablas las cuales están construidas a partir de información recabada en campo y examinada en laboratorio de cada uno de los individuos colectados (Documento anexo).

La información que integra a las tablas es la siguiente: 1) el código de identificación de los árboles colectados (ID); 2) la posición GPS (en coordenadas UTM); 3) la cara de donde fue extraída la muestra, o bien, se especifica si es una rodaja; 4) el año del primer anillo, es decir, el más interno, el cual corresponde al anillo formado a partir de su nacimiento, no obstante, en ocasiones no es posible extraer todo el núcleo desde la medula del árbol, en ese caso, se indica el último anillo que pudo ser contabilizado en la muestra; 5) el año del último anillo, el más externo o el último formado; 6) la edad estimada del individuo; 7) el tipo de disturbio identificado de acuerdo con Stoffel y Corona (2014), en ocasiones los individuos suelen tener más de una afectación, para ello se debe especificar por año el tipo de anomalía reconocida; 8) el grado del disturbio; 9) la estacionalidad del disturbio, es decir, en que época del crecimiento anual ocurrió el fenómeno (madera temprana, tardía o dormancia); 10) año del disturbio, se refiere al momento en el que la madera del árbol reaccionó ante el fenómeno perturbador; y 11) año del evento, es el fechamiento asignado para el disturbio (Figura 4.12).

ID	X	Y	Cara de la muestra	Año del primer anillo	Año del último anillo	Edad estimada	Tipo de disturbio	Grado del disturbio	Estacionalidad del disturbio	Año del disturbio	Año del evento				
JAM-01	682998	2108783	C,D	1905	2017	112	I	5	EL	2012	2012				
JAM-01							CS	4		2013	2012				
JAM-02	683578	2110493	D	2005	2017	12	RC+MC	4		2013	2012				
JAM-02							I	5	EL	2012	2012				
JAM-03	683579	2110494	D	2000	2017	17	RC+MC	4		2013	2012				
JAM-03							I	5	EL	2012	2012				
JAM-05	683580	2110507	C	1902	2017	115	RC+MC	4		1961	1960				
JAM-05			B	1901	2017	116	I	5	LE	1960	1960				
JAM-06	683584	2110514	D,A	1855	2017	162	CS	3		1933	1932				
JAM-06			C	1875	2017	142	I	5	LE	1960	1960				
JAM-07	683590	2110529	B,B'	1937	2017	80	RC+MC	4		1976	1975				
JAM-07							I	5	LE	1975	1975				
JAM-07							C	1917	2017	100	CS	4		1932	1932
JAM-07							D	1917	2017	100	RC+MC	4		1933	1932
JAM-08	683603	2110560	Rodaja	1989	2012	23	CS+Cex	3		2000	1999				
JAM-08							M	4		2012	2012				
JAM-09	683601	2110567	C	1995	2017	22	I	5	EL	2012	2012				
JAM-09							RC+MC	2		2013	2012				
JAM-09							I	5	EL	2016	2016				
JAM-10	683628	2110610	C,D	1909	2017	108	RC+MC	4		1976	1975				
JAM-10							I	5	LE	1975	1975				

Figura 4.12. Ejemplo de las bases de datos elaboradas para la identificación de disturbios geomorfológicos asociados a lahares.

En total, se analizaron 168 disturbios en las muestras colectadas para ambos sectores de la barranca Jamapa, el 51% corresponde a cicatrices de impacto, el 35% a realces en el crecimiento, 32% a madera de compresión, 18% a supresión y menos del 1% a crecimiento excéntrico.

Una vez que se definió el año de ocurrencia de los lahares, se correlacionó esta información con datos de precipitación de las estaciones meteorológicas aledañas a la zona de estudio: Estación Coscomatepec (30032); Estación Ixhuatlán (30072) y Estación Huatusco (30342) (SMN, 2016; 2012 y 2018) y con el registro de fenómenos hidrometeorológicos extraordinarios (huracanes) (NOAA, 2019).

4.2.1 Frecuencia y reconstrucción de lahares

A partir del análisis dendrogeomorfológico se reconstruyeron 9 lahares que corresponden a los años de 1931, 1960, 1968, 1975, 1999, 2012, 2014, 2016 y 2017 (Figura 4.13). Algunos árboles mostraban disturbios en los anillos de crecimiento correspondientes a los años de 1841, 1863, 1888, 1927, 1947, 1952, 1962, 1982, 1992 y 1994, sin embargo, no presentaban evidencia de impacto y el grado de disturbio (GD) reportado era igual o menor a 3, por lo tanto, hay más incertidumbre en su reconstrucción.

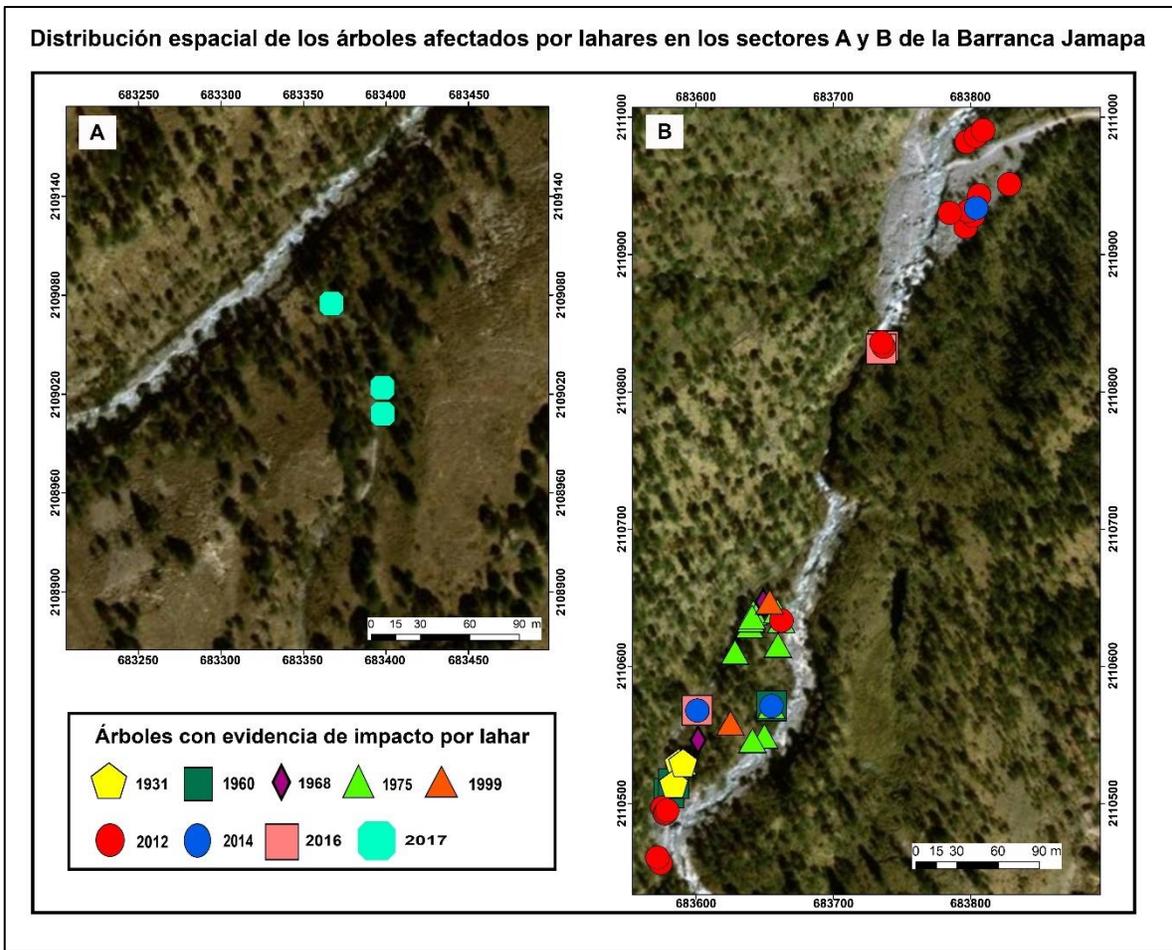


Figura 4.13. A y B) Reconstrucción de la cronología de los eventos lahéricos en ambos sectores.

A continuación, se muestran las reconstrucciones realizadas para cada uno de los eventos identificados a partir de las correlaciones elaboradas para explicar su desarrollo en la barranca Jamapa y su distribución en los sectores.

Evento 1931

El lahar ocurrido en 1931 se asoció con el paso de la tormenta número seis, que también es conocida como huracán “San Nicolás”. Comenzó su desarrollo el 8 de septiembre en el Océano Atlántico y llegó a México el día 14 impactando con poca energía a la península de Yucatán, no obstante, al volver a tocar agua el día 15 adquiere fuerza y golpea al estado de Veracruz como un huracán de categoría 2; para el 16 de septiembre se encuentra en los límites de Puebla y comienza a disiparse (Figura 4.14). Las fechas del recorrido coinciden con la datación

dendrocronológica sub anual, la cual corresponde en las muestras con la madera tardía-temprana (EL- *Early Late wood*). Una vez que el huracán comienza a acercarse a las inmediaciones del Pico de Orizaba, fue posible identificar en la estación de Huatusco, un incremento considerable en la precipitación con 61 mm el día 16 de septiembre y una lluvia acumulada de 114 mm para los siguientes 5 días (SMN, 2016; NOAA, 2019).



Figura 4.14. Trayectoria del huracán “San Nicolás”, desde su origen en el mar Caribe el 8 de septiembre hasta su disipación en México el 16 de septiembre de 1931 (NOAA, 2019).

Los tres árboles que fueron afectados durante este evento se localizan en el sector B de la barranca Jamapa (Figura 4.15-A), la edad promedio que presentaban los individuos era de 181 años y se ubican sobre terrazas laháricas estabilizadas (Figura 4.15-B y C).

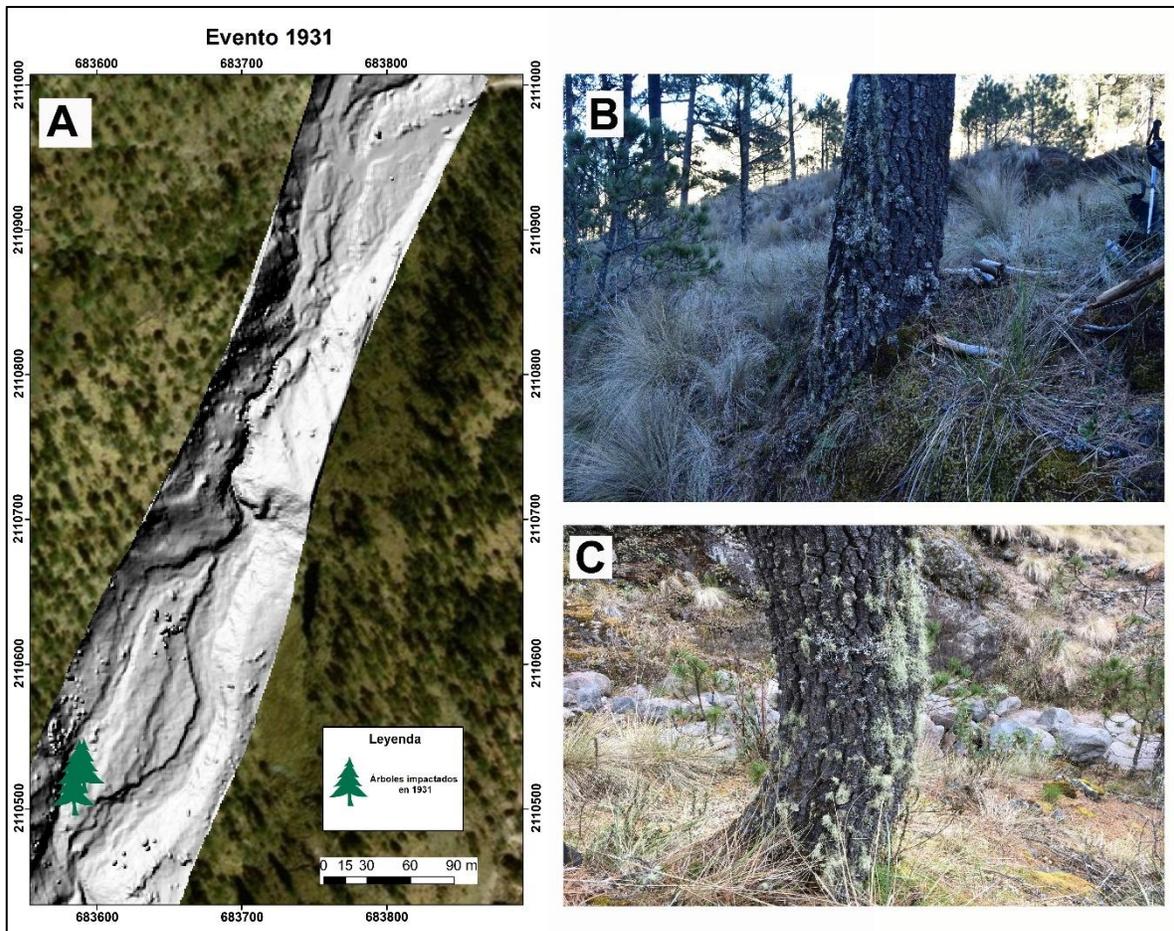


Figura 4.15. A) Localización de los árboles que presentaron impacto en 1931. B) y C) individuos con evidencia de impacto lahárico, en ambos casos es posible apreciar las afectaciones producidas por el paso de los flujos al estar sepultados e inclinados.

Evento 1960

El lahar datado en 1960 se asoció con el paso del huracán “Abby” que se desarrolló del 9 al 17 de julio en el Mar Caribe y que tocó tierra en México el día 16 (Figura 4.16). Estas fechas coinciden con la datación dendrocronológica sub anual realizada, la cual corresponde en las muestras con la madera tardía-temprana (EL-*Early Late wood*). Desde el momento que el huracán ingreso en territorio mexicano y se acercó a las inmediaciones del Pico de Orizaba, se registró un incremento significativo en la precipitación de la zona, el cual quedó registrado en las estaciones cercanas a la barranca, siendo la estación Huatusco donde se reconoció el máximo

de 91 mm el 16 de julio y un acumulado de 154.8 mm durante 5 días hasta la disipación del huracán (SMN, 2016; NOAA, 2019).



Figura. 4.16. Trayectoria del huracán “Abby”, desde su origen en el mar Caribe el 9 de julio hasta su disipación en México el 17 de julio de 1960 (NOAA, 2019).

Los cuatro árboles impactados durante este evento se encuentran localizados en el sector B de la barranca Jamapa (Figura 4.17-A), la edad promedio que presentaban los individuos era de 105 años, se ubican sobre antiguas terrazas laháricas relativamente estabilizadas y en la mayoría de los casos fue posible observar el bloque que había impactado al árbol (Figura 4.17-B y C).

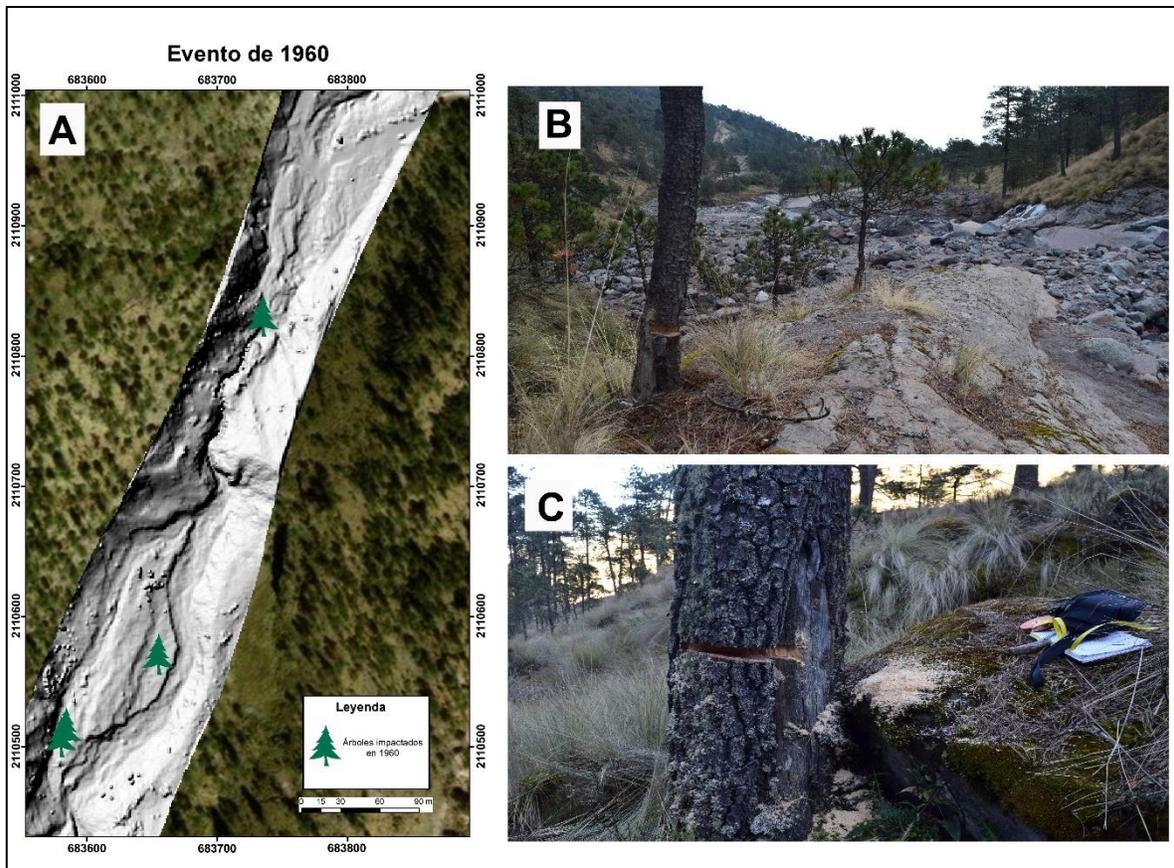


Figura 4.17. A) Localización de los árboles que presentaron impacto en 1960. B) y C) individuos con evidencia de impacto lahárico, en ambos casos es posible apreciar la cicatriz generada por el paso del fenómeno geomorfológico.

Evento 1968

Para el caso del lahar fechado en 1968, no se encontró algún evento hidrometeorológico extraordinario asociado a su formación, no obstante, la estación Ixhuatlán registró del 11 al 16 de agosto un incremento considerable de la precipitación, acumulando 150.5 mm en cinco días (SMN, 2016). Además, Yocom y Fulé (2012) reportan la década de los años 60 como un periodo de incendios frecuentes en los bosques del Pico de Orizaba, este hecho probablemente generó pérdida de la cobertura arbórea y de pastizales, con lo cual los materiales detríticos quedaron aún más expuestos para ser removidos; la conjunción de ambos factores favoreció la formación de los flujos que afectaron a los individuos del sector B (Figura 4.18-A).

Este hecho quedó corroborado con la datación sub anual realizada, la cual corresponde con la madera tardía-temprana (EL- *Early Late Wood*). El promedio de edad de los árboles colectados es de 60 años y se emplazan sobre terrazas con relativa estabilidad (Figura 4.18-B y C).

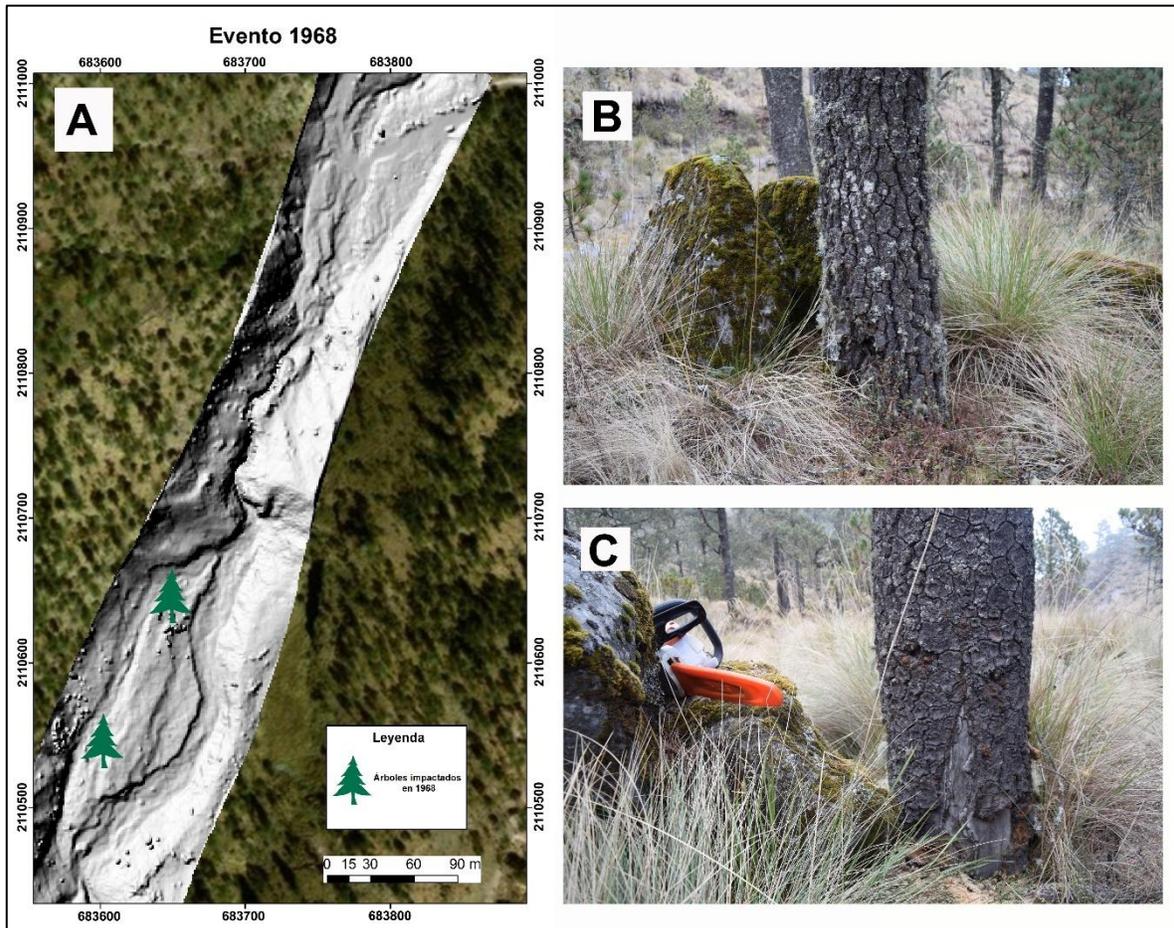


Figura 4.18. A) Localización de los árboles que presentaron impacto en 1968. B) y C) árboles con evidencia de impacto en su corteza, en donde también es posible observar los bloques que probablemente ocasionaron la cicatriz.

Evento 1975

El lahar ocurrido en 1975 es el segundo más grande en cuanto a individuos con evidencia de impacto en el sector B. El fenómeno hidrometeorológico al que se asoció su formación fue el huracán "Caroline" que se desarrolló del 24 de agosto al 1 de septiembre en el Océano Atlántico, si bien en su trayectoria pareciera alejado de la zona de estudio (Figura 4.19) las estaciones de Coscomatepec e Ixhuatlán

registraron un aumento considerable en la precipitación pasando de 2-5 mm diarios en los días previos al paso del huracán a 40 mm el día 30 de agosto (SMN, 2012).

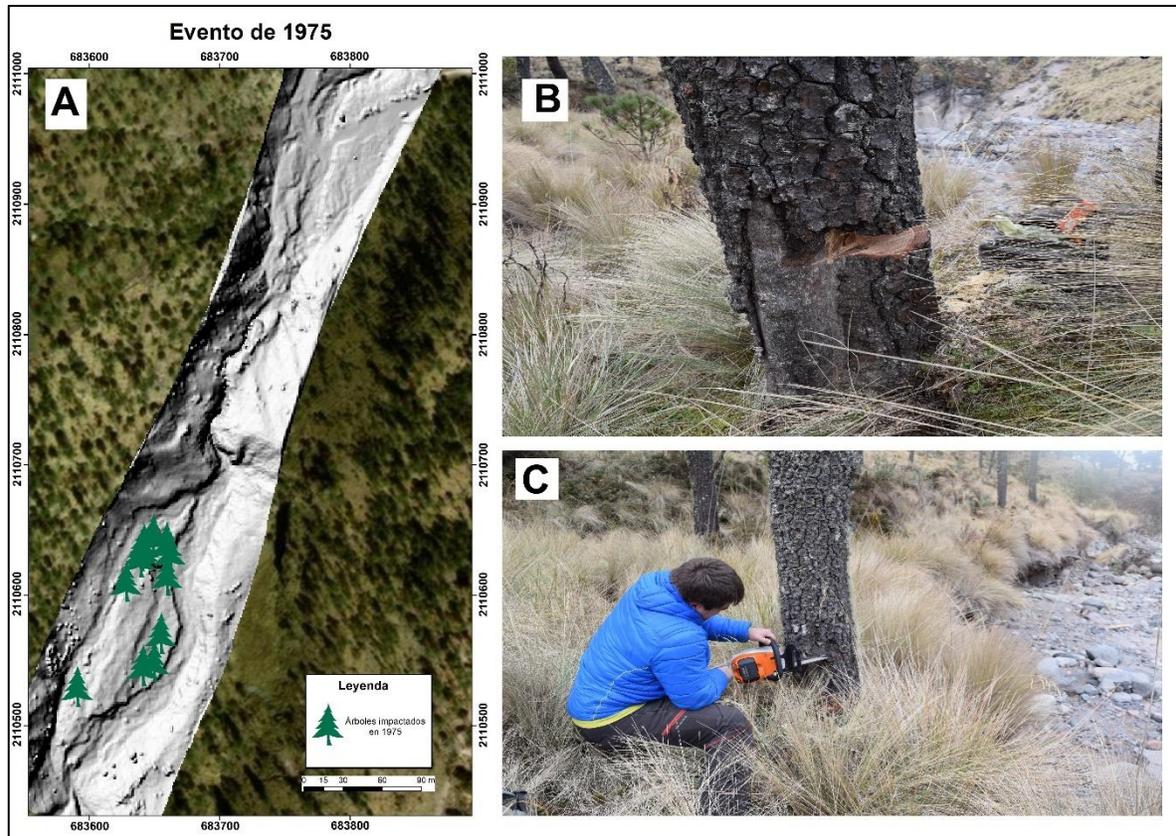
Otro de los elementos a considerar para el desarrollo de este lahar es la ocurrencia de incendios en la zona durante los años de 1974 y 1975, los cuales fueron reportados por Yocom y Fulé (2012). La importancia de considerar este fenómeno radica en que, la cubierta de vegetación carbonizada crea una superficie impermeable, la infiltración disminuye y el agua que precipita genera erosión laminar. En condiciones normales, una parte de la precipitación se infiltra en el subsuelo y otra parte es interceptada por la vegetación (Canon et al., 2011). De ahí se puede explicar, que, si bien no precipitó una cantidad de lluvia considerable como en otros años, el hecho de haber perdido cobertura vegetal en algunas áreas cercanas a la barranca, el arrastre de materiales sucedió con el mínimo de agua.



Figura. 4.19. Trayectoria del huracán “Caroline”, desde su origen en el Océano Atlántico el 24 de agosto hasta su disipación en México el 1 de septiembre de 1960 (NOAA, 2019).

Los 16 árboles impactados durante este evento se encuentran localizados en una de las terrazas más estables del sector B, donde el individuo más longevo tiene una

edad de 189 años. A pesar de la estabilidad geomorfológica del lugar, fue posible identificar en campo el emplazamiento de bloques asociados a procesos laháricos recientes como el acontecido en 1975 (Figura 4.20-A, B, C).



Evento 1999

Para el lahar ocurrido en 1999 se presentó un fenómeno similar al acontecido en 1968, al no haber registro del paso de un huracán por las zonas aledañas al estado de Veracruz, sin embargo, la estación de Huatusco registró precipitaciones acumuladas de hasta 238 mm en cinco días (8 al 13 de julio) con una lluvia atípica el 12 de julio de 214 mm (SMN, 2016). Este factor es considerado como el detonante del lahar que descendió por la barranca Jamapa e impacto a los árboles del sector

B, que se corroboró con la datación sub anual realizada de la madera tardía temprana (EL: *Early Late Wood*).

La edad promedio de los cuatro individuos afectados por el lahar de 1999 es de 68 años y la posición que ocupan en el interior de la barranca es sobre depósitos laháricos estables y medianamente alejados del canal principal (Figura 4.21- A, B y C).

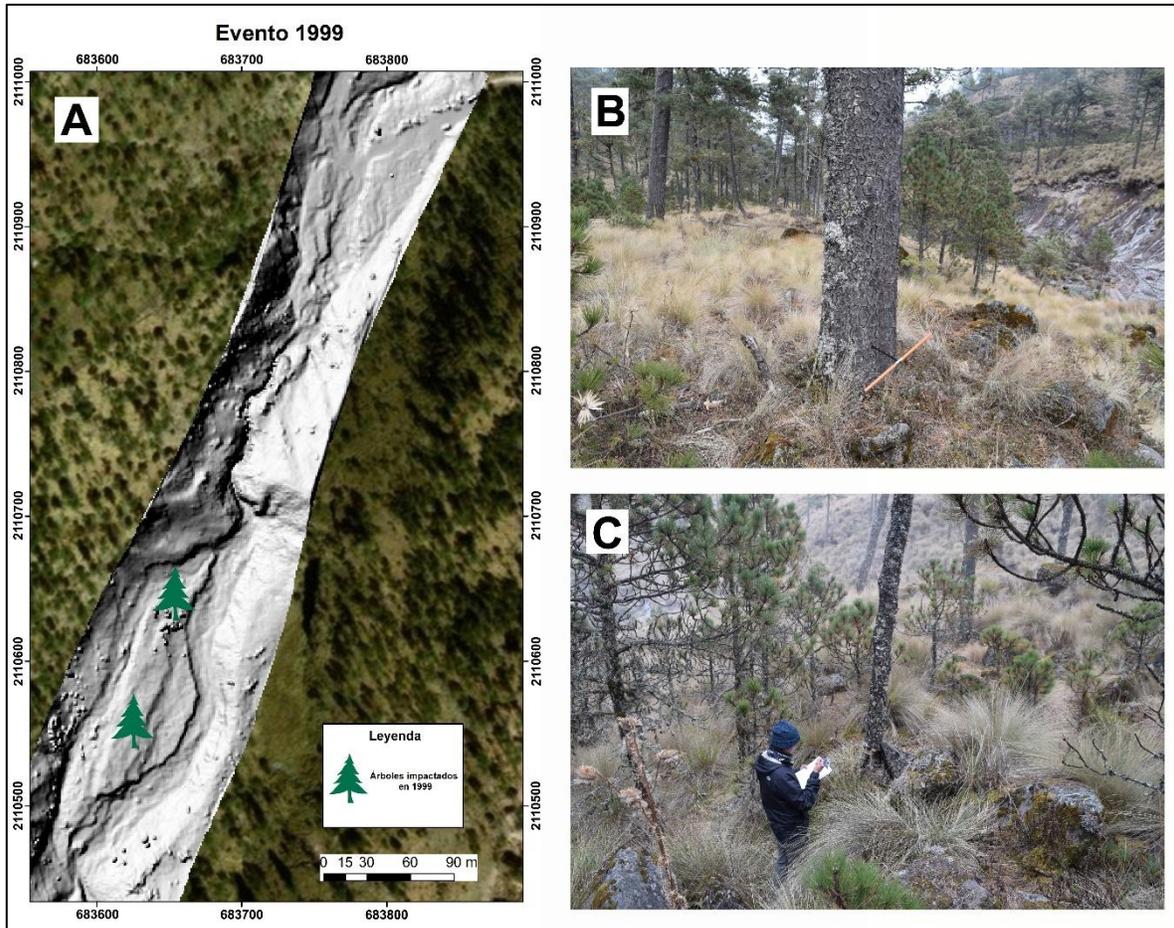


Figura 4.21. A) Localización de los árboles que presentaron impacto en 1999. B) Colecta de árbol afectado por el paso del lahar haciendo uso de un barreno tipo *Pressler*. C) Toma de datos dendrogeomorfológicos del otro individuo impactado por el flujo.

Evento 2012

El lahar ocurrido en el año 2012 es el evento más representativo de la zona de estudio, ya que es el que presenta más evidencias de su emplazamiento con 26 árboles con algún tipo de disturbio. Su formación fue asociada con el Huracán “Ernesto”, el cual se caracterizó por ser uno de los sistemas que ha provocado más daños en los últimos años y del cual también se tienen evidencias dendrogeomorfológicas sobre las afectaciones generadas por flujos de escombros en otros volcanes del centro de México (Prado-Lallande, 2017; Franco-Ramos et al., 2019).

El huracán “Ernesto” se formó el 2 de agosto en el Océano Atlántico y recorrió el mar Caribe dejando lluvias torrenciales a su paso; llegó a México el día 7 de agosto y perdió fuerza en la península de Yucatán, debilitándose en Tormenta Tropical, sin embargo, cuando volvió a entrar en contacto con el agua del golfo de México se fortaleció e impactó en Coatzacoalcos, Veracruz el 9 de agosto provocando lluvias torrenciales, vientos huracanados y procesos de remoción en masa. Para la mañana del viernes 10 de agosto el sistema se había disipado en los sistemas montañosos cercanos (Figura 4.22) (NOAA, 2019).

Debido a la cercanía que tuvo la trayectoria del huracán “Ernesto” con la zona de estudio, sus efectos fueron registrados en las estaciones de Ixhuatlán y Huatusco, donde se reportaron 133 mm el día 9 de agosto y un acumulado en 10 días de 264 mm (SMN, 2016; 2018). De igual forma, es importante señalar que a partir del año 2009 el retroceso del glaciar se hizo más acelerado (Cortes-Ramos, 2016), por lo tanto, hay una mayor presencia de material para ser removido; además Morales-Martínez et al., (2016) sugieren la ocurrencia de varios deslizamientos de tierra en las partes altas de la barranca Jamapa producto de las intensas lluvias y la ruptura de sistemas subglaciales que aportaron una gran cantidad de agua y material durante esas fechas, favoreciendo el desarrollo del flujo de escombros.



Figura. 4.22. Trayectoria del huracán “Ernesto”, desde su origen en el Océano Atlántico hasta su disipación en México del 2 al 10 de agosto de 2012 (NOAA, 2019).

El emplazamiento del lahar de 2012 pudo ser observado en campo a lo largo de todo el sector B, donde impactó árboles de diferentes edades (desde individuos jóvenes hasta longevos), ubicados en superficies geomorfológicas diversas. A su vez, dio origen a nuevas formas de relieve (terrazas y levées) y acarreo bloques de más de 2 m (Figura 4.23-A, B, C). Tomando en cuenta estas características, es posible discernir que el fenómeno fue de dimensiones mayores a todos los otros eventos identificados y además fue el que más transformo topográficamente a la barranca.

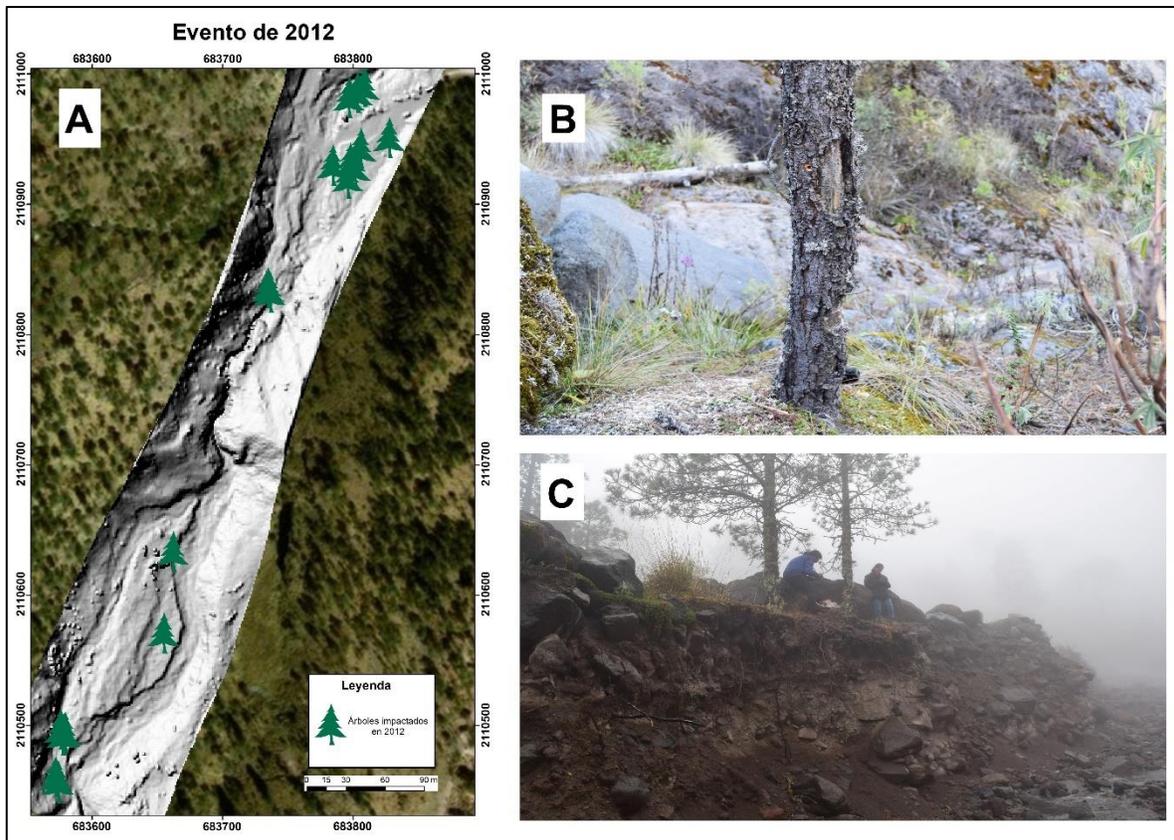


Figura 4.23. A) Localización de los árboles que presentaron impacto en 2012. B) Árbol con evidencia de impacto en su corteza. C) Colecta de muestra de un individuo que se encuentra cercano al canal principal, a su vez es posible observar un desnivel de terraza mayor a 2 m con respecto al cauce, lo que permite suponer que el flujo fue de grandes dimensiones para poder impactar a los árboles que se emplazan sobre esa forma de relieve.

Evento 2014

El lahar ocurrido en 2014 no fue asociado a algún evento hidrometeorológico extraordinario, si bien hubo registró de impacto de ellos en el golfo de México, no fueron cercanos a la zona de estudio, ni coincidían con las cicatrices de impacto fechadas en el periodo sub anual de madera temprana tardía (LE- *Late Early wood*). No obstante, el registro que si corresponde con este fechado es la precipitación medida los días del 3 al 8 de junio en la estación Huatusco, donde hubo un acumulado de lluvia de 116 mm en cinco días (SMN, 2016).

Los árboles que presentan impacto por este fenómeno tienen edades muy diferentes y están directamente relacionadas con la posición geomorfológica que

ocupan dentro de la barranca (Figura 4.24-A). Por un lado, el individuo que se emplaza en una de las zonas con más estabilidad (terracea lahárica) dentro de la barranca tiene 112 años, mientras que, los otros dos se ubican en áreas de una intensa dinámica erosiva y de deposición de materiales (canal secundario y terrazas laháricas recientes) con lo cual la edad que tienen es de ~22 años (Figura 4.24-B y C).

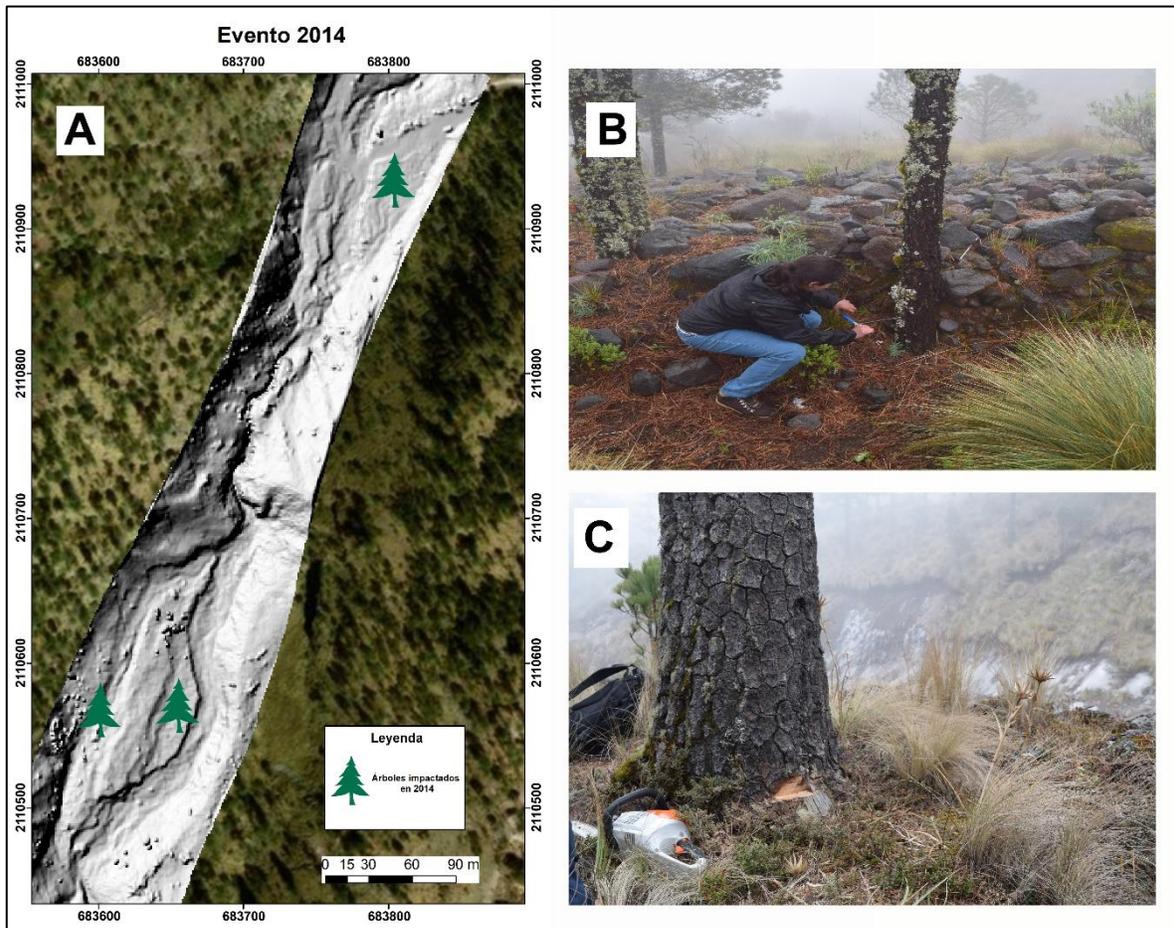


Figura 4.24. A) Localización de los árboles que presentaron impacto en 2014. B) Colecta del individuo sepultado por los materiales acarreados por el lahar. C) Árbol con evidencia de impacto.

Evento 2016

El lahar que ocurrió en el año de 2016 está vinculado con el paso del huracán Earl durante los días del 2 al 6 de agosto (Figura 4.25). El fenómeno hidrometeorológico comienza su desarrollo en el mar Caribe, no obstante, es hasta el día 6 que impacta

en las costas del estado de Veracruz y comienza a adentrarse por la parte central del país, ocasionando lluvias torrenciales en Puebla, Tlaxcala y Veracruz, hasta disiparse (NOAA, 2019). Las fechas antes mencionadas coinciden con la datación dendrocronológica sub anual realizada, la cual corresponde en las muestras con la madera tardía-temprana (EL- *Early Late wood*). Además, el registro de precipitación realizado en la estación Huatusco (SMN, 2018) corrobora un aumento significativo de lluvia para el día 5 de agosto con 141 mm, alcanzando un acumulado de 231 mm en 3 días.



Figura 4.25. Trayectoria del huracán Earl, desde su origen en el mar Caribe el 2 de agosto hasta su disipación en México el 6 de agosto de 2016 (NOAA, 2019).

Los árboles considerados tienen edades diferentes, por un lado, el individuo localizado sobre una superficie estabilizada fue datado con 75 años, mientras que los otros dos están ubicados en un área más dinámica, cercana al canal y tienen ~20 años (Figura 4.26-A, B y C).

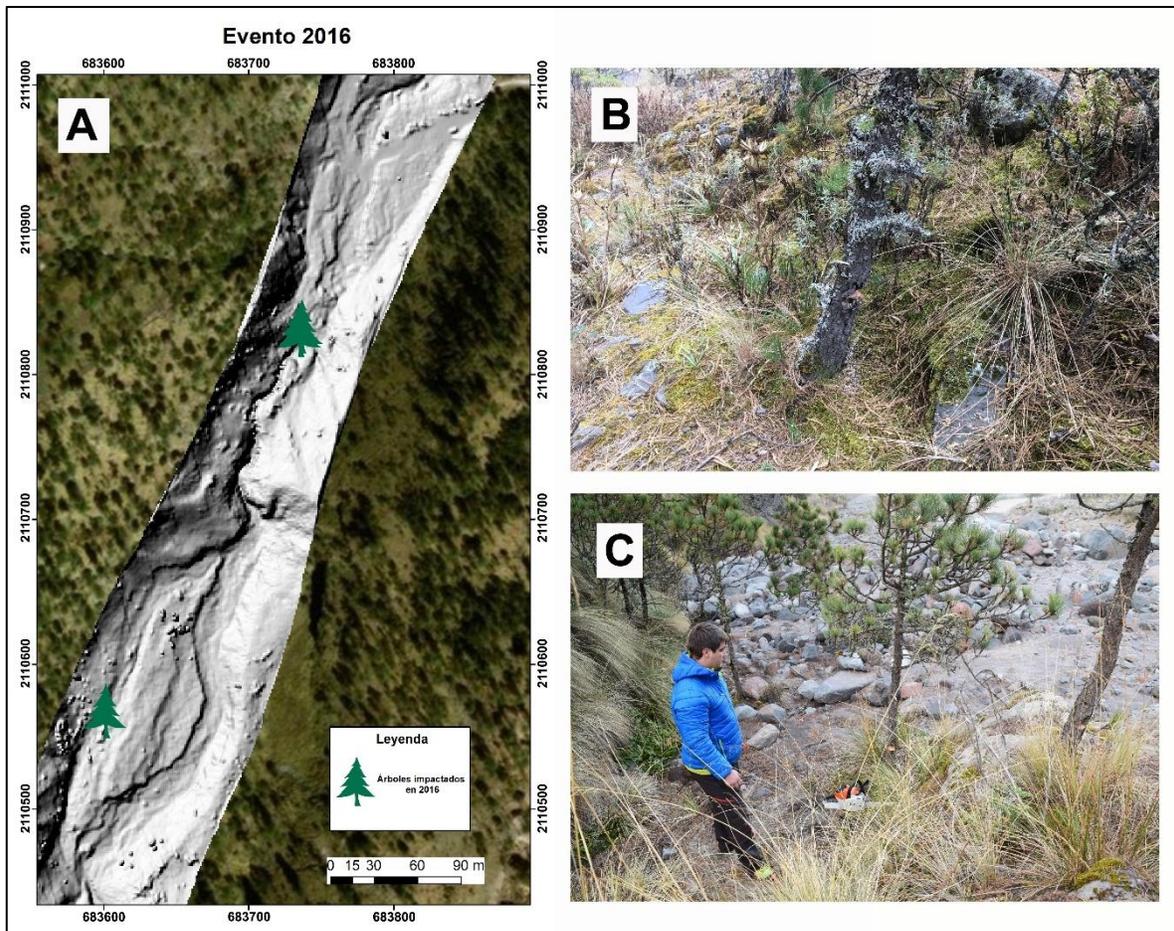


Figura 4.26. A) Localización de los árboles que presentaron impacto en 2016. B) y C) colecta de individuos jóvenes con evidencia de impacto lahárico.

Evento 2017

La principal característica del evento ocurrido en 2017 es que las evidencias de impacto solo fue posible observarlas en árboles del sector A de la barranca. Tomando en cuenta el periodo subanual en que se identificó la cicatriz de impacto (Tardía-temprana: EL, *Early Late wood*), se asoció que el posible detonante fue el paso del huracán Franklin los días del 6 al 10 de agosto.

El huracán Franklin comenzó su formación el 3 de agosto en el mar Caribe y entró por la costa de Veracruz el día 9 hasta disiparse en los siguientes días sobre los sistemas montañosos de México; a su paso provocó lluvias torrenciales y ráfagas de viento de hasta 140 km/h (NOAA, 2019) (Figura 4.27). De igual forma, la estación

Huatusco (SMN, 2018) registró un aumento en la precipitación durante esos días, con 141 mm acumulados en 5 días.



Figura. 4.27. Trayectoria del huracán Franklin, desde su origen en el mar Caribe hasta su disipación en México del 6 al 10 de agosto de 2017 (NOAA, 2019).

Durante el trabajo de campo en el sector A de la barranca se pudo observar que el brazo que conecta directamente con el río Jamapa presentaba una dinámica lahárica particular, ya que fue posible identificar el área del cual se desprendían los materiales que alimentaban los lahares que se impactan en los árboles de esta superficie. Dicha zona corresponde con los puntos que antes cubrían las lenguas glaciares de los Chichimecos y Jamapa, por lo tanto, la cabecera de este canal secundario está integrada por material bastante fragmentado y fácil de remover. Si bien son solo tres los árboles con evidencia de este fenómeno, no se descarta que haya más individuos con impacto en el mismo año y probablemente en otros, debido a las características antes mencionadas (Figura 4.28-A, B, C).

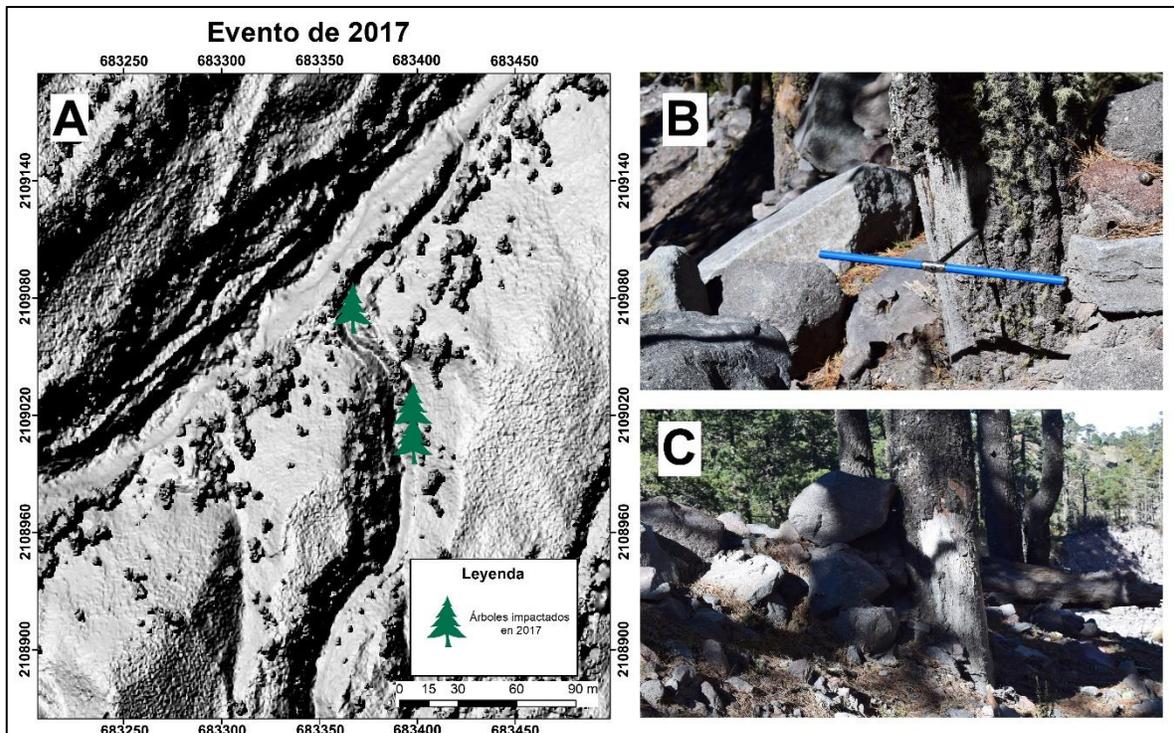


Figura 4.28. A) Localización de los árboles que presentaron impacto en 2017. B) Árbol muestreado con un barreno tipo *Pressler* con evidencia de impacto en su corteza. C) Individuo con impacto lahárico, en la fotografía aún se pueden observar los bloques que dañaron su corteza.

Como parte de la reconstrucción de los eventos laháricos en ambos sectores de la barranca Jamapa se realizó un análisis de la frecuencia, magnitud y distribución con la que ocurrieron dichos fenómenos. Para ello, se llevaron a cabo las correlaciones necesarias (hidrometeorológicas, sísmicas, registro de incendios) para poder determinar los posibles factores detonantes y como estos están condicionados por el relieve precedente, el cual, se modifica cada que se produce un lahar, dando como resultado nuevas formas y transformando otras.

Tomando en cuenta lo expuesto en párrafos anteriores, los factores que más influencia tiene en la generación de lahares dentro de la barranca Jamapa son el impacto de fenómenos hidrometeorológicos extraordinarios (huracanes) y la ocurrencia de lluvias atípicas, no obstante, otras variables como los incendios y la pérdida de masa glaciar contribuyen de forma indirecta a que los fenómenos laháricos sean más intensos y recurrentes debido al aporte sustancial de agua y al incremento de la erosión en las laderas.

En la figura 4.29 se muestran los principales eventos identificados, en función del número de árboles afectados y la precipitación registrada en las estaciones aledañas a la zona de estudio durante los días en los que ocurrieron los lahares. En ese sentido, es posible distinguir que el desarrollo de los flujos ocurre cuando la lluvia generada es mayor a los 100 mm en 3 a 5 días acumulados. Es importante señalar que, hay eventos donde el aporte de agua no fue tan significativo como en otros años, pero la ocurrencia de temporadas de incendios en la región y el constante incremento de la temperatura en las zonas de alta montaña que favorece la desaparición de glaciares, permitieron que la distribución del flujo fuera mayor y con una importante carga de material.

A su vez, en el gráfico (Figura 4.29) también se puede distinguir un incremento en la formación de lahares, pasando de uno o dos fenómenos de baja a media intensidad por década, a uno cada dos años a partir del 2000, de dimensiones y distribuciones mayores.

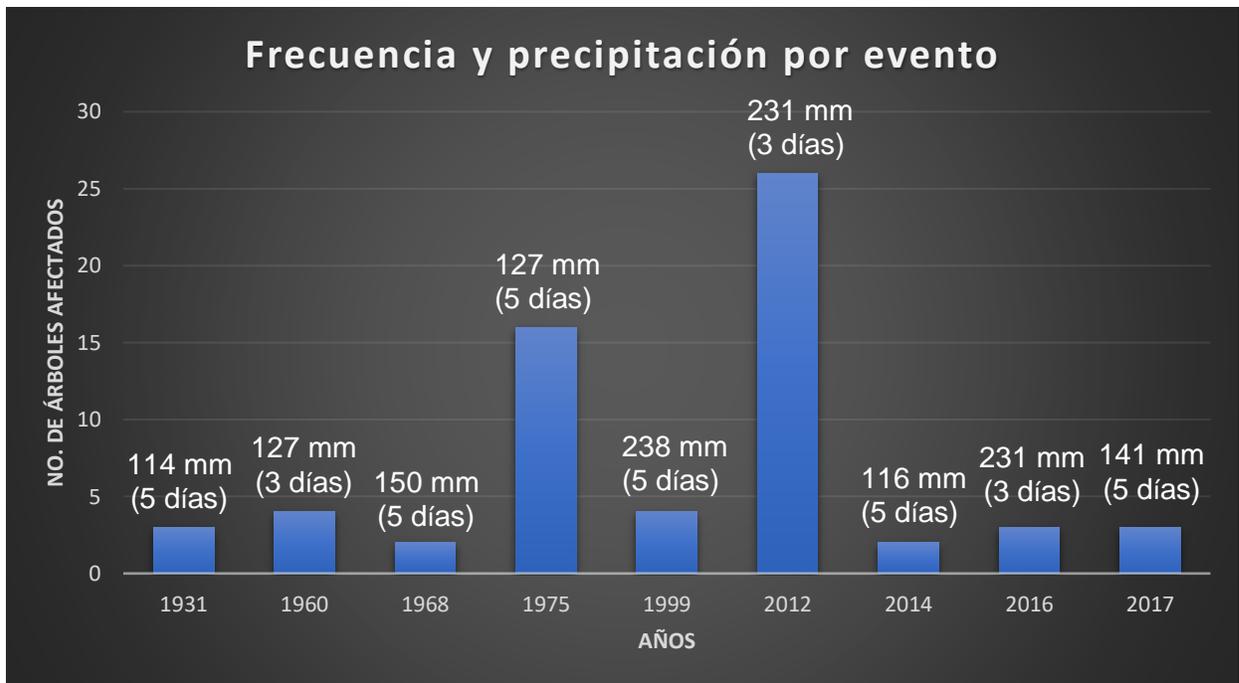


Figura 4.29. Relación entre el número de árboles afectados por año de evento, así como la precipitación ocurrida durante el periodo de su formación en un acumulado de 3 a 5 días.

Como parte del análisis de la frecuencia de los fenómenos laháricos es importante considerar las afectaciones que presentaron los árboles, ya que permite reconstruir la magnitud de forma más precisa. Es decir, en eventos donde hay evidencias de impactos de roca y además supresiones de crecimiento marcadas en el individuo, permite inferir que el lahar llevaba una componente importante de bloques (los que impactaron al árbol) y además una carga de sedimentos considerable que lo sepultaron e inhibieron su crecimiento, o bien, lo inclinaron provocando un crecimiento excéntrico en los anillos.

En la figura 4.30 se muestra el gráfico con la frecuencia de los eventos y los disturbios identificados en cada año; en todos, la cicatriz de impacto es la afectación que se repite ya que es la que permite tener la certidumbre de la ocurrencia, incluso en los eventos de 2016 y 2017, es el único rasgo visible debido a que el impacto se ubica en los últimos anillos de crecimiento en la muestra, por lo tanto, otros disturbios como la madera de compresión o el realce de crecimiento aun no eran evidentes.

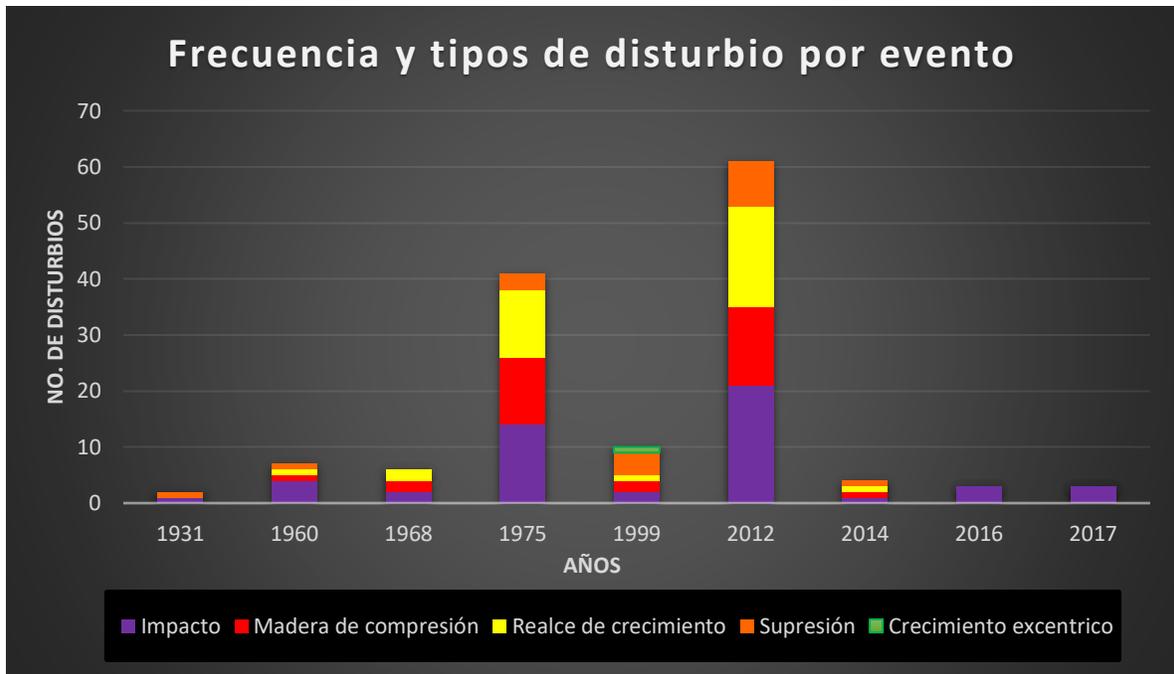


Figura 4.30. Relación del número de árboles afectados por eventos laháricos y el tipo de disturbio identificado en las muestras dendrocronológicas. Las cicatrices de impacto y el realce de crecimiento son la evidencia que más se repite en las muestras colectadas.

Una componente importante en el análisis de la frecuencia y la magnitud de los eventos laháricos es la distribución espacial de los mismos, ya que permite reconstruir los alcances de los flujos, así como la identificación de nuevas formas de relieve, o bien, la transformación morfológica de otras.

En el sector A, los individuos colectados se ubican en uno de los cauces secundarios del canal principal, ya que este último presenta 20 m de desnivel desde el fondo hasta donde crecen los árboles susceptibles a daños (Figura 4.31). Por lo tanto, los lahares que afectan a estos individuos son los que se generan en ríos de poca carga y que solo están activos en temporada de lluvia.

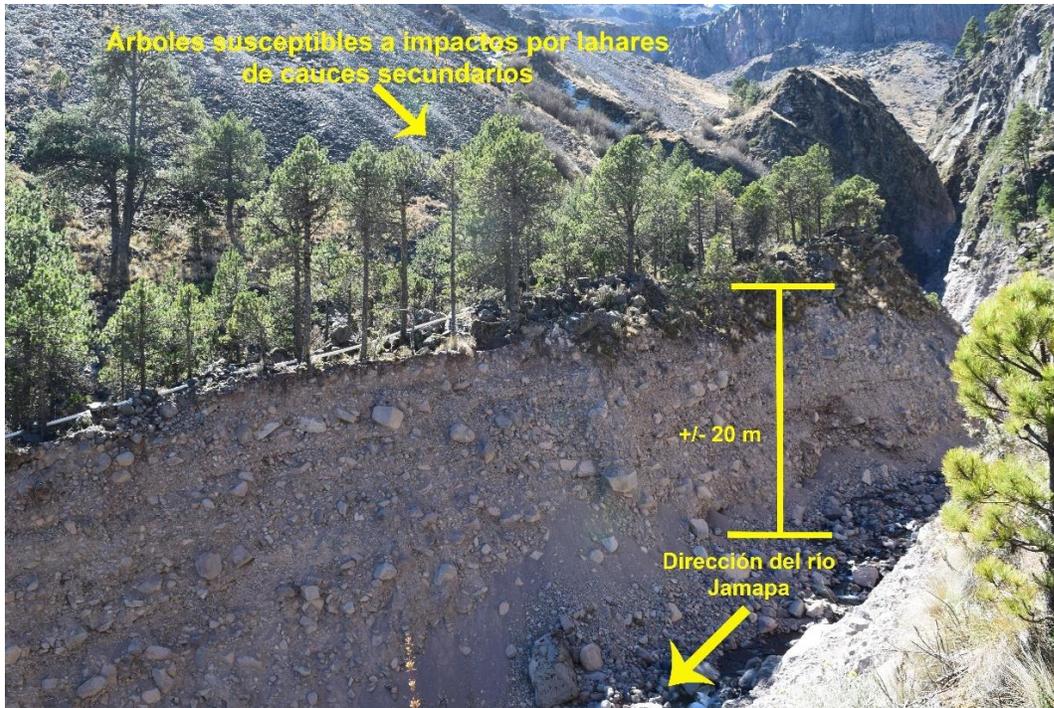


Figura 4.31. En la fotografía se hace evidente la diferencia altitudinal (~ 20 m) que hay entre el río Jamapa y la superficie en la que se emplazan los árboles que suelen ser afectados por lahares que provienen de los cauces que conectan con el canal principal en la porción del sector A.

Caso contrario ocurre en el sector B, donde hay un cambio significativo en la pendiente y una menor erosión que permite la acumulación de material en forma de terrazas, algunas de ellas, relativamente estables, que han permitido el desarrollo de bosque en el interior de la barranca (Figura 4.32). En ese sentido, la colecta y la identificación de individuos con disturbio fue más sencilla porque las formas de relieve asociadas a lahares (levées, lóbulos, terrazas) eran evidentes, algunas de ellas con poca transformación y en otros casos los bloques aún se encontraban sepultando a los árboles.



Figura 4.32. En el lado izquierdo de la fotografía se observa el canal principal del Jamapa a su paso por el sector B y en la porción media-derecha es posible identificar la terraza lahárica que se formó en el interior de la barranca. Esta superficie a su vez se encuentra sepultada por los nuevos flujos que se generan, de tal forma que la estructura condiciona su distribución y además permite el desarrollo de árboles que van registrando el paso de los lahares en sus anillos de crecimiento.

Tomando en cuenta las características antes mencionadas, la distribución espacial que presentan los lahares en cada evento dentro de la barranca Jamapa está condicionada en gran medida por el volumen de material que trae consigo cada flujo, la posición altitudinal dentro del valle, es decir, en altitudes cercanas a los 4000 msnm, hay mayor inclinación, por ende, mayor erosión generando valles más profundos y flujos más potentes que al llegar a zonas con menos inclinación impactan con toda su carga, provocando una serie de procesos de formación-destrucción de formas de relieve sobre las cuales se emplazan los árboles.

Es importante mencionar que, la mayoría de los eventos en el sector B se emplazan sobre la terraza lahárica más estable y no pasan más allá de la zona más estrecha de la barranca, a menos que la carga de material en el lahar sea de dimensiones mayores y desborde al salir de esta estructura como ha ocurrido en los flujos de los últimos 10 años (2012, 2014 y 2016) (Figura 4.33).



Figura 4.33. En A) se muestra el cambio abrupto en el ancho de la llanura de inundación pasando de 20 m a 5 m en la porción del *cañón* de roca. Una vez que se superan los 40 m de longitud (aprox.) de esta estructura rocosa, la llanura vuelve incrementar de forma considerable (50 m de ancho) como se observa en B), es en este sector donde todos los materiales laháticos que lleva el río se depositan en forma de terrazas, que en ocasiones obstruyen el camino que comunica a los poblados del estado de Veracruz con los de Puebla.

Finalmente, como parte del análisis dendrogeomorfológico se elaboró un mapa de periodos de retorno para los lahares que se emplazan en el sector B. Este cálculo se obtiene a partir de la división de la edad del árbol y el número de impactos registrados. El intervalo de recurrencia osciló entre los 7 y los 116 años (promedio de 37 años y una desviación estándar de 33 años). La interpolación de los periodos de retorno cubre los años de 1901 a 2017, periodo en el cual la mayoría de los individuos colectados registran su anillo más interno (Figura 4. 34).

Árbol	Edad	No. de impactos	Periodo de retorno	Árbol	Edad	No. de impactos	Periodo de retorno	Árbol	Edad	No. de impactos	Periodo de retorno
JAM-01	112	1	112	JAM-55	71	1	71	JAM-107	10	1	10
JAM-02	12	1	12	JAM-57	73	1	73	JAM-109	14	1	14
JAM-03	17	1	17	JAM-58	112	5	22	JAMR-03	22	1	22
JAM-05	116	1	116	JAM-59	57	2	28	JAMR-04	25	1	25
JAM-06	162	2	81	JAM-60	54	2	27	JAMR-05	17	1	17
JAM-07	100	2	50	JAM-61	58	4	14	JAMR-06	14	1	14
JAM-08	23	2	12	JAM-62	85	2	44	JAMR-07	25	3	8
JAM-09	22	2	11	JAM-63	100	1	100	JAMR-08	25	1	25
JAM-10	108	1	108	JAM-64	68	1	68	Promedio			37.40
JAM-11	80	1	80	JAM-65	79	1	79	Desv.est.			33.24
JAM-12	14	1	14	JAM-68	73	1	73				
JAM-13	10	1	10	JAM-69	75	2	37				
JAM-14	21	1	21	JAM-70	17	1	17				
JAM-15	14	1	14	JAM-71	17	1	17				
JAM-16	21	1	21	JAM-100	11	1	11				
JAM-17	100	1	100	JAM-101	8	1	8				
JAM-18	61	3	20	JAM-102	13	1	13				
JAM-19	132	4	33	JAM-103	7	1	7				
JAM-51	189	8	23	JAM-104	9	1	9				
JAM-53	193	2	97	JAM-105	10	1	10				
JAM-54	72	2	36	JAM-106	19	1	19				

Figura 4.34. Registro de la edad, número de impactos y periodo de retorno de los árboles colectados en el sector B.

En la figura 4.35 se muestra el esquema de los periodos de retorno del sector B de la barranca Jamapa. Para el caso de las áreas donde los lahares impactan con frecuencia a los árboles, se pueden distinguir algunas asociaciones que expliquen este comportamiento, por un lado, está la posición geomorfológica que ocupan dentro la barranca, es decir, aquellos individuos que están próximos al canal principal y en las terrazas de reciente formación son más propensos a verse afectados. Otro de los puntos de recurrencia es la superficie de sedimentación de materiales ubicada después del cañón de roca, donde todos los lahares que logren a travesar esta área, sin lugar a duda impactará a los individuos que ahí habitan debido a la topografía que semeja a un abanico aluvial y la poca altura que presentan las terrazas formadas recientemente.

La explicación para aquellas superficies donde la frecuencia de impactos es baja radica en el papel que juegan las terrazas estabilizadas, ya que se encuentran topográficamente más elevadas y los árboles que ahí se emplazan quedan menos expuestos. De igual forma, los individuos que están más alejados del canal principal presentan una probabilidad menor a verse afectados.

Por último, es importante señalar que la edad del bosque no es homogénea y su distribución espacial tiene un vínculo con la dinámica geomorfológica que acontece.

La mayoría de los árboles longevos se ubican sobre las superficies alejadas del canal principal y en una posición topográfica más elevada, por lo cual, a pesar de ser individuos con muchos años no presentan más de dos evidencias de impactos laháricos. Mientras que los pinos de mediana edad y los jóvenes se encuentran en terrazas recientes y en su mayoría cercanos al río, con lo cual, a pesar de no tener tantos años de crecimiento si presentan un registro de dos o más impactos.

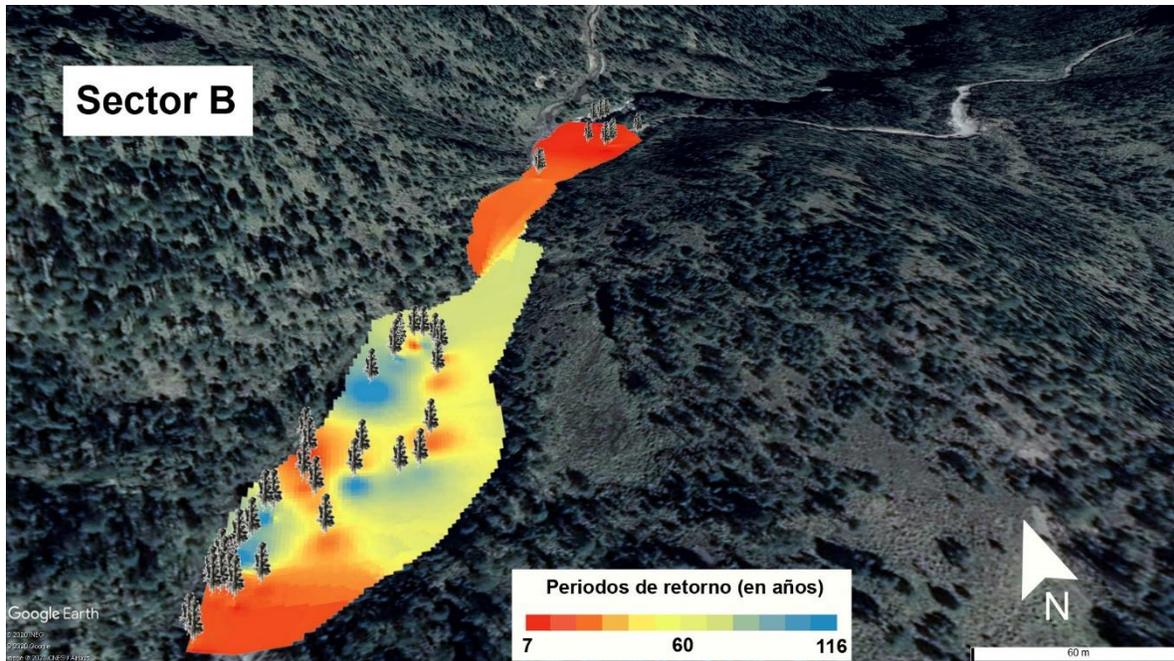


Figura 4.35. Mapa de los periodos de retorno de lahares en el sector B de la barranca Jamapa, elaborado a partir del método de interpolación IDW.

4.2.2. Edades mínimas del relieve

Como parte del análisis dendrogeomorfológico se realizó la estimación de edades mínimas para algunas de las principales estructuras que componen al sector B de la barranca Jamapa. Para ello se elaboraron una serie de perfiles geomorfológicos que cruzaran dichas formas de relieve y además se tuviera presencia de uno o más árboles para poder asignar la edad correspondiente.

El primer perfil (A-A') se ubica en la parte superior del sector B (río arriba) y fue trazado en una de las superficies con mayor dinámica geomorfológica, que queda evidenciada en la variedad de estructuras que fue posible identificar. Dicha

heterogeneidad de formas está asociada con el paso de los lahares, los cuales comienzan a hacer sus primeras descargas de sedimentos en esta área (Figura 4.36).

Las estructuras que atraviesa el perfil corresponden a las laderas piroclásticas en ambos lados de la barranca, los depósitos laháricos recientes ubicados en el canal secundario y el principal, así como una secuencia de terrazas que corresponden con la 1, 4 y 5. El objetivo principal de este perfil, además de mostrar la configuración del valle en este punto, fue el de asignar las edades mínimas para las terrazas antes mencionadas a partir de los árboles JAM-16, JAM-06 y JAMR-05.

En la figura 4.36 se puede distinguir como los árboles JAM-16 y JAMR-05 se encuentran dentro de la terraza 4, cada uno presenta una edad de 21 y 17 años, respectivamente. A partir de esto, se pudiera pensar que esta superficie tiene como mínimo 21 años, no obstante, durante el trabajo de campo y el análisis dendrogeomorfológico, se observó que los materiales de la terraza 4 sepultan a los individuos, con lo cual la interpretación cambia y se entiende que esta superficie es más joven de 17 años. De forma precisa, esta superficie actualmente tiene una edad de 7 años, ya que se formó durante el paso del lahar ocurrido en 2012. A su vez y siguiendo la misma lógica en la interpretación, se infiere que la terraza 5 es más joven al encontrarse topográficamente por debajo y con una nula presencia de individuos impactados o sepultados. Para el caso de la terraza 1 se confirma su estabilidad y antigüedad con la presencia del árbol JAM-06 el cual tiene una edad de 162 años, por lo tanto, la edad mínima de la terraza y de su estabilización es de 162 años.

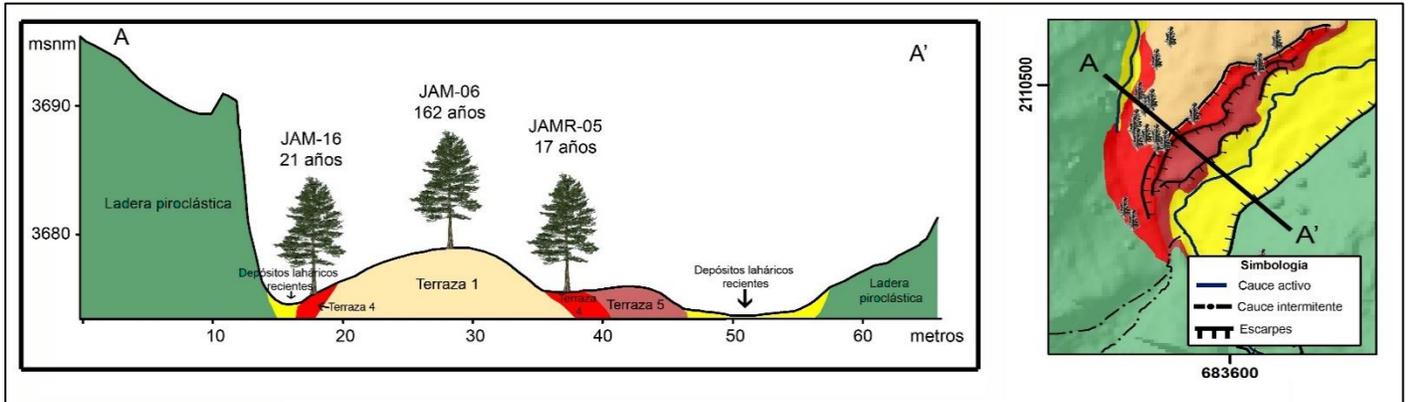


Figura 4.36. Perfil geomorfológico A-A' y su representación en planta dentro de la cartografía elaborada para el sector B.

El perfil geomorfológico B-B' se ubica en la porción media del sector B y el motivo de su trazo recae, al igual que en el primer perfil, en mostrar las estructuras que configuran el interior de la barranca, corroborar las edades para superficies ya descritas e integrar al análisis la edad de otras morfologías.

Las morfologías que se pueden observar en el perfil (Figura 4.37) son las laderas piroclásticas y las superficies de deslizamiento a ambos lados de la barranca, los depósitos laháticos recientes en el canal secundario y el principal, y las terrazas 4, 1 y 2. Sobre estas tres últimas estructuras mencionadas es donde se encuentran los árboles JAM-11, JAM-53 y JAM-58.

Nuevamente, para la terraza 4 ocurre un fenómeno similar al observado en el perfil A-A' donde el árbol JAM-11 presenta una edad de 80 años, no obstante, se encuentra impactado y sepultado por los materiales del lahar ocurrido en 2012, mismos que también cubren a la terraza 1 y sobre la cual se emplaza el individuo JAM- 53 con 191 años, lo que sugiere que la edad de esta superficie es todavía mayor a lo observado en el perfil anterior. Por último, en la terraza 2 se encuentra el árbol JAM-58 con 112 años, la estructura presenta una posición topográfica inferior con individuos más jóvenes en comparación con la 1.

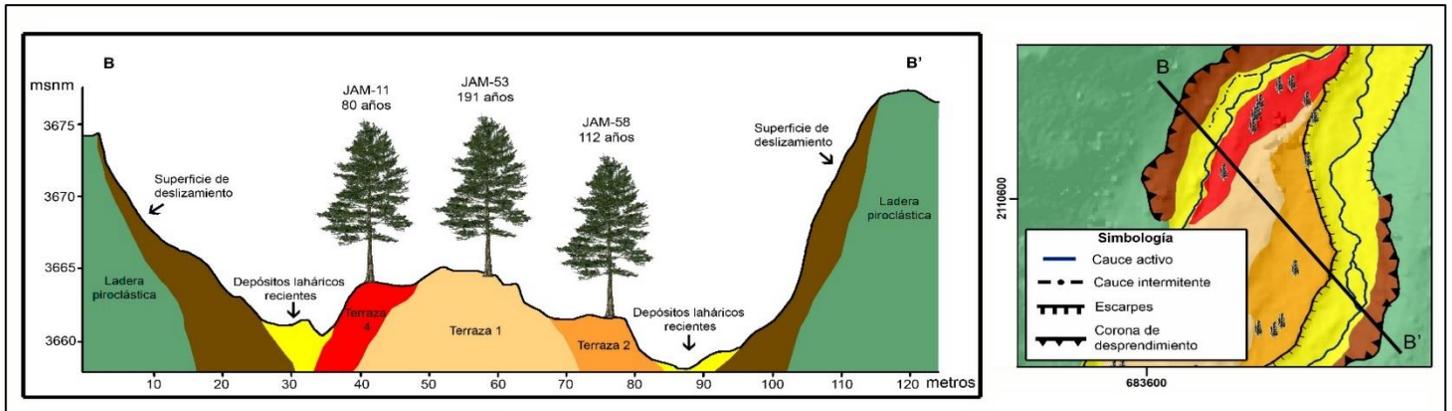


Figura 4.37. Perfil geomorfológico B-B' y su representación en planta dentro de la cartografía elaborada para el sector B.

Finalmente, el perfil C-C' se localiza casi al final del sector B (río abajo) y el trazo se realizó sobre una secuencia de estructuras que asemejan un abanico aluvial; dicha configuración es respuesta de la dinámica lahárica, de un cambio morfológico del cauce, pasando de un sector muy estrecho a uno con gran amplitud en pocos metros y de una reducción significativa en la pendiente; provocando que los flujos depositen gran parte de su carga sobre esta área.

Las formas de relieve que fue posible identificar en el perfil (Figura 4.38) fue la ladera volcánica de los flujos andesíticos/dacíticos de la secuencia Jamapa, los depósitos laháricos recientes en el canal principal y las terrazas 3, 4 y 6. Sobre estas últimas superficies mencionadas es donde se emplazan los árboles JAM-107, JAM-109 y JAM-106, los cuales fueron considerados para establecer la edad mínima de estas estructuras.

Como fue mencionado anteriormente, este sector de la barranca se caracteriza por ser muy dinámico en cuanto a la creación de nuevas estructuras (terrazas), el sepultamiento de otras y procesos erosivos importantes en las márgenes del canal principal; todo ello, asociado al paso de los lahares con una importante carga de material, misma que depositan al existir cambios morfológicos y topográficos dentro de la barranca.

En este sentido, la estabilidad de las formas de relieve es poca y prueba de ello es la edad del arbolado (~19 años) que ha logrado desarrollarse sobre algunas

estructuras que han quedado más elevadas con respecto al canal, de ahí se explica su emplazamiento y supervivencia ante eventos laháricos. No obstante, cuando ocurren fenómenos de gran magnitud se ven afectados, como es el caso de los árboles JAM-107 y JAM-106, que se encuentran impactados y sepultados por los lahares ocurridos en 2012 y 2014, respectivamente. Con lo cual la edad mínima para las terrazas 4 y 6 es de 7 y 5 años.

En lo que respecta a la terraza 3, se estimó una edad mínima de 14 años de acuerdo con el fechado realizado para el árbol JAM-109. Este cálculo corresponde con la posición topográfica que presenta la terraza, la cual se encuentra sepultada por depósitos laháricos más jóvenes (lahares 2012 y 2014) y, además, presenta una superficie con más estabilidad que pudo ser corroborada por la presencia de pastizales.

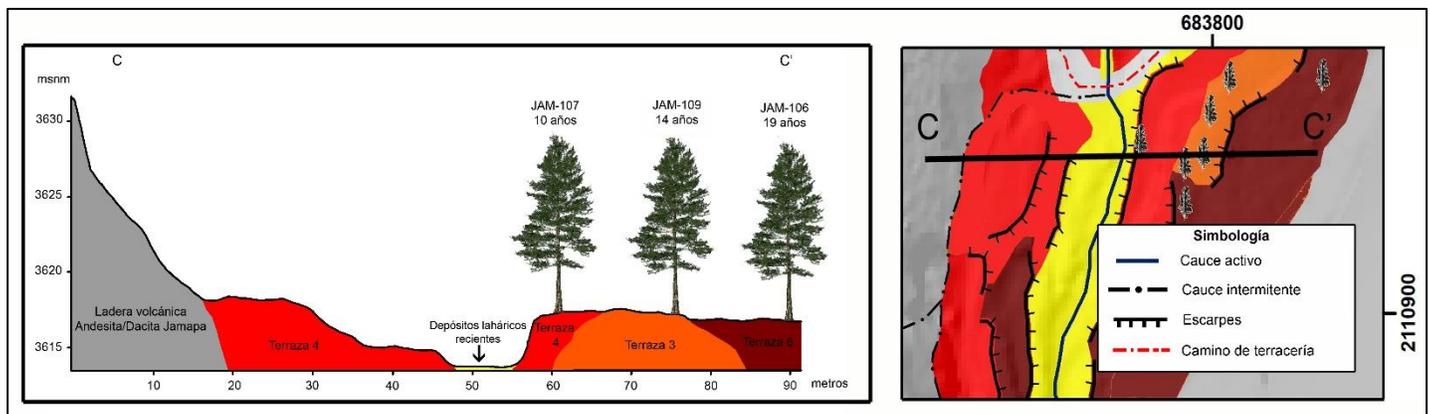


Figura 4.38. Perfil geomorfológico C-C' y su representación en planta dentro de la cartografía elaborada para el sector B.

El establecer edades mínimas para una superficie tan dinámica resulta en ocasiones una labor complicada, no obstante, siguiendo una metodología en donde se consideren la cartografía geomorfológica, perfiles, trabajo de campo y árboles colectados para dendrocronología, es posible obtener un fechado óptimo y cercano a la edad real. Ejemplo de ello son las edades mínimas estimadas para la mayoría de las terrazas, las cuales se expresan a continuación: 1 - 191 años, 2 - 112 años, 3 - 14 años, 4 - 7 años y 6 - 5 años.

4.2.3. Magnitud de eventos: modelado de lahares con RAMMS y PSI

Como parte de los resultados de esta investigación y con la finalidad de tener una representación más cercana a la realidad sobre los lahares reconstruidos con métodos dendrocronológicos, se realizó el modelado de los flujos que impactaron a los árboles del sector B haciendo uso del software RAMMS (*Rapid Mass Movement*) y calibrando los volúmenes obtenidos con paleo-indicadores o *PSI* (altura de la cicatriz de impacto).

Del total de individuos colectados para el análisis dendrogeomorfológico, se usaron 49 como *PSI*, los cuales estaban distribuidos sobre diferentes superficies a lo largo de la zona de estudio y en conjuntos diferentes. Los 8 eventos reconstruidos son los ocurridos en 1931, 1960, 1968, 1975, 1999, 2012, 2014 y 2016.

De manera general, los árboles considerados para la calibración de los 8 eventos se encontraban cercanos al canal principal y sobre terrazas bajas, con cicatrices de impacto que iban desde los 0.032 m hasta 1.35 m. Tomando en cuenta esta información, se realizaron los respectivos modelos obteniendo desviaciones máximas de -0.69 y 1.99 m, con un promedio general de 0.004 m para todos los eventos (Figura 4.39).

En ese sentido, es importante mencionar que, para algunos eventos, la calibración con *PSI* presentaba una desviación menor en la mayoría de los árboles, es decir, el volumen reconstruido se ajusta más a la realidad (evento de 2012), mientras que en otros el valor de desviación es significativo dentro de la población colectada (evento de 1999).

Dicha diferencia en los resultados tiene su explicación en aspectos como el número de individuos tomados en cuenta para la calibración, su distribución a lo largo del sector, la posición geomorfológica en la que se encuentran y la dinámica del flujo. En esta última consideración, se plantean aspectos que versan sobre el tipo y la cantidad de materiales que traía consigo el lahar, es decir, la presencia de grandes bloques, troncos u otros materiales en suspensión. De tal manera que las cicatrices

generadas por estos elementos pudiesen estar algunos centímetros por encima de la realidad del flujo y por ello la desviación reportada es mayor.

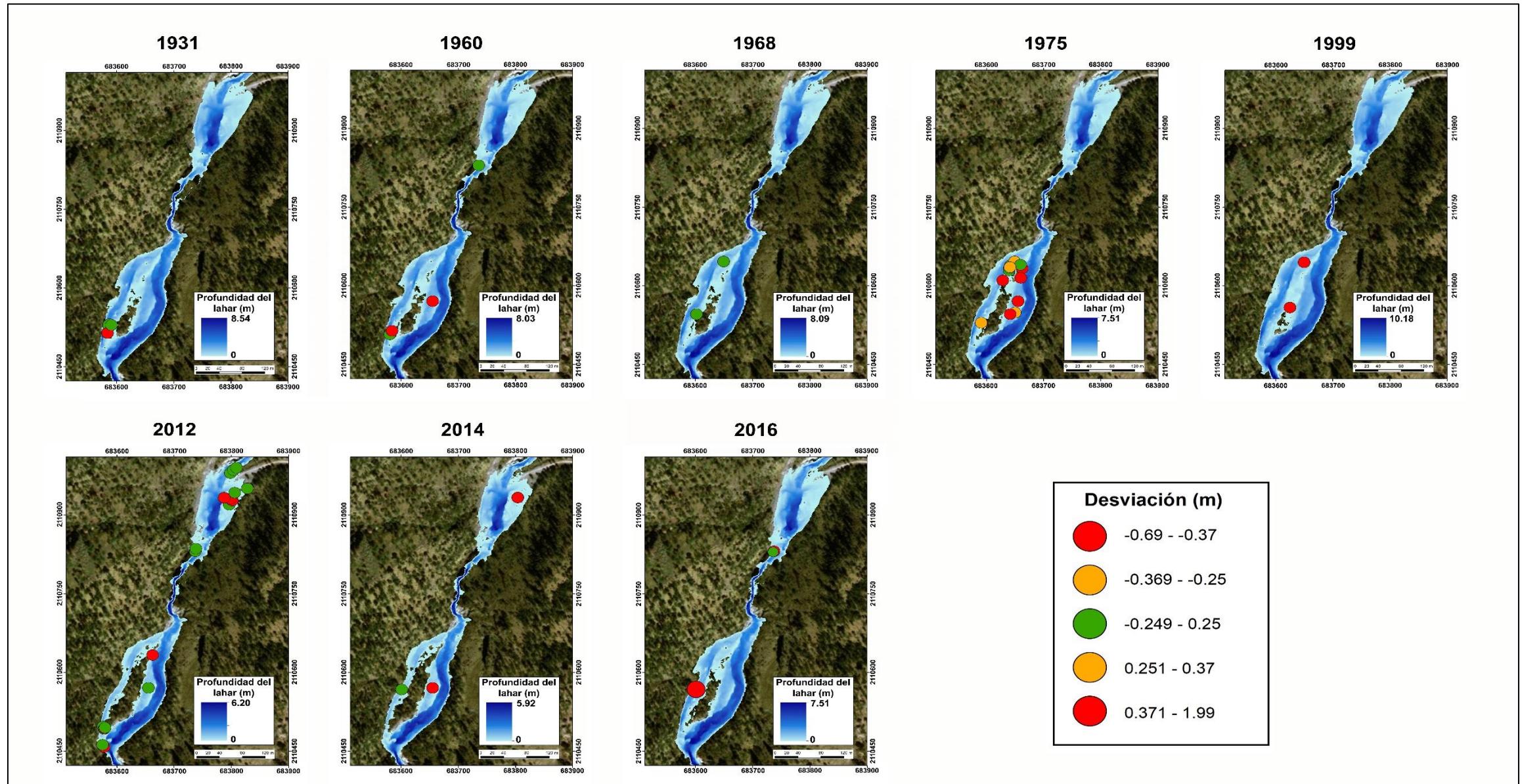


Figura 4.39. El esquema muestra los 8 eventos lahárlicos modelados junto con los árboles utilizados para su calibración. En ese sentido, cada individuo fue representado en función de la desviación presentada al comparar la altura del descortezado y el valor de profundidad obtenido de la simulación. A su vez, se puede observar que en algunos años los valores se ajustan mejor a la realidad, como es el caso de los eventos de 1968 y 2012, mientras que en otros hay más incertidumbre (1999 y 1975), debido a la posición geomorfológica en la que se encuentran los individuos. 149

De igual forma, para aquellos árboles que se ubican en posiciones geomorfológicas estables y lejos del canal principal pero que presentaron impactos, se considera la hipótesis de que probablemente los bloques se movieron más allá del flujo principal debido a la velocidad con la que se desplazaba el lahar, llegando hasta estos puntos más elevados topográficamente. Este hecho provocó que los modelos que se ajustan mejor a estos *PSI* son aquellos que reportan volúmenes muy elevados.

Para cada evento modelado fueron utilizados los mismos parámetros de turbulencia con los que RAMMS trabaja, una μ de 0.15, una ξ de 400 m/s² y una densidad de 1,400 kg/m³. El valor que se modificó para cada caso fue la descarga de entrada del hidrograma, estos y otros resultados obtenidos se muestran a continuación en la figura 4.40.

Año del evento	No. de árboles considerados	Desviación mínima y máxima (m)	Promedio de la desviación (m)	Descarga (m ³ /s)	Altura máxima del flujo (m)	Velocidad máxima del flujo (m/s ²)
1931	3	0.13 - -0.39	-0.03	198	8.54	12.45
1960	4	-0.01 – 0.86	-0.01	176	8.03	18.26
1968	2	-0.03	-0.03	181	8.09	17.89
1975	13	-0.12 – 0.89	-0.04	160	7.51	18.37
1999	2	-0.38 – 0.42	0.02	350	10.18	16.11
2012	19	-0.01 – 1.99	-0.01	91	6.2	19.12
2014	3	0.1 - -0.59	-0.02	80	5.92	18.5
2016	3	-0.16 - -0.64	0.03	160	7.51	18.37

Figura 4.40. Principales resultados obtenidos del modelado de los flujos con RAMMS y la calibración con los descortezados para los 8 eventos reconstruidos.

El evento que tuvo un mejor ajuste entre los descortezados y el modelo de RAMMS fue el ocurrido en 2012 con una desviación promedio de -0.01, obtenida a partir de una descarga de entrada de 91 m³/s. Caso contrario ocurre con el flujo ocurrido en 1975 donde el valor de desviación obtenido fue de -0.04, introduciendo una descarga de 160 m³/s. De igual forma, es importante resaltar el evento de 1999 que, si bien no presenta una desviación significativa, la descarga de entrada que se tuvo que agregar en el hidrograma es muy elevado (350 m³/s); en ese sentido, si se

toman en cuenta las características morfológicas de la barranca y la reducida cantidad de individuos impactados por un flujo de esa envergadura, resulta complicado asumir que ese sea el valor real del lahar.

Tomando en cuenta el análisis anterior, es probable que el número de árboles considerados como *PSI* en la simulación no sean suficientes para algunos eventos, no obstante, es un acercamiento a la descarga que pudo haber presentado el lahar y sirve como marcador para discernir entre los individuos a considerar para la calibración, así como el poder realizar una óptima interpretación de los resultados.

De igual forma, es importante tener presente en el análisis del modelado, cada una de las superficies geomorfológicas sobre las que se encuentran los individuos, ya que estas van a condicionar en gran medida el calibrado y la explicación del porque existe una mayor o menor desviación entre lo medido en campo y los resultados obtenidos con RAMMS.

De tal manera que, a partir de los resultados de la modelación de cada uno de los eventos, se observó que aquellos árboles ubicados en zonas cercanas al canal principal, al secundario y en terrazas bajas, funcionan como un mejor marcador para la calibración, mientras que, los individuos que se emplazan sobre superficies más elevadas (terrazas estables) o alejadas de los puntos por donde probablemente atraviesa el flujo, presentan una mayor desviación.

Por último, también es importante considerar que la constitución de los lahares puede variar en función de la carga de sedimentos y agua, es decir, algunos flujos pueden ser más fluidos (hiperconcentrados) y otros más concentrados (flujos de escombros), por lo cual su distribución, volúmenes, densidad y velocidad, pudieran variar e impactar de diferente forma dentro de la zona de estudio.

Capítulo V. Discusión

5.1. Análisis dendrocronológico de *Pinus hartwegii*

En esta investigación se trabajaron dos sectores de la barranca Jamapa con la finalidad de establecer la frecuencia y la distribución con la que se emplazan los lahares a partir de métodos dendrogeomorfológicos. La primera de las zonas (Sector A) se ubica entre los 3895 y los 3802 msnm, mientras que la segunda (Sector B) se dispone de los 3630 a los 3530 msnm. Se colectaron un total de 83 árboles de la especie *Pinus hartwegii*, la edad promedio del arbolado es de 74 años, sin embargo, es importante mencionar que la edad del bosque es heterogénea, el individuo más longevo presenta 310 años, se ubica en la ladera oeste de la barranca, sobre una superficie estable y no presentaba ningún disturbio geomorfológico, por lo cual fue utilizado en la cronología de referencia. El individuo más joven tiene 7 años y se localiza en el borde de una de las terrazas laháricas con mayor dinámica geomorfológica del sector B. Esta diferencia marcada en las edades de los individuos puede ser explicada a partir de aspectos como la destrucción del bosque debido a actividades antrópicas (forestales y/o construcción de infraestructura), la generación de incendios y los fenómenos geomorfológicos como los lahares.

Es importante considerar que la especie *Pinus hartwegii* ya había sido utilizada para estudiar fenómenos geomorfológicos en otros volcanes del centro de México (Bollschweiler et al., 2010; Franco-Ramos et al., 2017b; Prado-Lallande, 2017) obteniendo buenos resultados en su análisis. De igual forma, es una de las especies más longevas en México (más de 600 años) (Villanueva et al., 2010), lo cual la posiciona como un archivo ecológico y geomorfológico de gran valor. Sin embargo, es necesario tener en cuenta que debido a las condiciones extremas en las que crece y su longevidad, el menor disturbio provoca cambios en el crecimiento del individuo como es la formación de anillos falsos, anillos perdidos o microanillos. Este hecho dificulta en ocasiones su fechamiento.

5.2. Reconstrucción de lahares y fenómenos hidrometeorológicos

Se analizaron 168 disturbios en las muestras colectadas para ambos sectores de la barranca Jamapa, el 51% corresponde a cicatrices de impacto, el 35% a realces en el crecimiento, 32% a madera de compresión, 18% a supresión y menos del 1% a crecimiento excéntrico. Esta información correlacionada con los datos de precipitación de las estaciones Coscomatepec (30032); Ixhuatlán (30072) y Huatusco (30342) (SMN, 2016; 2012 y 2018), el registro de huracanes que proporciona la NOAA (2019), los incendios reportados por Yocom y Fulé (2012) y el análisis del retroceso glaciario (Cortés-Ramos, 2016), permitió reconstruir un total de 9 lahares, de los cuales 8 fueron reconocidos en el sector B y solo 1 en el sector A.

Esta diferencia en cuanto al número de eventos identificados en los sectores radica en dos aspectos, el primero de ellos tiene que ver con la configuración geomorfológica de la barranca, el sector A corresponde a una porción donde hay una mayor inclinación y por ende, la erosión prevalece sobre la sedimentación de materiales, con lo cual el valle es más profundo (+/- 20 m de desnivel) y el bosque comienza a desarrollarse sobre esta superficie que queda alejada del canal principal (Figura 4.31). No obstante, existen cauces adyacentes que alimentan al río Jamapa y sobre los cuales también se desarrollan lahares, estos son de menor tamaño en cuanto a volumen y distribución, debido a las características propias del cauce que en su recorrido logran impactar a los árboles que ahí crecen.

En lo que respecta al segundo factor a considerar, este tiene relación con el muestreo dendrogeomorfológico realizado en el sector A, es decir, es necesario incrementar el número de árboles muestreados para poder identificar más eventos, pero en muchas ocasiones acceder hasta el sitio es complicado.

Los eventos laháricos reconstruidos corresponden a los años de 1931, 1960, 1968, 1975, 1999, 2012, 2014, 2016 y 2017. De los 9 lahares identificados, seis de ellos (1931, 1960, 1975, 2012, 2016 y 2017) tuvieron un origen asociado con el paso de un huracán o tormenta tropical y los otros tres (1968, 1999 y 2014) a la conjunción de factores como incendios en los años previos al fenómeno y lluvias torrenciales. En ese sentido, también es importante señalar que los nueve eventos ocurrieron

entre los meses de julio a octubre (temporada de lluvia para el centro de México), este hecho quedó corroborado en los disturbios identificados en las muestras, los cuales coincidían con la madera tardía, misma que tiene su periodo de formación en esa temporada del año.

La formación de lahares asociada a fenómenos hidrometeorológicos extraordinarios ya ha sido reportada con anterioridad en volcanes como el Popocatepetl (Bollschweiler et al, 2010; Franco-Ramos et al., 2016a), La Malinche (Franco-Ramos et al., 2016b; Franco-Ramos et al., 2019b) y Colima (Capra et al., 2010; Franco-Ramos et al. 2013), donde el principal detonante es el aumento de la precipitación ($20 - 95 \text{ mm h}^{-1}$) y su acumulado en un lapso no mayor a 5 días (200 – 400 mm), que es generado por el paso de un huracán o tormenta tropical. Para el caso de la barranca Jamapa, los flujos laháricos se emplazaron una vez que la lluvia superaba los 100 mm en un acumulado de 3 a 5 días, en algunos casos la precipitación extraordinaria ocurría en un solo día, como la acontecida el 5 de agosto de 2016 con 141 mm reportados.

De los 9 lahares reportados, los ocurridos en 1975 y 2012 fueron los que presentaron un mayor número de individuos con disturbio (cicatrices de impacto, realce en el crecimiento y madera de compresión), todos ellos están ubicados en el sector B. El primero de los eventos mencionados (1975), presentó 16 árboles afectados, su distribución está concentrada en una superficie que se caracteriza por su estabilidad geomorfológica, se trata de una antigua terraza lahárica que ha quedado en una posición altitudinal más elevada y debido a esto los árboles más longevos que ahí se desarrollan no presentan disturbios, más que el ocurrido en 1975 (Figura 4.20). A partir de las observaciones en campo y del análisis dendrogeomorfológico realizado es posible discernir que el flujo llevaba una carga de bloques de gran tamaño, mismos que al llegar a esta zona fueron depositados casi en su totalidad, por lo cual, no hay más individuos afectados río abajo.

La formación del lahar de 1975 se vinculó a dos posibles aspectos, a los periodos de incendios registrados en los meses previos y en el año anterior (Yocom y Fulé, 2012) y a la ocurrencia de lluvias extraordinarias (127 mm en 5 días) asociadas al

paso del huracán “Caroline”. En ese sentido, hubo registro de otros fenómenos geomorfológicos que se desarrollaron durante ese mismo periodo en otros volcanes cercanos a la costa del Atlántico, como es el caso del Cofre de Perote donde se reportaron caídas de roca (Franco-Ramos et al., 2017b) y en La Malinche con la formación de un lahar en la barranca Axal (Franco-Ramos et al., 2019b).

En lo que respecta al evento identificado en 2012, este fue de mayores dimensiones en cuanto a distribución y el número de árboles que presentaron algún disturbio (n=26). Cada uno de los individuos afectados se desarrolla en diferentes superficies geomorfológicas del sector B, como son terrazas laháricas dinámicas, terrazas estabilizadas o sobre depósitos recientes cercanos al canal principal (Ver mapa geomorfológico del sector B, documento anexo). Su formación se asocia principalmente al impacto del huracán “Ernesto” en el mes de agosto, el cual provocó lluvias intensas en la zona, alcanzando hasta 231 mm en 3 días. Es importante mencionar que este fenómeno tuvo un impacto regional, ya que en el volcán Iztaccíhuatl (Prado-Lallande, 2017), Popocatépetl (Franco-Ramos et al., 2016a) y La Malinche (Franco-Ramos et al., 2019b) también fueron reportados lahares en los valles de Alcalícan, Nexpayantla y Axal, respectivamente.

Es importante tener en cuenta que la intensidad de este evento no se debe solamente a la precipitación extraordinaria sino a la conjunción de otros factores como el retroceso glaciar que comienza a ser más acelerado a partir del año 2009 (Cortes-Ramos, 2016). Este hecho significa un mayor aporte de material detrítico en las laderas de la barranca Jamapa, el cual es incorporado al momento de la formación del flujo, incrementando sustancialmente su volumen. Otro de los componentes que han sido considerados en la explicación de este evento son los planteados por Morales-Martínez et al. (2016) quienes proponen la ocurrencia de deslizamientos de tierra en las porciones más altas del valle, que fueron originados por las lluvias extraordinarias y por la ruptura de sistemas subglaciales que aportaron aún más agua al flujo. Para este evento hubo un incremento mucho mayor al habitual de rocas, sedimento y agua, por ello su amplia distribución, intensidad y capacidad de transformación geomorfológica de la barranca.

Para el caso de los eventos ocurridos en 1931, 1960, 1968, 1999, 2014 y 2016 el número de árboles afectados fue menor, con un máximo de 4 individuos impactados y un mínimo de dos. Cada uno de estos lahares presenta una distribución espacial diferente, sin embargo, fue posible observar que los eventos ocurridos en 1931, 1960, 1968 y 1999 no se emplazaron a lo largo de todo el sector B como ocurre con los eventos de 2014 y 2016. Esta dinámica puede ser explicada de dos formas, una de ellas tiene que ver con el volumen que presentaban los flujos, es decir, los fenómenos ocurridos en años recientes son de mayor magnitud y pueden recorrer muchos más metros, mientras que los otros depositaron gran parte de su carga en las primeras superficies del sector B. La otra razón de esta distribución tiene que ver con la edad de los árboles, los individuos más longevos se localizan sobre las superficies estabilizadas que están al inicio del área de estudio (río arriba) y por ello fue posible encontrar eventos más antiguos, mientras que, en las formas de relieve con mayor dinámica geomorfológica, los árboles no superan los 25 años.

De igual forma, es importante discutir un aspecto asociado a la lluvia registrada en los años que fueron identificados los lahares, de manera particular se hizo la comparación entre los flujos generados en 1975, 1999 y 2012, donde el ocurrido en 1999 se asoció a un periodo de 5 días de lluvia que alcanzó los 238 mm acumulados, es decir, precipitó más que en los eventos que presentaron mayor distribución y número de árboles impactados (1975: 127 mm en 5 días y 2012: 231 mm en 3 días), no obstante, los individuos reportados con afectaciones es menor (4).

Este resultado se puede explicar a partir de las estaciones consideradas en este estudio, las cuales se encuentran muy alejadas de los sectores de trabajo, por tanto, es probable que existan diferencias entre los valores de lluvia reportados en esos periodos y los que realmente precipitaron en la barranca. Otro factor que explica esta dinámica se asocia con la posición geomorfológica y disponibilidad de los árboles, aquellos que crecen sobre estructuras más dinámicas son más propensos a presentar alteraciones, tal como ocurre en los eventos de 1975 y 2012, donde la mayoría de los individuos crece sobre estas superficies.

A su vez, otra de las razones que se debe contemplar para entender dicha diferencia está asociada con la naturaleza de los flujos, algunos pueden ser de carácter más erosivo y otros con una capacidad de sedimentación mayor, también la carga puede variar, algunos suelen acarrear bloques de mayores dimensiones y otros estar constituidos por materiales más finos. Asimismo, se debe considerar que este registro se hace únicamente en un sector de la barranca, es probable que los depósitos de 1999 o de otros eventos, se distribuyeron río arriba y al llegar al área B su carga se redujo considerablemente y por tanto su distribución fue menor.

De manera particular, el evento registrado en 2017 en el sector A pareciera que tuvo un impacto menor en la zona, al solo haber sido identificado en este afluente del río Jamapa, sin embargo, este hecho no significa que el lahar no haya avanzado más metros, simplemente no hay evidencia dendrogeomorfológica en el sector B que constate su emplazamiento.

Los métodos dendrogeomorfológicos utilizados en esta investigación ya se han aplicado en otras montañas de México (Bollsweiler et al. 2010; Stoffel et al. 2011; Franco-Ramos et al. 2013; Franco-Ramos, 2016 a y b; Franco-Ramos et al., 2017b; Franco-Ramos et al. 2019 a) y en sistemas montañosos europeos (Stoffel y Perret, 2006; Bollsweiler et al., 2007; Stoffel y Bollsweiler, 2009; Clague, 2010; Ballesteros et al., 2017). Sin embargo, para el sustento, corroboración y obtención de datos también fueron aplicados otra serie de métodos como es la cartografía geomorfológica, el uso de UAV's y el modelado numérico en 2D de los flujos que fueron calibrados a partir de paleo-indicadores dendrogeomorfológicos.

En ese sentido, la cartografía geomorfológica elaborada para ambos sectores representa una pieza fundamental en la reconstrucción de los eventos, ya que una vez que fueron identificadas las formas de relieve asociadas a lahares (terrazas, leveés, lóbulos) fue posible delimitar las zonas de estudio y planear de manera óptima el muestreo dendrogeomorfológico. Al realizar un correcto mapeo geomorfológico permite tener certeza de las dinámicas, arreglo y distribución de las formas de relieve asociadas a los fenómenos de estudio, tal y como ha sido constatado en los trabajos llevados a cabo en los Alpes suizos por Bollsweiler et

al. (2007), en el volcán de Colima (Franco-Ramos et al., 2013) y en el volcán la Malinche (Franco-Ramos et al., 2016 b), por mencionar algunos.

El uso de drones para la obtención de información de la superficie terrestre a escala detallada y con procesos dinámicos es una técnica reciente, este hecho queda constatado en los pocos trabajos de corte geomorfológico que la han empleado (Walter et al., 2018; Fernández de Castro-Martínez et al., 2018; López-Jiménez, et al. 2019; González et al., 2019), de tal manera que esta investigación se suma como una evidencia más de los resultados óptimos que se pueden alcanzar, además de que es una opción más viable y económica que otros métodos de levantamiento topográfico.

5.3. Modelación de lahares 2D y evidencias dendrogeomorfológicas

De igual forma y como parte de los resultados de esta investigación se modelaron numéricamente en 2D los lahares identificados en el sector B haciendo uso del software RAMMS y cada uno de los modelos obtenidos fue calibrado con paleo-indicadores dendrogeomorfológicos (Baker et al., 2002; Benito y Thorndycraft, 2005; Ballesteros et al., 2011a y b; Diez-Herrero et al., 2013a y b). De tal manera que, para cada evento se obtuvo un mapa en el cual se representó su distribución espacial, el calado máximo del flujo y la posición de cada árbol colectado, así como su desviación estándar que hay entre la altura del descortezado y el valor de caudal recreado.

Las profundidades máximas recreadas a partir de esta metodología oscilan entre los 5 y 11 m, sin embargo, es necesario tener cuidado en la interpretación de estos resultados, ya que observando los valores de calibración de los PSI hay eventos en los que los árboles presentan una amplia desviación estándar entre el descortezado y la profundidad del flujo, como es el caso del lahar de 1999 (DESVEST: 0.371 – 1.99) y el de 2014 (DESVEST: -0.69 - -0.37). Caso contrario ocurre con los fenómenos que se presentaron en 1968 y 2012, donde el calado modelado se ajusta con mayor precisión a la mayoría de las cicatrices de impacto (DESVEST: -0.249 – 0.25).

Estas variaciones en la desviación estándar pueden ser explicadas a partir de la posición geomorfológica que presenta el árbol colectado, es decir, se observó que aquellos individuos ubicados en zonas cercanas al canal principal, al secundario y en terrazas bajas, funcionan como un mejor marcador para la calibración, mientras que, los individuos que se emplazan sobre superficies más elevadas (terrazas estables) o alejadas de los puntos por donde probablemente atraviesa el flujo, presentan una mayor desviación. De igual forma, otro factor que puede influir en la calibración es el número de árboles empleados, no obstante, no se consideró este hecho como un factor determinante para la interpretación de los resultados.

Por otro lado, el software RAMMS requiere de una serie de insumos para poder realizar la modelación como son los valores de turbulencia ($\mu= 0.15$ y $\xi= 400 \text{ m/s}^2$) y la densidad del flujo (1400 kg/m^3), mismos se obtuvieron de las observaciones en campo y en la literatura que versa sobre el comportamiento de los lahares (Manville et al., 2009; Vallance, 2015; Capra et al., 2002). Sin embargo, existe un tercer valor que es necesario en el modelado y se trata de la descarga de entrada (m^3/s), misma que no fue posible obtener al no haber presencia de estaciones hidrográficas en la zona, por lo tanto, se realizó una revisión bibliográfica de la formación de lahares en volcanes del mundo (Lavigne y Suwa, 2004; Worni et al., 2012; Charbonier et al., 2018) y de México (Caballero y Capra, 2014; Capra et al., 2018; Muñoz-Salinas et al., 2009) con barrancas similares a Jamapa y poder establecer un mínimo y un máximo de los posibles volúmenes que había que introducir en el programa, así como el tiempo en el que se debía colocar el pico de la descarga.

En ese sentido, el promedio de las descargas de entrada fue de $174.5 \text{ m}^3/\text{s}$, con un mínimo de $80 \text{ m}^3/\text{s}$ y un máximo de $350 \text{ m}^3/\text{s}$, el pico de la descarga se colocó a los 60 segundos y el software modeló 2000 segundos. Los resultados obtenidos en cuanto a velocidad, volumen y distribución coinciden en gran medida con lo reportado en las barrancas del Popocatepetl (Caballero y Capra, 2014; Muñoz-Salinas et al., 2009; Haddad et al., 2016) y del volcán de Colima (Capra et al., 2018; Caballero et al., 2017).

En este caso emplear RAMMS y PSI para la reconstrucción de los lahares en la barranca Jamapa resultó una buena opción debido al tipo de ecuaciones que incorpora en el análisis (ley de Voellmy), además de que cada resultado que se obtiene es de valores máximos y no de promedios. En ese sentido, el calibrado con paleo-indicadores dendrogeomorfológicos resulta óptimo porque en cada descortezado medido se presume que esa fue la altura máxima del flujo, por lo tanto, el ajuste entre ambos permite tener datos y reconstrucciones más cercanas a la realidad. Por esta razón, es importante tener en cuenta que son pocos los trabajos realizados bajo este enfoque en América Latina (Franco-Ramos et al., 2020; Quesada-Román et al., 2020), es por ello que su aplicación resulta una contribución importante en la modelación numérica de lahares, aportando y/o reforzando los conocimientos acerca de los volúmenes y velocidades que pueden llegar a presentar los fenómenos de este tipo en los volcanes con características similares a las que presenta el Pico de Orizaba.

Conclusiones

Los mapas geomorfológicos elaborados para los sectores A y B de la barranca Jamapa son resultado de la integración de información geológica, geomorfológica, topográfica, trabajo de campo y el uso de nuevas tecnologías como son los drones. Dicha conjunción tuvo como principal objetivo el mostrar de forma coherente y con límites precisos cada una de las estructuras identificadas; por lo tanto, se hace evidente la configuración espacial del relieve y la dinámica que prevalece en la zona: la exógena (formación de lahares).

El uso de nuevas tecnologías como los vuelos programados con dron para el levantamiento fotogramétrico a detalle de superficies, permitió obtener ortomosaicos y modelos digitales de elevación con excelente calidad, de esta manera fue posible tener una base topográfica para la elaboración de la cartografía geomorfológica, la correcta localización de los árboles muestreados y ser el insumo necesario para la modelación numérica.

En lo que respecta a los resultados dendrogeomorfológicos, se corroboró el potencial de la especie *Pinus hartwegii* en el reconocimiento de disturbios asociados a procesos geomorfológicos, no obstante, es importante mencionar que al ser individuos que viven bajo estrés debido a la altura en la que se desarrollan, suelen presentar anillos falsos o perdidos, este hecho se debe considerar para un correcto fechamiento.

En ese sentido, se demostró que la dendrogeomorfología es un método útil y exacto para fechar procesos geomorfológicos como son los lahares, para los cuales en la mayoría de los casos resulta difícil el registro de su frecuencia y distribución. Además, gracias a la precisión estacional con la que se trabaja en dendrogeomorfología, la correlación de los resultados con datos de lluvia, huracanes, sismos, incendios, erupciones volcánicas o pérdida de masa glaciaria se infiere de forma más fácil y permite identificar la causa y efecto del proceso.

La formación de lahares en la barranca Jamapa se asoció principalmente a lluvias torrenciales producto del paso de huracanes y tormentas tropicales, no obstante, la

ocurrencia de incendios en la zona y la pérdida de masa glaciar juegan un papel determinante en la intensidad y tamaño con la que se desarrollan los flujos laháricos. Los eventos identificados en ambos sectores ocurrieron en los años de 1931, 1960, 1968, 1975, 1999, 2012, 2014, 2016 y 2017. Siendo los lahares de 1975 y 2012 los que tuvieron mayor distribución dentro del sector B y con más árboles impactados.

La modelación numérica en 2D de los lahares a partir del programa RAMMS y su respectiva calibración haciendo uso de paleo-indicadores dendrogeomorfológicos, resultó ser una metodología viable y con buenos resultados en la reconstrucción de las descargas, las alturas y las velocidades máximas de los flujos identificados en el sector B.

En esta investigación dendrogeomorfológica se presentó una serie de metodologías precisas, útiles, novedosas y relativamente económicas, que en su conjunto permitieron el fechamiento y la reconstrucción espacio-temporal de los lahares que se desarrollan en la barranca Jamapa. Cada uno de los resultados presentados puede ser considerado para los planes de manejo del Parque Nacional Volcán Pico de Orizaba, o bien, para que los pasos llevados a cabo en este trabajo puedan ser replicados en otras barrancas de los volcanes de México.

Bibliografía

- Adobe Systems Incorporated. (2007). Photoshop Sc3. San José, California, USA.
- Alcalá-Reygosa, J., Palacios, D., Schimmelpfennig, I., Vázquez-Selem, L., García-Sancho, L., Franco-Ramos, O., y Keddadouche, K. (2018). Dating late Holocene lava flows in Pico de Orizaba (Mexico) by means of in situ-produced cosmogenic ^{36}Cl , lichenometry and dendrochronology. *Quaternary Geochronology*, 47, 93-106.
- Alcántara Ayala, I. (2000). Landslides: ¿deslizamientos o movimientos del terreno? Definición, clasificaciones y terminología. *Investigaciones geográficas*, (41), 7-25.
- Aydin, A.; Bühler, Y.; Christen, M. y Gürer, I. (2014). Avalanche situation in Turkey and back calculation of selected events. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14, 1145-1154.
- Baillie, M. G. L. (1995). Dendrochronology provides an independent background for studies of the human past. Institute Internazionale di Storia Economica 'F Datini'. Atti della XXVIII Settimana di Studi L' uomo e la Foresta, sec XII-XVIII, Prato, 8-13 May 1995, a cura di S. Cvaciocchi, Collana Atti delle settimane di studi ed altri convegni number 27, Florence.
- Baker, V.R., (2008). Paleoflood hydrology: origin, progress, prospects. *Geomorphology*. 101 (1–2), 1–13.
- Baker, V.R., Webb R.H., House P.K. (2002). *The scientific and societal value of paleoflood hydrology*. In Ancient Floods, Modern Hazards: Principles and Applications of Paleoflood Hydrology. Water Science and Application, Vol. 5, House PK, Webb RH, Baker VR, Levish DR (eds). American Geophysical Union: Washington, DC; 1–19.
- Ballesteros, J.A., Stoffel, M., Bodoque, J.M., Bollschweiler, M., Hitz, O., Díez-Herrero, A., (2010a). Wood anatomy of *Pinus pinaster* Ait. following wounding by flash floods. *Tree-Ring Res.* 66 (2), 93–103.
- Ballesteros, J.A., Stoffel, M., Bollschweiler, M., Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., (2010b). Flash-flood impacts cause changes in wood anatomy of *Alnus glutinosa*, *Fraxinus angustifolia* and *Quercus pyrenaica*. *Tree Physiol.* 30, 773–781.
- Ballesteros-Cánovas, J.A., Eguibar, M.A., Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., Stoffel, M., Gutiérrez-Pérez, I., (2011a). Estimating flash flood discharge in an ungauged mountain catchment with 2D hydraulic models and dendrogeomorphic palaeostage indicators. *Hydrol. Process.* 25 (6), 970–979.
- Ballesteros-Cánovas, J.A., Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., Sanchez-Silva, M., Stoffel, M., (2011b). Calibration of floodplain roughness and estimation of flood discharge based on tree-ring evidence and hydraulic modelling. *J. Hydrol.* 403 (1–2), 103–115.
- Ballesteros-Cánovas, J.A., Trappmann, D., Shekhar, M., Bhattacharyya, A. y Stoffel, M. (2017). Regional flood-frequency reconstruction for Kullu district, Western Indian Himalayas. *Journal of Hydrology*, 546, 140 – 149.

- Banu, T. P., Borlea, G. F., y Banu, C. (2016). The use of drones in forestry. *Journal of Environmental Science and Engineering B*, 5(11), 557- 562.
- Barreiro Elorza, P., y Valero Ubierna, C. (2014). Drones en la agricultura. Tierras de Castilla y León: *Agricultura*, 220, 36-42.
- Bartelt, P., Buehler, Y., Christen, M., Deubelbeiss, Y., Graf, C., McArdell, B., y Schneider, M. (2013). *RAMMS: Rapid Mass Movements Simulation-User Manual v1. 5 Debris Flow*. Switzerland: WSL Institute for Snow and Avalanche Research SLF. Switzerland.
- Bartelt, P., O. Buser, C. V. Valero, y Bühler, Y. (2016). Configurational energy and the formation of mixed flowing/powder snow and ice avalanches. *Annals of Glaciology*, 57(71), 179 - 188, doi:10.3189/2016AoG71A464
- Bauch, J. y Dunisch, O. (2000). Comparison of growth dynamics and wood characteristics of plantation growth and primary forest *Carapa guianensis* in Central Amazonia. *IAWA Journal*. 21: 321-333.
- Baumann, F., y Kaiser, K. F. (1999). The Mulfetta debris fan, Eastern Swiss Alps: A 500-year debris flow chronology. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 31:2 128–134.
- Benito, G., Sopena, A., Sanchez-Moya, Y., Machado, M.J., y Perez-Gonzalez, A., (2003). Palaeoflood record of the Tagus River (Central Spain) during the Late Pleistocene and Holocene. *Quat. Sci. Rev.* 22 (15–17), 1737–1756.
- Benito, G., Lang, M., Barriendos, M., Llasat, M.C., Francés, F., Ouarda, T., Thorndycraft, V., Enzel, Y., Bardossy, A., Coeur, D., y Bobée, B. (2004). Use of systematic, palaeoflood and historical data for the improvement of flood risk estimation. Review of scientific methods. *Nat. Hazards*. 31, 623–643.
- Benito, G. y Thorndycraft, V. R. (2005). Paleoflood hydrology and its role in applied hydrological sciences. *Journal of Hydrology*, 313: 3-15.
- Beverage, J. P. y Culbertson, J. K. (1964). Hyperconcentrations of suspended sediment. *Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers Proceedings*, 90: HY6, 117-128
- Bisantino, T., Fischer, P., y Gentile, F. (2010). Rheological characteristics of debris-flow material in South-Gargano watersheds. *Natural Hazards*, 54(2), 209-223.
- Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., Martín-Duque, J.F., Rubiales J.M., Godfrey, A., Pedraza, J., Carrasco, R.M. y Sanz, M.A. (2005). Sheet erosion rates determined by using dendrogeomorphological analysis of exposed tree roots: Two examples from Central Spain. *Catena*: 64, 81-102.
- Bodoque, J.M., Eguibar, M.A., Díez-Herrero, A., Gutiérrez-Pérez, I., y Ruiz-Villanueva, V., (2011). Can the discharge of a hyper concentrated flow be estimated from paleoflood evidence? *Water Resour. Res.*, 47, 1-14.

- Bodoque, J. M., Díez-Herrero, A., Eguibar, M. A., Benito, G., Ruiz-Villanueva, V., y Ballesteros-Cánovas, J. A. (2015). Challenges in paleoflood hydrology applied to risk analysis in mountainous watersheds—A review. *Journal of hydrology*, 529, 449-467.
- Bollschiweiler, M., Stoffel, M., Ehmisch, M., Monbaron, M. (2007). Reconstructing spatio-temporal patterns of debris flow activity using dendrogeomorphological methods. *Geomorphology*. 84(4), 337-351.
- Bollschiweiler, M., Stoffel, M., Vázquez-Selem, L. y Palacios, D. (2010). Tree-ring reconstruction of past lahar activity at Popocatépetl volcano, México. *The Holocene*: 20 (2), 265-274
- Bono Troncoso, L. (2014). Modelación de los lahares del volcán Villarrica en el sector de Pucón, Región de la Araucanía. Tesis para optar por el título de: Ingeniero Geólogo. Universidad de Chile, Chile. 139 p.
- Bono-Troncoso, L. y Amigo, A. (2015). *Modelamiento de los lahares ocurridos en el volcán Calbuco 2015 con el software RAMMS*. Resumen en memoria del XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena. Octubre 2015.
- Brienen, R. y Zuidema, P. A. (2003). *Anillos de crecimiento de árboles maderables en Bolivia: su potencial para el manejo de bosques y una guía metodológica*. PROMAB / IGEMA, Informe Técnico N° 7, Riberalta. 33 p.
- Bühler, Y., Christen, M., Kowalski, J., y Bartelt, P. (2011). Sensitivity of snow avalanche simulations to digital elevation model quality and resolution. *Annals of Glaciology*, 52(58), 72-80.
- Bühler, Y. y Graf, C. (2013). *Sediment transfer mapping in a high-alpine catchment using airborne LiDAR*. In: Graf, C. (Red.) Mattertal - ein Tal in Bewegung. Publikation zur Jahrestagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft 29. Juni - 1. Juli 2011, St. Niklaus. Birmensdorf, Eidg. Forschungsanstalt WSL. 113-124.
- Bunn, A. (2008). A dendrochronology program library in R (dplR). *Dendrochronologia*, E.U., 26, 115-124.
- Caballero, L., y Capra, L. (2014). The use of FLO2D numerical code in lahar hazard evaluation at Popocatépetl volcano: a 2001 lahar scenario. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14(12), 33-45.
- Caballero, L. Capra, L. y Vázquez, R. (2017). *Evaluating the performance of FLO2D for Simulating Past lahar events at the most active mexican volcanoes: Popocatépetl and Volcán de Colima*. Natural Hazard Uncertainty Assesment: Modeling and Decision Support. Geophysical Monograph, 1st ed, 223.
- Calvo, L. (2015). Riesgos hidrovolcánicos en el volcán de Fuego, Colima, México. Tesis de Doctorado. Universidad Complutense de Madrid, España. 420 p.
- Callado, C. H., S. J. Silva Neto, F. R. Scarano y Costa C. G. (2001). Periodicity of growth rings in some flood-prone trees of the Atlantic rain forest in Rio de Janeiro. *Trees*, 15: 492-497.

- Calligaris, C., Boniello, M. A., y Zini, L. (2008). Debris flow modelling in Julian Alps using FLO-2D. *WIT Transactions on Engineering Sciences*, 60, 81-88.
- Cannon, S. H., Boldt, E. M., Laber, J. L., Kean, J. W., y Staley, D. M. (2011). Rainfall intensity–duration thresholds for postfire debris-flow emergency-response planning. *Natural Hazards*, 59(1), 209-236.
- Capra, L., Macías, J.L. Scott, K. M., Abrams, M. y Garduño-Monroy, V.H. (2002). Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico- behavior, and implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113: 81-110.
- Capra, L., Norini, G., Groppelli, G., Macías, J. L., y Arce, J. L. (2008). Volcanic hazard zonation of the Nevado de Toluca volcano, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(4), 469-484.
- Capra, L., Borselli, L., Varley, N., Gavilanes-Ruiz, J.C., Norini, G., Sarocchi, D. y Caballero, L. (2010). Rainfall-triggered lahars at Volcán de Colima, Mexico: surface hydro-repellency as initiation process. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 189,1-2, 105-117.
- Capra, L., Sulpizio, R., Márquez-Ramírez, V. H., Coviello, V., Doronzo, D. M., Arambula-Mendoza, R., y Cruz, S. (2018). The anatomy of a pyroclastic density current: the 10 July 2015 event at Volcán de Colima (Mexico). *Bulletin of Volcanology*, 80(4), 34.
- Carrasco-Núñez, G., (1993). Structure-eruptive history and some major hazardous events at Citlaltepetl volcano (Pico de Orizaba), México: Hoghton, U.S.A., Michigan Technological University, Tesis doctoral, 182 p.
- Carrasco-Núñez, G., Vallance, J., y Rose, W. (1993). A voluminous avalanche-induced lahar from Citlaltepetl volcano, México: Implications for hazard assesment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59, 35-46.
- Carrasco-Núñez, G. y Ban M. (1994). *Geologic map and structure sections of the Summit área of Citlaltépetl volcano, Mexico*. Serie de cartas geológicas y mineras no. 9, Instituto de Geología UNAM, México.
- Carrasco-Núñez, G., y Rose, W.I., (1995) Eruption of a major Holocene pyroclastic flow at Citlaltepetl volcano (Pico de Orizaba), México, 8.5-9.0 ka: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69, 197-215.
- Carrasco-Núñez, G., (1997) Lava flow growth inferred from morphometric parameters—a case study Citlatepetl volcano. *Geological Magazine*, 134, 151-162.
- Carrasco-Núñez, G., y Gómez-Tuena, A., (1997). *Volcanogenic sedimentation around Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba) and surroundings, Veracruz, Mexico*. In: Aguirre-Díaz, G.J., Aranda- Gómez, J.J., Carrasco-Núñez, G., Ferrari, L. (Eds.), *Magmatism and Tectonics in the Central and Northwestern México—a Selection of the 1997 IAVCEI General Assembly Excursions; México, D.F., UNAM, Instituto de Geol., Excursion, vol. 16, pp. 131–151.*

- Carrasco-Núñez, G., Gomez-Tuena, A., y Lozano, L. (1997). *Geologic map of Cerro Grande volcano and surrounding área, Central Mexico*. Geological Society of America Maps and charts series MCH 081, 10 p.
- Carrasco-Núñez, G., (1999) Holocene block-and-ash flows from Summit dome activity of Citlaltepétl volcano, eastern México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88, 47-66.
- Carrasco-Núñez, G. (2000). Structure and proximal stratigraphy of Citlaltepétl volcano (Pico de Orizaba), Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 334.
- Carrasco-Núñez, G., Richter, K., Chesley, J., Siebert, L., y Aranda-Gomez, J.J., (2005), Contemporaneous eruption of calc-alkaline and alkaline lavas in a continental arc (Eastern Mexican Volcanic Belt): chemically heterogeneous but isotopically homogeneous source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150(4), 423-440.
- Carrasco-Núñez, G., Díaz-Castellón, R., Siebert, L., Hubbard, B., Sheridan, M. F., y Rodríguez, S. R. (2006). Multiple edifice-collapse events in the Eastern Mexican Volcanic Belt: the role of sloping substrate and implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158(1-2), 151-176.
- Cerano, J., (2017). Relación clima-incendios en el norte de México: Un enfoque dendrocronológico. Tesis Doctoral, Posgrado en Geografía, UNAM, 232 p.
- Charbonnier, S. J., y Gertisser, R. (2012). Evaluation of geophysical mass flow models using the 2006 block-and-ash flows of Merapi Volcano, Java, Indonesia: Towards a short-term hazard assessment tool. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 231, 87-108.
- Charbonnier, S. J., Connor, C. B., Connor, L. J., Sheridan, M. F., Hernández, J. O., y Richardson, J. A. (2018). Modeling the October 2005 lahars at Panabaj (Guatemala). *Bulletin of Volcanology*, 80(1), 4.
- Chowdhury, S., Emelogu, A., Marufuzzaman, M., Nurre, S. G., y Bian, L. (2017). Drones for disaster response and relief operations: A continuous approximation model. *International Journal of Production Economics*, 188, 167-184.
- Christen, M., Kowalski, J., y Bartelt, P., (2010). RAMMS: Numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain. *Cold Regions Science and Technology*, Vol. 63, 1-2, pp. 1 - 14.
- Christen, M., Gerber, W., Graf, Ch., Bühler Y., Bartelt, P., Glover, J., McArdell, B., Feistl, T., y Steinkogler, W. (2012). Numerische Simulation von gravitativen Naturgefahren mit "RAMMS" (Rapid Mass Movements). *Zeitschrift für Wildbach-, Lawinen-, Erosions- und Steinschlagschutz*. 169, 282 - 293.
- Clague, J.J. (2010). *Dating landslides with trees*. En: M. Stoffel, M. Bollschweiler, D. Butler, B. Luckman (Eds.) *Tree rings and natural hazards. Advances in global change research*, vol. 41. Dordrecht, Holanda: Springer.

- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) (2014). Caracterización fluvial e hidráulica de las inundaciones en México. Convenio: CNA-SGT-GASIR-09/2014. Organismo de cuenca X Golfo Centro. Zona de estudio Ciudad de Veracruz, Veracruz ríos Jamapa y Cotaxtla.
- Comisión Nacional de Áreas Protegidas (CONANP). (2015). Programa de Manejo Parque Nacional El Pico de Orizaba. México. 187 p.
- Comisión Nacional para el Uso y Conocimiento de la Biodiversidad (CONABIO). (2008). El capital natural. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad, México D.F.
- Cortés-Ramos, J., y Delgado-Granados, H. (2015). Reconstruction of glacier area on Citlaltépetl volcano, 1958 and implications for Mexico's deglaciation rates. *Geofísica Internacional*, 54(2), 111-125.
- Cortes-Ramos, J. (2016). Determinación de los regímenes glaciales en los volcanes Citlaltépetl e Iztaccíhuatl: Factores físicos del retroceso y evolución glacial en México. Tesis de Doctorado. Instituto de Geofísica. UNAM.
- Coussot, P. y Meunier, M., (1996). Recognition, classification, and mechanical description of debris flows. *Earth-Science Reviews*, 40: 209-227.
- Crausaz, W. (1994). *Pico de Orizaba or Citlaltépetl: Geology, Archaeology, history, natural history, and mountaineering routes*. Geopress International, Ohio, USA, 594 p.
- Danilov, A., Smirnov, Y., Petrova, T., y Pashkevich, M. (2015). Using drones of preconstruction monitoring conducting in mining enterprise. *Int. J. Ecol. Dev*, 30, 36-42.
- Dalrymple, T. y Benson, M. (1968). *Measurement of peak discharge by the slope area method*. U.S. Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations, Book 3. Ch. A2, 12 p.
- Davila, N., Capra, L., Gavilanes-Ruiz, J. C., Varley, N., Norini, G., y Vazquez, A. G. (2007). Recent lahars at Volcán de Colima (Mexico): drainage variation and spectral classification. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 165 (3-4), 127-141.
- De la Cruz-Reyna, S., Carrasco-Nuñez, G., (2002) Probabilistic Hazard analysis of Citlaltépetl (Pico de Orizaba) Volcano, eastern Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113, 307-318.
- Demek, J. y Embleton, C. (1978) Guide to medium-scale geomorphological mapping. IGU Commission on Geomorphological Survey and Mapping. 348 p.
- Denyer P. Montero W. y Alvarado, G. (2003). *Atlas Tectónico de Costa Rica*. Editorial Universidad de Costa Rica. Costa Rica.
- Díez-Herrero, A., Ballesteros, J.A., Ruiz-Villanueva, V., y Bodoque, J.M., (2013a). A review of dendrogeomorphological research applied to flood risk analysis in Spain. *Geomorphology*, 196, 211–220.

- Díez-Herrero, A., Ballesteros-Canovas, J.A., Bodoque, J.M., y Ruiz-Villanueva, V., (2013b). A new methodological protocol for the use of dendrogeomorphological data in flood risk analysis. *Hydrol. Res.* 44 (2), 234–247.
- Dingman, S.L. (1991). *Fluvial Hydrology*. W. H. Freeman, New York. 383 p.
- DJI. (2016). Phantom 4 User Manual (V.1.2).
- DJI. (2017). Mavic Pro User Manual (V. 1.6)
- Eltner, A. (2013). Konzeption einer Methode zur quantitative Erfassung von boden erosion durch integrierte Aufnahme mit einer Mikrodrohne und einnem terrestrischen Laserscanner. *DGPf Tagungsband*, 22, 1-9.
- Eltner, A. (2016). *Photogrammetric Techniques for A cross-Scale Soil Erosion Assessment. Developing Methods to Integrate Multi-Temporal High-Resolution Topography Data at Field Plots*. En: Dissertation zur Erlangung des Akademischen Grades Doktoringenieur. Technische Universität Dresden, Alemania.
- ESRI. (2016). ArcGIS Desktop: Release 10.5. Redlands, California: Environmental Systems Research Institute
- Fantucci, R. (2007). Dendrogeomorphological analysis of shore erosion long Bolsena lake (Central Italy). *Dendrochronologia*. 24, 69-78.
- Fernández de Castro Martínez, G. Vázquez-Selem, L., Palacio-Prieto, J. L., Higuera, A. P., y García-Romero, A. (2018). Geomorfometría y cálculo de erosión hídrica en diferentes litologías a través de fotogrametría digital con drones. *Investigaciones Geográficas*. Instituto de Geografía. UNAM. Núm. 96. 1- 17.
- Ferrari, L., (2004). Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico. *Geology* 32, 77–80.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V.C. y Manea, M., (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics* 522–523, 122–149.
- Ferreira, M. R., y Aira, V. G. (2017). Aplicaciones Topográficas de los Drones. Obtenido de: <http://www.bibliotecacpa.org.ar/greenstone/collect/otragr/index/assoc/HASH0159/314a3cb>, 8, 11.
- Fisher, R. V. (1983). Flow transformations in sediment gravity flows. *Geology*, v. 11. 273-274.
- Fischer, J. T., Kowalski, J., y Pudasaini, S. P. (2012). Topographic curvature effects in applied avalanche modeling. *Cold Regions Science and Technology*, 74, 21-30.
- Fra Paleo, U. (2011). *Diccionari terminologic de fotogrametría*. Barcelona: ICC/Enciclopedia Catalana.

- Franco-Ramos, O. y Vázquez-Selem, L. (2007). *Aplicaciones de dendrocronología al estudio de procesos geomorfológicos: volcanes Popocatepetl y Cofre de Perote, México*. VII Reunión Nacional de Geomorfología. Centro de Investigaciones en Geografía Ambiental (CIGA), Morelia, Mich. Del 26 al 29 de noviembre, 2007.
- Franco-Ramos, O. (2009). Procesos morfodinámicos en la vertiente norte del volcán Popocatepetl. Tesis de maestría. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM.
- Franco-Ramos, O., Stoffel, M., Vázquez-Selem, 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., Castillo, M. y Muñoz-Salinas, E. (2016a). Using tree-ring analysis to evaluate the intra-eruptive lahar activity in the Nexpayantla Gorge, Popocatepetl Volcano (Central Mexico). *Catena* 147, 205-215.
- Franco-Ramos, O., Stoffel, M. y Vázquez-Selem, L. (2016b). 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, J. J., y Villanueva-Díaz J. (2017a). Edad, dinámica geomorfológica y tipología de barrancos en el sector norte del volcán Popocatepetl, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 69 (1), 1-19.
- Franco-Ramos, O., Stoffel, M. y Vázquez-Selem, L. (2017b). Tree-ring based reconstruction of rockfalls at Cofre de Perote volcano, Mexico. *Geomorphology* 290, 142-152.
- Franco-Ramos, O., Vázquez-Selem, L., Stoffel, M., Cerano-Paredes, J., & Villanueva-Díaz, J. (2019a). Tree-rings based analysis of the 2001 pyroclastic flow and post-eruptive tree colonization on Popocatepetl volcano, Mexico. *Catena*, 179, 149-159.
- Franco-Ramos, O. Stoffel, M. y Ballesteros-Cánovas J. A. (2019b). Reconstruction of debris-flow activity in a temperate mountain forest catchment of central Mexico. *Journal of Mountains Science* 16 (9): 2096-2109.
- Franco-Ramos, O., Ballesteros-Cánovas, J. A., Figueroa-García, J. E., Vázquez-Selem, L., Stoffel, M., y Caballero, L. (2020). Modelling the 2012 Lahar in a Sector of Jamapa Gorge (Pico de Orizaba Volcano, Mexico) Using RAMMS and Tree-Ring Evidence. *Water*, 12(2), 333.
- Frankl, A., Stal, C., Abraha, A., Nyssen, J., Rieke-Zapp, D., De Wulf, A. y Poesen, J. (2015). Detailed Recording of Gully Morphology in 3D through Image-Based Modelling. *Catena*, 127, 92-101
- Fritts, H. C. (1971). Dendroclimatology and dendroecology. *Quaternary Research*, 1(4), 419-449.
- Fritts, H.C. (2001). *Tree Rings and Climate*. Ed. The Blackburn Press. New Jersey, USA. 567 p.

- Furukawa, Y., y Hernández, C. (2015). Multi-view stereo: A tutorial. *Foundations and Trends® in Computer Graphics and Vision*, 9(1-2), 1-148.
- García, E. (2004). *Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köopen*. Quinta edición. Serie Libros. Instituto de Geografía, UNAM. México. 90 p
- Garrett, B., y Anderson, K. (2018). Drone methodologies: Taking flight in human and physical geography. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 43(3), 341-359.
- Gaume, E. (2006). On the asymptotic behavior of flood peak distributions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10 (2), 233-243.
- Gaume, E., y Borga, M. (2008). Post flood field investigations after a major flash floods: methodology and illustrations. *Journal of Flood Risk Management* 1 (4), 175-189.
- Glancy, P.A. y Williams, R.P. (1994). *Problems with indirect determinations of peak streamflows in steep, desert stream channels*. National Conference on Hydraulic Engineering Proceedings, August 1-5, 1994, Buffalo, NY.
- Glover, J., Denk, M., Bourrier, F., Volkwein, A., y Gerber, W., (2012). *Measuring the kinetic energy dissipation effects of rock fall attenuating systems with video analysis*. In: Koboltschnig, G.; Hübl, J.; Braun, J. (eds) 12th Congress INTERPRAEVENT, 23-26 April 2012 Grenoble - France. Proceedings. Vol. 1. Klagenfurt, International Research Society INTERPRAEVENT. 151-160.
- Gómez-Gutiérrez, A., Schnabel, S., Berenguer-Sempere, F., Lavado-Contador, F. y Rubio-Delgado, J. (2014). Using 3D Photoreconstruction Methods to Estimate Gully Headcut Erosion. *Catena*, 120, 91-101.
- Gómez-Tuena, A., y Carrasco-Núñez, G., (1999) Fragmentation, transport and deposition of a low-grade ignimbrite: the Citlaltépetl ignimbrite, eastern México. *Bulletin of Volcanology*, 60(6), 448-464.
- González, A. O. O., Rodríguez, M. A. B., Amaya, R. J. G., y Jaramillo, H. Y. (2019). Terrain instability in the Tijuana metropolitan area: Analysis of a failure in the access road to an industrial park. *Engineering Failure Analysis*, 104, 354-370.
- Guillen, M. (1996). Geomorfología de la vertiente occidental del volcán Iztaccihuatl, México. Tesis de Licenciatura. UNAM. México.
- Haddad, B., Palacios, D., Pastor, M., y Zamorano, J. J. (2016). Smoothed particle hydrodynamic modeling of volcanic debris flows: Application to Huiloac Gorge lahars (Popocatepetl volcano, Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 324, 73-87.
- Hitz, O. M., Gärtner, H., Heinrich, I., y Monbaron, M. (2008). Application of ash (*Fraxinus excelsior* L.) roots to determine erosion rates in mountain torrents. *Catena* 72: 248-258.

- Holmes R.L. (1983). Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement. *Tree-Ring Bulletin*, 43, 69-78.
- Höskuldsson, A., (1992) Le complexe volcanique Pico de Orizaba-Sierra Negra-Cerro Las Cumbres (sud-est mexicain): structure, dynamismes eruptifs et evaluations del areas: Clermont-Ferrand, Université Blaise Pascal, Tesis doctoral. Francia.
- Höskuldsson, A., y Robin, C., (1993) Late Pleistocene to Holocene eruptive activity of Pico de Orizaba, eastern México. *Bulletin of Volcanology*, 55, 571-587.
- Höskuldsson, A., Robin, C., y Cantagrel, J.M., (1990). *Repetitive debris avalanche events at Volcan Pico de Orizaba, México, and their implications for future hazard zone*. IAVCEI, Mainz, Germany, International Volcanological Congress, abstract volume.
- Huang, C.C., Pang, J.L., Zha, X.C., Zhou, Y.L., Yin, S.Y., Su, H.X., Zhou, L., y Yang, J.C., (2013). Extraordinary hydro-climatic events during the period AD 200–300 recorded by slackwater deposits in the upper Hanjiang River valley, China. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* 374, 274–283.
- Hubbard, B.E., (2001). Volcanic Hazard Mapping using Aircraft, Satellite, and Digital Topographic Data: Pico de Orizaba (Citlaltépetl), Mexico, Ph.D. dissertation, University at Buffalo, NY.
- Hubbard, B. E., Sheridan, M. F., Carrasco-Núñez, G., Díaz-Castellón, R., y Rodríguez, S. R. (2007). Comparative lahar hazard mapping at Volcan Citlaltépetl, Mexico using SRTM, ASTER and DTED-1 digital topographic data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 160(1-2), 99-124.
- Huggel, C., Schneider, D., Miranda, P. J., Granados, H. D., y Kääh, A. (2008). Evaluation of ASTER and SRTM DEM data for lahar modeling: a case study on lahars from Popocatépetl Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170(1-2), 99-110.
- Huggett, R. (2007). *Fundamentals of Geomorphology*. Routledge. London. 374 p.
- Hupp, C. R. (1984). Dendrogeomorphic evidence of debris flow frequency and magnitude at Mount Shasta, California. *Environmental Geology and Water Sciences*, 6(2), 121-128.
- Hussin, H.Y., Quan Luna, B., van Westen, C.J., Christen, M., Malet, J.-P., y van Asch, Th. W.J., (2012). Parameterization of a numerical 2-D debris flow model with entrainment: a case study of the Faucon catchment, Southern French Alps. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 12: 3075-3090.
- Iverson, R. M., Schilling, S. P., y Vallance, J. W. (1998). Objective delineation of lahar-inundation hazard zones. *Geological Society of America Bulletin*, 110(8), 972-984.
- Jacobi, W. R., Zeglen, S., y Beale, J. D. (2008). Black stain root disease progression in coastal Douglas-fir in British Columbia. *Canadian Journal of Plant Pathology*, 30(2), 339-344.

- Jakob, M. (2010). *State of the art in debris-flows research: the role of dendrochronology*. In Stoffel, M., Bollschweiler, M. Buttler, D., Luckman, B. (eds.) *Tree-rings and natural hazard: a state of the art*. Dordrecht, Heidelberg, London, New York: Springer, 183-192.
- Jakob, M., y Jordan, P., (2001). Design flood estimates in mountain streams; the need for a geomorphic approach. *Can. J. Civ. Eng.*, 28, 425-439.
- Jarret, R.D. y Costa, J. E. (1986). Hydrology, geomorphology, and dam-break modeling of the July 15, 1982, Lawn lake Dam and Cascade Lake Dam failures, Larimer County, Colorado. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1369: 78 p.
- Jarret, R.D. y Costa, J. E. (1988). Evaluation of the flood hydrology in the Colorado Front Range using precipitation, streamflow, and paleoflood data. *U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report*, 87, 411, 37 p.
- Jasper K., Gurtz, J., Lang, H. (2002). Advanced flood forecasting in Alpine watersheds by coupling meteorological observations and forecasts with a distributed hydrological model. *Journal of Hydrology*: 267, 40-52.
- Jiménez López, J., y Mulero-Pázmány, M. (2019). Drones for conservation in protected areas: present and future. *Drones*, 3(1), 10.
- Johnson, E. R., Wallace, P. J., Delgado-Granados, H., Manea, V. C., Kent, A. J. R., Bindeman, I. N. y Donegan, C. S., (2009). Subduction-related volatile recycling and magma generation beneath Central Mexico: insights from melt inclusions, oxygen isotopes and geodynamic models. *Journal of Petrology*, 50: 1729–1764.
- Johnson, C. G., Kokelaar, B. P., Iverson, R. M., Logan, M., LaHusen, R. G., y Gray, J. M. N. T. (2012). Grain-size segregation and levee formation in geophysical mass flows. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F1).
- Kitzberger, T., Veblen, T. y Villalba, R. (2000). *Métodos dendrocronológicos y sus aplicaciones en estudios de dinámica de bosques templados de Sudamérica*. En: ROIG, F. (Ed). *Dendrocronología de América Latina*. Mendoza, Argentina. EDIUNC. 17-78.
- Koch, J. (2009). Improving age estimates for late Holocene glacial landforms using dendrochronology – some examples from Garibaldi Provincial Park, British Columbia. *Quat. Geochronol*, 4, 130-139.
- Laboratorio Nacional de Materiales y Modelos Estructurales. (2015). Modelación de Lahares generados por el volcán Turrialba y su posible afectación a la red vial Nacional. Programa de Infraestructura del Transporte. Unidad de Gestión y Evaluación de la Red Vial Nacional. Costa Rica.
- Lavigne, F. (1998). *Les lahars du volcan Merapi, Java Central, Indonésie: déclenchement, budget sédimentaire, dynamique et zonage des risques associés*. Tesis Doctoral de la Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, 539 p, publicada parcialmente en *Géomorphologie: relief, processus, environnement* (2000), 6:4, 279-280.

- Lavigne, F. y Suwa, H. (2004). Contrasts between debris flows, hyperconcentrated flows and stream flows at a channel of Mount Semeru, East Java, Indonesia. *Geomorphology*, 61: 41-58.
- Lavigne, F., Thouret, J.C., Voight, B., Young, K., La Husen, R., Marso, J., Suwa, H., Sumaryono, A., Sayudi, D. S. y Dejean, M. (2000). Instrumental lahar monitoring at Merapi Volcano, Central Java, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 100: 457-478.
- Larsen, M., Wieczoreck, G. Eaton, S. y Sierra, H. (2001). *The Venezuela landslide and flash flood disaster of december 1999*. En: Mungai, A. (ed): 2nd Plinius Conference on Mediterranean Storms, 16-18 October 2000. Siena. Italia.
- Lee, S. H. H., y Widjaja, B. (2013). Phase concept for mudflow based on the influence of viscosity. *Soils and Foundations*, 53(1), 77-90.
- Legorreta, G., Bursik, M., Orózco, J. J. Z., y Figueroa-García, J. E. (2015). Landslide susceptibility of volcanic landforms in the Río El Estado watershed, Pico de Orizaba volcano, Mexico. *Natural Hazards*, 77(2), 559-574.
- Legorreta, G., Bursik, M., Pouget, S., Lugo Hubp, J., Paredes Mejía, L. M., y Aceves Quesada, F. (2014). Inventario multitemporal, análisis de susceptibilidad y estimación de volumen de deslizamientos en el flanco SW del volcán Pico de Orizaba, Puebla-Veracruz. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(2), 343-354.
- Legorreta, G., Bursik, M., Ramírez-Herrera, M. T., Contreras, T., Polenz, M., Hubp, J. L., y Salinas, L. A. (2013). Landslide inventory mapping and landslide susceptibility modeling assessment on the SW flank of Pico de Orizaba volcano, Puebla-Veracruz, Mexico. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 57(3), 371-385.
- Leine, R., Schweizer, A., Christen, M., Glover, J., Bartelt, P. y Gerber, W. (2013). Simulation of rockfall trajectories with consideration of rock shape. *Multibody System Dynamics*, 1-31.
- López-Jiménez, E., Vasquez-Gomez, J. I., Sanchez-Acevedo, M. A., Herrera-Lozada, J. C., y Uriarte-Arcia, A. V. (2019). Columnar cactus recognition in aerial images using a deep learning approach. *Ecological Informatics*, 52, 131-138.
- Lorenzo J.L., (1964). *Los glaciares de México*. 2nd ed. Universidad Nacional Autónoma de México, 124 p.
- Lowe, D. (2004). Distinctive image features from scale-invariant keypoints. *International Journal of Computer Vision*, 60(2):91,110.
- Lugo-Hubp, J. (1988). *Elementos de geomorfología aplicada (métodos cartográficos)*. Instituto de Geografía, UNAM. 128 p.
- Lugo, J. (2011). *Diccionario geomorfológico*. Instituto de Geografía. UNAM.

- Macías, J.L. (2005) Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. LVII, No. 3, 379-424.
- Macías J. L., Capra, L., Arce, J. L., Espíndola, J. M., García-Palomo, A. y Sheridan, M. F., 2008. Hazard map of El Chichón volcano, Chiapas, México: Constraints posed by eruptive history and computer simulations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 175: 444–458.
- Manea, V.C., Manea, M., y Ferrari, L., (2013). A geodynamical perspective on the subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America. *Tectonophysics*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.039>
- Manville, V., Németh, K., y Kano, K. (2009). Source to sink: A review of three decades of progress in the understanding of volcanic processes, deposits, and hazards. *Sedimentary Geology*, v. 220, 136-161.
- Marchi, L., Borga, M., Preciso, E., Sangati, M., Gaume, E., Bain, V., Delrieu, G., Bonnifait, L., y Pogac'nick, N. (2009). Comprehensive post-event survey of a flash flood in Western Slovenia: observation strategy and lessons learned. *Hydrological Processes* 23 (26), 3761-3770.
- Martínez Valdés, J. (2019). Análisis sísmico y modelado número del lahar Patricia, octubre 2015, barranca La Lumbre, Volcán de Colima. Tesis para optar por el título de: Licenciatura en Ciencias de la Tierra. UNAM, México.
- Mazzarini, F., Ferrari, L. y Isola, I. (2010). Self-similar clustering of cinder cones and crust thickness in the Michoacan–Guanajuato and Sierra de Chichinautzin volcanic fields, Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 486: 55–64.
- Miranda, F. y E. Hernández X. (1963). Los tipos de vegetación de México y su clasificación. *Bol. Soc. Bot. Méx.* 28:29-179.
- Monfil-León, E. U. (2018). Evaluación de peligro por lahar secundario en las subcuencas del Río Jamapa y Río Seco (Pico de Orizaba). Facultad de Economía. Licenciatura en Geografía, Universidad Veracruzana. Xalapa, Veracruz.
- Morales-Martínez, M.A., Welsh-Rodríguez, C., Ruelas-Monjardín, L., Weissling, B., Sieron, K., y Ochoa-Martínez, C.A. (2016). Afectaciones por posible asociación de eventos hidrometeorológicos y geológicos en los municipios de Calchualco y Coscomatepec, Veracruz. *Teoría y Praxis*. Num. esp. 31-49.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y. y Goldstein, S., (2007). Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Chemical Geology* 244, pp.452–473.
- Muñoz-Jimenez, J., Rangel, K., y García, A. (2005). Plant colonization of recent lahar Popocatepetl volcano, Mexico. *Physical Geography* 26 (3), 199-215.
- Muñoz-Muñoz, A. (2018). Metodología para evaluar la amenaza de flujos de detritos utilizando un análisis jerárquico de procesos y el software RAMMS, con aplicación en

la cuenca del estero San Alfonso, Región Metropolitana. Tesis para obtener el título de Ingeniero Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Chile.

- Muñoz-Salinas, E. (2007). *Los lahares del Popocatépetl: obtención y tratamiento de la información de la información para la prevención de riesgos*. Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física de la Universidad Complutense de Madrid (UCM). 239 p.
- Muñoz-Salinas, E., Castillo-Rodríguez, M., Manea, V., Manea, M., y Palacios, D. (2009). Lahar flow simulations using LAHARZ program: application for the Popocatépetl volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 182(1-2), 13-22.
- Murcia, H. F., Sheridan, M. F., Macías, J. L., y Cortés, G. P. (2010). TITAN2D simulations of pyroclastic flows at Cerro Machín Volcano, Colombia: Hazard implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(2), 161-170.
- National Oceanic and Atmospheric Administration, (2019). Historical Hurricanes Tracks. USA. NOAA. <https://coast.noaa.gov/hurricanes/>
- Niño Estrada, L. (2016). Evaluación del peligro asociado a lahares en el volcán Nevado de Toluca, en el sector Noreste. Tesis para optar por el título de: Licenciatura en Ciencias de la Tierra. UNAM, México.
- Noor, N. M., Abdullah, A., y Hashim, M. (2018). *Remote sensing UAV/drones and its applications for urban areas a review*. In: IOP Conference Series: Earth and Environmental Science (Vol. 169, No. 1, p. 012003). IOP Publishing.
- O'Brien, J. S., Julien, P. Y., y Fullerton, W. T. (1993). Two-dimensional water flood and mudflow simulation. *Journal of hydraulic engineering*, 119(2), 244-261.
- O'Connor, J. E. y Webb, R.H. (1988). *Hydraulic modeling for paleoflood analysis*. In: Flood Geomorphology. Eds.: V.R. Baker, R. C. Kochel, P. C. Patton, John Wiley. New York. 393-402.
- Ollier, C. (1969). *Volcanoes*. The MIT Press. London. 177 p.
- Palacios, D., Parrilla, G., y Zamorano, J. J. (1999). Paraglacial and postglacial debris flows on a Little Ice Age terminal moraine: Jamapa Glacier, Pico de Orizaba (Mexico). *Geomorphology*, 28(1-2), 95-118.
- Palacios, D., y Vázquez-Selem, L. (1996). Geomorphic effects of the retreat of Jamapa glacier, Pico de Orizaba volcano (Mexico). *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 78(1), 19-34.
- Pasquaré G., Forcella F., Tibaldi A., Vezzoli L., Zanchi A., (1996) *Structural behaviour of a continental volcanic arc: The mexican volcanic Belt*. In: F-C Wezel (Eds) The origin of arcs. Elsevier. Amsterdam, 509-527.
- Pedraza, J., (1996). *Geomorfología, principios, métodos y aplicaciones*. Editorial Rueda. Madrid, España. 414 p.

- Pereyra-Díaz, D., Agustín Pérez-Sesma, J. A. A., Salas-Ortega, M. R. (2010). *Hidrología*. En: Atlas del Patrimonio Natural, Histórico y Cultural de Veracruz. Florescano, E. y Ortíz, J. (coord.). Tomo 1. 88-122.
- Pierson, T. (2007). Dating young geomorphic surfaces using age of colonizing Douglas fir in southwestern Washington and northwestern Oregon, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*: 32, 811-831.
- Pierson, T. C., Costa, J. E., y Vancouver, W. (1987). A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. Debris flows/avalanches: process, recognition, and mitigation. *Reviews in Engineering Geology*, 7, 1-12.
- Pistolesi, M., Cioni, R., Rosi, M., y Aguilera, E. (2014). Lahar hazard assessment in the southern drainage system of Cotopaxi volcano, Ecuador: Results from multiscale lahar simulations. *Geomorphology*, 207, 51-63.
- Ponce-Rojas, S. (2019). Estudio dendrogeomorfológico en la barranca Axal, Volcán La Malinche. Tesis de Licenciatura. UNAM. México.
- Prado-Lallande, A., (2017). Geomorfología, dendrocronología y análisis sedimentológico en la cuenca alta del valle Alcalican, SW del volcán Iztaccíhuatl. Tesis de licenciatura, UNAM, México.
- Quan-Luna, B. (2007). Assessment and modelling of two lahars caused by “Hurricane Stan” at Atitlan, Guatemala, October 2005. Master Thesis in Geosciences. Department of Geosciences, University of Oslo, Noruega.
- Quesada-Román, A., Ballesteros-Cánovas, J. A., Granados-Bolaños, S., Birkel, C., y Stoffel, M. (2020). Dendrogeomorphic reconstruction of floods in a dynamic tropical river. *Geomorphology*, 107-133.
- Reuder, J., Brisset, P., Jonassen, M., Müller, M., y Mayer, S. (2009). The Small Unmanned Meteorological Observer SUMO: A new tool for atmospheric boundary layer research. *Meteorologische Zeitschrift*, 18(2), 141-147.
- Rinn, F., (2003). TSAP-Win. Time Series Analysis and Presentation for Dendrochronology and Related Applications. Version 4.64 for Microsoft Windows. User Reference, Rinntech, Heidelberg, Germany. 22 p. <http://www.rinntech.de>
- Roberson, J. A. y Crowe, C.T. (1993). *Fluid mechanics*. Houghton Mifflin. Boston. 746 p.
- Robin, C., y Cantagrel, J.M., (1982). Le Pico de Orizaba (Mexique): Structure et evolution d' un gran volcán andesitique complexe. *Bulletin of volcanology*, 45, 4.
- Robinson W.J y Evans R. (1980). A microcomputer-based tree-ring measuring system. *Tree-Ring Bulletin* 40, 59-64.
- Rodriguez, R., Woodman, R. B. Balsley, B., Mabres, A. y Phipps R. (1993). Avances sobre estudios dendrocronológicos em la región costera del Perú para obtener un registro pasado del fenómeno El Nino. *Instituto Francés de Estudios Andinos* 22(1): 267-281.

- Rodriguez-Morata, C., Villacorta, S., Stoffel, M., y Ballesteros-Canovas, J. A. (2019). Assessing strategies to mitigate debris-flow risk in Abancay province, south-central Peruvian Andes. *Geomorphology*, 342, 127 -139.
- Rossotti, A., y Carrasco-Núñez, G. (2004). Stratigraphy of the 8.5–9.0 ka B.P. Citlaltépetl pumice fallout sequence. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(3), 353-370.
- Rossotti, A., (2005) Reconstrucción de la historia eruptiva de la Pómez Citlaltépetl (Volcán Pico de Orizaba). Centro de Geociencias, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Querétaro, Tesis doctoral. UNAM, México.
- Ruiz-Villanueva, V. (2012). Nuevas metodologías en la evaluación de la peligrosidad y riesgo por avenidas en cuencas de montaña. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, España.
- Ruiz-Villanueva, V., Bodoque, J.M., Diez-Herrero, A., Eguibar, M.A., y Pardo-Iguzquiza, E., (2013). Reconstruction of a flash flood with large wood transport and its influence on hazard patterns in an ungauged mountain basin. *Hydrol. Process*, 27 (24), 3424–3437
- Saucedo, R., Macías, J.L., Sarocchi, D., Bursik, M. y Rupp, B., (2008). The rain-triggered Atenquique volcanoclastic debris flow of October 16, 1955 at Nevado de Colima Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 173: 69–83.
- Sepúlveda, S., Rebolledo S. y Vargas, G. (2006). Recent catastrophic debris flow in Chile: Geological Hazard, climate relationship and human response. *Quaternary International* 158. 83-96.
- Servicio Meteorológico Nacional (SMN). (2016). <https://smn.cna.gob.mx> (Fecha de consulta: 28 de noviembre de 2019)
- Servicio Meteorológico Nacional (SMN). (2012). <https://smn.cna.gob.mx> (Fecha de consulta: 28 de noviembre de 2019)
- Servicio Meteorológico Nacional (SMN). (2008). <https://smn.cna.gob.mx> (Fecha de consulta: 28 de noviembre de 2019)
- Sheppard, P. R., Ort, M. H., Anderson, K. C., Elson, M. D., Vázquez-Selem, L., Clemens, A. W., y Speakman, R. J. (2008). Multiple dendrochronological signals indicate the eruption of Parícutin volcano, Michoacan, Mexico. *Tree-Ring Research*, 64(2), 97-109.
- Sheridan, M. F., Hubbard, B., Carrasco-Núñez, G., y Siebe, C. (2004). Pyroclastic flow hazard at Volcán Citlaltépetl. *Natural hazards*, 33(2), 209-221.
- Schilling S.P. (1998). LAHARZ; GIS programs for automated mapping of lahar-inundation hazard zones. U.S. *Geological Survey Open-File Report*, 98-638.
- Schneider, D., Granados, H. D., 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 Science*, 8(3), 559-571.

- Schweingruber, F. H. (1987). *Tree rings: basics and applications of dendrochronology*. Kluwer Academic Publishers, Holanda, 276 p.
- Scott, K. M. (1988). Origins, behavior and sedimentology of lahars and lahar runout flows in the Toutle-Cowlitz river system. *USGS Professional Paper*, n 1447-A p.75
- Siebe, H.C., Abrams, M., y Sheridan, M. (1993). Major Holocene block-and-ash fan at the western slope of ice-capped Pico de Orizaba volcano, México: implications for future hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59, 1-33.
- Simonov, Y. (1985). *Análisis morfométrico*. Universidad Estatal de Moscú, Lomonosov. Moscú, URSS (en ruso).
- Slob, S., y Hack, R. (2004). *3D terrestrial laser scanning as a new field measurement and monitoring technique*. In: Engineering geology for infrastructure planning in Europe. Springer, Berlin, Heidelberg. 179-189.
- Smith, G. A. y Fritz, W. J. (1989). Volcanic influences on terrestrial sedimentation. *Geology*, v. 17, n. 4, p. 375-376.
- Smith, G.A. y Lowe, D.R. (1991). Lahars: Volcano-Hydrologic Events and Deposition in the Debris Flow-Hyperconcentrated Flow Continuum. Sedimentation in Volcanic Settings. *SEPM Special Publication*, 45: 59-69.
- Smith, K. W. (2015). *The use of drones in environmental management*. In: World Environmental and Water Resources Congress 2015 (pp. 1352-1361).
- Sohn, Y. K., Choe, M. Y. y Jo, H. R., (2002). Transition from debris flow to hyperconcentrated flow in a submarine channel (the Cretaceous Cerro Toro Formation, Southern Chile). *Terra Nova*, 14: 405-415.
- Solomina, O., Pavlova, I., Curtis, A., Jacoby, G., Panomareva, V., y Pevzner, M. (2008). Constraining recent Schiveluch volcano eruptions (Kamchatka, Russia) by means of dendrochronology. *Nat. Hazards Earth Surf. Sci.* 8, 187-202.
- Speer, J. H. (2010). *Fundamentals of tree-ring research*. University of Arizona Press. 509 p.
- Stevens, N. F., Manville, V., y Heron, D. W. (2003). The sensitivity of a volcanic flow model to digital elevation model accuracy: experiments with digitised map contours and interferometric SAR at Ruapehu and Taranaki volcanoes, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 119(1-4), 89-105.
- Stöcker, C., Eltner, A. y Karrasch, P. (2015). Measuring Gullies by Synergetic Application of UAV and Close Range Photogrammetry. A Case Study from Andalusia, Spain. *Catena*, 132, 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.04.004>
- Stoffel, M. (2005). Spatio-temporal variations of rockfall activity into forests- results from tree-ring and tree analysis. PhD. Thesis. Departamento de Geociencias, Universidad de Friburgo, Suiza.

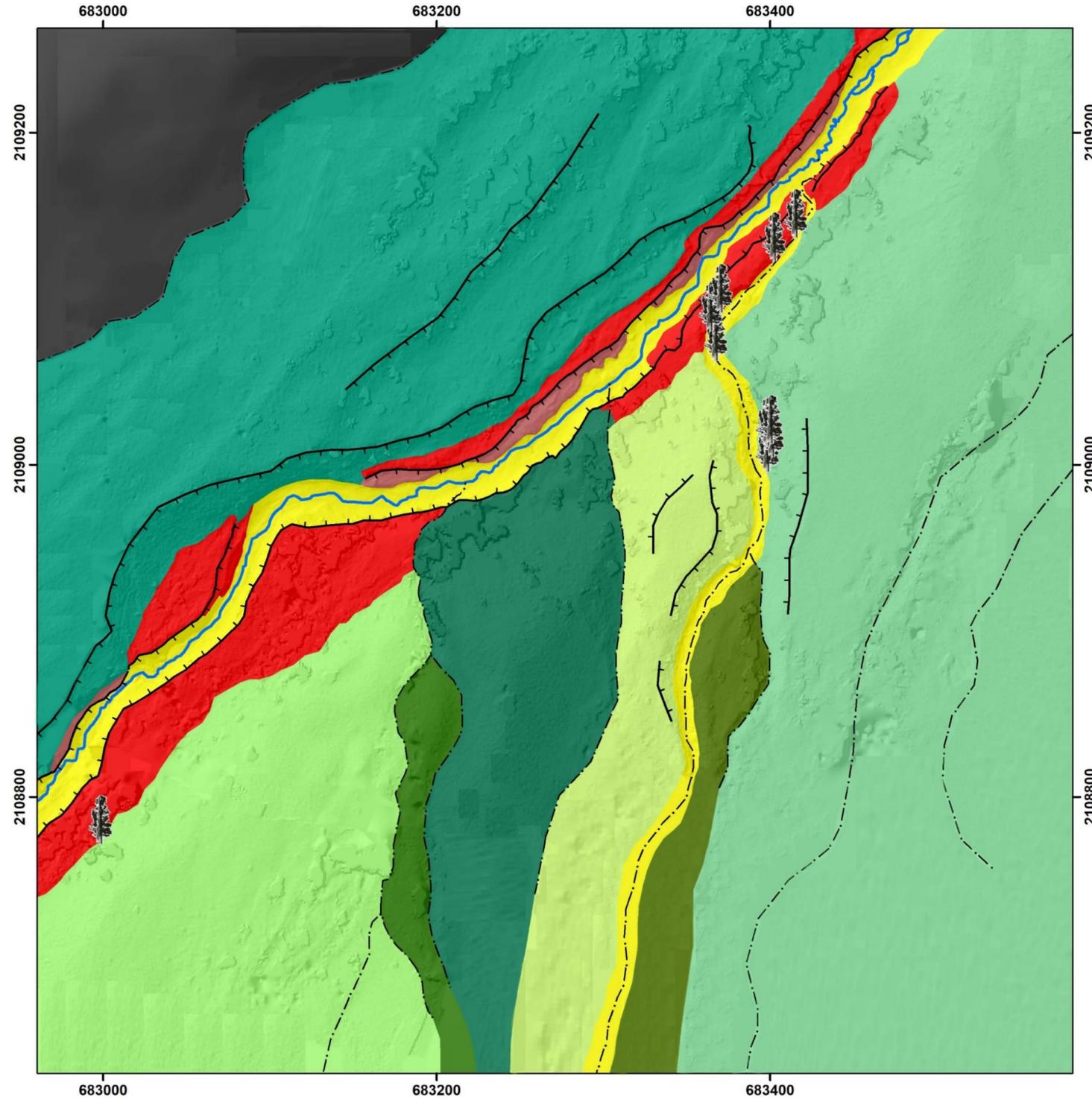
- Stoffel, M. y Perret, S. (2006). Reconstructing past rockfall activity with tree rings: some methodological considerations. *Dendrochronologia*, 24(1), 1- 15.
- Stoffel, M., Wehrli, A., Kühne, R., Dorren, L., Perret, S., Kienholz, H. (2006). Assessing the protective effect of mountain forests against rockfall using a 3D simulation model. *Forest Ecology and Management*: 225, 113-122.
- Stoffel, M. y Bollschweiler, M. (2008). Tree-ring analysis in natural hazards research- an overview. *Natural Hazards and Earth System Sciences*: 8, 187-202.
- Stoffel, M. y Bollschweiler, M. (2009). What tree-ring can tell about Earth-surface processes: teaching the principles of dendrogeomorphology. *Geography Compass*: 3 (3), 1013-1037.
- Stoffel, M. (2010). Magnitude-frequency relationships of debris flows – A case study based on field surveys and tree-ring records. *Geomorphology*: 116, 67-76.
- Stoffel, M. Bollschweiler, M. Vázquez-Selem, L., Franco-Ramos, O., y Palacios, D. (2011). Dendrogeomorphic dating of rockfall on low-latitude, high-elevation slopes: Rodadero, Iztaccihuatl volcano, Mexico. *Earth Surface Processes and landforms*, 36, 1209-1217.
- Stoffel, M., Casteller, A. Luckman, B. y Villalba R. (2012). Spatiotemporal analysis of channel wall erosion in ephemeral torrents using tree roots—An example from the Patagonian Andes. *Geology* 40 (3), 247-250.
- Stoffel, M., y Corona, C., (2014). Dendroecological dating of geomorphic disturbance in trees. *Tree-Ring Research*, 70, 3-20.
- Stokes, M.A., y Smiley, T.L., (1968). *An introduction to tree-ring dating*. University of Chicago Press, Chicago, IL. USA. 73 p.
- Strunk, H. (1997). Dating of geomorphological processes using dendrogeomorphological methods. *Catena* 31, 137-151.
- Szynkaruk, E., Garduño-Monroy, V. H. y Bocco, G. (2004). Active fault systems and tectono-topographic configuration of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geomorphology* 61: 111- 126.
- Tauro, F., Porfiri, M., y Grimaldi, S. (2016). Surface flow measurements from drones. *Journal of Hydrology*, 540, 240-245.
- Thouret, J.C. y Lavigne, F. (2000). *Lahars: occurrence, deposits and behaviour of volcano-hydrologic flows*. En: Leyrit H. and Montenat C. (Eds.), *Volcanoclastic rocks, from magma to sediments*. Gordon and Breach Science Publishers, Amsterdam, pp. 151-174.
- Tomazello Filho, M., Botosso P. C. y Lisi, C. S. (2000). *Potencialidade da família Meliaceae para dendrocronología em regiões tropicais e subtropicais*. En: Roig, F. A. (ed.) *Dendrocronología en América Latina*. Editorial de la Universidad Nacional de Cuyo, Mendoza. 381-431.

- Trieste, D. J. y Jarret, R. D. (1987). *Roughness coefficients of large paleofloods*, Proceed. Conf. Irrig. Systems for the 21st Century, edited by L. G. James, M. J. English, Am. Soc. of Civ. Eng. Portland, Oregon. 32-40.
- Triggs, B., McLauchlan, P. F., Hartley, R. I., y Fitzgibbon, A. W. (1999). *Bundle adjustment— a modern synthesis*. In: International workshop on vision algorithms. Springer, Berlin, Heidelberg, September. 298-372.
- Turner, D., Lucieer, A., y Wallace, L. (2013). Direct georeferencing of ultrahigh-resolution UAV imagery. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 52(5), 2738-2745.
- Ullman, S. (1979). The Interpretation of Structure for Motion. *Proceeding of the Royal Society Biological Research Journal*, 203, 405-426.
- Vallance, J. W. y Iverson, R. M. (2015). *Chapter 37 - Lahars and Their Deposits*. Encyclopedia of volcanoes. 649 – 664.
- Vallance, J. Schilling, S., Devoli, G., Reid, M., Howell, M., y Brien, D. (2004). Lahar hazards at Casita and san cristobal volcanoes, Nicaragua. *U.S Geological Survey. Open file Report 01-468*, 1-18.
- Van Zuidam, R. (1986). *Aerial Photo-Interpretation in Terrain Analysis and Geomorphologic Mapping*. Netherlands, Smith Publishers, The Hague, 442 p.
- Vazquez, R., Capra, L., Caballero, L., Arámbula-Mendoza, R. y Reyes-Dávila, G., (2014). The Anatomy of a lahar: Deciphering the 15th September 2012 lahar at Volcán de Colima, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 272:126-136.
- Vázquez, R., Macías, J. L., Arce, J. L., Cisneros, G., y Saucedo, R. (2019). Numerical simulation of block-and-ash flows for different eruptive scenarios of the Tacaná Volcanic Complex, México-Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 373, 36-50.
- Vera Valero, C., Wikstroem Jones, K., Bühler Y. y Bartelt, P. (2015). Release temperature, snow-cover entrainment and the thermal flow regime of snow avalanches, *Journal of Glaciology*, 61(225), 173-184, doi:10.3189/2015JoG14J117.
- Verstappen, H. y Van Zuidam R. (1991). El Sistema ITC para levantamientos geomorfológicos. ITC Publication Number 10, 89 p.
- Villalba, R. (2000). *Métodos en dendrogeomorfología y su potencial uso en América del Sur*. Dendrogeomorfología en América Latina. F.A. Roig (comp); EDIUVIC, Mendoza, Argentina. 103 -134.
- Villanueva, J., Cerano, J., Stahle, D.W., Therrell, M.D., Cleaveland, M. K. y Sánchez, I. (2004). *Elementos básicos de la dendrocronología y sus aplicaciones en México*. INIFAP, CENID-RASPA. Folleto Técnico No. 2, Gómez Palacio, Dgo. 37 p.

- Villanueva, J. Cerrano Paredes, J., Stahle, D.W., Constante García V., Vázquez Selem, L., Estrada Avalos, J., y Benavides Solorio, J. (2010). Árboles longevos de México. *Revista Mexicana de Ciencias Forestales*, vol. 1. Num. 2. Pp 7-29.
- Villareal Rubio, J. (2019). Metodología para la extracción de familias de discontinuidades a partir de nubes de puntos obtenidas con dron. Tesis para optar por el título de: Ingeniero Geólogo. UNAM, México.
- Voellmy, A., (1955). *On the Destructive Force of Avalanches*. SLF, Davos.
- Walter, T. R., Salzer, J., Varley, N., Navarro, C., Arámbula-Mendoza, R., y Vargas-Bracamontes, D. (2018). Localized and distributed erosion triggered by the 2015 Hurricane Patricia investigated by repeated drone surveys and time lapse cameras at Volcán de Colima, Mexico. *Geomorphology*, 319, 186-198.
- Westoby, M. J., Brasington, J., Glasser, N. F., Hambrey, M. J., y Reynolds, J. M. (2012). Structure-from-Motion photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology*, 179, 300-314.
- Wilkerson, F. D., y Schmid, G. L. (2003). Debris flows in Glacier National Park, Montana: geomorphology and hazards. *Geomorphology*, 55(1-4), 317-328.
- Williams, R., Stinton, A. J., y Sheridan, M. F. (2008). Evaluation of the Titan2D two-phase flow model using an actual event: Case study of the 2005 Vazcún Valley Lahar. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(4), 760-766.
- Worni, R., Huggel, C., Stoffel, M., y Pulgarín, B. (2012). Challenges of modeling current very large lahars at Nevado del Huila Volcano, Colombia. *Bulletin of Volcanology*, 74(2), 309-324.
- Yocom, L. L., y Fulé, P. Z. (2012). Human and climate influences on frequent fire in a high-elevation tropical forest. *Journal of Applied Ecology*, 49(6), 1356-1364.
- Youberg, A. M., Webb, R. H., Fenton, C. R., y Pearthree, P. A. (2014). Latest Pleistocene–Holocene debris flow activity, Santa Catalina Mountains, Arizona; implications for modern debris-flow hazards under a changing climate. *Geomorphology*, 219, 87-102.
- Zimbelman, D. R., Watters, R. J., Firth, I. R., Breit, G. N., y Carrasco-Nunez, G. (2004). Stratovolcano stability assessment methods and results from Citlaltépetl, Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 66(1), 66-79.

ANEXO 1. Cartografía geomorfológica

Mapa geomorfológico de la barranca Jamapa, Pico de Orizaba Sector A



Leyenda

I. Endógeno

1. Volcánico acumulativo

-  1.1 Ladera volcánica Dacíta Espolón de Oro
-  1.2 Rampa piroclástica
-  1.3 Lóbulos piroclásticos

II. Exógeno

2. Hidrovolcánico

2.1 Terrazas laháticas

-  Terraza 4
-  Terraza 5
-  Depósitos laháticos recientes

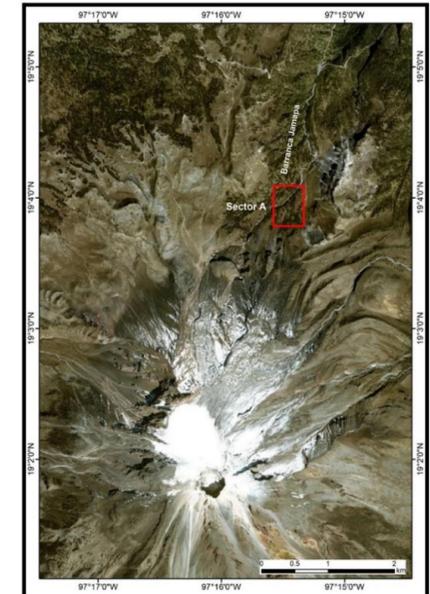
3. Erosivo fluvial

-  3.1 Cauce activo
-  3.2 Cauce intermitente

Símbolos complementarios

-  Escarpes
-  Árboles muestreados

Localización

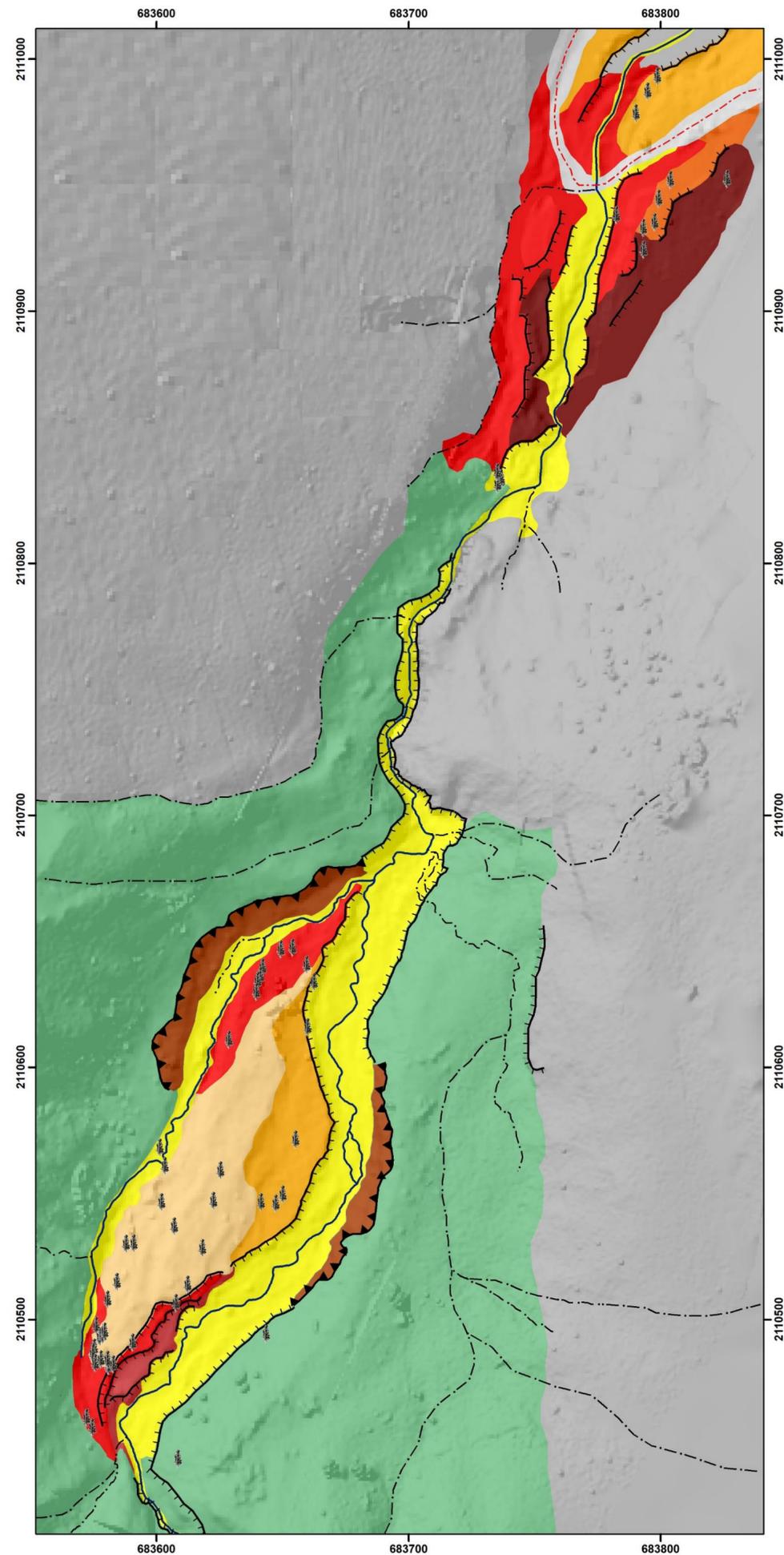


Universidad Nacional Autónoma de México
 Posgrado de Geografía
 Facultad de Filosofía y Letras

 Alumno: Figueroa García José Ernesto
 Asesor: Dr. Osvaldo Franco Ramos

0 25 50 100 m
 Esc. 1: 2, 500

Mapa geomorfológico de la barranca Jamapa, Pico de Orizaba Sector B



Leyenda

I. Endógeno

1. Volcánico acumulativo

1.1 Ladera volcánica Andesita/Dacita Jamapa

1.2 Ladera piroclástica

II. Exógeno

2. Hidrovolcánico

2.1 Terrazas laháticas

Terraza 1

Terraza 2

Terraza 3

Terraza 4

Terraza 5

Terraza 6

Depósitos laháticos recientes

3. Erosivo fluvial

3.1 Cauce activo

3.2 Cauce intermitente

4. Erosivo gravitacional

4.1 Corona de desprendimiento

4.2 Superficie de deslizamiento

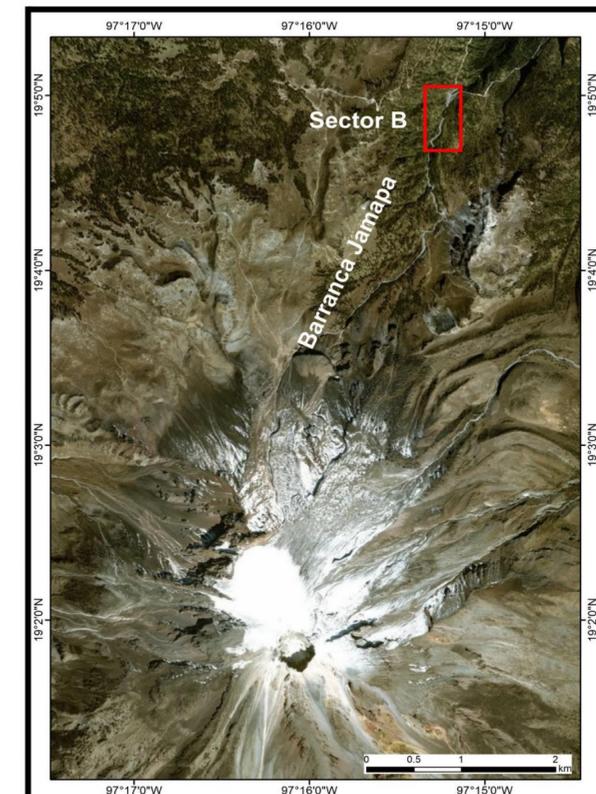
Símbolos complementarios

Camino de terracería

Escarpes

Árboles muestreados

Localización



Universidad Nacional Autónoma de México
 Posgrado de Geografía
 Facultad de Filosofía y Letras



Alumno: Figueroa García José Ernesto
 Asesor: Dr. Osvaldo Franco Ramos

0 25 50 100 m

Esc. 1:1,570

Anexo 2.

Tabla de disturbios geomorfológicos

Tipos de disturbios

I - Impacto

CEx - Crecimiento excéntrico

TRD - Filas tangenciales de ductos de resina traumáticos

MC - Madera de compresión

CS - Crecimiento suprimido

RC - Realce en crecimiento

Intensidad de disturbios

1 Débil TRD; Moderado RC

2 Fuerte RC; Débil MC y CS

3 Moderado MC y CS

4 Moderado TRD y TC; Fuerte MC, CS y Cex

5 I y Fuerte TRD

ID	X	Y	Cara de la muestra	Año del primer anillo	Año del último anillo	Edad estimada	Tipo de disturbio	Grado del disturbio	Estacionalidad del disturbio	Año del disturbio	Año del evento
JAM-01	682998	2108783	C, D	1905	2017	112	I	5	EL	2012	2012
JAM-01							CS	4		2013	2012
JAM-02	683578	2110493	D	2005	2017	12	RC+MC	4		2013	2012
JAM-02							I	5	EL	2012	2012
JAM-03	683579	2110494	D	2000	2017	17	RC+MC	4		2013	2012
JAM-03							I	5	EL	2012	2012
JAM-05	683580	2110507	C	1902	2017	115	RC+MC	4		1961	1960
JAM-05			B	1901	2017	116	I	5	LE	1960	1960
JAM-06	683584	2110514	D, A	1855	2017	162	CS	3		1933	1932
JAM-06			C	1875	2017	142	I	5	LE	1960	1960
JAM-07	683590	2110529	B, B'	1937	2017	80	RC+MC	4		1976	1975
JAM-07				I	5	LE	1975	1975			
JAM-07			C	1917	2017	100	CS	4		1932	1932
JAM-07			D	1917	2017	100	RC+MC	4		1933	1932
JAM-08	683603	2110560	Rodaja	1989	2012	23	CS+Cex	3		2000	1999

JAM-08							M	4		2012	2012
JAM-09	683601	2110567	C	1995	2017	22	I	5	EL	2012	2012
JAM-09							RC+MC	2		2013	2012
JAM-09							I	5	EL	2016	2016
JAM-10	683628	2110610	C, D	1909	2017	108	RC+MC	4		1976	1975
JAM-10							I	5	LE	1975	1975
JAM-11	683639	2110629	C	1937	2017	80	RC+MC	4		1976	1975
JAM-11							I	5	LE	1975	1975
JAM-12	683735	2110835	C, A	2003	2017	14	RC+MC	4		2013	2012
JAM-12							I	5	EL	2012	2012
JAM-13	683574	2110456	C	2007	2017	10	I	5	EL	2012	2012
JAM-13							CS	3		2014	2012
JAM-14	683572	2110460	C	1998	2017	21	CS	3		2013	2012
JAM-14							RC	3		2015	2012
JAM-14							I	5	EL	2012	2012
JAM-15	683577	2110492	C	2003	2017	14	RC+MC	4		2013	2012
JAM-15							I	5	EL	2012	2012
JAM-16	683575	2110497	Rodaja	1996	2017	21	RC+MC	4		2013	2012
JAM-16							I	5	EL	2012	2012
JAM-17	683587	2110529	D	1917	2017	100	CS	4		1932	1931
JAM-17							I	5	EL	1931	1931
JAM-18	683601	2110546	D	1956	2017	61	CS	3		1983	1982
JAM-18							CS	3		1977	1975
JAM-18							RC+MC	3		1969	1968
JAM-18							I	5	LE	1968	1968
JAM-19	683606	2110536	C	1885	2017	132	CS	3		1993	1992
JAM-19							CS	2		1983	1982

JAM-19							CS	3		1953	1952
JAM-19							MC	2		1934	1933
JAM-51	683612	2110513	C	1858	2017	159	CS	3		1993	1992
JAM-51							MC	3		1983	1982
JAM-51							CS	3		1976	1975
JAM-51							CS	1		1953	1952
JAM-51							RC+MC	4		1928	1927
JAM-51			A	1828	2017	189	MC	3		1889	1888
JAM-51							MC	3		1864	1863
JAM-51							MC	3		1842	1841
JAM-51							MC	3		1842	1841
JAM-53	683622	2110546	B	1856	2017	161	CS	1		2013	2012
JAM-53			C	1824	2017	193	CS	1		1934	1933
JAM-54	683625	2110558	C	1945	2017	72	CS	3		2000	1999
JAM-54							I	5	LE	1999	1999
JAM-54							RC+MC	4		1948	1947
JAM-55	683641	2110546	B	1946	2017	71	RC+MC	3		1976	1975
JAM-55							I	5	LE	1975	1975
JAM-57	683649	2110549	A	1944	2017	73	RC+MC	3		1976	1975
JAM-57							I	5	LE	1975	1975
JAM-58	683655	2110570	C	1905	2017	112	I	5	EL	2014	2014
JAM-58							RC+MC	4		2015	2014
JAM-58							I	5	EL	2012	2012
JAM-58							I	5	LE	1975	1975
JAM-58							RC+MC	4		1976	1975
JAM-58							I	5	LE	1960	1960
JAM-58							CS	3		1963	1962
JAM-58							CS	3		1963	1962
JAM-59	683659	2110615	B	1960	2017	57	RC+MC	4		1976	1975
JAM-59							I	5	LE	1975	1975

JAM-59							CS	4		2001	1999
JAM-60	683662	2110633	A	1963	2017	54	RC+MC	4		1977	1975
JAM-60							I	5	LE	1975	1975
JAM-60							CS	3		2014	2012
JAM-61	683649	2110646	D	1959	2017	58	RC+MC	4		1969	1968
JAM-61							I	5	LE	1968	1968
JAM-61							I	5	LE	1975	1975
JAM-61							CS	3		1993	1992
JAM-61							CS	3		2014	2012
JAM-62	683641	683641	B	1932	2017	85	I	5	LE	1975	1975
JAM-62							RC	1		1978	1975
JAM-62							CS	4		1956	1955
JAM-63	683641	2110635	C	1917	2017	100	RC+MC	4		1976	1975
JAM-63							I	5	LE	1975	1975
JAM-64	683640	2110633	CB, A	1949	2017	68	RC+MC	4		1976	1975
JAM-64							I	5	LE	1975	1975
JAM-65	683653	2110647	B	1938	2017	79	CS	3		2000	1999
JAM-65							I	5	LE	1999	1999
JAM-68	683659	2110640	B, B'	1944	2017	73	RC+MC	4		1976	1975
JAM-68							I	5	LE	1975	1975
JAM-69	683735	2110830	B	1942	2017	75	I	5	EL	2016	2016
JAM-69							CS	4		1961	1960
JAM-69							I	5	LE	1960	1960
JAM-70	683736	2110832	A	2000	2017	17	RC	3		2013	2012
JAM-70							I	5	EL	2012	2012
JAM-71	683736	2110833	A	2000	2017	17	I	5	EL	2016	2016
JAM-100	683797	2110982	B	2006	2017	11	RC+MC	4		2013	2012
JAM-100							I	5	EL	2012	2012

JAM-101	683803	2110986	B	2009	2017	8	RC+MC	4		2013	2012
JAM-101							I	5	EL	2012	2012
JAM-102	683808	2110990	B	2004	2017	13	RC+MC	4		2013	2012
JAM-102							I	5	EL	2012	2012
JAM-103	683796	2110920	B	2010	2017	7	RC+MC	4		2013	2012
JAM-103							I	5	EL	2012	2012
JAM-104	683801	2110928	D	2008	2017	9	RC+MC	4		2013	2012
JAM-104							I	5	EL	2012	2012
JAM-105	683798	2110931	A	2007	2017	10	RC	3		2013	2012
JAM-105							I	5	EL	2012	2012
JAM-106	683804	2110933	C	1998	2017	19	CS	2		2015	2014
JAM-107	683784	2110930	A	2007	2017	10	RC+MC	4		2013	2012
JAM-107							I	5	EL	2012	2012
JAM-108	683806	2110943	B	2007	2017	10	RC+MC	4		2013	2012
JAM-108							I	5	EL	2012	2012
JAM-109	683827	2110951	A, B	2003	2017	14	RC+MC	4		2013	2012
JAM-109							I	5	EL	2012	2012
BRJAM-01	683398	2109007	D, D'	1946	2016	70	I	5	EL	2017	2017
BRJAM-03	683397	2109023	A, C	1931	2017	86	I	5	EL	2017	2017
BRJAM-05	683367	2109074	A, A'	1904	2016	112	I	5	EL	2017	2017
BRJAM-05							I	5	LE	1975	1975
BRJAM-05							CS+MC	4		1976	1975
BRJAM-06	683364	2109093	A, C	1907	2017	110	RC	3		1995	1994
BRJAM-06							CS	3		1995	1994
BRJAM-06							CS	3		2013	2012
BRJAM-09	683370	2109104	RODAJA	1904	2012	108	M	4	EL	2012	2012
BRJAM-09							CS	2		1972	1971
BRJAM-09							CS	1		1989	1988

JAMR-03	683574	2110486	A, B	1995	2017	22	MC	2		1996	1996
JAMR-04	683580	2110483	A, B	1992	2017	25	GR	1		2000	1999
JAMR-05	683577	2110483	A, B	2000	2017	17	MC	2		2001	1999
JAMR-06	683590	2110490	A, B	2003	2017	14	MC	2		2006	2005
JAMR-07	683582	2110481	A, B	1992	2017	25	MC	2		1993	1992
JAMR-07			B	1992	2017	25	MC	2		2008	2007
JAMR-07			A, B	1992	2017	25	CS	3		2013	2012
JAMR-08	683575	2110482	A, B	1992	2017	25	MC	2		1993	1992
JAMR-08			A	1992	2017	25	RC	1		2013	2012