



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

**FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFÍA**

*Cartografía morfodinámica y evaluación de procesos
exógenos en la barranca Arroyo Grande; SE del
Nevado de Toluca, México.*

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

LICENCIADO EN GEOGRAFÍA

P R E S E N T A:

EDUARDO ANTONIO CRUZ JURADO



Director de tesis
Dr. Miguel E. Castillo Rodriguez
Cd Universitaria, CDMX, México 2021.



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.

DEDICATORIA

A Raquel Segura Arellano (q.e.p.d.)

y a mis padres:

Ángela Cecilia Jurado Segura y

Marco Antonio Cruz Castillo.

Es gracias a ustedes que el presente trabajo es posible.

En verdad, gracias.

*“Preferiría comprender, aunque
Solo fuera Una causa,
Que ser rey de Persia”
Demócrito de Abdera.*

AGRADECIMIENTOS.

En primera instancia agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México por otorgarme la oportunidad de formarme y desarrollarme en sus filas académicas. A esta gran institución le estoy muy agradecido por revelarme en mi camino grandes profesionistas cuya humilde labor de enseñanza han culminado en el presente trabajo.

Quiero expresar lo profundamente agradecido que estoy con el director de esta tesis, el Dr. Miguel Castillo Rodríguez, gracias por tu paciencia y por todas tus enseñanzas. Gracias por enseñarme de una manera tan sencilla, la ciencia y arte de la geomorfología a través de los Sistemas de Información Geográfica (SIG), así como también agradezco a la Dra. Esperanza Muñoz de quien recibí toda la atención y el apoyo durante la fase metodológica y detalladas observaciones en campo que aportaron mejoras a este trabajo.

Al sínodo de esta tesis que revisaron y aportaron de su conocimiento y experiencia para la presentación final de esta tesis. A la Dra. Rocío Alanís por los valiosos comentarios en la estructura y contenido. Al Dr. Abraham Navarro por sus invaluable apreciaciones y comentarios en la cartografía. Al Mtro. Pedro Montes Cruz, gracias por tus aportes en la fase metodológica y teórica de este trabajo y Al Mtro. Sergio Salinas gracias por tus puntuales observaciones, conocimiento y experiencia que sin duda añadieron calidad y profesionalismo a dicha investigación.

A mis maestros de la Facultad de Filosofía y Letras quienes siempre los comprendí como una fuente de admiración y ejemplo a seguir en toda la extensión de la palabra.

Al Instituto de Geología por haberme apoyado durante la escritura de esta investigación y me abrió las puertas para integrarme al proyecto de divulgación de Ciencias de la Tierra del Instituto de Geología “Terramóvil”.

Un agradecimiento muy especial a una gran mujer, ejemplar profesionista y mejor madre, Ángela Cecilia, de quien siempre he recibido todo el apoyo, calor y cariño a lo largo de toda mi vida. Mil gracias por todo madre, gracias por darme la vida, por ser mi impulso y guía, te agradezco infinito. También le agradezco a un hombre imprescindible y muy importante que formó parte de una de las mejores etapas de mi

vida, al distinguido Marco Antonio, el mejor maestro, gracias por acompañarme en mi infancia y ser parte de este impulso y motivación que ha encaminado a la cosecha del esfuerzo cultivado. También el agradecimiento se extiende al buen Carlos Adrián, con quien debo agradecer haber compartido esa infancia maravillosa donde los múltiples viajes que hicimos y partidos de fútbol que defendimos los llevaré por siempre en el entrañable baúl de los recuerdos. Gracias familia porque nunca, nunca los vi que fallar.

Este trabajo lleva la especial dedicatoria a la querida Raquel Segura Arellano. Tú me enseñaste lo valioso que puede denotar a la vida con una sonrisa. Tu sencillez y personalidad siempre van a ser para mí la mejor de las lecciones que pude haber aprendido. ¡Mil Gracias abuelita! A mi abuelito Alfonso Jurado Mendoza, por haberme inculcado educación, respeto y bondad. Gracias por sus lecciones de vida.

A mis primos Juan Carlos, Novelli, Milton, Daniela, Mary France, Paula, Raquelito. Han sido una pieza clave al igual que mis tíos Paco, Enrique, Juan, Jorge, y al Dr. Alfonso Jurado.

También agradeceré por ser un engrane muy especial para la parte final de este trabajo a una mujer trabajadora, ejemplar e inspiradora que me ha iluminado con cariño y me ha guiado a ver la luz al final de este túnel. Gracias por tu apoyo y por ser mi motivación del día a día. ¡Te Amo Brenda!

A mi gran amigo de la infancia Javier Martínez Salinas, gracias por todas las experiencias que refuerzan nuestra amistad.

A mis amigos de la Universidad; Jorge Zavala, Masato Iida, Edson Nava, Enrique Reyes Lira, Ismael Enciso, Ixim, Fernando Ortega, Marco Solís, Javi, Gerardo Treviño y Luis Pérez; muchas gracias, amigos, que de ustedes aprendí muchísimo durante la carrera, de su amistad y de las inolvidables conversaciones que me acompañaran por siempre.

Finalmente agradezco a todas y cada una de las personas que han contribuido y apoyado a llegar culminar este trabajo y todo de lo que de aquí se desprenda.

ÍNDICE DE CONTENIDO

Introducción	10
Capítulo I. Marco teórico	15
1.1. Concepto de cartografía morfodinámica	
1.1.1. Categorías morfodinámicas	
1.1.2. Inventario de unidades morfodinámicas	
1.1.3. Clasificación de las unidades morfodinámicas	
1.2. Flujos laháricos	
1.3. Avalancha de rocas	
1.4. Inundaciones	
Capítulo II. Marco físico-geográfico	33
2.1. Localización geográfica	
2.2. Marco geológico	
2.3. Relieve y secuencias glaciales	
2.4. Caracterización climática e hidrología	
Capítulo III. Materiales y métodos	44
3.1. Levantamiento de cartografía morfodinámica	
3.2. Morfometría	
3.3. Trabajo de campo	
3.4. Trabajo en gabinete	
3.4.1. Elaboración de hidrógrafas	
3.4.2. LAHAR Z	
3.4.3. Nays2D Flood.	
Capítulo IV. Morfodinámica y evaluación de procesos exógenos	69
4.1. Morfodinámica	
4.1.1. Procesos glaciales	
a) Erosivo glacial	
b) Acumulativo glacial	
4.1.2. Procesos fluviales	
a) Erosivo fluvial	
b) Acumulativo fluvial	
4.1.3. Procesos gravitacionales	
a) Erosivo gravitacional	
b) Acumulativo gravitacional	
4.1.4. Relieve endógeno modelado	
4.1.5. Símbolos morfológicos complementarios	
4.2. Análisis morfométrico	
4.3. Análisis estadístico	
4.4. Simulaciones de flujos	
4.4.1. Resultados en LAHARZ	
4.4.2. Resultados en Nays2DFlood.	
Conclusiones	110
Referencias bibliográficas	113
Referencias cartográficas	120
Anexos	121

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig1.1. Distribución altitudinal de los procesos geomorfológicos.....	15
Fig.1.2. Esquema de evolución de formas glaciales alpinas.....	17
Fig.1.3. Depósito de caída de escombros en la región andina de Las Cuevas.....	21
Fig.1.4. Diagrama esquemático de procesos, mecanismos de transporte y tipo de deposición de flujos hiperconcentrados y de derrubios.	22
Fig1.5. Esquema de la evolución y deposición de lahares a lo largo de una pendiente.....	23
Fig.1.6. Organigrama de clasificación de lahares de acuerdo con su génesis.....	24
Fig1.7. Geometría, mecánica y depósito de los flujos de derrubios.....	26
Fig.1.8. Esquema del depósito de los flujos de escombros.....	27
Fig1.9. Principales causas de las inundaciones y factores que las acrecientan.	29
Fig.2.1. Localización que comprende el presente trabajo.	30
Fig.2.2. Esquema geológico del sector circundante al VNT.	31
Fig.2.3. Conjunto de rasgos estructurales relacionados al TFS y distribución de coladas de lavas y domos del VNT.	31
Fig.2.4. Conjunto de rasgos estructurales relacionos al Sistema de Fallas Tenango.....	33
Fig.2.5. Reconstrucción de la morfología del complejo dómico cumbre durante la última era glacial.....	34
Fig.2.7. Geomorfología glacial y periglacial del VNT.....	35
Fig.2.6. Relieve en la BAG.....	36
Fig.2.9. Mapa de unidades climáticas e isoyetas e isotermas en VNT y BAG de acuerdo con el sistema de clasificación climática de Köppen modificado por Enriqueta García (1988).....	37
Fig.2.10. Climogramas de las estaciones con datos efectivos > 30 años cercanos a la BAG.....	38
Fig.2.11. Hidrografía en la BAG.	39
Fig.3.1 Puntos de muestreo para la elaboración el conteo de clastos en la BAG.	46
Fig.3.2. Obtención de la medida de los clastos en campo.....	47
Fig.3.3. Sitio de muestreo en el conteo del clastos sobre el curso principal de la BAG.....	47
Fig.3.4. Distancia de los puntos cada 5 km.	49
Fig.3.5. Gráficas extraídas del CICESE de los datos diarios de precipitación. para las estaciones seleccionadas.	52
Fig.3.6. Gastos inmediatos de Coatepequito para el día 30 de junio a 03 de julio de 1985.....	53
Fig.3.7 Gastos inmediatos de Tecomatepec para el día 30 de junio a 03 de julio de 1983.....	53
Fig.3.8. Gastos inmediatos de Totolmajac para el día 30 de junio a 03 de julio de 1981.....	53
Fig.3.9. Localización de estaciones climáticas e hidrométricas BANDAS y CLICOM utilizadas en el presente trabajo.....	54
Fig.3.10. Esquema que muestra las variables y relaciones geométricas en <i>LaharZ</i>	55
Fig.3.11 Organigrama del módulo <i>LaharZ</i>	57
Fig.3.12. Organigrama del módulo <i>hydrology</i> y de la metodología para la delimitación de la BAG.	58
Fig.3.13. Organigrama del funcionamiento del programa iRic.....	59
Fig.3.14. Pasos a seguir para la ejecución de la simulación de inundaciones.....	61
Fig. 3.15. Construcción de la malla de cálculo en iRic.....	62
Fig.3.16. Despliegue de los datos de Gastos diarios en un hidrograma unitario para la ejecución de la simulación de inundación en Nays2D Flood.....	63
Fig.3.17. Ventana de ejecución de las simulación de inundación en el solucionador de Nays 2D Flood	63

Fig.4.1 Circo glacial de la BAG.	65
Fig.4.2. Valles de origen glacial identificados en la BAG.....	66
Fig.4.3.Morrena en la zona de cabecera de la BAG.	67
Fig.4.4.Vista planimétrica de los depósitos morrénicos de la BAG.	67
Fig.4.5. Canales fluviales en la zona de cabecera de la BAG.	70
Fig.4.6. Valle tributario con 1 – 5 m de disección horizontal.	71
Fig.4.7. Valles tributario con 5 – 10 m de disección horizontal en la cuenca media.....	72
Fig.4.8. Valle tributario con 10 – 15 m de disección horizontal	73
Fig.4.9. Trazado del cauce principal en la zona de cuenca media de la BAG.	74
Fig.4.10. Pared del valle principal en Arroyo Grande.....	75
Fig.4.11. Zona de lomeríos que presentan leve disección fluvial.	76
Fig.4.12. Terrazas abandonadas formadas por acumulación y su posterior erosión en la cuenca alta y cuenca media de la BAG.	77
Fig.4.13.Barranco estabilizado en la zona de la cuenca media de la BAG.	78
Fig.4.14. Procesos gravitacionales en la zona de cabecera SW de la BAG.	79
Fig.4.15. Rampa piroclástica localizada en la cuenca baja de la BAG.	81
Fig.4.16. Hipsometría de la BAG.....	83
Fig.4.17. Mapa de pendientes de la BAG.	84
Fig.4.18. Energía del relieve en la BAG.	87
Fig.4.19. Mapa de densidad de disección horizontal en la BAG.	88
Fig.4.20. Gráficas de relaciones directas de superficies de drenaje en la BAG.	90
Fig.4.21. Gráfica de dispersión del área de drenaje vs cuartiles D_{25} , D_{50} y D_{75}	91
Fig.4.22. Gráfica de dispersión de la pendiente vs cuartiles D_{25} , D_{50} y D_{75}	91
Fig.4.23. Gráfica de acumulación de proporción de clastos en los puntos de muestreo de la BAG.....	92
Fig.4.24. Simulación de lahares y estaciones hidrométricas (BANDAS), BAG.....	94
Fig.4.25. Alcance de las avalanchas de rocas dados ciertos volúmenes de material emulado.....	95
Fig.4.26. Alcance de flujos de derrubios dados ciertos volúmenes de material emulado.....	96
Fig. 4.27. Resultado de la simulación de flujos de la estación hidrométrica 18372-Coatepequito realizada desde el módulo <i>Nays2DFlood</i>	98
Fig. 4.28. Resultado de la simulación de flujo de la estación 18294- Totolmajac realizada desde el módulo <i>Nays2D Flood</i>	100
Fig. 4.29. Resultado de la simulación de flujos de la estación hidrométrica 18319-Tecomatepec realizada desde el módulo <i>Nays2D Flood</i>	101
Fig.4.30. Perfiles transversales a lo largo de la BAG.....	101
Fig.4.31. Cartografía morfodinámica de la BAG, Nevado de Toluca escala 1:160,000.....	114

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.1. Clasificación y descripción de lahares por primarios y secundarios de acuerdo con la propuesta elaborada por Muñoz (2007).....	27
Tabla 2.1. Síntesis del Sistema de fallas Tenango (TFS).....	34
Tabla. 2.2. Historia Eruptiva del VNT.....	35
Tabla 2.3. Clima, temperatura y precipitación en la BAG.....	40
Tabla 3.6.1. Estaciones climáticas con >25 años cercanas a la BAG.....	53
Tabla 4.2. Datos que corresponden a las unidades de valle glacial de la BAG.....	68
Tabla 4.3. Niveles de material emulado y su relación con volumen, longitud y altitud.....	97
Tabla 5.0. Datos para las gráficas de distancia desde la cabecera y superficie de drenaje.....	114
Tabla 5.1. Datos de las gráficas de dispersión.....	114

INTRODUCCIÓN

En este trabajo se presenta un análisis cuantitativo del transporte de material clástico por medio de procesos gravitacionales; avalanchas de rocas, flujos laháricos (escombros e hiperconcentrados) y fluviales, en un ambiente montañoso, de índole volcánico. También incluye la cartografía morfodinámica y las simulaciones de máxima descarga fluvial, lahares y avalancha de roca en la cabecera de la Barranca Arroyo Grande (BAG), al sureste del volcán Nevado de Toluca (VNT). Estas simulaciones fueron producidas mediante el manejo de un Sistema de Información Geográfica (SIG) y de un *software* modelador de flujo; *ArcGis 10.1* y *iRic* respectivamente. El objetivo en el presente trabajo consistió en estimar el alcance, dentro de la cabecera de la BAG, de los movimientos en flujo y obtener los principales tamaños de clastos transportados en el canal (D_{15} ; D_{50} ; D_{75}). La metodología consistió en tres fases; 1) levantamiento cartográfico de los procesos morfodinámicos y obtención de los parámetros morfométricos; 2) construcción de gráficas de dispersión de los datos levantados en campo y 3) la reproducción de las simulaciones de procesos de transporte que involucran la dinámica fluvial y gravitacional, con base en Modelos Digitales de Elevación (MDE) ejecutados en los programas *LaharZ* (Schilling, 2014) y *Nays2DFlood* (iRIC, 2013).

En *LaharZ*, se simularon 24 distintos escenarios de alcance de depósitos para eventos laháricos, de flujo de derrubios y de avalancha de roca; para volúmenes de $1 \times 10^5 \text{ m}^3$ a $1 \times 10^8 \text{ m}^3$. En *Nays2DFlood*, las simulaciones fueron generadas con base en los datos de las descargas máximas reales, contenidas en los gastos normales de las estaciones de CONAGUA situadas en las inmediaciones de la BAG; Coatepequito (18372), Totolmajac (18294) y Tecomatepec (18319). Los resultados obtenidos en *LAHARZ* indican que para el caso de las avalanchas de roca y flujos de detritos con volúmenes $> 1 \times 10^8 \text{ m}^3$, es posible que los sedimentos desborden los márgenes de la barranca. Las simulaciones de inundación ejecutadas en *iRic*, indican que las crecidas del río Arroyo Grande no desbordaría su caudal por los bordes de la barranca. Las crecidas de flujo en la BAG, pueden alcanzar a desbordarse en la zona de cuenca alta, si se presentan los

siguientes eventos: avalancha de roca con volumen $>1 \times 10^8 \text{ m}^3$ y flujos de derrubios con volumen $>1 \times 10^5 \text{ m}^3$.

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Las fuertes lluvias son el mecanismo más común que desencadenan lahares. Ejemplo de ello es posible apreciarlo específicamente en el volcán Pinatubo en 1990, el Mayón (Filipinas), Unzen (Japón), y Merapi (Indonesia). No obstante, es posible que el agua provenga de otras fuentes como el desborde de lagos cráteres como sucedió en 1969 y 2007 en el volcán Ruapehu (Nueva Zelanda), así como por el derretimiento de nieve o hielo en la base de un glaciar debido al calor geotérmico como lo sucedido en el volcán Katla en 1918 (Islandia) (Muñoz, 2007).

De acuerdo con la concentración de los sedimentos en estos fenómenos, es posible que los flujos de escombros adquieran su formación y posterior transformación en flujos hiperconcentrados (Capra *et al*, 2008). Tal como ocurrió en el Monte St Helens (E.E.U.U.) en 1980, cuyo colapso de su ladera N originó una avalancha que arrastró restos de los glaciares localizados en la zona cumbre (Muñoz, 2007). Norini *et al.*, (2008) reporta la existencia de un gran depósito de avalancha de escombros de ~60 m de espesor y un volumen de 0.35 km^3 en la BAG. Dicho autor señala que esta avalancha de escombros fue generada por el colapso del domo volcánico el Fraile, hacia el sector E-SE hace ca. 40 y 13 ka.

El alcance de estos flujos cubre la zona de cabecera del valle, hasta kilómetros aguas abajo en un relieve de topografía convexa que favorecen el desarrollo y traslado del flujo. Así mismo, el relieve de la BAG y los depósitos que ahí se encuentran, atestiguan los eventos geológicos ocurridos desde la construcción del edificio volcánico (edad miocénica) hasta las secuencias glaciales durante el Cuaternario. En esta última etapa geológica las masas glaciales de alta montaña descendieron y modelaron las laderas del VNT. Es por esto el avance de los glaciares y su posterior retroceso, involucraron una alta producción de sedimentos y desencadenaron la evacuación de los mismos mediante actividad fluvial posterior a la última deglaciación.

Las altas tasas de erosión comunes en la BAG son producto, principalmente, por los siguientes factores; material volcánico antiguo ($2.6 \pm 0.2 \text{ Ma}$) altamente erosionado,

superficies con inclinaciones importantes en el terreno, y captación de lluvia homogénea en laderas con escasa vegetación. Debido a lo anterior, la BAG presenta una importante capacidad de transporte fluvial, y transporte de sedimento al cauce principal por medio de agentes gravitacionales. Estos procesos fluvio-gravitacionales en su conjunto producen una dinámica en el relieve de la BAG que puede involucrar una amenaza geológica para la población de San Pedro Tlanixco, asentamiento ubicado a ~10 km al SE del cráter del volcán.

JUSTIFICACIÓN

En México, la mayoría de las recientes investigaciones sobre procesos erosivos del relieve que implican el acarreo y transporte de material aguas abajo desde la cabecera de un valle, se enfocan en la dinámica fluvio-glaciar de laderas a partir de métodos dendrocronológicos y análisis sedimentológicos en los depósitos de flujos (Prado Lallande, 2017; Franco-Ramos 2014; Niño Estrada, 2016; Castillo-Rodríguez *et al*, 2015). Dichos estudios han contribuido al conocimiento sobre la dinámica superficial de la corteza terrestre en ambientes de alta montaña, en particular durante fases de quietud eruptiva. No obstante, los estudios en México en los que se obtiene un análisis cuantitativo en magnitud de procesos fluviales y cualitativo en cartografía morfodinámica para ambientes montañosos, son escasos. Es por lo que, en el presente trabajo se toma una barranca como caso de estudio para evaluar intensidad y magnitud de los procesos fluvio-glaciares del relieve montañoso. En el trabajo se destacan las simulaciones automatizadas de movimientos en flujo (lahares, derrubios, avalanchas de roca y máxima inundación) así como la elaboración de una cartografía de procesos morfodinámicos a detalle, con base en imágenes satelitales y curvas de nivel de INEGI (2015) a escala 1:50,000. De acuerdo con Lugo (1988) la importancia del mapeo morfodinámico dentro del campo geomorfológico está enfocada en la expresión gráfica de procesos y agentes modeladores de la superficie terrestre, que ocurren en la actualidad. Así mismo, a través de esta cartografía es posible integrar el conocimiento, la comprensión y el seguimiento de los procesos físicos en cualquier territorio (Martínez, 1997). Cabe señalar que el VNT puede poner en riesgo volcánico a más de 25 millones de habitantes (Norini *et al.*, 2007). Por ende, a partir de la elaboración de la cartografía de procesos se provee de información necesaria para evaluar y mitigar el

riesgo geomorfológico (Lugo, 1988). Es por lo que, el presente estudio proporciona herramientas cartográficas base para evaluar y prevenir riesgos geomorfológicos en ambientes fluviales activos.

HIPÓTESIS

Los materiales volcánicos no consolidados en la cabecera de la BAG, la presencia de sedimentos glaciogénicos del Pleistoceno tardío y las condiciones del clima en la actualidad, son factores susceptibles que generan continuamente procesos de transporte; flujos laháricos, avalanchas de roca e inundaciones. Por medio de la simulación de estos procesos exógenos, es posible modelar, evaluar su intensidad y alcance espacial en el relieve, además de obtener escenarios donde este tipo de eventos se manipule con volúmenes de mayores proporciones.

OBJETIVO GENERAL

Evaluar en magnitud la dinámica de inundaciones, lahares y avalanchas de rocas en la cabecera de la Barranca Arroyo Grande al SE del Nevado de Toluca.

OBJETIVOS PARTICULARES

- Mapear los depósitos de flujos de escombros, avalanchas de rocas y lahares en la cabecera de la BAG.
- Determinar la capacidad de transporte fluvial mediante el análisis de clastos.
- Reproducir las condiciones de descarga que generan la movilidad de sedimentos.
- Evaluar los escenarios de alcance de las avalanchas de rocas y flujos de derrubios a través de la simulación de éstos con el programa *LAHARZ*.

ESTRUCTURA CAPITULAR

Este trabajo de investigación está estructurado con base en cuatro capítulos y la exposición de las conclusiones:

Capítulo II. Marco teórico. Expone el concepto e interés de la cartografía morfodinámica y su levantamiento de acuerdo con los criterios desarrollados por Martínez (1997) adaptados al ambiente subalpino montano. De esta manera, se obtiene la identificación y caracterización cualitativa de los procesos que inciden en el relieve

de la BAG. Dentro de este capítulo también están desglosados de manera conceptual los procesos exógenos que se evalúan; flujos laháricos, avalancha de rocas e inundaciones.

Capítulo II. Marco físico geográfico. El segundo capítulo contiene la síntesis del marco geológico y geográfico de la BAG, así como de las secuencias glaciales ocurridas en el VNT.

Capítulo III. Materiales y métodos. El tercer capítulo consta de la explicación de los métodos y materiales necesarios para llevar a cabo tanto el levantamiento de la cartografía morfodinámica, como la evaluación de procesos laháricos y fluviales en la BAG. Esto mediante la exposición del procedimiento para obtener los productos cartográficos, el análisis morfométrico de la BAG, el análisis estadístico con base en; la construcción de gráficas acumulativas y de dispersión del conteo de clastos levantados en campo, y las gráficas de superficie de drenaje de la BAG contra la distancia con la divisoria de aguas y la elevación en metros sobre el nivel del mar. En tanto a la evaluación de los procesos exógenos en el relieve de la BAG, se exponen los pasos llevados a cabo en reproducir las simulaciones de flujos en los programas *LAHARZ* y *Nay2DFlood*.

Capítulo IV. Morfodinámica y evaluación de procesos exógenos.

Consta de la descripción de las unidades identificadas y clasificadas en el mapeo morfodinámico, el análisis morfométrico en la BAG, la interpretación de la estadística obtenida a partir de las gráficas construidas con base en; el conteo de clastos, superficie vs drenaje, superficie vs elevación y el análisis de los productos cartográficos obtenidos por los simuladores de flujo: *LAHARZ* y *Nays2DFlood*. Finalmente se exponen las conclusiones en las que este trabajo arribó y se presentan los anexos conformados por las bases de datos utilizadas en la fase metodológica.

CAPÍTULO I. MARCO TEÓRICO

En este capítulo están compiladas, de manera sistemática, las consideraciones teóricas y conceptuales que establecen la terminología necesaria para llevar a cabo el levantamiento de la cartografía morfodinámica en la BAG. Hace hincapié en los conceptos e intereses para la generación y lectura de este tipo de cartografía, así como también en las precisiones a desarrollar para la caracterización en cartografía morfodinámica, adaptadas a los criterios de Martínez (1997) en un ambiente montano subalpino, de acuerdo con la clasificación altitudinal de ambientes propuesta por Owens & Slaymaker (2014) tal como se muestra en la Fig. 1.1. Además, se desglosan los términos de los procesos exógenos en el relieve que constituye la remoción en flujo de sedimentos en la cuenca alta de la BAG.

1.1. Concepto e interés de la cartografía morfodinámica

Es prioritario hacer énfasis en precisar el concepto de *procesos morfodinámicos* y su objeto de estudio. De acuerdo con Robertson *et al.* (2013), el conjunto de procesos que actúan sobre la superficie de la corteza terrestre se agrupa comúnmente en el campo de la morfodinámica, es decir, de los procesos exógenos los cuales determinan el ambiente, de acuerdo con el proceso que impere en la superficie; ambientes fluviales (ríos), glaciales (glaciares), eólicos (viento), marinos (oleaje marino). Los movimientos gravitacionales, y la erosión hídrica y pluvial han sido agrupados tradicionalmente en el ambiente denudacional o erosivo (Robertson *et al.*, 2013).

Por su parte, Lugo (2015) define el término erosión como el conjunto de procesos que aparta a los productos del intemperismo del sustrato original, ya sean de origen volcánico o sedimentario. Posteriormente, estos productos son removidos por medio de un proceso conocido como transporte de sedimentos, en el cual ocurre la remoción de material detrítico a través de agentes denudatorios; ya sean corrientes superficiales, hielo, viento u oleaje. Finalmente, estos materiales se van acumulando en un ambiente determinado y su conjunto es referido como depósito. Peña (1997), respecto a la cartografía morfodinámica, indica que tiene un énfasis en representar la funcionalidad de los procesos, sus formas heredadas y dinámicas no funcionales.

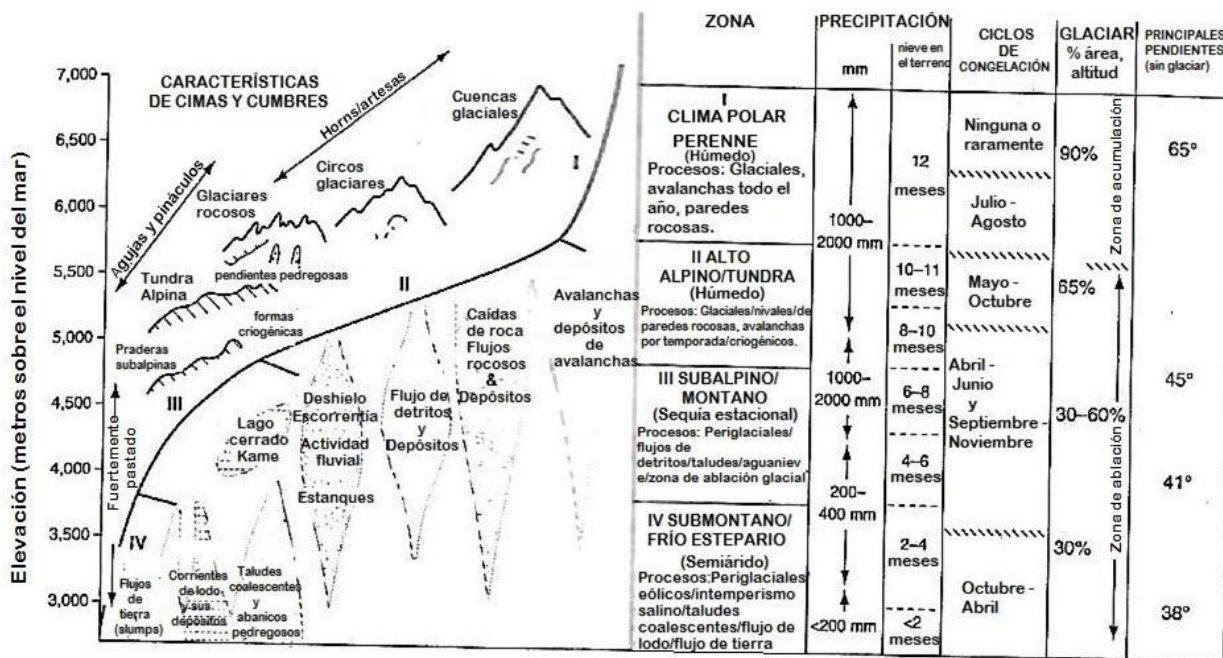


Fig.1.1. Distribución altitudinal de los procesos geomorfológicos. Se observa la relación de la tabla entre las variables ambientales y procesos geomorfológicos que prevalecen en el parque Karakoram Central, extraído de Owen & Slaymaker (2014). Esta figura ilustra las relaciones entre los elementos geográficos de elevación, zonas climáticas – biótica (y por asociación suelo-hidrología), paisajes y procesos geomorfológicos. Sin embargo, existen algunas variaciones locales y regionales en estas relaciones que reflejan en parte variaciones climáticas (radiación solar, precipitación) topografía regional y configuración tectónica.

Por su parte, Martínez (1997) desglosa criterios a precisar en el levantamiento de cartografía morfodinámica para el ambiente en estudio:

Definición de las categorías morfodinámicas

- a) Clasificación de categorías morfodinámicas
- b) Las categorías morfodinámicas válidas para relieves montañosos

1.1.1. Definición de las categorías morfodinámicas

Con base en la génesis y los dominios climáticos, los procesos y efectos morfodinámicos en este estudio, de acuerdo con los criterios de Martínez (1997) se clasifican en:

- I. Procesos glaciares
- II. Procesos fluviales
- III. Procesos gravitacionales
- IV. Relieve endógeno modelado

I. Procesos glaciales

Las condiciones climáticas durante el tiempo geológico han oscilado entre fases glaciales e interglaciales en la Tierra. Entre las fases frías o glaciales destaca la ocurrida en el Cuaternario tardío, ya que ésta desarrolló morfologías en el relieve asociadas a procesos glaciales y ha dejado relictos de hielo en elevadas altitudes y latitudes de la superficie terrestre. Dentro de estas regiones, los aparatos glaciares realizan de manera continua, funciones en modalidades erosivas o acumulativas en ambientes montañosos.

Estos procesos son distinguidos por su gran capacidad de modelar el relieve, en la cual generan formas características en ambientes de alta montaña. Esta aseveración, como es posible observarse Fig. 1.2, en la sugiere tres momentos en el relieve: uno anterior a la ocurrencia del glaciar, otro evento durante la expansión glacial y al final un tercero posterior al retroceso de la masa de hielo; preglacial, glacial y postglacial (Huggett, 2007).

De acuerdo con Vázquez-Selem & Heine (2004) los cuerpos glaciales que tuvieron su desarrollo en el VNT corresponden a lapsos de tiempo catalogados en cuatro periodos; a) MI (>32,000 años A.P.); b) MII (>11,500 años A.P.); c) MIII (<11,500 años A.P) y; d) Hace 8 ka.

a) *Erosivo glacial*. A consecuencia de la actividad glacial en ambientes de alta montaña, en el relieve han quedado morfologías, las cuales pueden diferenciarse los procesos erosivos de la dinámica glacial, que corresponden a la principal función que posee el hielo sobre el relieve en el que actúa.

La acción erosiva principalmente es realizada por el proceso de abrasión glacial, el cual se refiere al pulido de la superficie hecho por el paso del hielo sobre su base rocosa (Muñoz, 1992). Esta acción de avance y retroceso glacial posee una alta capacidad erosiva, ya que la enorme cantidad de hielo que es desplazado actúa como una lija abrasiva sobre el terreno.

b) *Acumulativo glacial* Al acarrear los materiales sobre el terreno que cubre un glaciar, éste queda evidenciado en una de las principales morfologías asociadas con el depósito glacial en formas morrenas.

Se distinguen dos tipos de morrenas con base en el lugar donde son depositadas (morrenas frontales, laterales y de fondo) y si se generaron durante un evento de avance o de retroceso de la masa glacial (de avance y recesión).

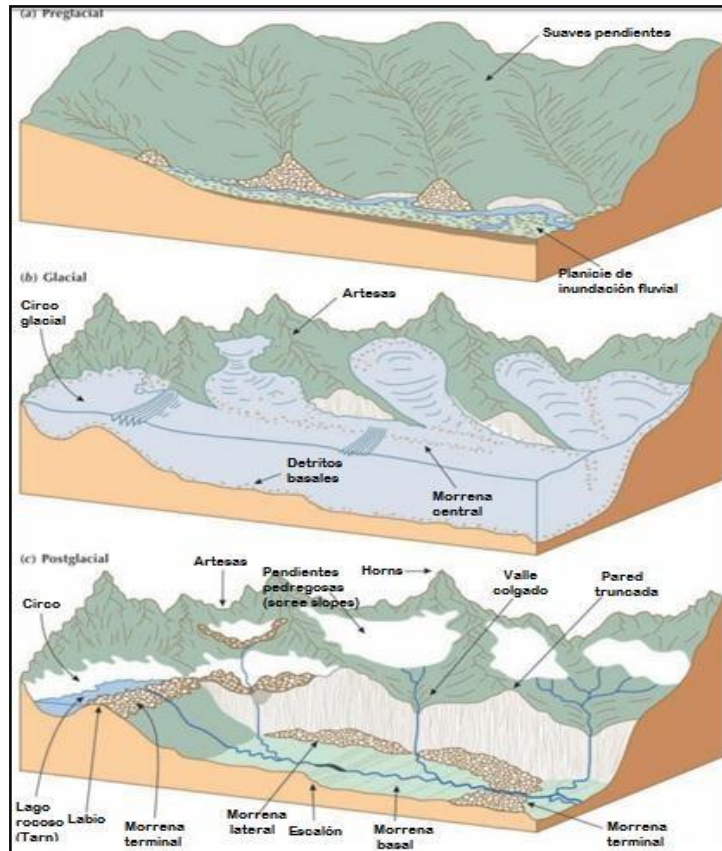


Fig. 1.2. Esquema de evolución de formas glaciares alpinas extraídos de Hugget (2007). (A) Preglacial; indica un paisaje previo a era glacial. (B) El mismo paisaje durante era glacial y (C) Postglacial; paisaje resultante posterior a la acción del hielo.

II. Procesos Fluviales

Los procesos fluviales modifican la superficie terrestre por medio de escurrimientos lineales (flujos perennes y/o permanentes) y en mantos. De esta manera la intensidad de los procesos fluviales sobre la superficie terrestre está condicionado por los siguientes factores: pendiente, tipo de roca y las estructuras disyuntivas dispuestas en el relieve. (Lugo, 2015). En esta categoría se incluyen las morfologías que dentro de la BAG, corresponden a procesos fluviales, las cuales fueron diferenciadas en formas erosivas o acumulativas.

- a) *Erosivo fluvial*. El movimiento del agua sobre la superficie terrestre ocurre en forma de escorrentía. A manera que este flujo se concentra, erosiona el terreno y crea canales de flujo. De modo que, si al combinarse los factores que proveen de intensidad al proceso, estos canales desarrollan conexiones entre sí y los elementos de una cuenca hidrográfica. Este sistema fluvial transporta el flujo hídrico recibido a partir de procesos pluviales, deshielo o agua subterránea, hacia una salida situada en la porción más baja de la cuenca (Knighton, 2014).
- b) *Acumulativo fluvial*. A medida que el río alcanza su perfil de equilibrio (erosivo y acumulativo) en el cauce fluvial, se acumulan sedimentos cada vez con mayor estabilidad, no susceptibles de ser transportados. Estos sedimentos acumulados al margen de los valles fluviales reciben el nombre de depósitos aluviales (Gorshkov *et al.*, 1977). El material erosionado aguas arriba que es depositado de manera continua, es facilitado por discontinuidades topográficas originando morfologías particulares de este proceso exógeno.

III. Procesos gravitacionales

Gran parte de la superficie de la Tierra está conformada por laderas y pueden considerarse componente fundamental del relieve (Gutiérrez, 2008). Además, éstas forman parte del sistema de drenaje, transportando agua y sedimentos a los arroyos fluviales (Huggett, 2007). Estos procesos engloban el traslado de la cubierta material no consolidado sobre la ladera y su posterior acumulación en su pie (Lugo, 2015).

- a) *Erosivo gravitacional*. En esta categoría se incluyen aquellos procesos que evidencian el desplazamiento de material detrítico producido en la parte alta de las laderas. Los materiales son trasladados desde una porción de mayor elevación a otra menor. Uno de los agentes que principalmente desencadena la inestabilidad en las laderas es el hídrico. Este aporte es por medio de la precipitación, así como por la fusión de nieve y crecida de corrientes fluviales que socavan la base de las laderas.
- b) *Acumulativo gravitacional*. Esta categoría constituye las morfologías asociadas con los depósitos de distintos tipos de procesos gravitacionales. Generalmente están asociados con colapsos de laderas de lavas expuestas inestables y a la acumulación de material fuente de distintos procesos.

IV. Relieve Endógeno Modelado.

Se refiere a las formas en el relieve de origen endógeno que se han transformado resultado de la erosión y transformación de las morfologías originales.

De esta forma y de acuerdo con la escala en la cartografía aplicada en este trabajo, se presentan las siguientes categorías morfodinámicas para barrancas en zonas de montañas volcánicas, que de menor a mayor rango conforman la siguiente secuencia:

I) Elementos de erosión. Representan rasgos de detalle del relieve labrados por procesos erosivos. Pueden, o determinar una categoría superior o corresponder a elementos sobreimpuestos generados independientemente de la unidad en la que se encuentran.

II) Unidades morfodinámicas. Son elementos básicos definidos como porciones de terreno reflejo de una génesis condicionada por factores y procesos comunes. Dado el carácter genético de las unidades, las morfologías convergentes, desde procesos distintos, no pertenecen a la misma unidad. Así mismo, las unidades morfodinámicas presentan una dimensión apropiada, para configurar unidades ambientales, que permitan la ordenación, planificación y manejo del territorio en cuestión (Martínez, 1997). 1.1.2. Inventario de unidades morfodinámicas

Las categorías morfodinámicas válidas presentadas aplican para barrancas en relieve subalpino montano, con clima semifrío/templado-subhúmedo. El levantamiento de una cartografía morfodinámica, para el entorno a consideración, contempla su caracterización con base en el siguiente inventario de unidades:

- Circo glacial
- Ladera de valle glacial
- Depósitos morrénicos
- Canales fluviales
- Valles tributarios.
- Barranco principal
- Cauce principal
- Lomeríos con leve disección fluvial
- Terrazas aluviales
- Barranco rellenado.
- Flujo de escombros
- Corredor de escombros
- Rampas de escombros.

- Rampa piroclástica con disección fluvial.
- Ladera de domo levemente disecado
- Flujos volcánicos lávicos levemente disecados
- Laderas de lavas expuestas
- Ladera de flujo volcánico
- Ladera de lavas expuestas

1.1.3. Clasificación de las unidades morfodinámicas

Hace referencia al estado de los procesos en la actualidad y se clasifican en:

- A) Activa o funcional: cuando está controlada por la dinámica actual.
- B) Inactiva o palinséstica: describen una paleo-dinámica, que lleva sobreimpuesta otra dinámica actual, la cual no es determinante de la morfología significativa.

1.2. Avalanchas de roca

Este tipo de movimiento es clasificado dentro de los procesos gravitacionales con movimiento complejo. Las avalanchas de rocas consisten en la remoción a gran distancia de masas rocosas y detritos, desplazadas a través de altas velocidades (Alcántara, 2000). Aunque este proceso es distinguido como un tipo de fluidizado, estos tipos de desprendimientos rocosos típicamente no presentan las condiciones en el flujo que le permitan cubrir largas distancias aguas abajo. Las avalanchas de mayor magnitud se presentan en laderas abruptas, socavadas por la acción fluvial y glaciar donde se generan escarpes subverticales o cantiles característicos de facilitar caídas de roca (Selby, 1993). Las avalanchas de rocas o *sturzsstroms* (Hsü, 1975) representan procesos donde ocurre la remoción de material anhidro que se moviliza en altas velocidades y grandes volúmenes derivados del desprendimiento de material rocoso. El desprendimiento involucra la rotura inicial de la pared, mediante la acción de procesos físico químicos de meteorización, donde posteriormente la misma inestabilidad derivada de la reducción por competencia y volumen facilita al agente de movilización su desplazamiento, de manera paulatina o súbita. No obstante, un mecanismo que desencadena estos procesos en muchas partes del mundo es la sismicidad (Gutiérrez, 2008).

De este modo, si el flujo posee un volumen de material entre el 40% y el 60% se denomina hiperconcentrado. Por otro lado, un volumen entre 60% y 80% caracteriza a los flujos de escombros o derrubios. Las avalanchas de roca tienen >80% del volumen de material con respecto al total de su masa (Muñoz-Salinas, 2007).



Fig. 1.3. Depósito de caída de escombros en la región andina de Las Cuevas. Las avalanchas de rocas pueden definirse como un movimiento en masa, que se moviliza rápidamente en grandes volúmenes de roca, derivados de la disgregación de rocas desprendidas, por influencia de la gravedad. En la zona de acumulación, su volumen puede superar los 10 millones de m³, típicamente cubre una superficie mayor a los 0,1 km² (Gutiérrez, 2008). Imagen extraída de Mergili *et al* (2015).

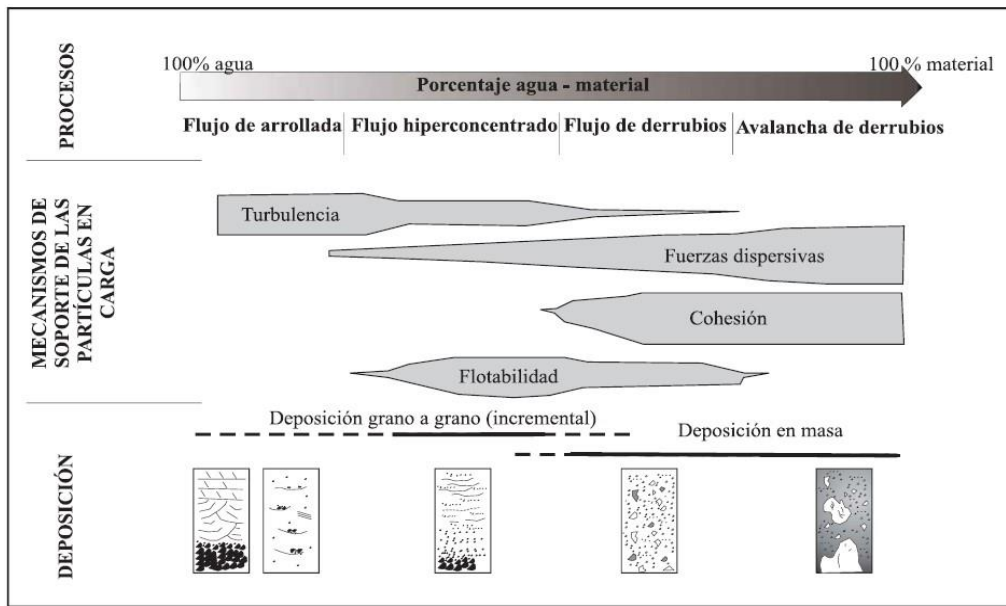


Figura 1.4. Diagrama esquemático que ilustra los procesos, mecanismos de transporte y tipo de deposición de flujos, hiperconcentrados y de derrubios. En el caso de los hiperconcentrados los mecanismos de soporte de material es la turbulencia, fuerzas dispersivas y principalmente la flotabilidad. Mientras que para los flujos de derrubio, los mecanismos de desplazamiento son la cohesión y las fuerzas dispersivas. Editado de Lavigne & Thouret, (2000).

Al alejarse de la fuente de la corriente lahárica disipa sedimento de grueso calibre y el flujo es transformado como un flujo diluido. De esta manera, a mayor distancia, el calibre de los sedimentos decrece y son depositados cuerpos de partículas finas contenidas generalmente en limo y arcilla. Como se muestra en la Fig. 1.5 existen cuatro zonas de deposición a lo largo de la evolución ladera debajo de un lahar. La zona de comienzo y concentración caracteriza el transporte de tipo subcrítico y la transformación del flujo de escurrimiento diluido hiperconcentrado. Al entrar a zona de maduración el flujo incorpora sedimento y el transporte subcrítico provoca la evolución a flujo de detritos. Al disminuir la pendiente el flujo entra a zona de dilución y desmoronamiento donde el flujo hiperconcentrado es propulsado por el transporte subcrítico y por último en topografías llanas la zona de terminación determina la zona de transición a una corriente de flujo ordinaria cuyo tamaño de grano

Este flujo caracterizado por una matriz de consistencia fangosa posee un carácter cohesivo, altamente viscoso y denso (Schilling, 2014). Estas características físicas del fluido dificultan el desplazamiento de los granos de gran calibre y añade flotabilidad a la masa en desplazamiento.

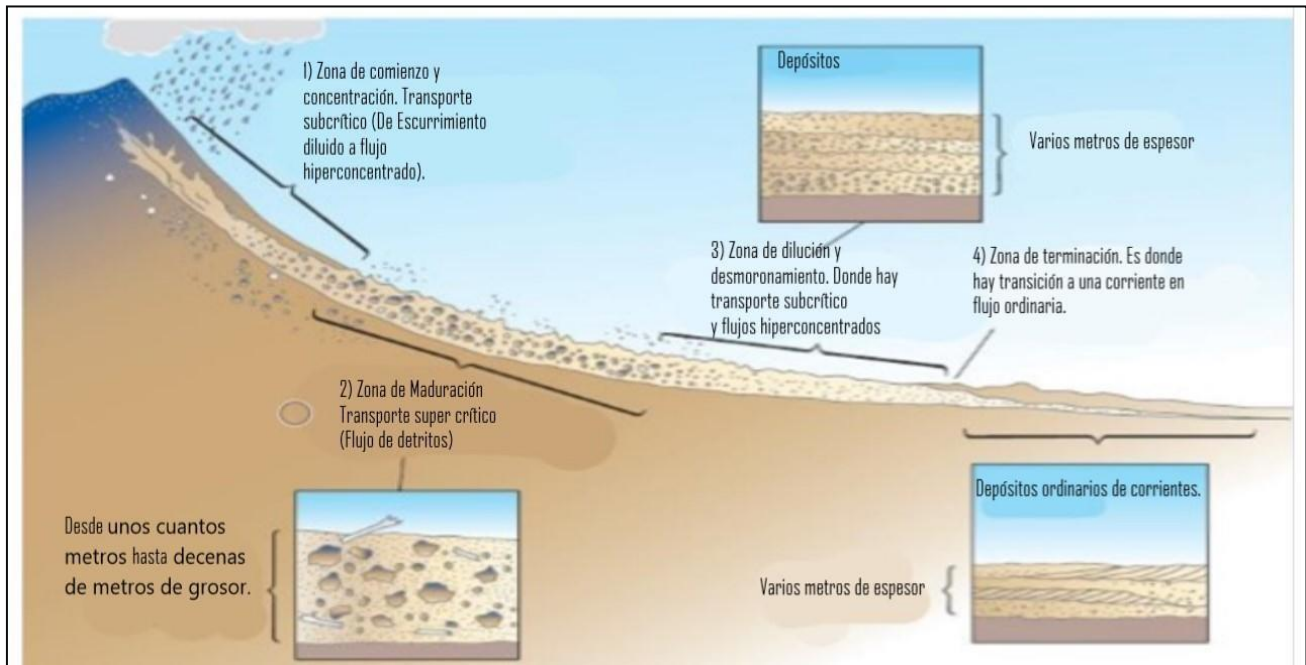


Fig.1.5. Esquema evolutivo de flujos laháricos a lo largo de una pendiente, modificado de Lockwood y Hazlett (2010). Este esquema muestra la relación entre lahares, flujos e inundaciones fluviales en función a su posición en la ladera.

Pese a que los flujos de escombros con normalidad son desplazados en pendientes con valores $>10^\circ$, pueden movilizarse en inclinaciones de 1° a 2° (Bridge & Demicco, 2008). Las condiciones que favorecen al aporte de agua para el desarrollo de flujos de derrubio, de acuerdo con Costa & Fleisher (2012), en microcuencas son: a) superficies de drenaje con pendientes pronunciadas; b) escorrentías rápidas y c) captación de lluvia homogénea en superficie y de larga duración. Así mismo, Selby (1993) menciona que el desarrollo de este tipo de flujo es favorecido en vertientes convexas que han sido rellenadas mediante procesos acumulativos a partir de material compuesto por suelos coluvión y saprolito. Muñoz-Salinas (2007) enfatiza en el origen de los flujos laháricos, el cual puede ocurrir a partir de dos procesos desencadenantes; 1) actividad eruptiva, o 2) procesos meteorológicos. Aquellos que son resultado de procesos eruptivos se clasifican en lahares primarios. Los lahares secundarios son aquellos que surgen como resultado de intensas lluvias ocurridas durante o después del evento eruptivo. El organigrama que se presenta en la Fig 1.6, resume a grandes rasgos esta clasificación de lahares; es posible observar la relación de la ocurrencia de algún tipo de flujo lahárico por colapso de una ladera volcánica con el desarrollo de flujo de derrubios y flujos hiperconcentrados, a medida que incorpora material no consolidado a su paso. La clasificación es desglosada más a detalle en la Tabla 1.1.

Tabla 1.1. Clasificación y descripción de lahares por primarios y secundarios de acuerdo con la propuesta elaborada por Muñoz-Salinas (2007).

Lahares primarios	
Tipo	Descripción
1. Liberación de agua embalsada en el cráter.	Sucede cuando las paredes del cráter que contienen cuerpos de agua en su interior, colapsan a consecuencia de una erupción. El agua liberada incorpora el material de las laderas que conformaban el edificio volcánico.
2. Emisión de flujos piroclásticos u oleadas piroclásticas que asimilan agua a lo largo de su recorrido.	Generadas por el deshielo parcial de las masas glaciares y nivales en la zona cumbre del volcán. El agua de deshielo mezclada con el material basal de la oleada piroclástica, desencadena estos flujos laháricos.
3. Deshielo de nieve o hielo al contacto con coladas de lava o con piroclastos de caída.	Los flujos de lava incandescente, cruzan la superficie glaciar y generan lahares que fluyen por las laderas de los volcanes.
4. Deshielo de nieve por calor geotérmico en la base de un glaciar.	Los glaciares que cubren por completo el edificio volcánico, se deshielan parcialmente en su base como consecuencia del calor emitido por el volcán.
5. Transformación de una avalancha de derrubios.	Los fragmentos de hielo mezclados con el material de la avalancha, una vez depositados, se deshelaron. El agua liberada concibe la formación de lahares.

Lahares secundarios	
Tipo	Descripción
1. Intensas precipitaciones posteriores a la actividad eruptiva.	Como ejemplo se tienen los lahares que ocurrieron en septiembre de 1993 en el volcán Popocatepetl (México). Las intensas precipitaciones movilizaron el material no consolidado desde las laderas de la barranca Huiloac.
2. Alteración hidrotermal del volcán.	Este proceso, a partir de la infiltración de agua en las paredes de un edificio volcánico, que junto con el calor geotérmico del edificio provoca la alteración de materiales, genera inestabilidad de laderas y conlleva a la remoción en deslizamiento de material. Este deslizamiento mezclado con agua, desencadena lahares.
3. Transformación de un flujo no saturado.	Ocurre cuando una corriente fluvial o de arroyada incorpora de manera progresiva sedimentos de modo que fluyen aguas abajo. Esto aumenta el porcentaje de carga del material hasta convertirse en un flujo lahárico.

Una característica morfológica del depósito de flujos de derrubios es su morfología en lóbulos subhorizontales. Estas morfologías en lóbulos y escarpes se presentan en el frente y margen del depósito con algunos metros de altura, también dentro de canales con pendientes suavizadas en forma de “U” (Muñoz-Salinas, 2007). Los canales de flujos de derrubios presentan bordes de diques o terrazas construidas a partir del depósito de los flujos de escombros. El frente del depósito es de forma lobulada, con la posibilidad de más de un lóbulo al extremo de un canal cómo se ejemplifica en el esquema ilustrado de la Fig.1.7.B

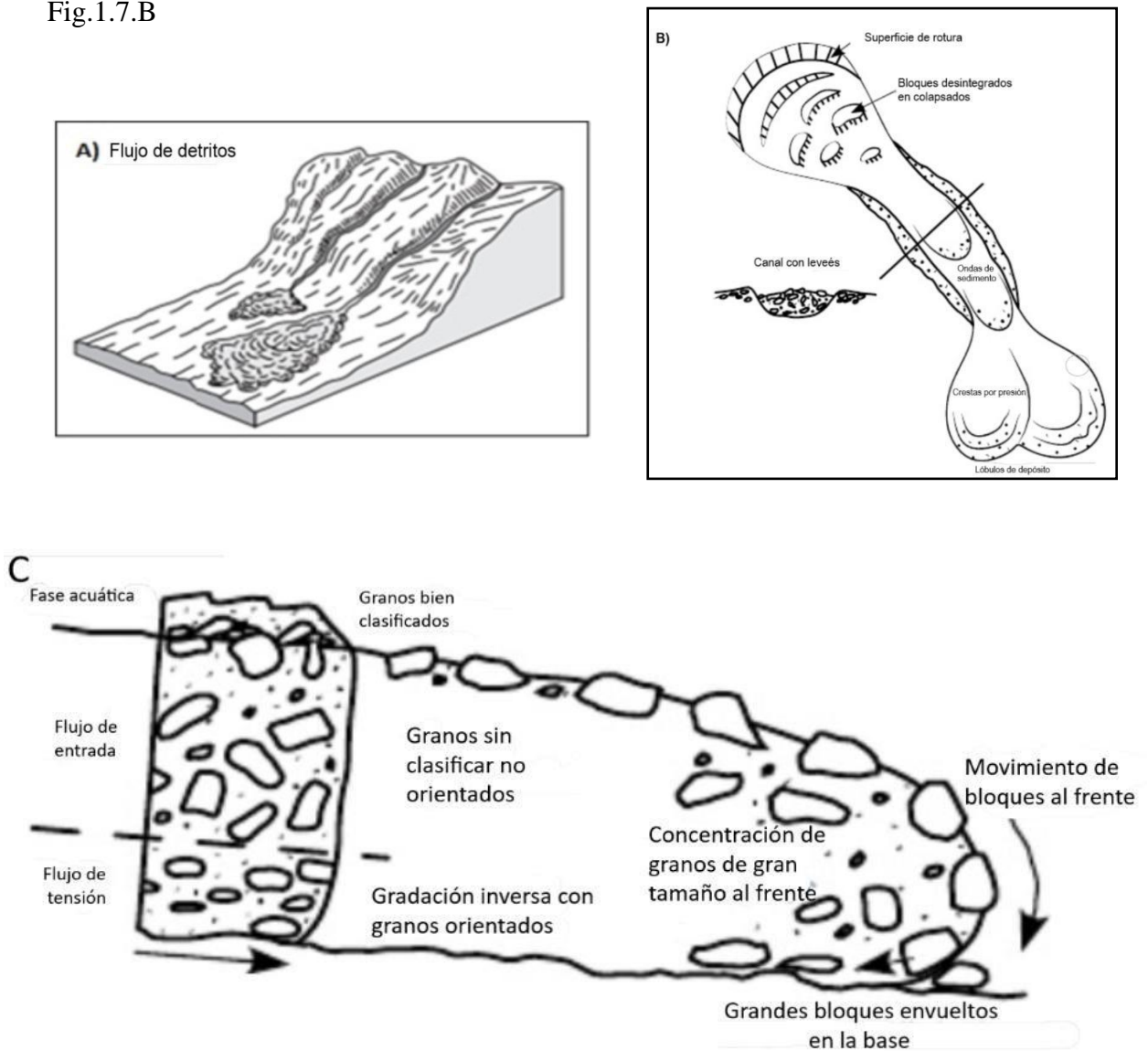


Figura 1.7. Geometría, mecánica y depósito de un flujo de derrubios. A) Esquema de un flujo de derrubios extraído de Hugget, (2007). B) Características geométricas de un flujo de derrubios con escala distorsionada. Modificado de Bridge y Demicco (2008). C) El frente del depósito de un flujo de escombros, presenta forma de lóbulo, con la posibilidad de presentar más de uno al extremo de un canal. En la imagen se representan los mecanismos de clasificación más comunes en un flujo de derrubios. Extraído de Bridge y Demicco (2008).

Al mencionar los mecanismos de transporte que dominan en este tipo de mezclas caben destacar dos tipos; por suspensión y por cohesión de partículas. Rara vez, los flujos cohesivos incorporan material o agua a su flujo, razón por la cual su evolución a otro tipo de flujo es prácticamente nulo. Por su parte, al hablar de flujos de derrubios no cohesivos las fuerzas dispersivas resultan el mecanismo que facilita el traslado de material aguas abajo Muñoz-Salinas (2007). En la Fig 1.7.C se ilustra un esquema del depósito de un flujo de derrubios. Adquiere una morfología de lóbulo visto en perfil, con un ordenamiento interno caracterizado verticalmente en tres secciones; 1) fase acuática que se encuentra en la zona superficial del depósito caracterizado por su buena clasificación de granos; 2) el flujo de entrada situado en la parte central del frente del depósito donde los granos mal clasificados y sin orientación, caracterizan esta parte del depósito y; 3) el flujo de tensión posicionado en la base del depósito se identifica a partir de un ordenamiento interno en gradación inversa con granos orientados. La fase líquida del flujo mantiene a la fase sólida en su interior. Esto conserva a las partículas dentro de un fluido de modo que se desplaza de manera uniforme. Lo anterior ocurre gracias a que las partículas arcillosas provocan el incremento de la presión en los poros en el flujo, lo que impide la fricción de aire al interior. Por ende, se genera una alta movilidad por lo que son capaces de alcanzar distancias mayores que un flujo no cohesivo. No obstante, como puede observarse en la Fig.1.8 muy comúnmente el depósito de estos flujos es retrabajado por caudales hiperconcentrados notándose en la textura fina de depósitos cuenca arriba del depósito emplazado de dichos flujos.

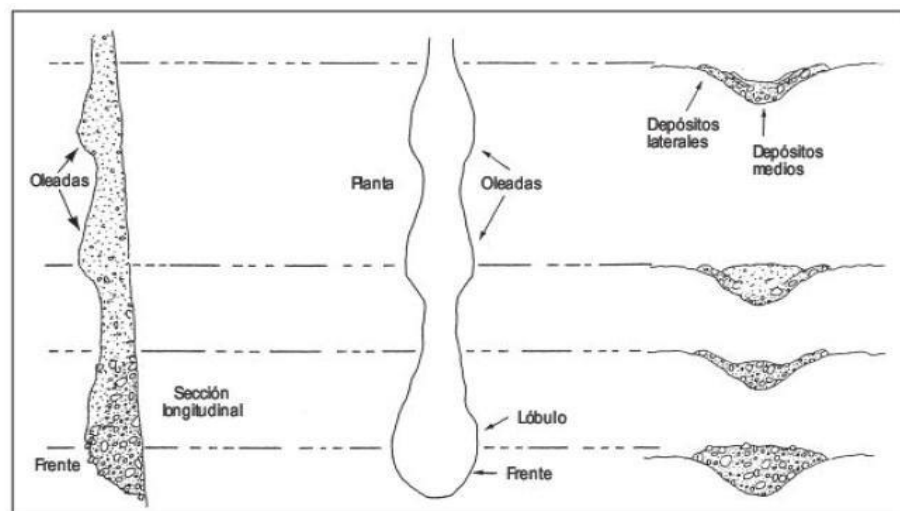


Fig.1.8. La base del depósito contiene sedimentos con una granulometría relativamente fina subyacente por granos gruesos acomodados de manera dispersa. La parte superior de los depósitos de flujo de escombros son retrabajados comúnmente por los flujos o caudales hiperconcentrados, y pueden presentarse depósitos más finos ladera arriba si se produce la deposición de estos flujos. Extraído de (Gutiérrez, 2008).

1.1.4 Inundaciones

Gutiérrez (2008) define el término inundación como un flujo relativamente alto que sobrepasa el canal natural por el que discurre la escorrentía. Este tipo de fenómenos ocurren cuando la altura o nivel del agua en un río desborda sus márgenes. Por su parte, Gupta (2008) señala que la descarga de la unidad pico de los principales ríos del planeta refleja mecanismos generadores de precipitación.

Las inundaciones repentinas en pequeñas cuencas reflejan diferencias regionales en la intensidad de la lluvia en períodos de tiempo cortos; las intensidades máximas de precipitación de 24 h son del orden de 90 mm para las regiones árticas y subárticas, pero pueden alcanzar los 1870 mm en los trópicos (Gupta 2008). Los principales factores que desencadenan inundaciones fluviales son compilados en la Fig 1.9.A.

Los valores de descarga máximas en un río, no se aproximan a las descargas máximas registradas para cuencas pequeñas. En tanto que el pico de la descarga para grandes ríos es típicamente menor que $0.2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ (Gupta, 2008). En contraste, las cuencas hidrográficas $<100 \text{ km}^2$ han registrado un máximo de descargas de $46 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ en China, $114 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ en los E.E.U.U. y $156 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ en el Himalaya (Gupta, 2008). Así mismo un área de drenaje de 10 a 50 km^2 suele estar asociada con inundaciones súbitas (Gutiérrez, 2008).

La representación del caudal a lo largo del tiempo es posible mediante la gráfica de un hidrograma o hidrógrafa, el cual, de acuerdo con Gutiérrez (2008) se trata de la representación de la variación de la descarga en función del tiempo en un punto. Este mismo autor precisa en que la forma y dimensiones del hidrograma están influenciadas por la distribución espacial y temporal de las lluvias de tormenta, así como por las características físicas de la cuenca que recibe precipitación pluvial, ejemplo de ello es posible observarse en la Fig. 1.9.B.

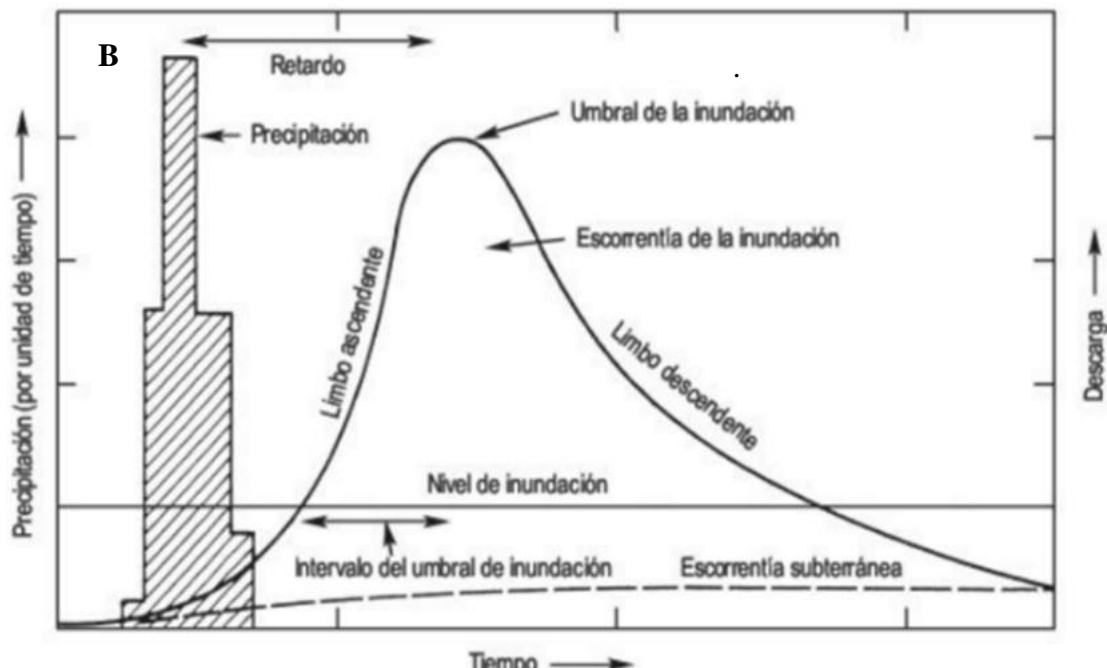


Fig.1.9. A) Principales causas de las inundaciones y los factores que las acrecientan. La mayoría de las inundaciones fluviales se deben a eventos meteorológicos; principalmente intensas lluvias durante un tiempo prolongado (Gupta, 2008). B) Hidrograma tipo de inundación donde se indican las principales partes del gráfico; pico de inundación es el tiempo que la cantidad de agua alcanza su máximo, y el factor tiempo de retraso lo define como el intervalo entre la precipitación y el tiempo del pico de la inundación (Extraído de Gutiérrez, 2008).

CAPÍTULO II. MARCO FÍSICO

2.1. Localización geográfica

La BAG, ubicada en el flanco SE del VNT, se trata de un complejo volcánico localizado al extremo suroccidental de los Lagos y Volcanes de Anáhuac (INEGI, 2008) y en la porción central de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) como bien puede observarse en la Fig.2.1. En el trabajo de Madrigal & González, (1996) se presenta una descripción del relieve de la zona en estudio, donde se menciona la presencia de elementos estructurales lineales relacionados a fallamientos en orientación NW-SE, NE-SW y EW. Estos rasgos estructurales evidenciados por fracturas que atraviesan el cráter se prolongan en la orientación de la zona de cuenca alta y media la BAG. La cabecera de Arroyo o Río Grande está orientada al SE, mientras que su curso alto adquiere dirección rumbo a las Sierras y Valles del estado de Guerrero, al S del VNT. Por otro lado, el poblado San Pedro Tlanixco, ubicado a ~10 km al SW del VNT, se posiciona a 2,780 m y comprende la localidad más cercana al cráter del VNT dentro de la BAG.

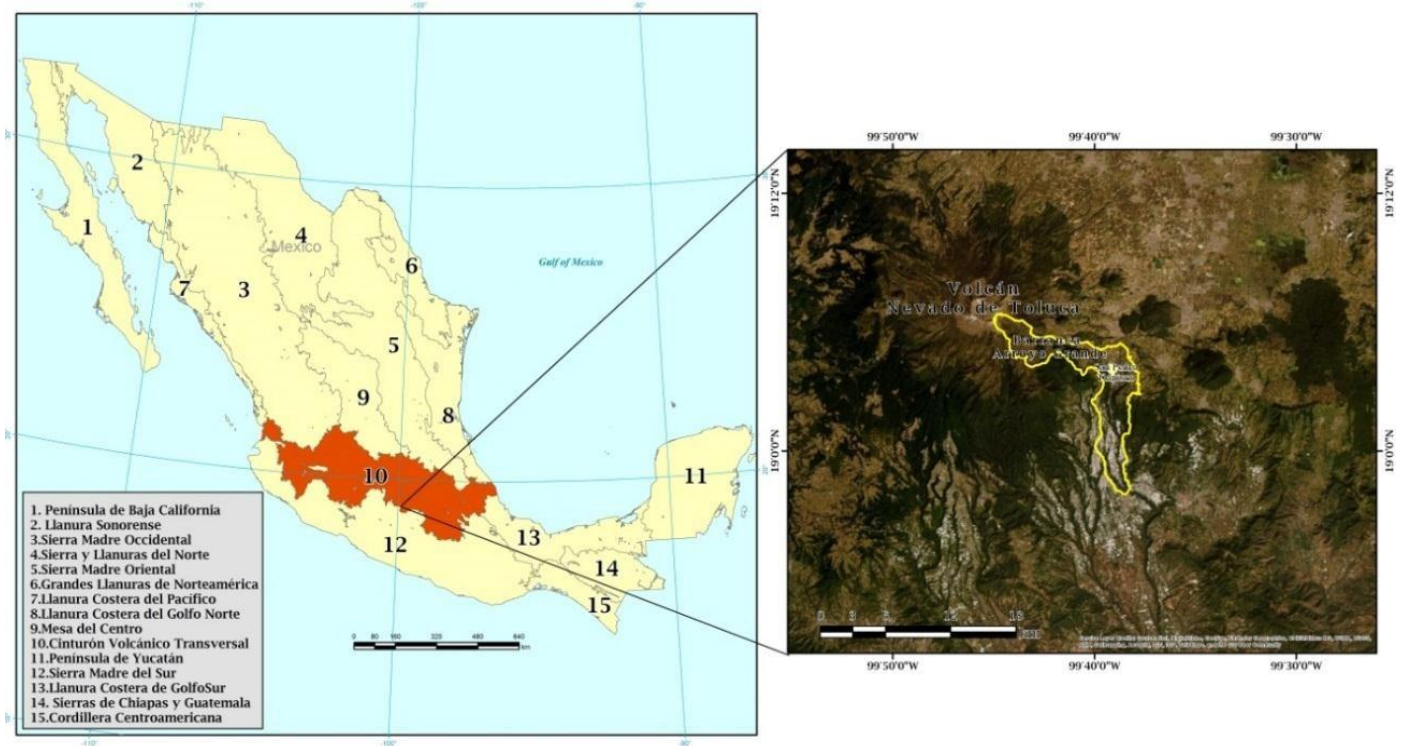


Fig.2.1. Localización del área que comprende el presente trabajo en las provincias fisiográficas (izquierda). La barranca Arroyo Grande, se ubica en la vertiente este del volcán Nevado de Toluca (derecha). Elaboración propia con datos del INEGI (2015).

2.2. Marco geológico

En el trabajo de Gómez Tuena *et al* (2005) la FVTM es definida como un arco magmático continental constituido por aproximadamente 8,000 estructuras volcánicas, que se extiende desde Bahía de Banderas Nayarit, hasta las costas de Golfo de México en Palma Sola Veracruz. Así mismo, dicho autor asigna una sectorización en la FVTM comprendida por tres subprovincias geológicas con base en las características geológicas, y tectónicas; 1) Porción occidental entre la costa del Golfo de California y la junta triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima; 2) Porción central comprendida entre dicha estructura y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y; 3) Porción oriental entre este sistema y la costa del Golfo de México (Gómez Tuena *et al*, 2005). En este marco, el VNT está situado en el límite entre la porción occidental y central de acuerdo con García – Palomo *et al* (2000). Así mismo dicho autor establece que el edificio volcánico del Nevado de Toluca fue construido sobre la intersección de tres sistemas de fallas; Taxco Querétaro (NNW-SSE), San Antonio (NE-SW)M, y Tenango (E-W) tal como puede observarse en la Fig 2.2. A continuación, en la Tabla 2.1 y 2.2 se mencionan algunos aspectos de la evolución estructural del sistema de fallas Tenango, y la distribución de las coladas de lava, conjuntos estructurales que involucran a la BAG.

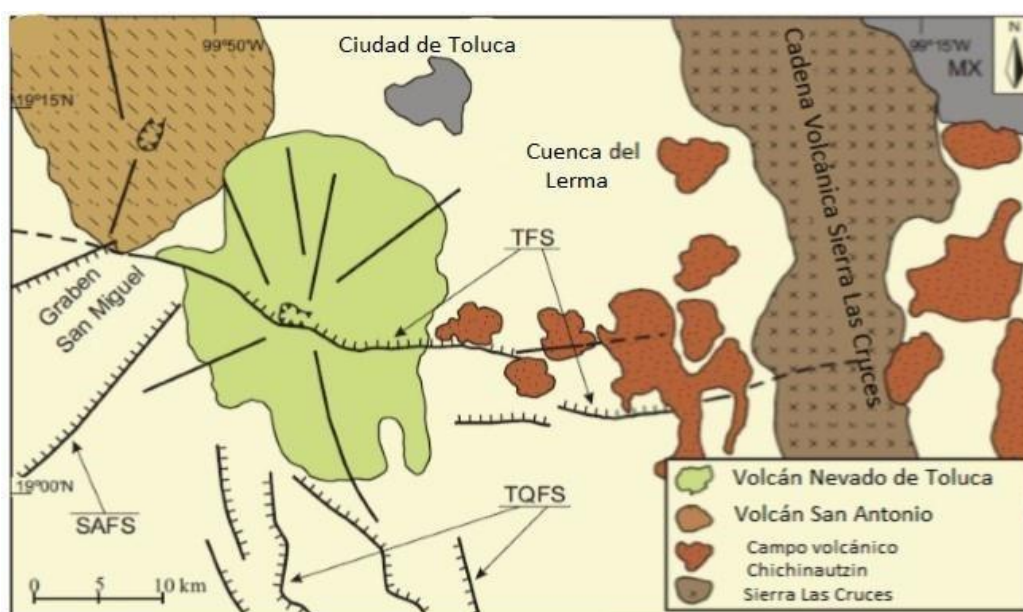


Fig 2.2. Esquema geológico de la zona circundante al volcán Nevado de Toluca. En esta imagen se representan sistemas volcánicos y los sistemas de fallas TFS Sistema de fallas Tenango, SAFS; Sistema de fallas San Antonio y TQFS; Sistema de fallas Taxco- Querétaro.

Tabla 2.1. Síntesis del Sistema de fallas Tenango (TFS).

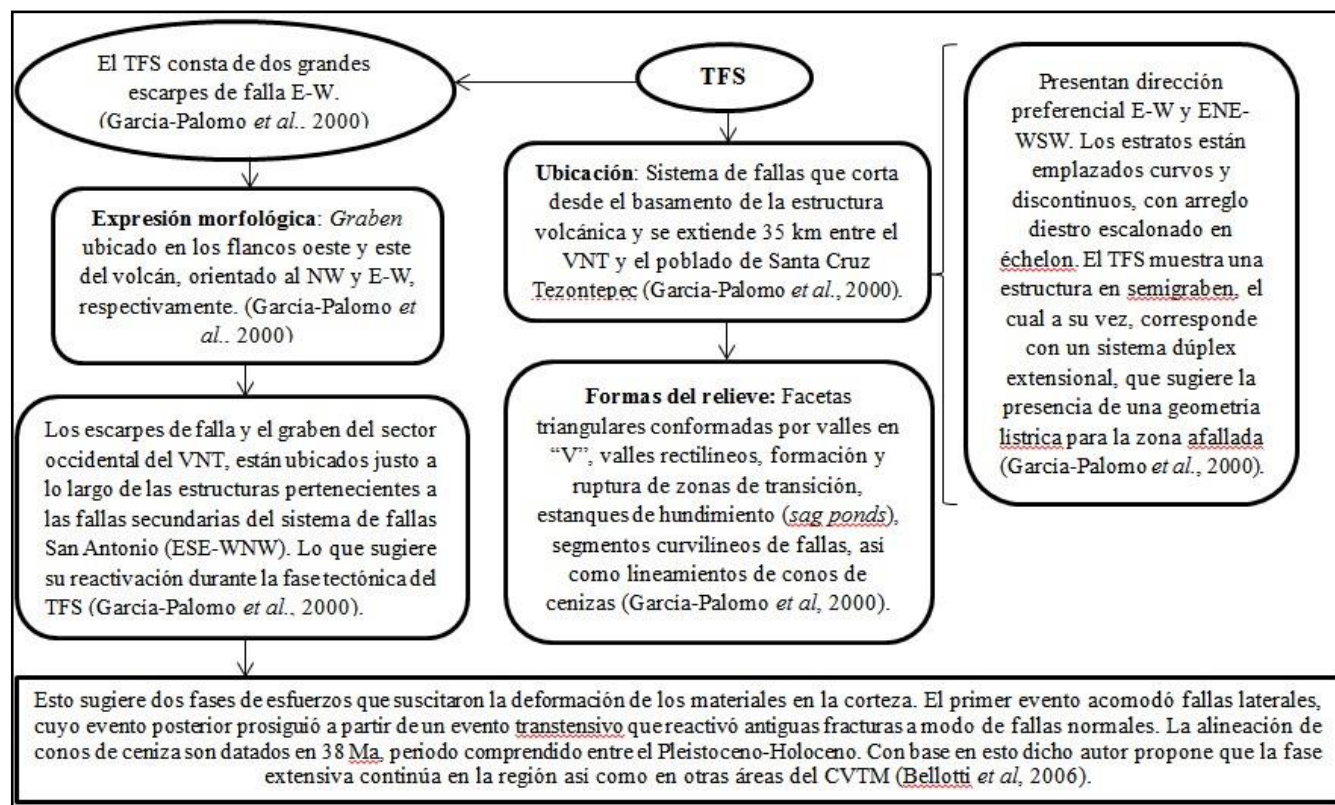


Tabla 2.2. Historia Eruptiva del VNT.

Historia Eruptiva del VNT	
1) Actividad efusiva del Paleo Nevado (2.6 Ma – 1.2 Ma) La construcción del edificio volcánico del VNT comenzó hace 2.6 M.a. (García-Palomo <i>et al.</i> , 2002), mediante la emisión de flujos de lava dacíticos esparcidos ~5 km hacia el S (Torres, 2012).	2) Actividad explosiva del VNT <100,000 años Hace ~42,000 años el volcán presenta su mayor actividad piroclástica dominada por el crecimiento y colapsos de domos somitales, episodios de colapsos parciales del edificio y erupciones plinianas
La evolución del Paleo Nevado parece haber sido fuertemente controlada por el sistema de falla Taxco- Querétaro y San Antonio (Bellotti <i>et al.</i> , 2006), mientras que la falla Tenango jugó un papel más importante a partir del Pleistoceno tardío (Niño, 2016). Fase efusiva: En esta etapa fueron emitidos derrames de lava de composición andesítica con minerales de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno en una matriz de vidrio (Niño, 2016). Estos flujos se emplazaron hacia los flancos sur y sureste del cráter y conformaron el primer edificio volcánico del VNT.	Crecimiento de domos. Las etapas principales de crecimiento de domos dacíticos se han identificado hacia 37 ka, 28 ka y 13 ka. Este tipo de actividad se caracteriza por la extrusión de lavas dacíticas que conformaron domos en la cima del volcán. Posterior o durante el crecimiento, los domos colapsaron de manera total o parcial, con la formación de corrientes de piroclastos de densidad concentrada que emplazaron los depósitos de flujos de bloques y ceniza, en distribución radial. Por cada erupción se pueden identificar diferentes unidades de flujo, con variable contenido de fragmentos de lava respecto a la matriz. El evento de hace 28 ka fue antecedido por el colapso parcial de una porción más antigua del edificio volcánico con el emplazamiento de depósitos de avalancha de escombros (Niño, 2016).
Fase de quietud: El volcán aparentemente muestra una larga etapa de inactividad magmática substituida por una intensa actividad erosiva con la ocurrencia de dos colapsos de edificio hacia el sur (Capra & Macías, 2002). Esta actividad llevó a la formación de grandes depósitos de avalancha de escombros cohesivos a una distancia de 70 km del cráter. La debilidad del edificio volcánico fue debido a una intensa alteración hidrotermal y fragmentación por actividad tectónica de la falla Tenango, misma que controló la dirección de ambos colapsos hacia el sur (Niño, 2016).	Erupciones plinianas. Ocurrieron hace 38 ka (Pómez Ocre, Macías <i>et al.</i> 1997), 21.7 ka (Pómez Toluca Inferior), (Capra <i>et al.</i> , 2006), 12.5 ka (Pómez Toluca intermedia, Arce <i>et al.</i> , 2005), y 10.5 ka (Pómez Toluca Superior, Arce <i>et al.</i> , 2003). - Pómez Toluca Inferior. Asociada a una erupción pliniana caracterizada por una columna eruptiva de 23 km de altura con eje de dispersión hacia el E. El depósito consiste en una unidad que se diferencia de los demás depósitos de caída del VNT por fragmentos líticos de esquistos que forman parte del basamento del volcán. Se calcula para este depósito un volumen total de 2.3 km ³ . - Pómez Toluca Intermedia. Presenta un eje de dispersión más hacia el E. Consiste de dos unidades principales de caída intercaladas con flujos de pómez. Se ha estimado para esta erupción una altura de 21 km de columna eruptiva y un volumen total de 3 km ³ . - Pómez Toluca Superior. La erupción pliniana de mayor magnitud ocurrida entre el Pleistoceno y el Holoceno en Norteamérica. En esta erupción las columnas eruptivas alcanzaron 42 km de altura y la emisión de 8 km ³ de volumen total. Los depósitos tuvieron una dispersión preferencial hacia el NE depositando ~10 cm de espesor en la Cuenca de México (Niño, 2016).

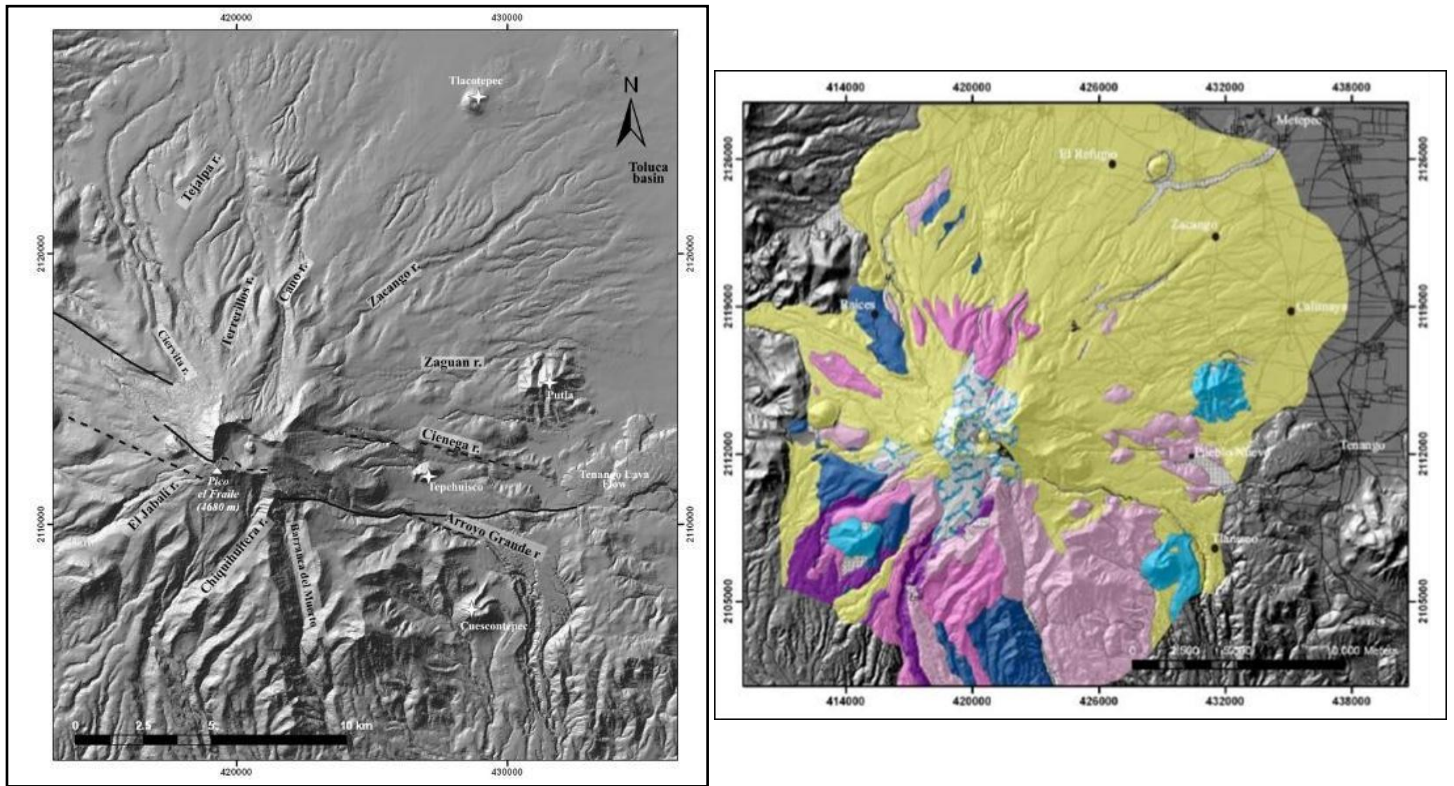


Fig.2.3. A) Conjunto de rasgos estructurales relacionados al Sistema de Fallas Tenango. La representación resulta con base en un MDE y un modelo *ráster* de falso sombreado extraído de García Palomo *et al* (2000). B) Distribución de coladas de lava y domos del VNT. En colores azules y morados se representan coladas de lavas y domos formados por actividad del ‘Paleo-Nevado’. En colores amarillos se representan la distribución de los depósitos piroclásticos de la actividad del Pleistoceno Tardío y Holoceno. Extraído de Niño-Estrada (2016).

2.3. Relieve y secuencias glaciales

La cima del VNT ocupa la cuarta posición en altitud del territorio mexicano. Esto genera procesos de acumulación y derretimiento de nieve a lo largo del año con mayor frecuencia a diferencia de las tres cumbres de mayor elevación. No obstante, en sus laderas existen evidencias de la presencia de cuerpos glaciales en el pasado geológico (Vázquez-Selem, 2009). La vertiente norte del volcán presenta evidencias del descenso de lenguas glaciales entre 3,350 m y 3,500 m de altitud. El paraje “Parque de los Venados”, estaba cubierto por una masa de hielo con 40 y hasta 60 m de espesor. La edad en la que sucedió este evento está calculada entre 20,000 y 14,000 años AP (Vázquez- Selem, 2009). De acuerdo con Vázquez-Selem & Heine (2004), la tefra-estratigrafía en el VNT proporciona evidencias sobre la edad de las unidades morrénicas dentro del área de estudio.

La edad de cada uno de estos depósitos se atribuye a los siguientes intervalos ocurridos durante el Cuaternario Tardío; a) M I – > 32,000 años AP; b) MII – >11,500 años AP y; c)

MIII – <11,500 años AP. Así mismo, de acuerdo con Heine (1994) es posible distinguir frentes morrénicos de escasas dimensiones entre la zona terminal de morrenas del grupo M-III y el área de mayor elevación del volcán con una edad calculada en 8.2 miles de años AP. Posterior a los eventos glaciales ocurridos durante el Cuaternario, hace ~8,000 años aconteció una nueva expansión glacial (Vázquez-Selem, 2009). Este evento se caracterizó por dos pequeñas lenguas de hielo que descendían al norte y al oriente, provenientes desde el cráter. El alcance de estas lenguas ladera abajo osciló entre los 4,100 y 4,200 m de altitud. El fondo del cráter quedó libre de hielo hace 7,000 años, y sobre las depresiones que resultaron de la última erupción del volcán y la última erosión glaciaria, se formaron los lagos dentro del cráter que hoy conocemos (Vázquez-Selem, 2009). La barranca de Arroyo Grande es la más trabajada por agentes y procesos glaciares que actuaron en diferentes épocas (Madrigal & González, 1996) como puede observarse que ocurrió en la Fig. 2.5.

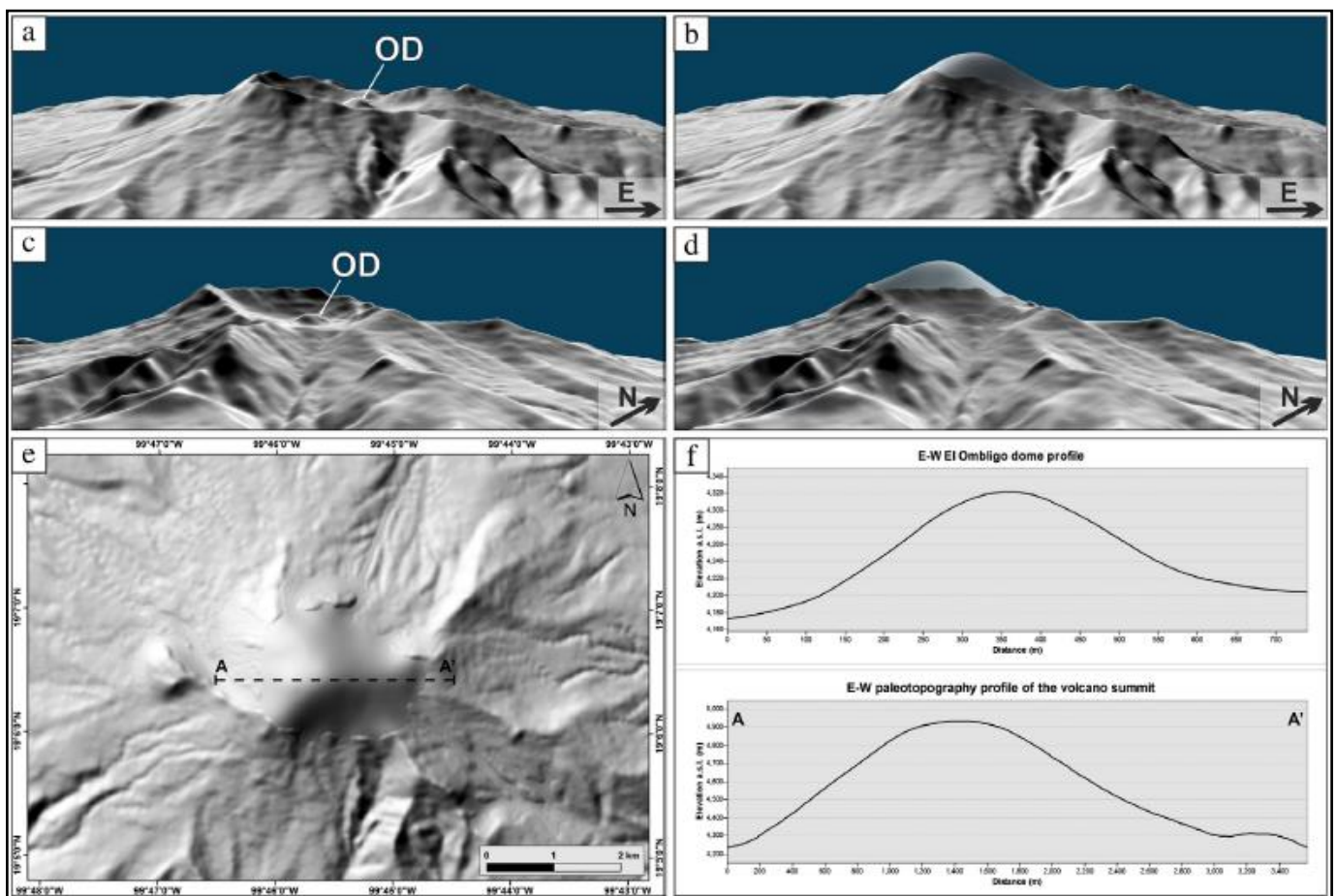


Fig.2.4. Reconstrucción de la morfología del complejo dómico cumbre. Vistas en perspectiva del área cumbre desde S (a) y desde SE (c), donde la cúpula Ombligo es visible. Las imágenes (b) y (d) muestran vistas en perspectiva de la cúpula reconstruida. (e) Relieve sombreado de la morfología del Nevado de Toluca con la cúpula de la cumbre reconstruida, y la traza del perfil topográfico A – A' de la cúpula reconstruida en comparación con el perfil topográfico de la cúpula Ombligo (f). Extraído de Capra *et al* (2015).

La morfología del NT indica dos etapas principales en su evolución. La primera etapa efusiva (2.4-1.3 Ma) y la segunda principalmente explosiva durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno (Bellotti *et al*, 2006). Posteriormente esta morfología ha sido modificada por la intensa actividad glacial durante el último Máximo Glacial cuyas geoformas fueron marcadas en el trabajo de Vázquez-Selem & Heine (2004) como se ilustra en la Fig. 2.4. La forma elíptica que distingue al cráter del Nevado, presenta un eje mayor con orientación E-W y con dimensiones de 2 x 1.5 km (Vázquez-Selem & Heine 2004). En particular, el borde meridional del cráter está controlado por la falla activa Tenango, evidencia de un importante

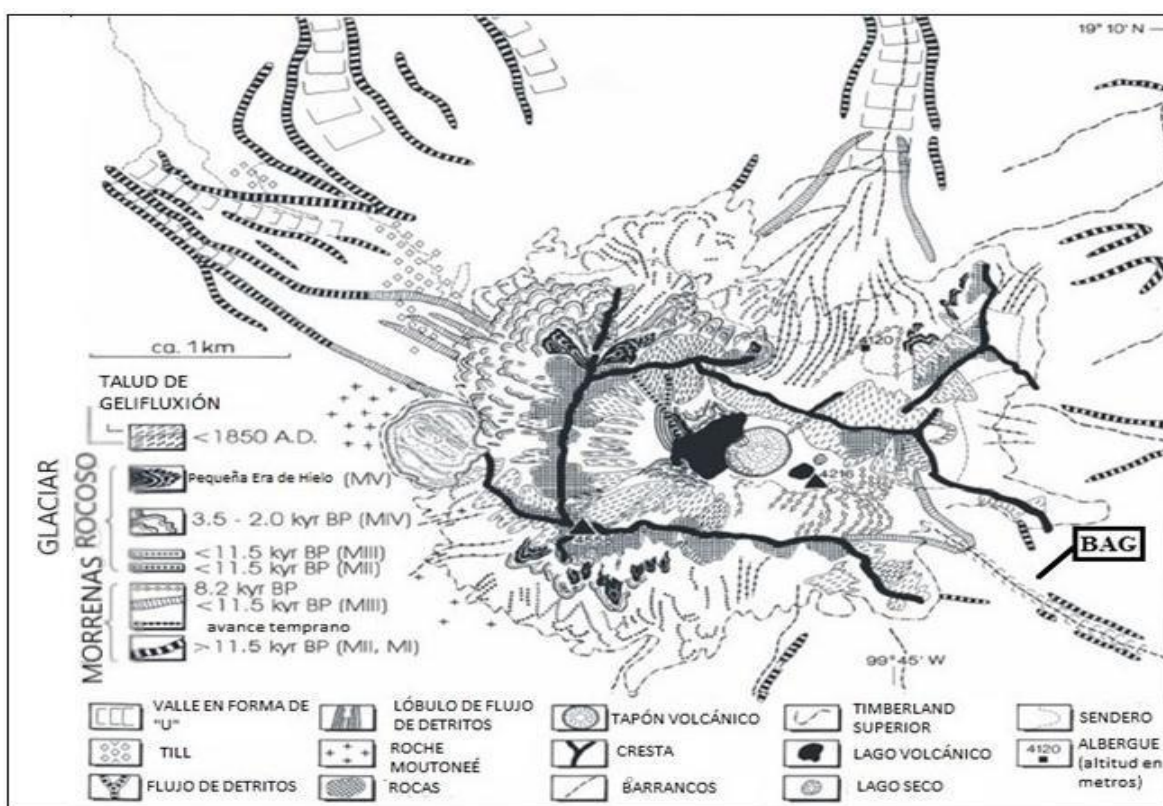


Fig. 2.5 Geomorfología glacial y periglacial del VNT. Tomado de Vázquez-Selem & Heine (2004). Dentro de la BAG es posible apreciar la presencia de dos sistemas de morrenas M III; grupo que pertenece al sistema desarrollado hace menos de 11,500 años y se encuentra en la porción de mayor elevación en la cabecera de la BAG. M II y M I; se desarrollaron hace más de 11,500 años y se posicionan dentro del valle en "U".

El socavamiento de las paredes en el interior del cráter rebaja y erosiona las crestas, además de redondear el tapón volcánico denominado El Ombligo y acarrear sistemáticamente los materiales detríticos a través de las laderas de Arroyo Grande. El Pico “el Fraile” está localizado en el borde SW del labio del volcán. En este pico se presenta la elevación máxima del VNT (4,640 m) y se identifica como una arista. Dicha forma, propia del relieve glaciar es extendida en dirección W-E. En su porción NE conforma la zona de mayor altitud de la BAG, elevada hasta los 4,270 m. El área de captación pluvial de la BAG está orientado al SE, donde predominan pendientes entre 15° y 30° (Mireles *et al.*, s.f.). El estrato arbóreo cubre laderas hasta la cota de los 4,040 m. A partir de esta cota aguas abajo, el valle presenta morfología en “V” en orientación preferencial W-E con una diferencia altitudinal de 367 m entre el fondo del valle y borde de pared de valle. La cabecera de la BAG conforma en vista planimétrica, un semicírculo orientado al SE sobre los 4,220 m. Además, en la zona cumbral de la ladera occidental los procesos de intemperismo y erosión son intensos y aportan elevadas cantidades de material detrítico al cauce principal. El valle principal en su porción localizada sobre los 3,150 m, adquiere un trazado sinuoso respecto a tramos aguas arriba del río Arroyo Grande. Al norte de Cerro el Zacatonal a los 3,340 m la disección vertical es de 29 m y las paredes del valle resultan estrechas. En la Fig.2.5. es posible notar la incisión fluvial en el relieve al intensificarse el grado de pendiente en las paredes del valle al cambiar el sentido del curso del río a la altura del poblado San Pedro Tlanixco.

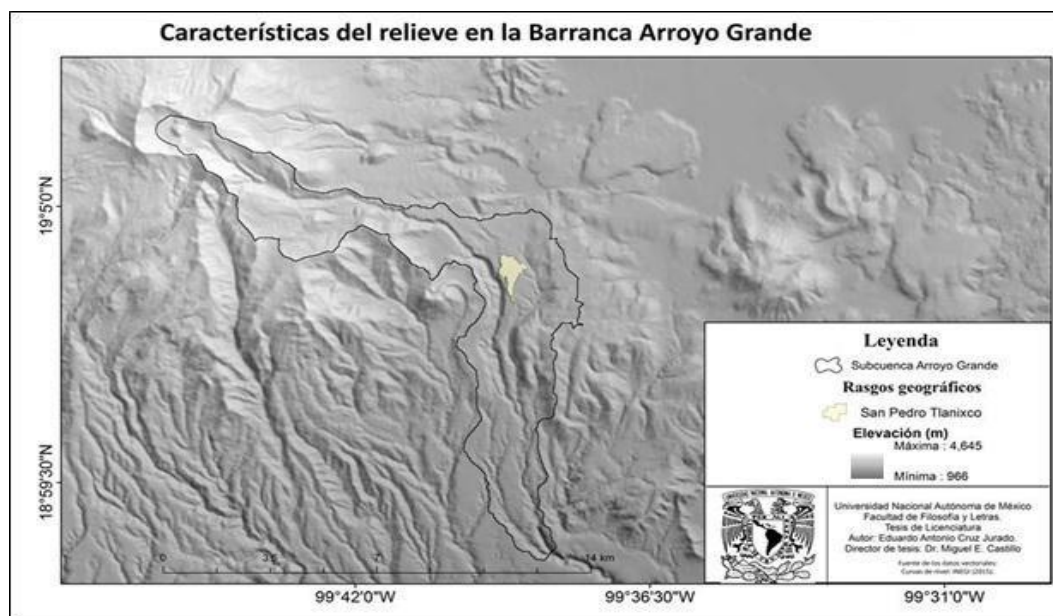


Figura 2.6 . Relieve en BAG. A grandes rasgos se trata de una barranca con incisión en sentido NW - SE desde su nacimiento, hacia las partes bajas del edificio volcánico. El perímetro de la microcuenca Arroyo Grande traza las porciones más elevadas de la barranca, desde donde discurre el drenaje de las laderas del edificio volcánico. El MDE fue elaborado con base e n datos vectoriales de INEGI (2008) a una resolución de 20 m por píxel.

2.4. Caracterización climática

Los tipos de climas, con base en el sistema de clasificación climática de Köppen modificado por García (1988) y su distribución dentro de la BAG son: frío polar con lluvias en verano; $[E(T)CH_w]$, templado subhúmedo; $[Cb'(w_2)]$ y templado subhúmedo con lluvias en verano; $[C(w_2)]$, los cuales a su vez, están condicionados a la altitud del edificio volcánico del Nevado de Toluca, así como es posible apreciar a través de la cartografía presentada en la Fig 2.6.

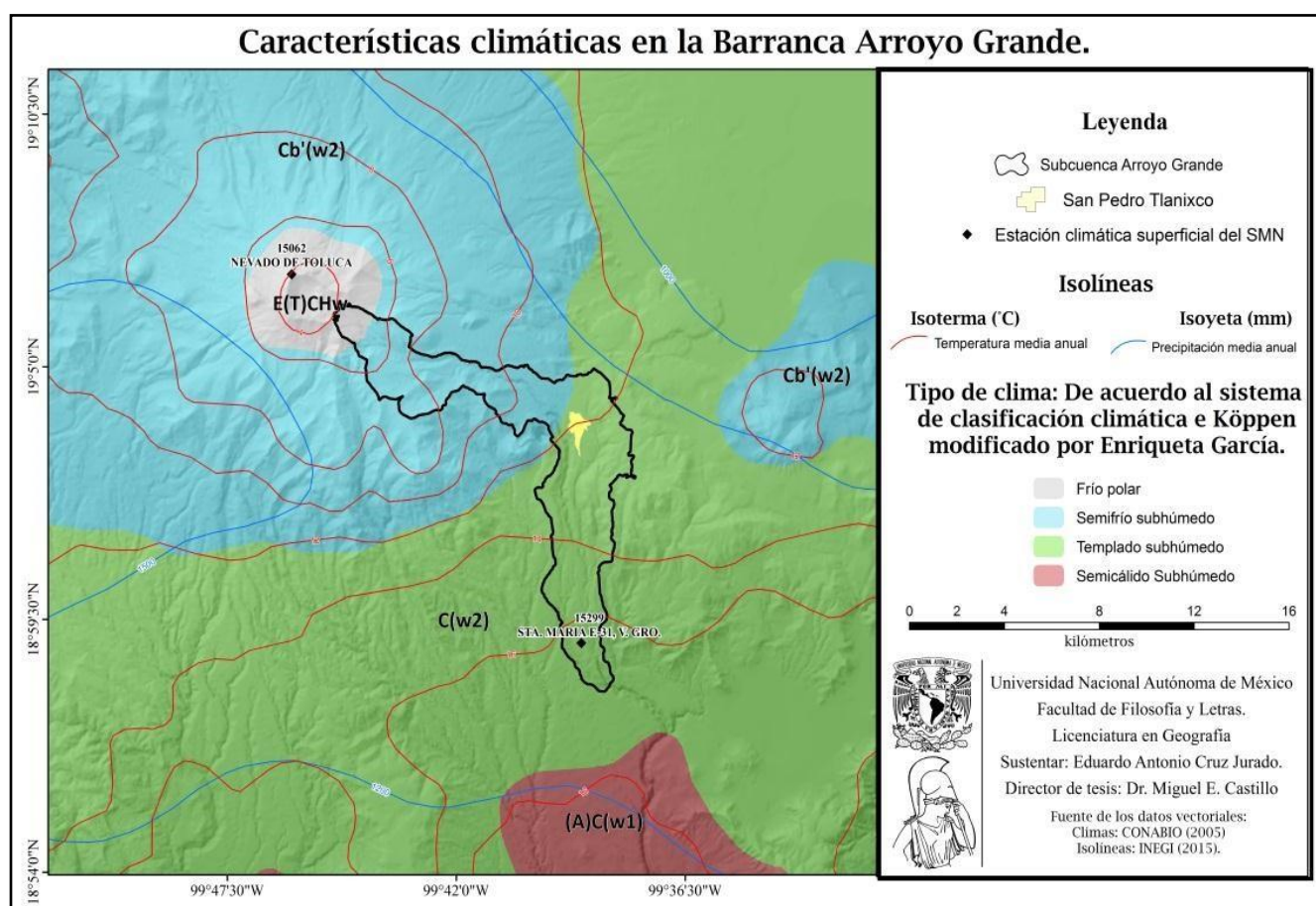


Fig.2.7. Mapa de unidades climáticas e isoyetas e isotermas en VNT y BAG de acuerdo con el sistema de clasificación climática de Köppen modificado por Enriqueta García (1988). La cartografía de características climáticas fue elaborada con base en datos vectoriales obtenidos de CONABIO (2005) e INEGI (2015). Las líneas isotermas marcadas en color rojo indican la temperatura media anual en intervalos cada 2°C de diferencia. Las isoyetas marcadas de color azul indican la precipitación cada 200 mm cuyos valores son de 1,000 mm, 1,200 mm y 1,500 mm conforme incrementa el nivel altitudinal.

Tabla 2.2. Clima temperatura y precipitación en la BAG con base en los datos vectoriales de García (1998) y de INEGI (2007).

Elevación (msnm)	Clima	Características climáticas	T media anual (°C)	P media anual (mm)
4640-3960	[E ^(T) CH _w]	Temperatura prom. mes más frío: -2°C y 5°C (Zuñiga, 2006). Desarrollo de capas de hielo temporales sobre la superficie de la parte alta VNT (Pita, 2016). Temperatura del mes más frío < 0° C. Temperatura prom. del mes más cálido < 6.5 °C.	4-9	1200
3960-2790	[Cb' (w ₂)]	Temperatura media anual: >5°C y <12 °C. Menos de cuatro meses al año temp. >10°C. Mes más frío entre -3°C y 18°C. Verano largo e isotermal Temperatura más elevada ocurre antes del solsticio de verano (21 de junio).	9-12	1200-1500
2790-1920	[C(w ₂)]	Temperatura media anual: 12°C y 18°C Lluvia invernal <5% del total de precipitación anual (Pita, 2016). Temperatura del mes más frío entre -3°C y 18°C. Temperatura del mes más cálido < 22°C. Precipitación total anual entre 200 mm a 1800 mm. Precipitación del mes más seco entre 0 a 40 mm. Lluvias de verano: 5% al 10.2% con respecto al total anual (Arriaga <i>et al</i> , 2013).	12-18	1000-1200

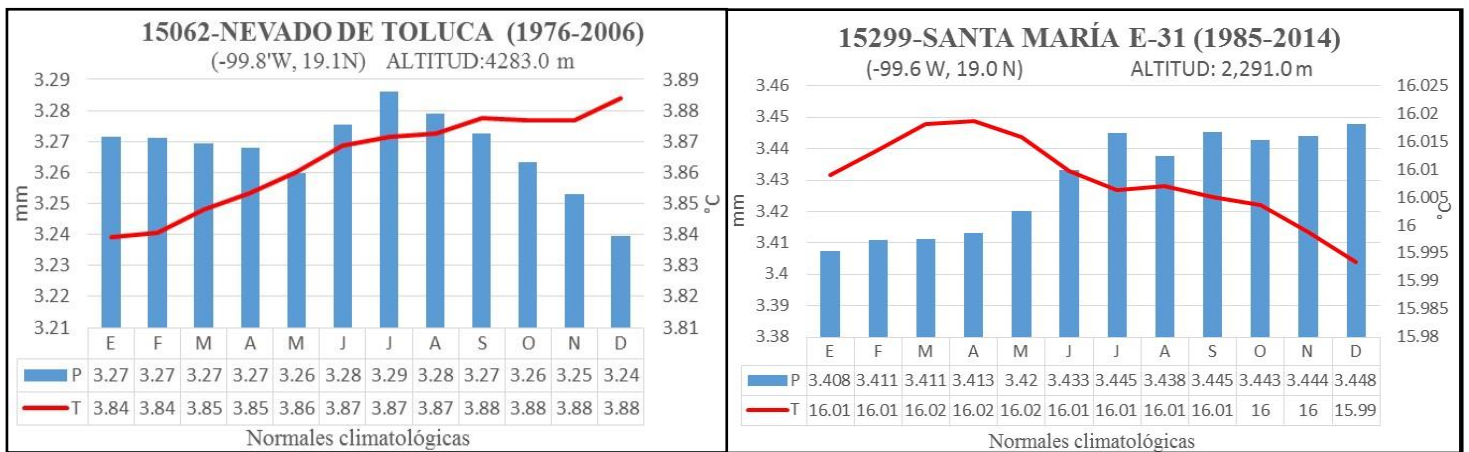


Fig.2.8. Climogramas de las estaciones con datos efectivos >30 años cercanos a la BAG. Elaborados con los datos de temperatura media mensual y precipitación media mensual del sistema CLICOM. Izquierda: estación 15062-Nevaldo de Toluca. Es posible observar la tendencia en el aumento de la temperatura a lo largo del año mientras disminuye la temperatura posterior al mes de julio. Derecha: estación 15299-Santa María E-31. Es notorio el aumento de la precipitación a lo largo del año desde el mes de enero hasta julio, mientras que es también apreciable el declive de la temperatura a partir del mes de abril hasta el final del año.

2.5. Hidrografía.

Los labios del cráter del VNT funcionan como parteaguas de dos grandes cuencas hidrográficas del país: la cuenca Lerma-Chapala y la cuenca del Río Balsas. Con base en la Fig. 2.8.A es posible apreciar que el flanco SW del VNT, donde se encuentra la BAG pertenece a una microcuenca del Río Balsas, correspondiente a la Región Hidrológica 19 (Rojas, *et.al.* 2007). El edificio del VNT recibe entre 1,200 y 1,500 mm de precipitación promedio al sus balnearios, y el Parque Acuático en los que está basada su oferta turística. También suministra agua a Tenancingo y Villa Guerrero, que son importantes en la producción y exportación de flores (Ceballos, 2011). La BAG constituye una micro-cuenca año. La importancia de esta microcuenca radica en que surte de agua a ciudades como Ixtapan de la Sal, que cubre una superficie de 5.28 km² y un perímetro de 74.70 km. evación máxima es de 3,760 m y la mínima de 2,330 m. La corriente principal resulta de cuarto orden, su nacimiento se encuentra a una elevación de 3,660 m y predominan pendientes entre 15° y 30°

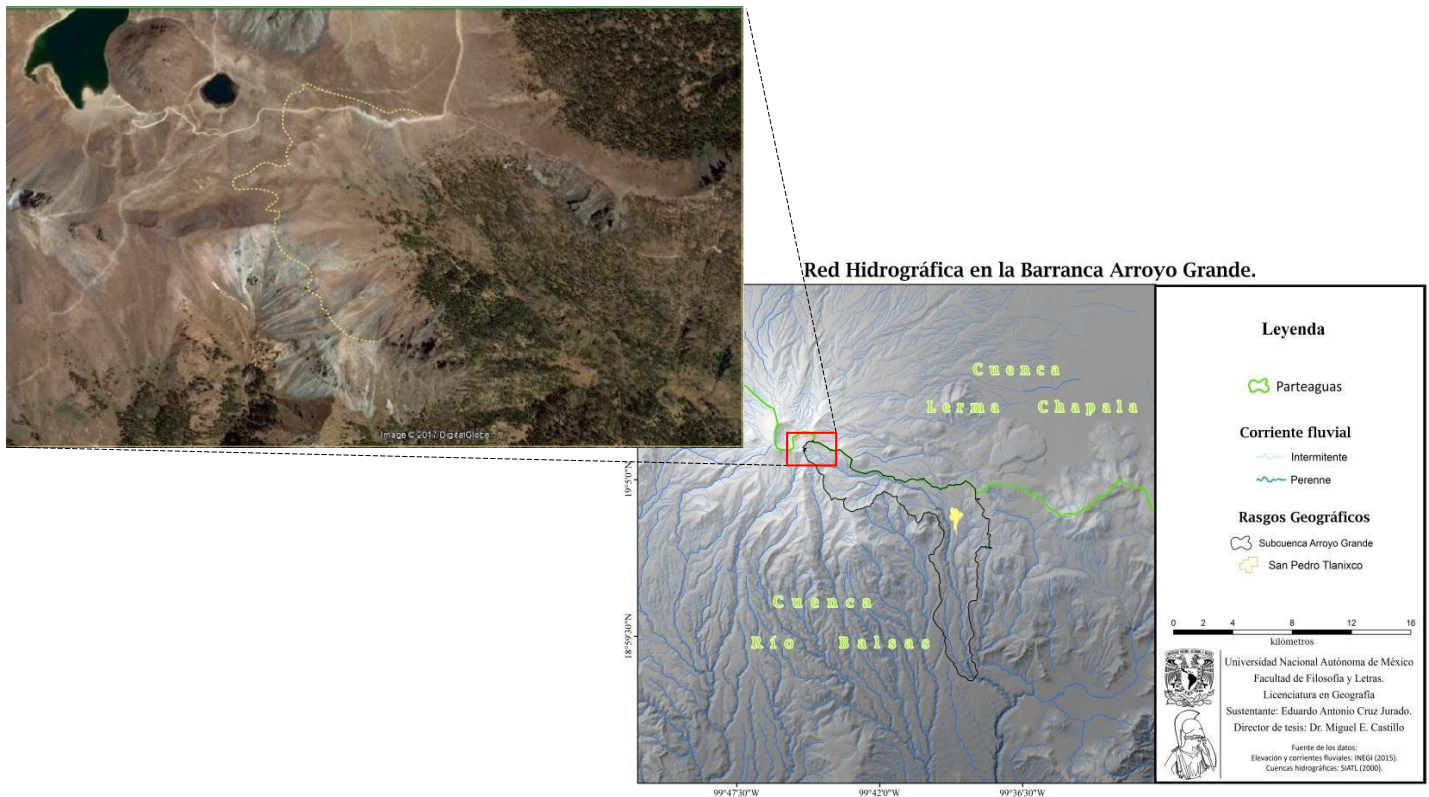


Fig. 2.9 Hidrografía en VNT. Izquierda; imagen satelital capturada en la plataforma *Google Earth* del flanco SE del VNT. La línea punteada marca en detalle la cabecera de la Barranca Arroyo Grande. El trazo fue hecho con base en la concentración de canales fluviales en esta porción de la barranca. En la porción superior izquierda de la imagen es posible apreciar el tapón volcánico denominado El Ombligo, así como el Lago del Sol y el Lago de La Luna. Derecha; principales rasgos hidrográficos en la BAG. La cuenca a la que pertenece la BAG corresponde a la Cuenca del Río Balsas; subcuenca del Alto Amacuzac (Rojas et al, 2007).

CAPÍTULO III. MATERIALES Y MÉTODOS

Las características geográficas en la cabecera y parte media de la BAG, así como los depósitos generados durante su evolución volcánica y las secuencias glaciales del Cuaternario, produjeron procesos de transporte de manera continua mediante eventos de diferentes intensidades que propician el desarrollo de avalanchas de roca, flujos de detritos y laháricos, e inundaciones en el cauce principal. Con base en dichos antecedentes, se organizaron cuatro fases metodológicas para alcanzar los objetivos planteados en el presente trabajo que permitan esclarecer y entablar relaciones entre los datos recabados en campo. Con los datos de precipitación y los modelos construidos y productos cartográficos resultantes. Todo ello a partir de la siguiente metodología: 1) levantamiento de cartografía morfodinámica, 2) cuantificación de parámetros morfométricos en el relieve, 3) elaboración de las gráficas de dispersión a partir del conteo de clastos a lo largo de seis puntos sobre el cauce principal y 4) reproducción de modelos computarizados con base en datos reales de hidrógrafas a partir de los programas *LAHARZ* y *Nays2DFlood*.

3.1 Mapeo morfodinámico

La elaboración del mapeo de las morfologías asociadas a procesos dinámicos en el relieve de la BAG, precisa de un planteamiento metodológico previo, el cual constó del desarrollo de las etapas expuestas a continuación.

- 1) En primera instancia se descargó el conjunto de datos vectoriales de información topográfica escala 1:50,000 correspondientes a las cartas topográficas de las claves E14A-47 y E14A-48 de INEGI (1996a y b).
- 2) Posteriormente, se obtuvo el perímetro de la cuenca drenaje de la BAG desde de una plataforma SIG:
 - A) Para ello, se generó, con base en el MDE que cubre la zona de estudio, una serie de archivos formato *raster* obtenidos a partir de la herramienta *Hidrology* (ArcGIS 10.1, 2012) (Arctoolbox > Herramientas de Análisis Espacial). La primera herramienta empleada en la delimitación de la BAG es *Fill*, la cual produce un *raster* con el relleno de las imperfecciones en el terreno existentes en el MDE. De esta forma las celdas con valores que representan depresiones en la

topografía alcancen el nivel del terreno que se presenta alrededor de los sumideros con el uso de esta herramienta. Con este proceso se determina la forma adecuada de la dirección de flujo de la porción de la superficie en el área de estudio, cuyo *Raster* obtenido es rotulado bajo el nombre *NT_FILL*.

B) La dirección de flujo indica el camino descendente de una celda a la otra dentro del MDE. La función empleada en esta herramienta despliega ocho posibles direcciones en tanto a una celda central que corresponden a 1) Sureste 2) Sur 3) Suroeste 4) Oeste 5) Noroeste 6) Norte 7) Noreste y 8) Este. El *raster* con el relleno de sumideros, es utilizado como archivo de entrada para el proceso de dirección de flujo o *Flow Direction*. Se obtiene como resultado el *raster*, que en este caso se denomina *NT_Direct*.

C) Consecutivamente se crea el *raster* de acumulación de flujo. Esto determina el número de celdas aguas arriba que vierte sobre cada una de las celdas inmediatamente aguas abajo de ella. Para este paso se introduce el *Raster* rotulado *NT_Direct* al proceso de la herramienta *Flow Accumulation*, sobre el cual se obtiene un modelo de acumulación de flujo en formato *raster* que denominaremos *NT_Acc*.

D) Posteriormente, la densificación de la red de drenaje es obtenida al insertarse el *raster* denominado *NT_Acc*, a la herramienta *Raster Calculator* incluida en la llave *Map Algebra*. La calculadora raster construye y ejecuta un *script* en lenguaje de programación *Python*, dentro de una interfase similar a una calculadora. La expresión a insertar para obtener las líneas de arroyada del raster *Flow Accumulation*, es la siguiente; *Con(«NT_ACC > 500,1)* y el archivo de salida es denominado *NT_500*. Con esta expresión se obtienen las corrientes menores sopesadas al valor de 500 píxeles de acumulación, las cuales no serán marcadas por el *raster calculator*. A menor cociente introduzcamos como condicionante a los valores de píxel, mayor densificación de la red de drenaje es obtenido.

E) A continuación se utiliza la herramienta denominada *Stream link* dentro de la llave *Hydrology*. Esta herramienta divide el cauce en segmentos no interrumpidos, es decir, que dichas secciones en las que se divide el

recorrido del flujo serán segmentos que conectan dos uniones sucesivas, una unión y un punto de desagüe o una unión y una división del área de drenaje. El *raster* de entrada sobre el que trabajará esta herramienta es el que se denominó *NT_500*.

- F) Por último, para obtener la delimitación de la microcuenca, es pertinente la creación de un *shapefile* de puntos sobre la intersección de los tributarios a lo largo de la corriente principal de la BAG. Al insertar este archivo y el *NT_Direct* al proceso de la herramienta *Watershed* se obtiene un archivo de salida que para este caso se rotula bajo el nombre *NT_Watershed* (Fig.12).
- 3) El mapa morfodinámico se presentó a una escala de 1:160,000. Esta relación corresponde a mapas sinópticos de escala media, de acuerdo con las denominaciones de los mapas geomorfológicos presentados por Peña (1997). Esta categoría incide dentro de la escala de representación acorde con la importancia en la caracterización morfológica de la cartografía morfodinámica.
 - 4) Con base en imágenes satelitales de la plataforma *Google Earth Pro*, la geometría de las curvas de nivel, la red de drenaje, así como parámetros morfométricos de la BAG, se identificaron y delimitaron a detalle unidades morfodinámicas dentro del perímetro de la microcuenca de la BAG.
 - 5) Finalmente, con base en Martínez (1997), se desarrolló la clasificación de la leyenda del mapa morfodinámico, de acuerdo con su escala, textura del relieve, el sistema cartográfico elegido y los fines concretos que deben tomarse en cuenta en la cartografía morfodinámica.

3.2 Análisis morfométrico

La morfometría es el campo del conocimiento en geomorfología que cuantifica las formas del relieve y la superficie de la corteza. Es considerada como una importante herramienta empleada en el análisis del relieve y en el modelado de la superficie terrestre (Huggett, 2007). Pedraza (1996) menciona que la morfometría es considerada una herramienta del análisis geomorfológico que aborda parámetros espaciales de carácter geométrico y una estimación cuantitativa de las propiedades del relieve e incluye la

cuantificación de procesos en relación con las formas que generan. Por su parte, Goudie (1990) se enfoca sobre el campo de la morfometría específica, la cual aborda parámetros cuantitativos del relieve bajo los objetivos establecidos del trabajo en geomorfología. Al estar involucrados los procesos estudiados en este caso de estudio procesos laharicos y avalanchas de rocas que marcan la pauta de dinámicas erosivas y acumulativas de sedimento en este segmento de la corteza es menester abarcar el análisis morfométrico para la cuenca alta de la BAG. Es por esto que la presente investigación emplea métodos cuantitativos, con el fin de elaborar cartografía que contribuye al análisis del relieve y de los procesos exógenos en la BAG a través de cinco métodos:

- Hipsometría.
- Pendiente de laderas.
- Energía del relieve.
- Densidad de disección.

Hipsometría

De acuerdo con sus raíces griegas el término hipsometría, hace referencia a la medida de la elevación del relieve (Lugo, 2015). Este parámetro es obtenido al definir intervalos de alturas a partir de las elevaciones máximas y mínimas. Simplifica la topografía del relieve, respecto con el parámetro altitudinal. La información que proporciona este documento gráfico es de suma importancia para el estudio de procesos exógenos (Lugo, 1988). El método asignado para la clasificación hipsométrica en el área en estudio fue la desviación estándar en el valor de las curvas de nivel cada 20 metros. La desviación estándar se define como la medida de dispersión alrededor del promedio de un conjunto de valores (Spiegel, 1976).

Pendiente del terreno

Relativo a la inclinación del relieve. Esta herramienta sintetiza las variaciones de la pendiente en el terreno y puede expresarse en grados. A partir de esta información se identifican formas y rasgos del relieve a partir de su contraste de pendiente como barrancos, escarpes, terrazas, etc., así como algunos como indicativos de la expresión en

el relieve de procesos morfodinámicos. Estos parámetros sirven de base para identificar donde suceden procesos de remoción en masa (PRM) y procesos erosivos asociados tales como la remoción de material en flujo, inundaciones y procesos de acumulación. La elaboración del mapa de inclinación del terreno involucra transformar los valores de altitud para cada pixel contenido en el archivo *raster*, a grados de pendiente, con base en la siguiente función trigonométrica.

$$I = \tan^{-1} (DV/DH)$$

Donde:

I = inclinación

DV = distancia vertical

DH = distancia horizontal

El método utilizado para el despliegue de este mapa es por rupturas naturales o *Jenks*. Las clases obtenidas a partir de esta clasificación son agrupadas a partir de valores similares, mientras que las diferencias entre clases se maximizan. Por lo tanto, los valores se clasifican en órdenes cuyos límites están establecidos donde comienzan a presentarse diferencias apreciables entre cada entidad de datos.

Energía del relieve

Es relativo al contraste del relieve. A partir de la elaboración de la amplitud o energía del relieve, es posible identificar la relación entre la actividad endógena y los procesos exógenos que modelan el relieve. Este mapa pone de manifiesto las superficies potencialmente susceptibles a procesos erosivos condicionados por: la diferencia altitudinal en una determinada área, la estructura geológica, las estructuras disyuntivas, los tipos de roca, la pendiente, la intensidad de procesos erosivos así como la geometría del terreno (Lugo, 1988).

A mayor valor de energía del relieve se asocia una dinámica de procesos acelerada e intensa actividad tectónica; caso contrario, los mínimos son vinculados a una aparente estabilidad (Lugo, 1988).

La elaboración de la cartografía de energía o amplitud del relieve se elaboró con base en una malla de 1 km². Dentro de esta malla se obtuvo el promedio de la diferencia de elevación con resolución de 20 m por pixel. Este valor se interpola a través de la herramienta Vecino Cercano (*Natural Neighbor*), cuyo producto es ordenado en una gama de colores cálidos a fríos. De modo que, altos valores de energía de relieve son asociados a colores cálidos. En cambio, valores mínimos son caracterizados por colores fríos.

Densidad de disección

Equivalente a la densidad de talwegs originadas por la acción fluvial (Lugo, 1988). Por lo común se encuentran bajas densidades de drenaje en regiones de rocas resistentes o suelos muy permeables con densa vegetación cuyo relieve es homogéneo, condicionado por suaves inclinaciones. Las altas densidades de drenaje son más frecuentes en rocas débiles o de suelos impermeables donde existe escasa una vegetación escasa y el relieve es montañoso (Campos, 1992). Los contactos litológicos y geomorfológicos, se evidencian en el mapa de densidad de disección, puesto que estas representan zonas de debilidad a la acción erosiva-fluvial y esta encuentra las condiciones necesarias para elaborar labrar surcos o barrancos profundos (Camacho, 2015).

De acuerdo con Lugo (1988), se elabora con base en un mapa topográfico a escala $\geq 1:100,000$ o mayor. La cartografía de la densidad de disección horizontal en el relieve también se elaboró a partir de la elaboración de una cuadrícula que cubre 1 km², la cual se tuvo como parámetro de cobertura de la malla el borde de la BAG. A partir de esta red, se obtuvo la longitud total de los talwegs (km) dentro de cada cuadro de 1 km² y se dividió este valor entre la superficie que cubre cada pixel de 20 m de resolución, (400 m²) mediante la herramienta *raster calculator*. El valor obtenido para cada pixel es interpolado a través del método de interpolación la herramienta Vecino Cercano (*Natural Neighbor*) cuyos resultados fueron ordenados en una gama de colores cálidos a fríos. Con base en estos resultados se elaboraron distintos mapas, cada uno de ellos con rangos de densidad diferentes. El análisis de estos escenarios determinó que la clasificación más

representativa es aquella que agrupa tres categorías equitativas. A estas clasificaciones le fueron asignadas una gama de colores de cálidos a fríos.

3.3 Trabajo de campo

El trabajo de campo, conformado por dos campañas a la zona de trabajo, fue efectuado a principios de primavera y principios de invierno respectivamente. En la primera campaña realizada el 18 marzo del 2018, se efectuó el recorrido de la parte baja y media de la BAG. Los datos recabados constaron del conteo de clastos en seis sectores del valle principal y la recolección de muestras fotográficas en la parte media de la barranca cuyos sitios de muestreo se ubican en la Fig.3.1.

La segunda campaña se llevó a cabo del 04 al 05 de noviembre del 2018, donde se documentaron observaciones en la zona de cabecera y en zona de cuenca alta. Durante esta campaña de campo se identificaron los lóbulos de depósito de flujos de escombros en la cabecera SW así como formas asociadas a procesos de erosión dentro del valle principal y en arroyos tributarios. La meta en el conteo de clastos en este trabajo es cuantificar la proporción de clastos dentro de seis transectos del cauce principal de la BAG.

El conteo de clastos caracteriza el tipo de sedimentos que se transporta en el espacio, así como los cambios en las proporciones de diferentes tamaños de clastos (Graham *et al*,

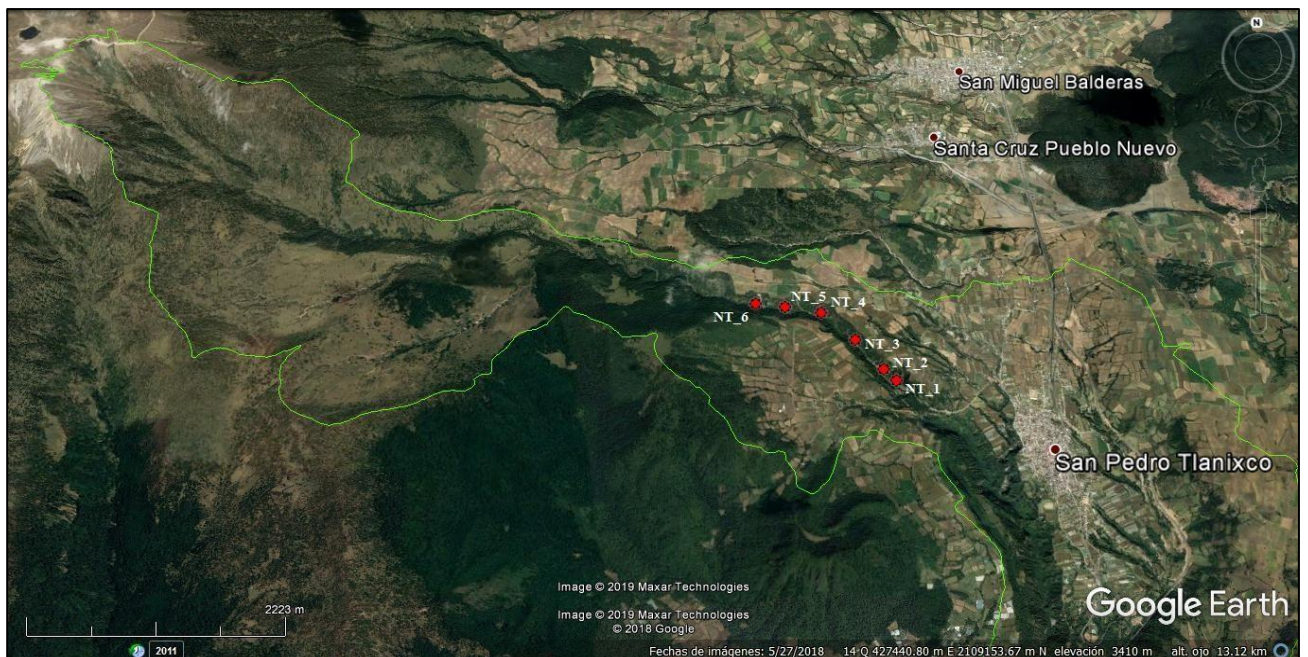


Fig.3.1. Puntos de muestreo para la elaboración del conteo de clastos en la BAG.

1986). Por su parte, Knighton (2014) indica que los cambios en las características del material en el lecho, aguas abajo, representa un aspecto importante en el transporte con relevancia geomorfológica así como su asociación con la forma del canal y la pendiente. Knighton (2014) señala que el tamaño de los clastos se verá reducido a medida que la distancia desde la divisoria de aguas aumenta. Para Miall (2013) el conteo de clastos de detritos es representativo, al identificar y contar 100 clastos en un mismo punto. El conteo de clastos consiste en obtener dos medidas dimensionales para cada clasto; el eje mayor (x) y el eje menor (y) así como se muestra en la Fig. 3.2. Los puntos de muestreo para el conteo de clastos fueron elegidos de acuerdo con la distancia que guardaba un punto entre otro, en la Fig. 3.3 se ilustra uno de los sitios de muestreo a lo largo del cauce principal de la BAG. Con un total de 600 clastos en 6 puntos de muestreo se elaboró una gráfica acumulativa con los datos obtenidos en campo.



Fig 3.2. Obtención de la medida de los clastos en campo. A) Medida del eje mayor. B) Medida en el eje menor. Imágenes capturadas durante la primera campaña realizada el 18 marzo del 2018.



Fig 3.3. Quinto sitio de muestreo en el conteo de clastos sobre el curso principal de Arroyo Grande. Se aprecian los clastos de importante calibrado que involucran una transferencia de energía importante en las partes medias de la BAG. Imagen capturada durante la primera campaña realizada el 18 marzo del 2018.

Los resultados se graficaron, en donde el eje de las ordenadas (Y) representa la proporción del tamaño del clasto respecto al total de la población en el conteo, mientras que en el eje de las abscisas (X) representa la medida del diámetro individual para cada clasto. Dos requisitos recopilados de Beaver *et al* (2008), dentro de la teoría de la probabilidad que inmiscuye la población del conteo de clastos, sirvieron de base ante el análisis estadístico.

- 1) El porcentaje o proporción observado en cada muestra es representativo de la población en su conjunto. Una muestra se considera como representativa solo si la población total de clastos es heterogéneamente aleatoria. Es decir, cada muestra o clasto presenta independientemente la misma oportunidad de ser elegida para el muestreo.
- 2) De este modo, para que el conteo de clastos se considere estadísticamente válido se optó por un procedimiento que aseguró, tanto el punto exacto del conteo de clasto, y la clase particular se seleccionaron al azar.

Con el objetivo de describir de forma adecuada los datos del tamaño los clastos, en el presente trabajo se obtuvieron los tres cuartiles para la población total de clastos, mismos que se describen a continuación:

- Q_1 (primer cuartil): Separa el 25% inferior de los valores ordenados del 75% superior, es decir, al menos el 25% de los valores ordenados son menores o iguales que Q_1 , y al menos el 75% de los valores son mayores o iguales que Q_1 .
- Q_2 (segundo cuartil): Igual a la mediana; separa el 50% inferior de los valores ordenados del 50 superior.
- Q_3 (tercer cuartil): Separa el 75% inferior de los valores ordenados del 25% superior, es decir, al menos el 75% de los valores ordenados son menores o iguales que Q_3 , y al menos el 25% de los valores son mayores o iguales que Q_1 .

3.4. Trabajo de gabinete

El área de drenaje de la BAG se obtuvo a partir de un (MDE) con resolución de 20 m por pixel. La metodología comprende la herramienta *Flow accumulation* incluida en el

módulo *Hydrology* en la plataforma ArcGIS 10.1 (2012). Con base en la manipulación de esta herramienta se generó una cuadrícula *raster* de acumulación de flujo asociado a su dirección.

La información obtenida en este último elemento almacena, para cada celda de esta cuadrícula, el número de píxeles situadas aguas arriba. A partir del *raster* de acumulación de flujo, se multiplica el área en m^2 que cubre la resolución del MDE por el valor en el píxel (20 m); en la Fig 3.4 es posible apreciar el resultado obtenido con base en el cual se obtuvo la superficie de drenaje para cada punto de intersección de cauces. El área de drenaje se obtuvo en intervalos cada 5 km. En seguida, se construyó una base de datos a través de la herramienta *Join* en la cual se introdujeron las coordenadas en UTM, la elevación, distancia desde la cabecera y el área de drenaje (m^2). Como resultado se obtiene una gráfica de superficie de drenaje vs elevación a lo largo del cauce principal de la BAG.

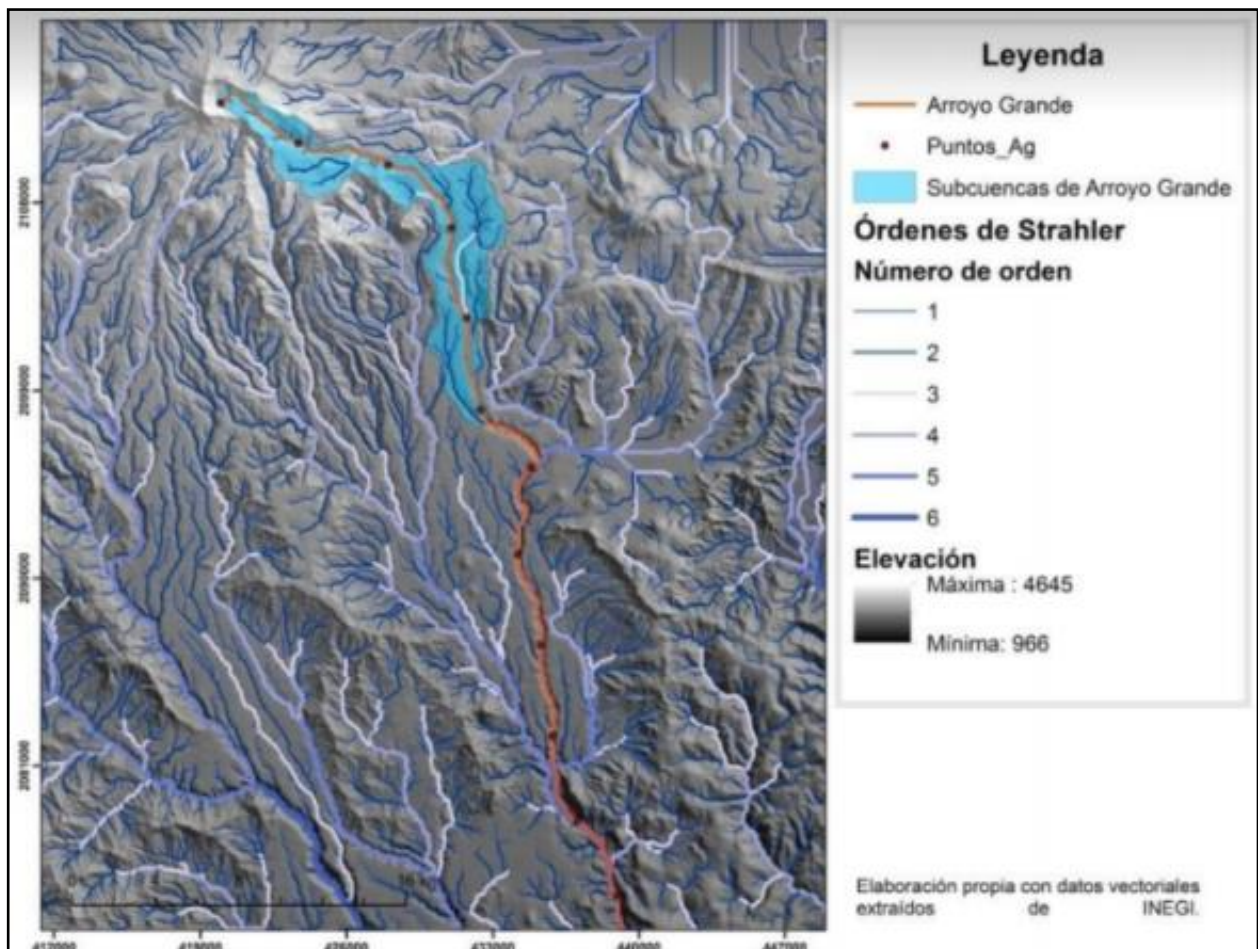


Fig. 3.4. Distancia de los puntos cada 5 km con base en los que se obtuvo las gráficas de superficie de drenaje y de elevación vs distancia desde la divisoria de aguas.

3.4.1 Elaboración de hidrógrafas

La base de datos que conforma el CLICOM (Climate Computing Project; <http://clicom-mex.cicese.mx>), contiene información relacionadas con ciclos anuales climáticos, series de tiempo de temperaturas, precipitación, evaporación y unidades de calor desde el año 1920 hasta el 2015, que han sido recopilados por las estaciones climáticas del SMN (Servicio Meteorológico Nacional), distribuidas a través del territorio mexicano. La consulta de estas cifras en el presente trabajo se produce con el fin de establecer las relaciones existentes entre las máximas precipitaciones con las descargas de los ríos cercanos a Arroyo Grande. Las estaciones que cumplen con la particularidad de cercanía con la BAG con datos a disponibilidad > 25 años se enlistan en la Tabla 3.6.1.

Los datos seleccionados corresponden a los valores diarios de precipitación para las estaciones de: 1962 a 2004 para la estación 15120-Tecomatepec, de 1978 a 2016 en 15248-Coatepequito y de 1979 a 2015 para 15305-Totolmajac. Los hidrogramas de la Fig. 3.5 muestran un incremento en los valores de precipitación para las tres estaciones. Esto indica una concentración de lluvias en el periodo comprendido entre 1981 y 1985.

Para obtener los datos hidrológicos utilizados en las simulaciones de máxima inundación dentro de la BAG, fue necesario realizar la consulta del conjunto de datos hidrométricos, de presas y sedimentos registrados en el Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales (BANDAS; <https://app.conagua.gob.mx/bandas/>). De esta forma, se obtuvieron los datos de gastos diarios instantáneos. Para la obtención de los datos climáticos diarios se utilizó la plataforma de CLICOM a través del sitio web del CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada). De estos datos desplegados en la Fig. 3.9, se seleccionaron tres estaciones hidrométricas de la base de datos BANDAS de la CONAGUA.

Los datos hidrológicos seleccionados fueron graficados tal como puede observarse en las Figuras 3.6 a 3.8. El eje X es el tiempo acumulado en segundos (s), contra los gastos instantáneos (Q_w) en el eje Y . De este modo se obtuvieron las hidrógrafas utilizadas para la simulación de máxima inundación en la topografía de la barranca principal de Arroyo Grande.

Tabla 3.6.1. Estaciones climáticas con >25 años cercanas a la BAG (estaciones con disponibilidad de datos en amarillo)

Clave	Nombre de la estación	Clave	Nombre de la estación
15062	Estación Nevado de Toluca	15184	El islote
15121	Tenancingo	15248	Coatepequito
15120	Toma Tecomatepec	15294	San Pedro Tlanixco
15299	Santamaría	15307	San Bartolomé
15305	Totolmajac		

Para cada incremento extraordinario en las barras de precipitación para las tres estaciones, se seleccionó aquel máximo de precipitación que coincide con el dato de gasto inmediato máximo para esa temporalidad. La Fig. 3.6 muestra la relación para la estación 18372-Coatepequito. La gráfica de precipitación diaria indica tres máximo de precipitación ocurridos los días 21 y 30 de junio, así como el día 02 de julio. Mientras que el gasto inmediato de Coatepequito indica que el pico máximo de descarga fluvial ocurrió el día 01 de julio de 1985. En la Fig 3.7, es posible distinguir la relación entre el pico de precipitación y la máxima descarga fluvial para la estación 18319-Tecomatepec. Donde se observa el incremento súbito de lluvia el día 07 de junio de 1983 y el gasto inmediato máximo se presentó aquel mismo día. La Fig. 3.8, por último, muestra el máximo de precipitación en la estación 18294-Totolmajac ocurrido el día 28 de junio de 1981. El gasto inmediato para esta estación ocurrió entre los días 28 y 29 de agosto de 1981.

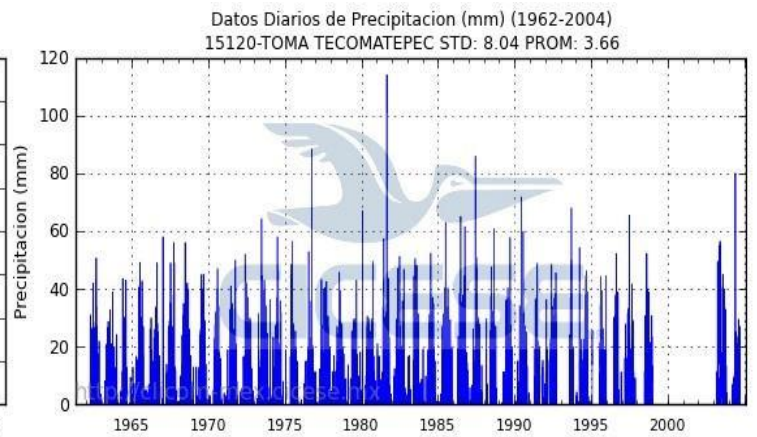
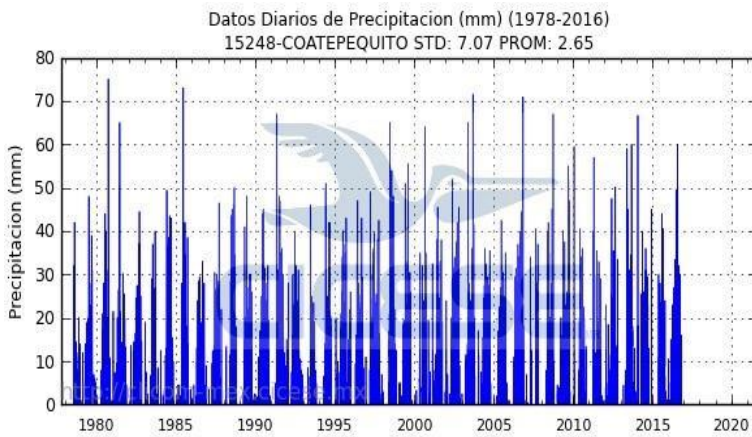
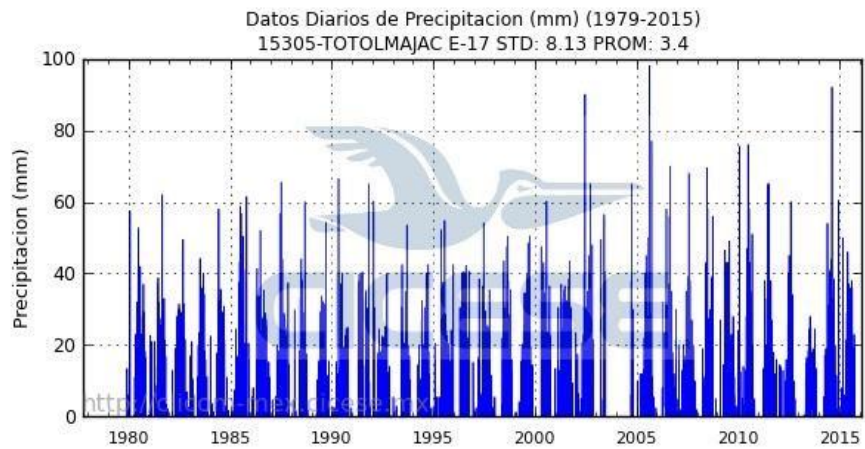


Fig 3.5. Gráficas extraídas del CICESE de los datos diarios de precipitación en las temporalidades con disponibilidad para las estaciones seleccionadas; para 15120-Tecomatepec de 1962 - 2004, de 1978 - 2016 en 15248-Coatepequito y de 1979 - 2015 para 15305-Totolmajac.

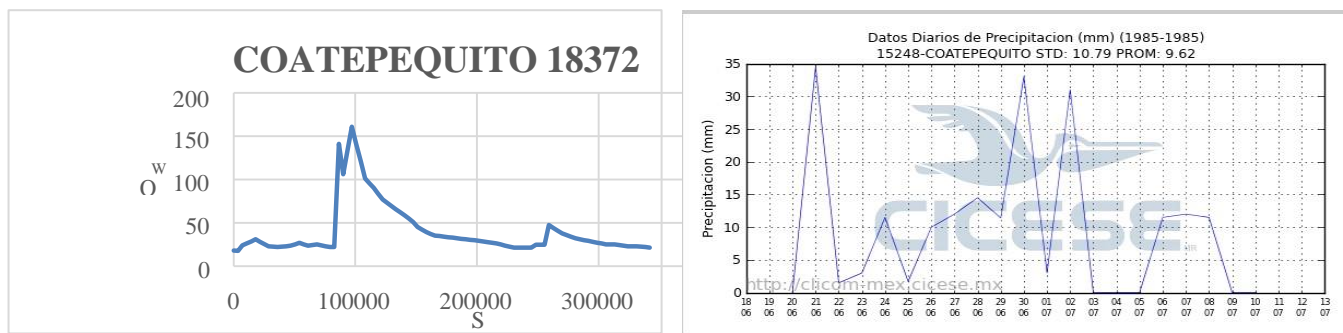


Fig.3.6. Izquierda; gastos inmediatos en Coatepequito extraídos del día 30 de junio al 03 de julio de 1985. En la gráfica se presenta el pico de máximo caudal para el día 01 de julio de 1985. Derecha; gráfica de precipitación diaria de la estación Coatepequito, donde se observan los picos máximos de precipitación para los días 21 y 30 de junio, así como los días 06 y 07 de julio del año 1985.

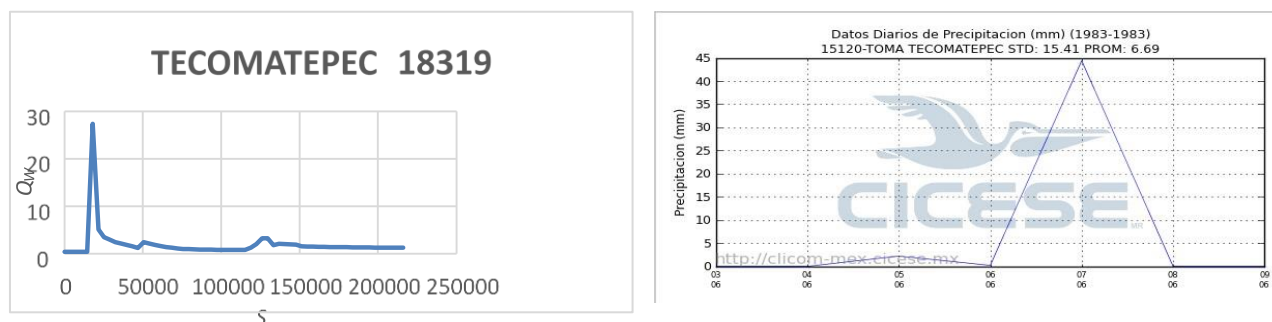


Figura 3.7. Izquierda; gastos inmediatos en Tecomatepec extraídos del día 05 al 08 de junio de 1983. En la gráfica se presenta el pico de máximo caudal para el día 06 de junio de 1983. Derecha; gráfica de precipitación diarios para la estación Tecomatepec, donde se observa el pico máximo de precipitación en el día 07 de junio de 1983.

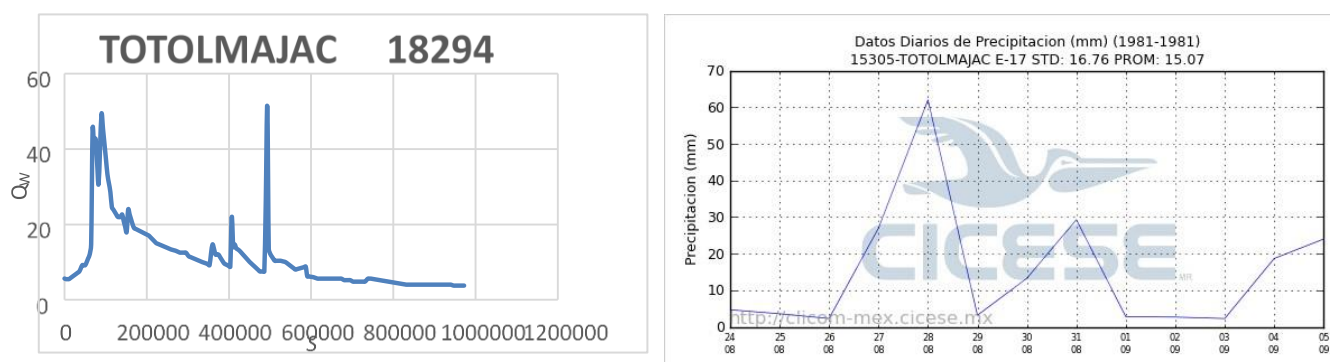


Figura 3.8. Izquierda; gastos inmediatos de Totolmajac extraídos del día 28 de agosto al 15 de septiembre de 1981. En la gráfica se presenta los picos máximos de descarga para los días 28 y 29 de agosto y 02 de septiembre de 1981. Derecha; gráfica de precipitación diarios para la estación Totolmajac donde se observan los picos máximos se presentan 28 y 31 de agosto de 1981, con un ligero incremento para el día 05 de septiembre de 1981.

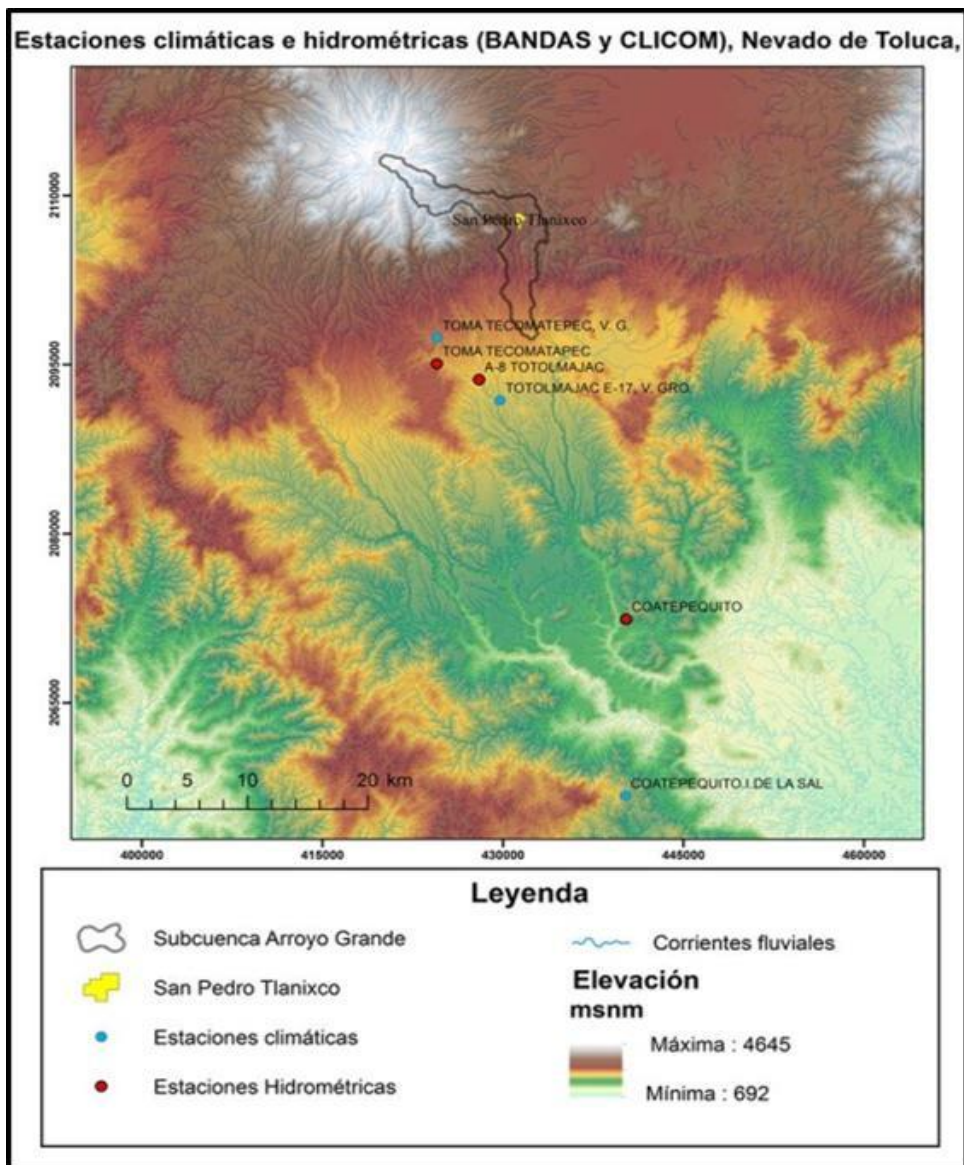


Fig. 3.9. Localización de estaciones climáticas e hidrométricas (BANDAS y CLICOM) utilizadas para el presente trabajo. Los datos de estas estaciones fueron extraídos para la elaboración de hidrógrafas con los gastos máximos. Aunque las estaciones Totolmajac y Tecomatepec están posicionadas dentro de un territorio que forma parte de una cuenca vecina al poniente de la BAG, las condiciones físico-geográficas (clima, altitud y litología) de ambas son similares.

3.4.2 LAHAR Z

Es un software con una metodología semi-empírica basada en el análisis de veintisiete lahares ocurridos en nueve volcanes del planeta. Este modelo propuesto por Iverson *et al* (1998), ha sido utilizado recientemente como metodología para mapear áreas potenciales de inundación, con base en el volumen del flujo (Capra *et al.*, 2008). Iverson *et al* colaboradores (1998) desarrollan dos ecuaciones que relacionan el volumen del lahar (V) con la sección transversal del área de inundación (A) y el área planimétrica de inundación (B) en el sector topográfico a modelar, cuyo esquema representativo queda plasmado en la

Fig 3.10. Las ecuaciones utilizadas para el cálculo del área de inundación de procesos laháricos en el programa *LAHAR Z* son las siguientes:

$$A = 0.05 V^{2/3}$$

$$B = 200 V^{2/3}$$

Donde:

A = Área de la sección transversal del cauce.

B = Área planimétrica

V = Volumen de material lahárico

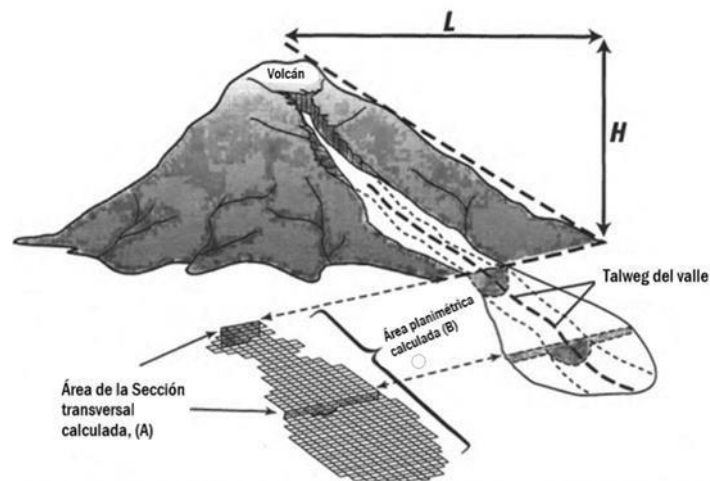


Fig. 3.10 Esquema extraído de Iverson y otros (1998), el cual muestra las variables y relaciones geométricas en el cálculo del área de inundación en una sección transversal (A), así como el área planimétrica calculada (B) en Lahar Z. Es posible observar el trazo idealizado de flujo lahárico a lo largo del talweg del valle y su relación con la trigonometría de altura (H) y longitud (L) del cono volcánico.

A partir de estas fórmulas que propone Iverson *et al* (1998), es posible generar dos delimitaciones planimétricas; 1) una zona propensa a la inundación por lahares, y 2) una zona de alimentación de estos. La zona de riesgo proximal (ZPR) se define como línea o cono de movilidad de energía (Schilling, 2014) y representa el sector de alimentación de lahares y procesos concomitantes. Ladera abajo de esta zona son incentivados los procesos de erosión y es definida por *LAHARZ*, al considerar los rasgos en la topografía que suscitan el principal quiebre de la pendiente dada la lectura general de los datos de elevación, proporcionados desde el MDE.

La pendiente de esta zona de riesgo proximal está determinada por la razón entre la Altura (H), con la Longitud (L). Los valores de la relación entre altura y longitud (H/L) fluctúan entre 0.1 y 0.3.

La metodología para la elaboración de las simulaciones en *LAHARZ* constó de los siguientes pasos reproducidos sobre el siguiente conjunto de herramientas en *ArcGis 10.1* los cuales están sintetizados en la Fig. 3.11. No obstante, de igual forma se presenta en la Figura 3.12. el organigrama del módulo *Hydrology*, cuya metodología aplicada fue aplicada en la delimitación de la (BAG).

- a) *Create Surface Hydrology Rasters*. Elabora cuatro archivos formato *rasters*: *Fill*, *Flow Direction*, *Flow Accumulation* y *Demstr500*. El umbral recomendado para obtener el sistema de corrientes para la zona en estudio es de 500, en este caso VNT.
- b) *Hazard Proximal Zone*. Los archivos de entrada requeridos en el programa son: *Fill (Demfill)* y *Demstr500*, ambos archivos formato *raster*. Es necesario la generación de un archivo de texto donde estén contenidas las coordenadas X y Y, de la fuente de detritos (*Agpoint*), punto de referencia para ejecutar las simulaciones de flujo. Como producto, se obtiene un polígono vectorial denominado “Zona de Riesgo Proximal” bajo el nombre *Hl_cone1*.
- c) *Lahar distal Zone*. Corresponde al tercer paso, donde dos archivos formato texto son insertados, además del modelo *Fill (dem_fill)*. Un archivo *.txt* contenido con los volúmenes de sedimento a simular para cada proceso (lahar, flujo de derrubios y avalancha de roca) denominado *volume*, así como el archivo de las coordenadas XY con el punto de inicio de las simulaciones (*Agpoint*). Por último, al seleccionar el tipo de flujo a simular, optamos por flujo de lahar, de detritos o avalancha de rocas.

Tomando en cuenta la evolución de lahares en tamaño y composición en tanto fluyen cuenca abajo, un supuesto clave para Iverson *et al* (1998) es la máxima descarga de

lahares ocupada por la sección transversal del valle. El área planimétrica de la zona distal de riesgo, aumenta a lo largo y ancho, al presentarse el incremento del volumen del lahar.

El producto resultante consta de tres archivos *raster* denominados *Lah1*, *Rckavlnch1* y *Dbrsflw1* los cuales se introdujeron a la herramienta *Raster to polygon*. con el fin de transformar el archivo formato raster a un archivo formato vectorial útil para editar la coloración de polígonos con base en una simbología. La Fig. 3.11 representa en síntesis el organigrama para la ejecución del módulo y la obtención de los productos anteriormente descritos.

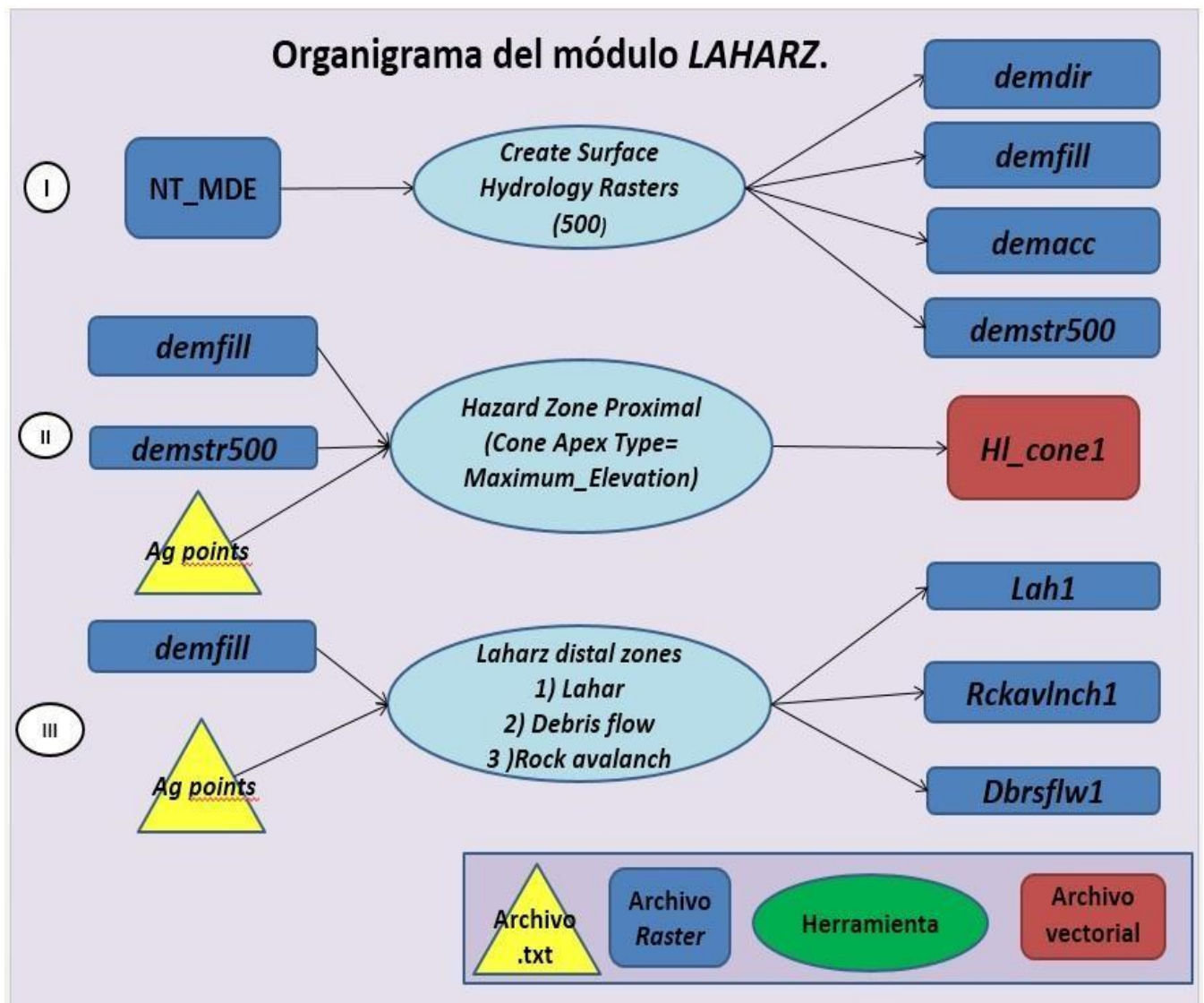


Figura 3.11. Organigrama del módulo *LaharZ*

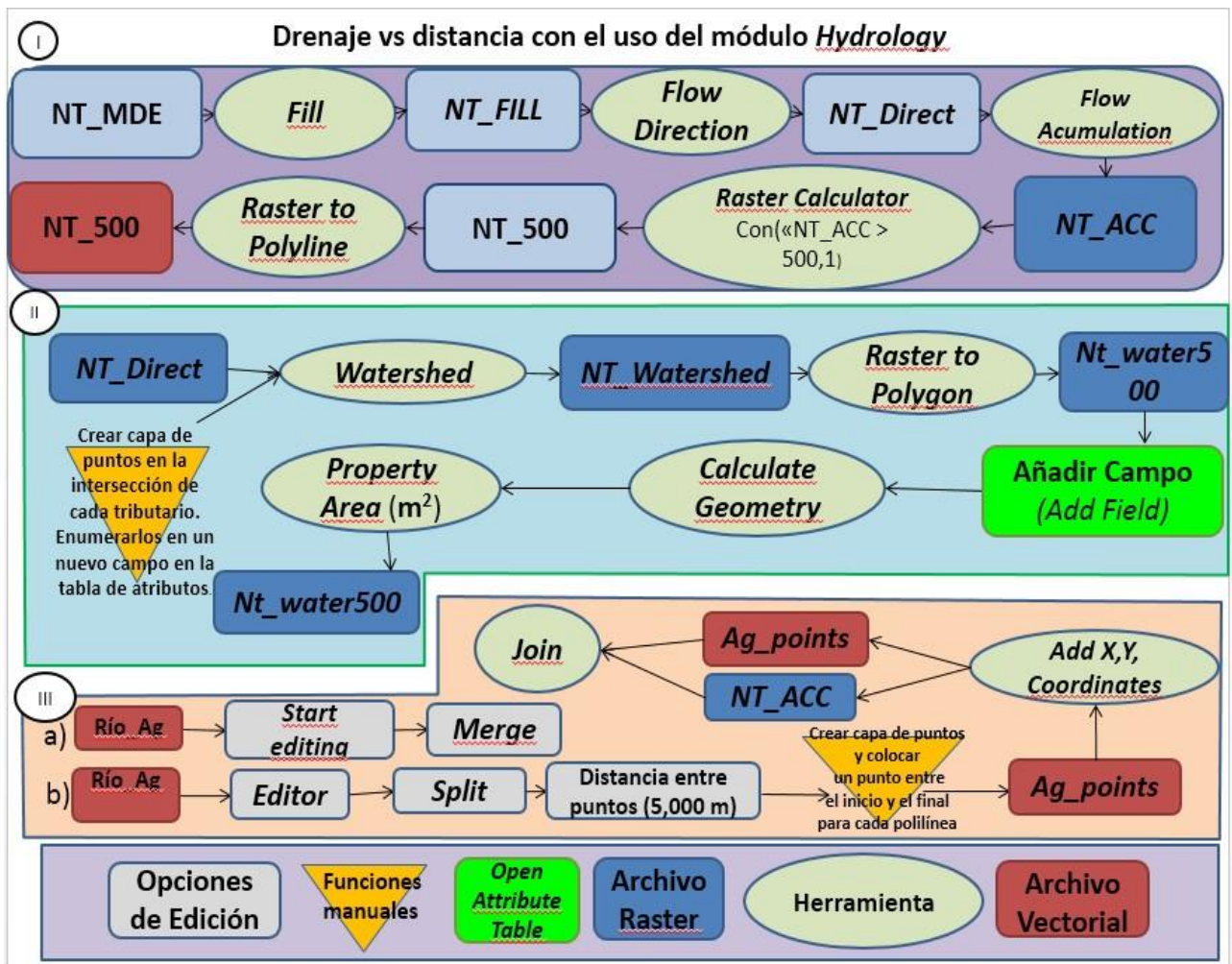


Figura 3.12. Organigrama Módulo Hydrology, metodología aplicada en la delimitación de la Barranca Arroyo

3.4.3 Nays2D Flood

La simulación de flujos fue ejecutada desde el *software libre iRic V.2.3* (International River Interface Cooperative), a través del solucionador *Nays2D Flood*, el cual es un sistema de modelación de flujos por inundación desarrollado por Yasuyuki Shimizu (iRIC, 2013). Este *software*, basado en la simulación de flujos inestables, produce gráficas que se obtienen sobre un MDE cubierto por una maya en dos dimensiones (X,Y) referenciado en un sistema de coordenadas UTM. El simulador de flujo recibe los datos hidrológicos de entrada, y en conjunto con la topografía, procesa la crecida de la columna de agua en tanto recorre el caudal (volumen de agua sobre una sección transversal del cauce) sobre cierta área de drenaje en determinado tiempo, tal y como se muestra en el organigrama ejecutado por el software ilustrado en la Fig. 3.13.

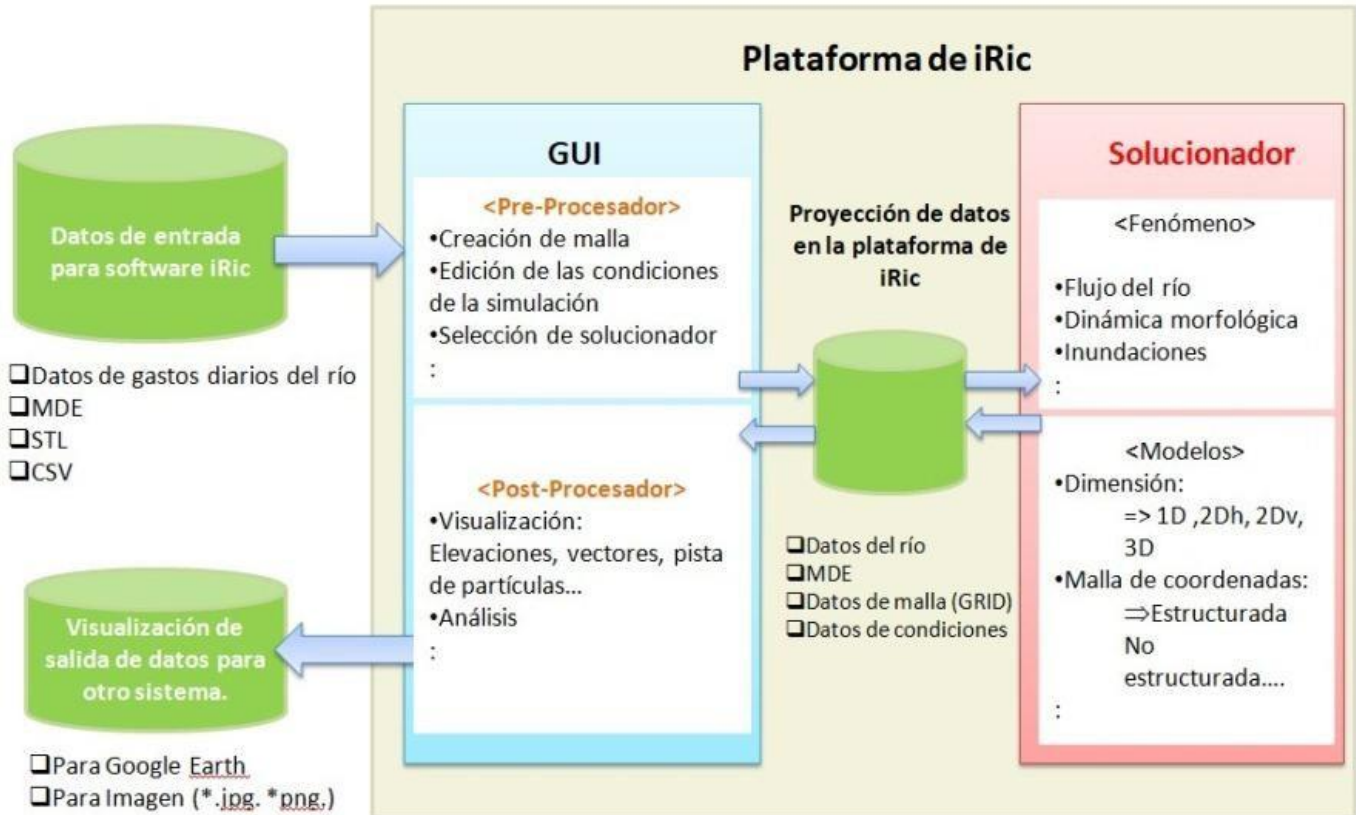


Fig.3.13. Organigrama del funcionamiento del programa iRIC Modificado de <http://iric.org/en/introduction>.

El procedimiento y los pasos para obtener los resultados de la simulación de inundación en *iRIC* se muestran a detalles en la Fig 3.13:

- 1) Iniciar el *software iRIC*. Se presentará la página de inicio del *software* donde debemos seleccionar *Iniciar un nuevo proyecto de simulación*. Fig 3.13^a.
- 2) Elección del solucionador *Nays 2D Flood*. Localizado en el panel de solucionadores situado a la izquierda de la ventana *Seleccionar solucionador*.
- 3) Importamos los datos de elevación convertidos a formato *TPO*. Este formato previamente construido a partir de la conversión del archivo tipo *raster* del MDE desde el formato *.XYZ* a través de un SIG. Posteriormente se guardó el archivo *.XYZ* desde un *WordPad* para obtener el formato *TPO*. En las configuraciones de filtro insertamos el valor de 200 al tratarse de un *MDE* de una resolución 20 m * px.

- 4) Construcción de la malla de cálculo. Este procedimiento se describe en la fig. 3.16. Es necesario elegir un algoritmo para construir la malla de cálculo a través de *Barra del menú principal > Grid > Select Algorithm to create grid.*
- 5) Establecer la línea central de la malla desde aguas arriba, donde entra el flujo de la inundación haciendo uso del *click* izquierdo del ratón a través del algoritmo *Create grid from polygonal line and width.*
- 6) Establecer la medidas de la malla definiendo el ancho, las dimensiones de la cuadrícula de acuerdo a como se observa en la Fig 3.14. Cuyo ancho es de $W=700$ m, y las medidas de la retícula se componen de las siguientes dimensiones $d_j = 113$ m y $d_l = 116$ m.
- 7) Establecemos las configuraciones de la entrada de flujo tal como se muestra en la Fig. 3.14 a través de la barra de menú principal > Calculation settings
- 8) Definir las condiciones de contorno de la entrada de flujo. En el Navegador de Objetos (*Object Browser*) seleccionamos con el *click* derecho en la carpeta de las configuraciones de condiciones de contorno añadimos una nueva afluencia a través de *Add Inflow.*
- 9) Definimos las condiciones en el borde del flujo después de seleccionar Add Inflow, donde el cursor se convierte en a + y y está listo para definir el polígono que encierra los lados de las ubicaciones de afluencia.
- 10) Editamos la serie de tiempo de descarga a través de las configuraciones de las condiciones de contorno donde insertaremos los datos de las hidrógrafas
- 11) Insertamos los archivos CSV descargados del BANDAS y obtenemos la serie de tiempo de descarga para las máximas inundaciones registradas para cada estación. Donde el programa grafica los datos de los gastos diarios en m^3/s .
- 12) Ejecución de la simulación. En la barra de menú seleccionar *Simulation > Run* y guardar el proyecto para correr la simulación en *Nays2D Flood.*

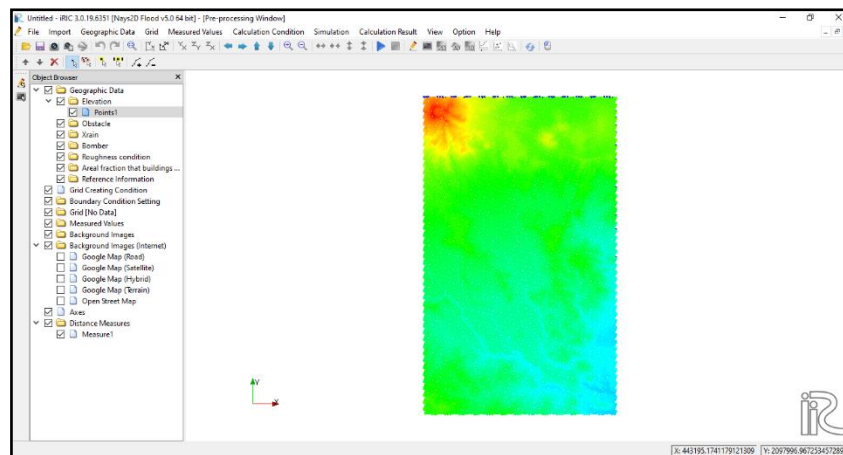
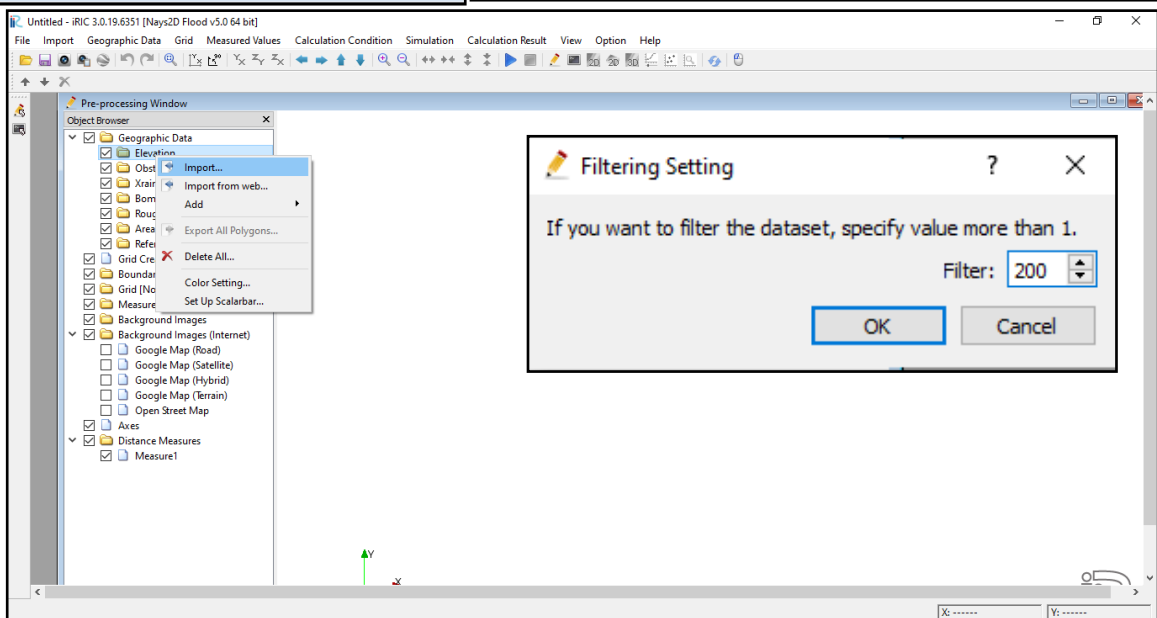
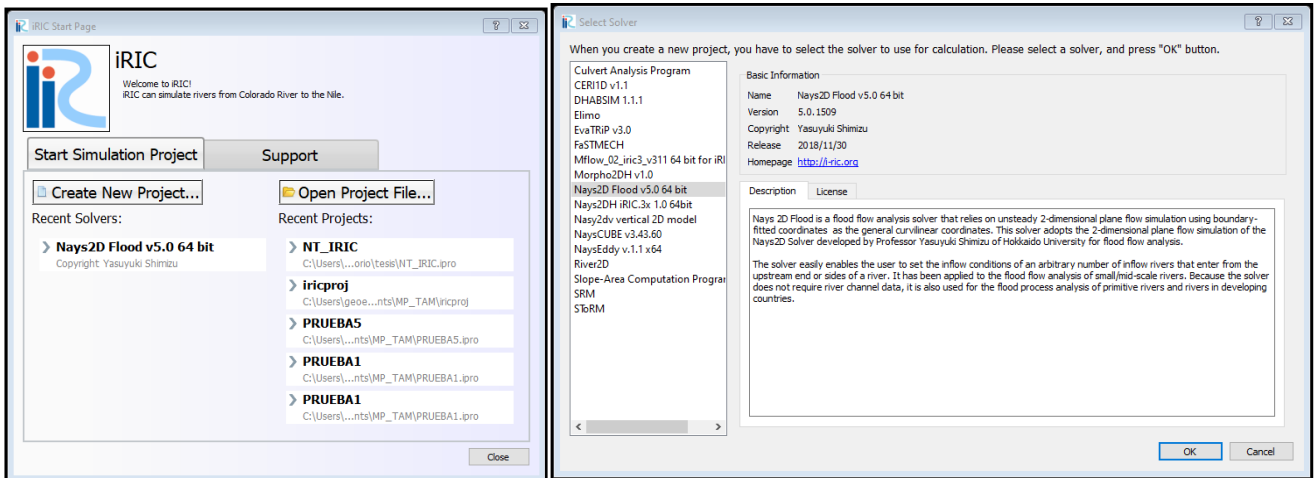


Fig. 3.14. Pasos que se siguieron para la ejecución de la simulación de las inundaciones. A. Ventana inicial del software desde donde se inició un nuevo proyecto. B) Ventana desde donde se selecciona el solucionador Nays2DFlood V.5.0 64 bits. C) Selección del filtro de la nube de puntos para los datos de elevación. D) Vista de los datos topográficos desplegados en el simulador de inundaciones de iRIC.

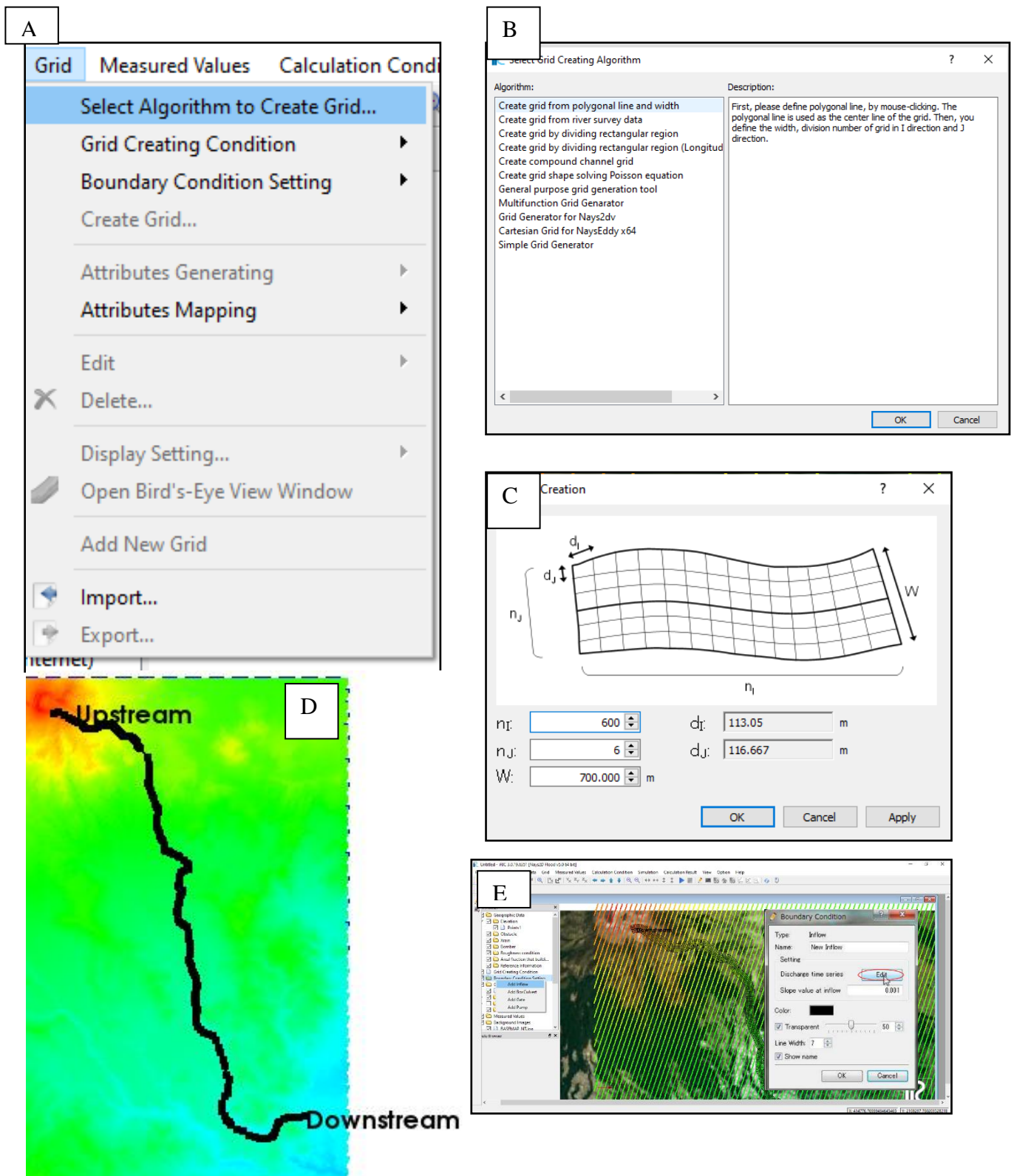


Fig. 3.15. Construcción de la malla de cálculo en iRic. A) Dentro del menú principal seleccionar la pestaña Grid y a su vez seleccionar la opción de Seleccionar Algoritmo para la creación del Grid. B) Dentro del menú de Seleccionar Algoritmo para la creación del Grid dar click en la opción *Create Grid from Polygonal Line and Width*. C) Dentro de la pestaña de creación de malla seleccionar primeramente el ancho (W) de 700 m y posteriormente las variables n_I y n_J que incorpora el algoritmo para la creación de la malla que para este caso de estudio se calculó d_I 113.05 m y d_J 116.667 m. D) Vista de la malla de cálculo desplegada sobre los datos topográficos del área en estudio. E) Pasos para insertar los datos hidrológicos desde la opción de *Boundary Condition*.

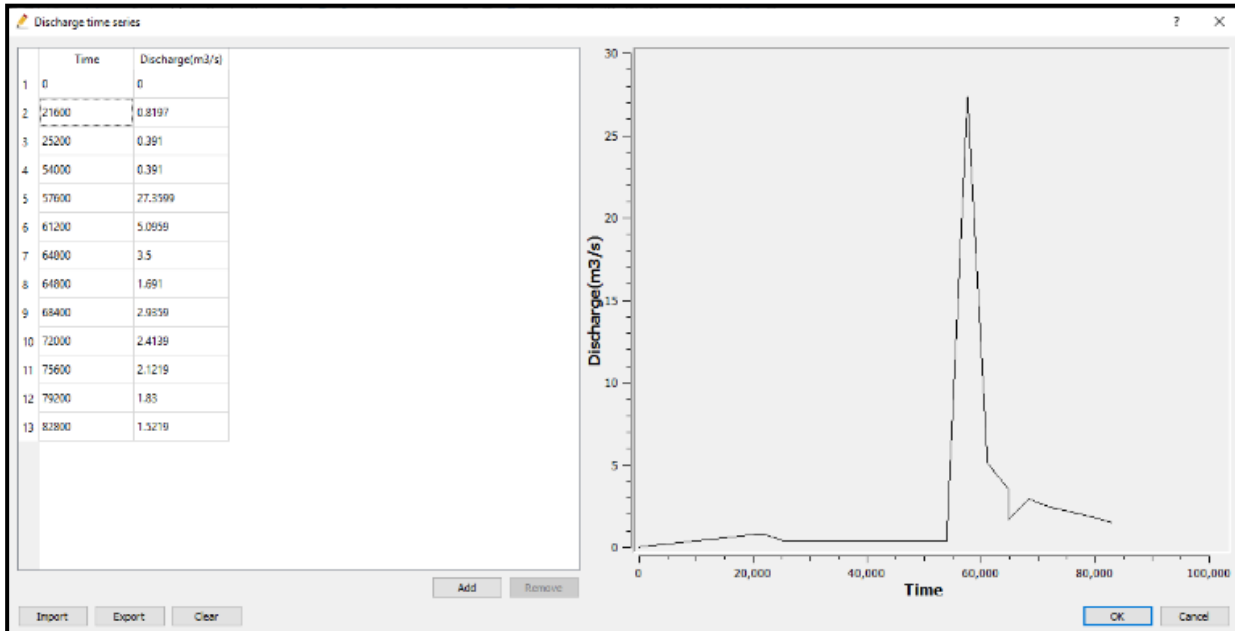


Fig.3.16. Despliegue de los datos de Gastos diarios en un hidrograma unitario para la ejecución de la simulación de inundación en Nays2D Flood



Fig.3.17. Ventana de ejecución de la simulación de inundación en el solucionador de *iRiC Nays 2D Flood* para las estaciones cercanas del área en estudio en la BAG.

CAPÍTULO IV. MORFODINÁMICA Y EVALUACIÓN DE PROCESOS EXÓGENOS

Este capítulo consta de la exposición y análisis de los resultados obtenidos asociados con la identificación, mapeo y clasificación de morfologías relacionadas con la dinámica de procesos funcionales en el relieve de la BAG, la morfometría del relieve de la BAG, el análisis estadístico del conteo de clastos y las gráficas de superficie de drenaje vs distancia desde la divisoria de aguas. Así como los productos obtenidos en los simuladores de flujo a partir de la elaboración de hidrógrafas. Por lo tanto, el presente capítulo está integrado por los siguientes subapartados: morfodinámica, análisis morfométrico, análisis estadístico y simulación de flujos.

4.1 Morfodinámica

Los procesos exógenos que primordialmente han interactuado en el relieve de la BAG durante el tiempo geológico reciente son los de tipo glacial, fluvial y gravitacional. Los siguientes subapartados exponen los elementos morfodinámicos que se identificaron, los cuales, a su vez, fueron agrupados en categorías de acuerdo con la modalidad de su origen y actividad, ya sean del tipo erosivo o acumulativo.

I. Procesos glaciales

A) Erosivo glacial

I.A.1. Circo glacial

El circo glacial se encuentra en la cumbre de la barranca Arroyo Grande. El circo enmarca una depresión de geometría cóncava conformada por vertientes vigorosas al flanco poniente. Este circo presenta una forma semi-elíptica con apertura al SE. Su extensión a través de la cabecera, es de 3,700 m de longitud, desde los 4,140 msnm hasta los 4,100 msnm. En la cota de 4,307 msnm, el circo glacial alcanza su máxima elevación en su vértice SW como puede observarse en la Fig. 4.1. Al interior del circo, las paredes o laderas de mayor inclinación se localizan en su margen poniente, mientras que a la margen oriental la inclinación de laderas no es tan pronunciada. Los procesos erosivos se intensifican en el margen poniente, debido al alto grado de pendiente.

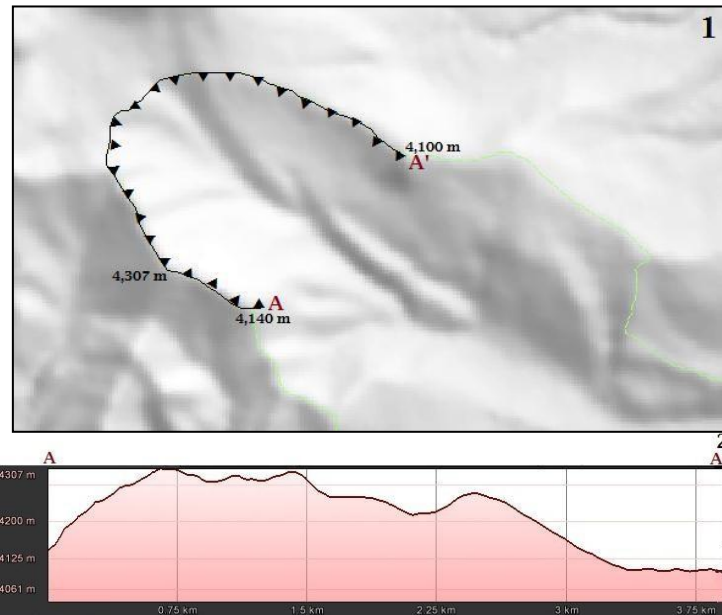


Fig. 4.1. Circo glacial de la BAG. 1. Circo glacial visto en planta con sus cotas extremas. 2. Perfil del circo glacial elaborado en la plataforma Google Earth® en escala vertical exagerada.

De acuerdo con Torres (2012), la litología en este sector corresponde a una serie de domos y flujos lávicos de la Formación Nevado Viejo con una edad de 0.36 Ma. Mientras que en su ladera al oriente, donde presentan una morfología más suavizada, la litología corresponde a domos y flujos compuestos por depósitos de pómez color ocre, que coinciden también con una datación de 36 ka. Es notorio que la pendiente del terreno aumenta al disminuir la distancia a la divisoria del circo.

I.A.2. Ladera de valle glacial

En la zona de trabajo, se identificaron tres unidades que representan un valle de origen glacial cada uno. Estos valles forman parte de la cuenca alta de Arroyo Grande y se muestra su trazo en la Fig. 4.2. Gran parte de la superficie del valle uno, presenta declives pronunciados ($>45^\circ$) en los terrenos con mayor elevación y en su sector occidental.

Las laderas de los valles dos y tres, presentan una geometría más suavizadas con inclinaciones del orden de entre 5° y 20° . Estos valles de origen glacial ocupan la superficie de alta montaña de la barranca hasta la cota de los $\sim 3,200$ m.



Fig.4.2. Valle glacial de la BAG. Se distinguen tres unidades dentro de esta categoría en la zona de cabecera de la BAG.

Tabla. 4.2. Datos morfométricos correspondientes a las unidades de valle glacial de la BAG.

Valle glacial	Área (km ²)	Pendiente min (°)	Pendiente max (°)	Pendiente media (°)	Cota max (msnm)	Cota min (msnm)
1	5.8	0.33	46.42	24.98	4,320	3,250
2	3.9	0.27	32.53	12.71	3,950	3,260
3	2.21	0.10	27.71	13.97	3,680	3,300

De acuerdo con Vázquez-Selem & Heine (2004), el valle uno, presenta una forma modelada en “U” lo que sugiere que este valle fungió como el canalizador del avance glacial.

B) Acumulativo glacial

En la BAG, las unidades identificadas corresponden a morrenas de avance, tanto laterales como frontales.

I.B.1. Depósitos morrénicos

En la BAG las unidades que se identificaron asociados a depósitos glaciales corresponden a distintos avances durante el final del Pleistoceno y principios Holoceno. De acuerdo con Heine (1994), las morrenas en el NT están cubiertas por un depósito de pómez, producto de la actividad del Nevado de Toluca, ocurrida hace 11,600 años.

I.B.1.1. Morrenas del Periodo >8 ka.

El frente de esta morrena se encuentra en la zona cumbral de la barranca Arroyo Grande. Abarca desde los 4,055 msnm a los 4,260 msnm. La anchura del arco morrénico frontal es máxima en la parte central y progresivamente se reduce hacia los extremos. El segmento de esta morrena que se encuentra dentro de la zona de estudio, presenta 23° de pendiente promedio y 34° de valor máxima de inclinación. La pared externa que configura este arco morrénico, consta de una pendiente suave, mientras que la pared interna es más escarpada.



Fig.4.3. Morrena en la zona de cabecera de la BAG. La línea punteada amarilla traza la cresta de la morrena. Con línea punteada blanca se marca la base de la morrena. Imagen capturada durante la segunda campaña a campo llevada a cabo el 4 de noviembre del 2018.

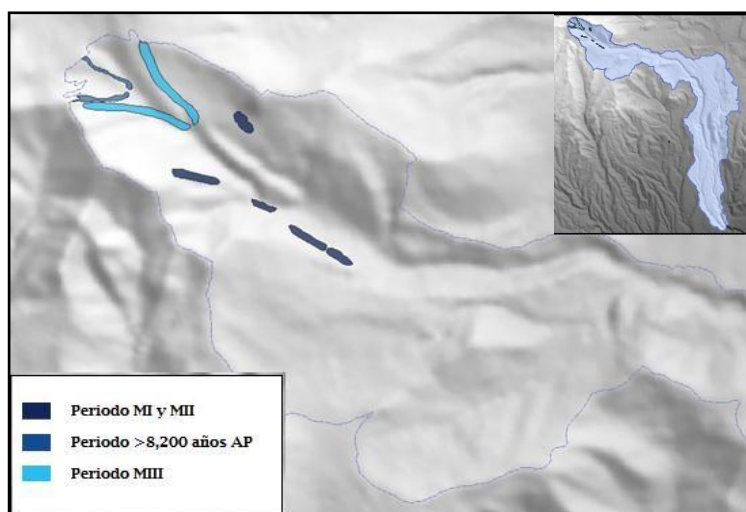


Fig.4.4. Vista planimétrica de los depósitos morrénicos de la BAG.

Es la unidad morrénica más reciente en la barranca. De acuerdo con Vázquez-Selem & Heine (2004), la formación de estos depósitos ocurrió hace ~8,000 años AP, durante el último avance glacial que se presentó en Arroyo Grande.

La zona de formación de la lengua que originó su frente, proviene de la porción sur del cerro El Ombligo, situado dentro del cráter del Nevado de Toluca. Esta pequeña lengua de hielo aprovechó la topografía en descenso de la zona cumbral de la barranca y alcanzó a desbordar el interior del cráter, lo que provocó que el hielo se deslizara aproximadamente 560 m hacia la vertiente exterior.

El arranque y depósito de los materiales que llevó a cabo esta lengua de hielo hace 8,000 años fue paulatina. A lo largo del periodo de su existencia, se intercalaron fases en el cual, el aparato glacial avanzó, retrocedió y se estabilizó. A lo largo de este tiempo los detritos se depositaron sucesivamente hasta el límite de su flujo, lo que conformó estos arcos morrénicos frontales.

Dicho acomodo en arco, funge como embalse que obstaculiza el transporte de detritos aguas abajo del valle glacial, lo que provoca la acumulación de detritos al interior del arco. El modelado postglaciar de este arco frontal morrénico corre a cargo de las corrientes fluviales que se desarrollaron entre estas mismas y se abren camino aguas abajo del barranco.

I.B.1.2 Morrenas del Periodo MIII

En el grupo MIII se identificaron dos unidades localizadas entre los 4,240 y los 3,860 msnm, en la parte central de la barranca. El eje mayor de la morrena frontal izquierda mide 1,035 m, mientras que el de la morrena frontal lateral derecha se extiende por 1,105 m. La disposición y morfología al interior de la barranca, indican el descenso de una lengua glacial en dirección sureste y su posterior retroceso.

El avance que originó estas morrenas culminó hace 12,500 años AP, con morrenas frontales de menores dimensiones, que sugieren un máximo glacial de corta duración (~500 años), seguido de un lento retroceso en pequeños pulsos, prolongado hasta hace 10,500 años AP (Caballero *et al*, 2010). La posición de este arco morrénico, situado en la

salida natural de agua por fusión, propició de manera efectiva, el desmantelamiento de su morfología a través de procesos erosivos postglaciales.

I.B.1.3. Morrenas de los Periodos MI y MII

Dentro de esta categoría fueron identificadas cinco unidades dentro de la BAG. Tres de estas morrenas en la parte alta de la ladera poniente y una en su parte baja, mientras que en la porción alta de la ladera oriental se localizó otra. Vázquez–Selem & Heine (2004) señala que estas unidades tienen una edad mayor a 11,500 años AP, por lo que se distinguen como las más antiguas en Arroyo Grande.

Las unidades de la ladera poniente forman un cordón morrénico discontinuo. Este tipo de cordones se desarrollan en las laderas del lecho glacial, marcan la altura del curso del hielo durante episodios de estabilidad glacial. Las unidades situadas en las porciones bajas de ladera se formaron anteriormente que las unidades que se sitúan en cotas de mayor elevación.

Es por esto, que los cordones morrénicos poseen una alta susceptibilidad de estar involucrados en la dinámica de vertientes postglacial. Las morrenas laterales izquierdas probablemente han sido removilizadas al lecho de Arroyo Grande por medio de procesos fluviales y de ladera.

II. Procesos Fluviales

A) Erosivo fluvial

II.A.1. Canales fluviales

La formación de estos canales presenta una notable facilidad de desarrollo en las laderas de las unidades 1.2.2 y 1.2.3, puesto que se concentran en suaves pendientes de estas unidades. Desprovistos de vegetación, este tipo de acanaladuras permiten la escorrentía de manera intermitente. Cada canal conecta las porciones cercanas a la divisoria de aguas de la barranca, con el salto de cabecera de sus barrancos tributarios. En la Fig. 4.5 se muestran algunos ejemplares de estos elementos que se identificaron en la cuenca alta de la BAG.

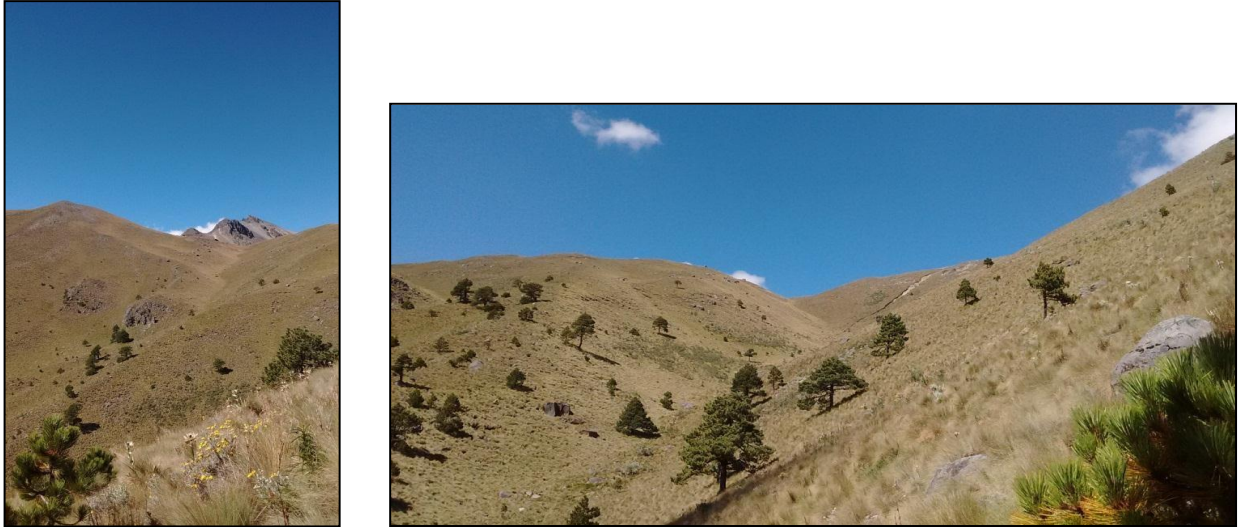


Fig 4.5. Canales fluviales en la zona de cabecera de la BAG. A) La inclinación y los materiales de las laderas favorecen la canalización fluvial y el transporte de detritos. B) Al centro de la imagen se observa el curso de un surco de que va cortando las laderas de la cuenca alta de la BAG. Imagen capturada durante la segunda campaña el día 04 de noviembre del 2018.

II.A.2. Valle tributario 1 - 5 m

Estos barrancos cortan en mayor proporción las laderas de la vertiente poniente del VNT. Su desarrollo ocurre en las laderas con declives entre los 15° hasta los 35° de inclinación. En su mayoría presentan dos o cuatro m de amplitud y en algunos casos las corrientes que fluyen en sus cauces ocurren de manera intermitente.



Fig.4.6. Barranco con 1 - 5 m de disección horizontal en la zona de la cuenca media.

Se cartografiaron 31 unidades de este tipo de las cuales, la longitud mínima fue de 17 m y la máxima alcanza 1,445 m. El promedio de estos barrancos tiene 322 m de largo y la suma de sus longitudes fue de 10,000 m. La Fig. 4.6 ilustra una muestra de estos valles tributarios.

II.A.3. Valle tributario 5 - 10 m

Estos barrancos son dominados por la incisión vertical, se encuentran sobre el sector central y en las porciones bajas del área en estudio. En su mayoría se alimentan cauces con mayores dimensiones. La pendiente en la que se desarrollan fluctúa entre los 25° y 15° de inclinación.

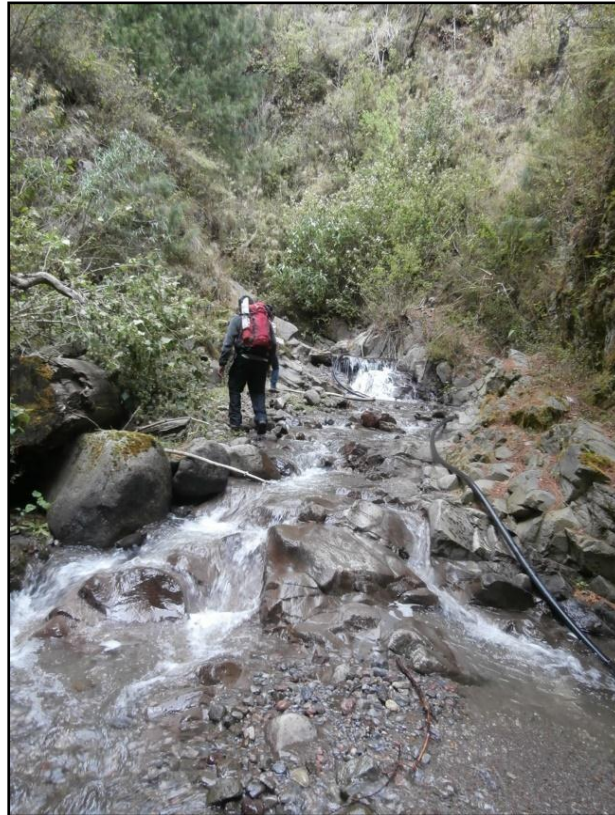


Fig 4.7. Valle tributario con 5 – 10 m de disección horizontal en la zona de cuenca media de la BAG. Se aprecia una mayor pendiente y clastos de mayor tamaño, que se interpreta como una mayor competencia en este tributario de la BAG.

Se encontraron 31 unidades de barrancos, en las que el mínimo tiene longitud de 12 metros y el máximo cuenta con 239 metros de longitud. El largo total de estos barrancos es de 7,410 metros. La Fig. 4.7 muestra una ilustración sobre este tipo de valles donde se

observa que la vegetación resulta un importante indicador sobre la presencia de estabilidad geomorfológica.

II.A.4. Valle tributario 10 – 15 m

Se presentan en la parte central de la barranca, sobre formas de mayor antigüedad, por lo que su actividad erosiva les permite alcanzar mayor profundidad, mas no así en la horizontal. Las pendientes que favorecen estos barrancos van desde los hasta los 5° a los 15° y hasta los 30° en las formaciones más antiguas del relieve. Como puede observarse en la Fig.4.8 los barrancos de este orden presentan un amplio canal de desalajo de sedimentos principalmente relleno por grandes clastos.

En su mayoría, estos cauces desembocan al cauce principal. Un total de 57 barrancos tributarios de este orden fueron contabilizados. El valor mínimo de longitud fue de 17 m mientras que el máximo es de 3,320 m. El valor de la media es 290 m y la suma de estas unidades es de 16,573 m.

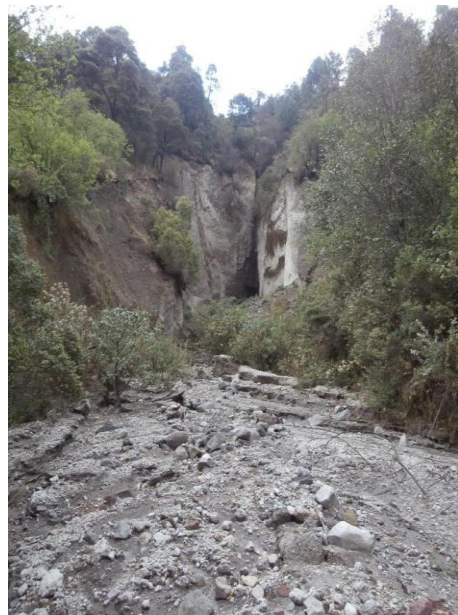


Fig 4.8 . Barrancos con 10 – 15 m de disección horizontal. Aguas Abajo de la zona de cuenca media de la BAG. Se observan sedimentos de mayor calibrado y fondos de valle más amplios que en unidades anteriores.

II.A.5. Valle tributario >15 m

Se localizan en la zona media de la cuenca y aguas abajo. Estos barrancos tributarios se presentan a manera de ramificaciones dentro de Arroyo Grande y desempeñan el

principal proceso de erosión. Los clastos dentro de este tipo de barrancos van de bloques mayores a 10 m a detritos de 30 cm. Las laderas que componen este tipo de barrancos son de mayor pendiente con corrientes en su mayoría permanentes.

II.A.6. Barranco principal

Producto de la erosión vertical, presenta un drenaje orientado al este, hasta el poblado de San Pedro Tlanixco donde torna su dirección hacia el sur. Inicia su curso sobre los 3,270 msnm y se extiende por 16.7 km en la parte central de Arroyo Grande. Se caracteriza por paredes francas, que van de 10 a 20 m de desnivel. De anchura oscila entre 40 y 10 metros. La morfología de este barranco incentiva procesos de transporte que aportan material detrítico al fondo del barranco principal, a través de diversos procesos gravitacionales. En la Fig. 4.9A en la pared del barranco principal es posible distinguir secuencias de depósito con características de transporte de flujo de detritos cuya composición y heterogeneidad en el calibrado sugiere el emplazamiento de este tipo de remoción. Por otro lado la Fig.4.9B enfatiza en línea punteada blanca el límite de la acción de los procesos gravitacionales evidenciado por el aspecto descarnado de la ladera mientras que las flechas en negro simbolizan la dirección del transporte del material incorporado al cauce principal.

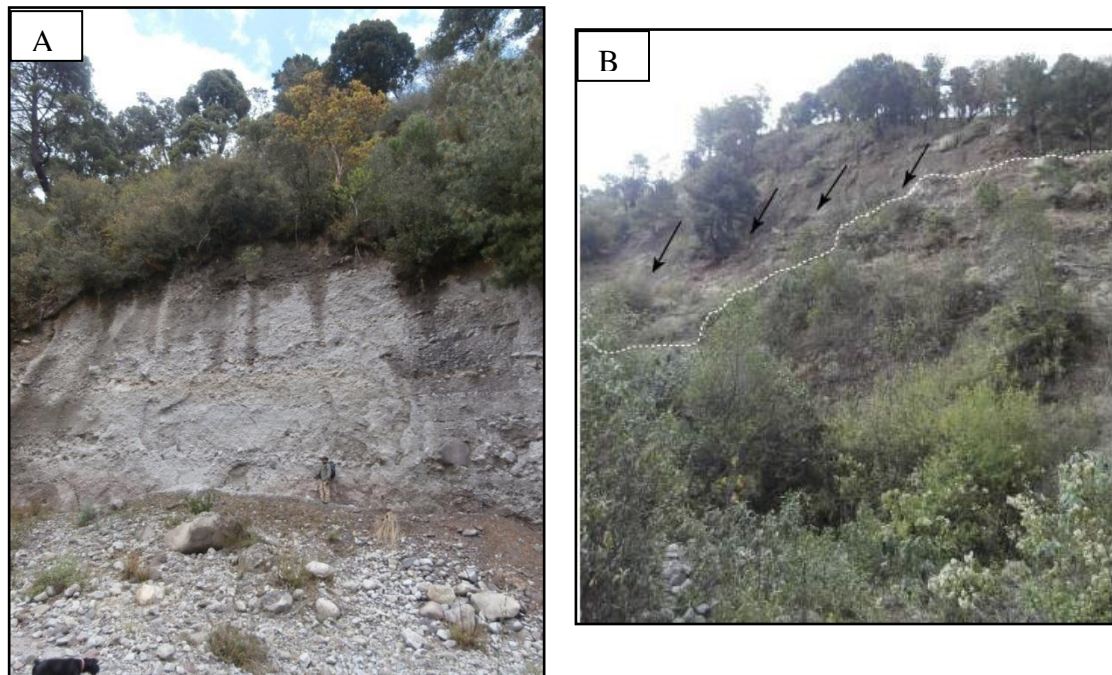


Fig.4.9. A) Pared del valle principal en Arroyo Grande. Es posible apreciar las secuencias de depósito con características de transporte de detritos en flujo. B) los procesos de remoción en masa evidenciado por el aspecto descarnado de la vegetación en la parte alta de la ladera.

II.A.7 Cauce principal

Este elemento recorre la porción inferior del barranco principal a través de 18.4 km de longitud. En una dirección NW-SE, el cauce principal transita una corriente permanente a lo largo del año. En mayor parte, el material detrítico dentro del canal es debido al aporte de flujos laháricos y derrubios que tapizan su fondo. La competencia¹ dentro del cauce principal, corresponde a bloques de alto calibre sobre en el sector central del canal y disminuye aguas abajo. En la Fig. 4.10 se identificó el lecho del cauce principal del río identificando entre el cauce principal y reservas de sedimentos conformados por clastos de calibre importante.



Fig 4.10. Lecho principal de Arroyo Grande delimitado en línea continua blanca. Así mismo, el trazo diferencia entre el cauce principal y reservas de sedimentos conformados por clastos de importante calibre. Las líneas amarillas señalan el tirante de agua del río Arroyo Grande. La flecha blanca en la parte inferior izquierda indica el curso del río.

¹ La competencia en sedimentología se refiere al mayor tamaño entre los clastos transportados los cuales pueden ser gránulos, granos, cantos o bloques. Mientras que hidráulicamente refleja la máxima energía del flujo (Pedraza, 1996).



Fig 4.11. Trazo del curso principal en la cuenca media de Arroyo Grande. Cabe destacar la forma del valle principal el cual presenta morfología en "V" con fondo plano probablemente producto del relleno por flujo detrítico o lahárico.

II.A.8 Lomeríos con disección fluvial leve

Este relieve se extiende en la parte oriental de la cuenca media de la BAG desde los 2,700 msnm hasta los 2,980 msnm. Esta unidad se caracteriza por suaves pendientes entre los 0° y 29° ($\bar{x} : 9^\circ$) y cubre una superficie de 4.38 km^2 . Se asocia con la disección fluvial de lavas antiguas al SE del NT. Como es posible observar en la Fig.4.11, dentro de esta área delimitada se generan escorrentías que alimentan la zona de la cabecera de barrancos tributarios al oriente de la BAG.

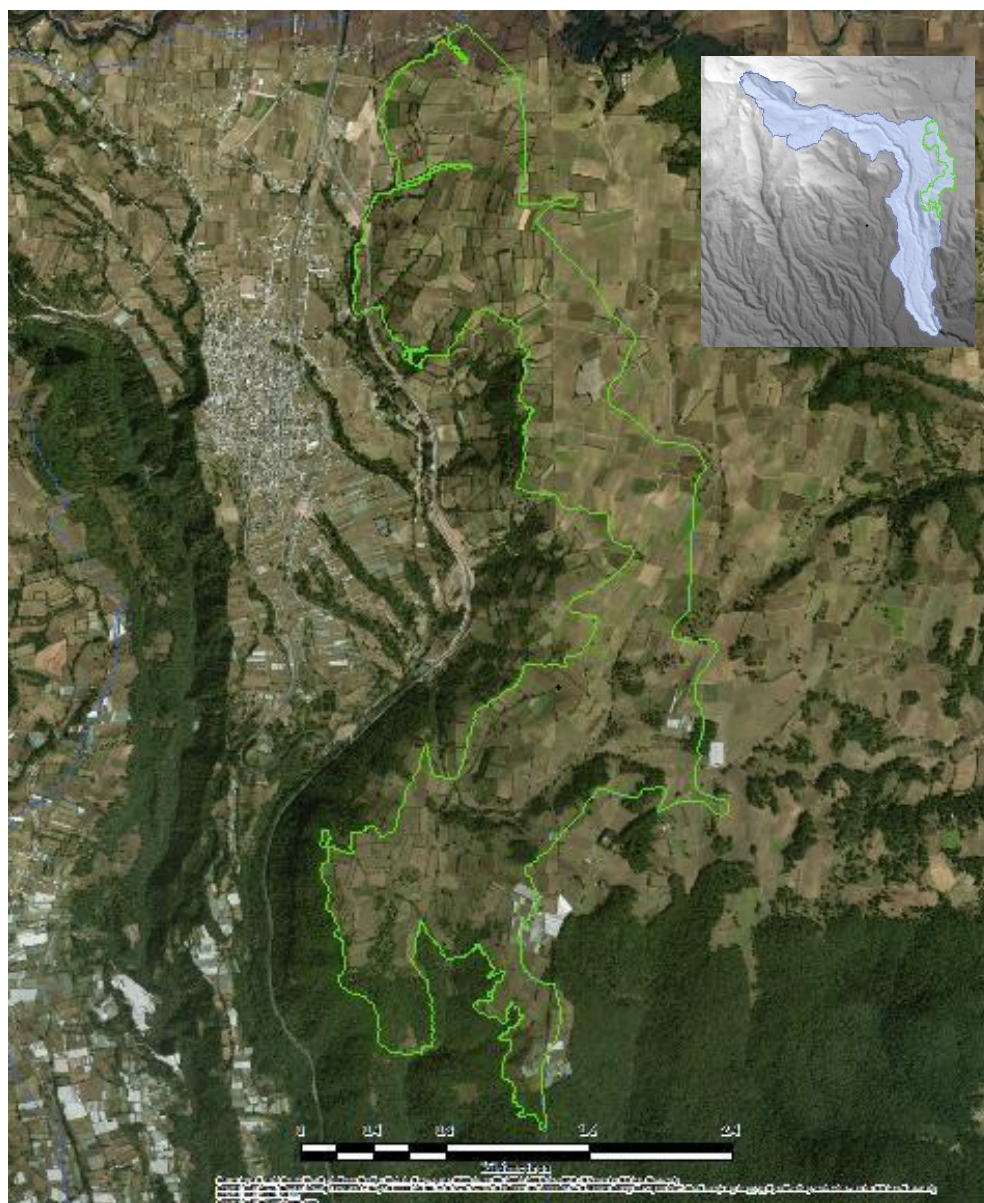


Fig.4.12. Zona de lomeríos que presentan leve disección en la cuenca media de la BAG.

B) Acumulativo fluvial

En esta categoría se identificaron tres unidades asociadas a la acumulación de detritos por parte de las corrientes fluviales ya sean intermitentes o permanentes dentro de la barranca Arroyo Grande.

II.B.2. Terrazas aluviales

Estas unidades morfológicas son originadas debido a la acumulación de materiales y su posterior erosión fluvial. Estas terrazas se caracterizan por sus superficies llanas compuestas de material aluvial dentro del margen interior occidental de la barranca principal. Así mismo la Fig.4.13 muestra la distribución de estas terrazas a lo largo de la BAG.

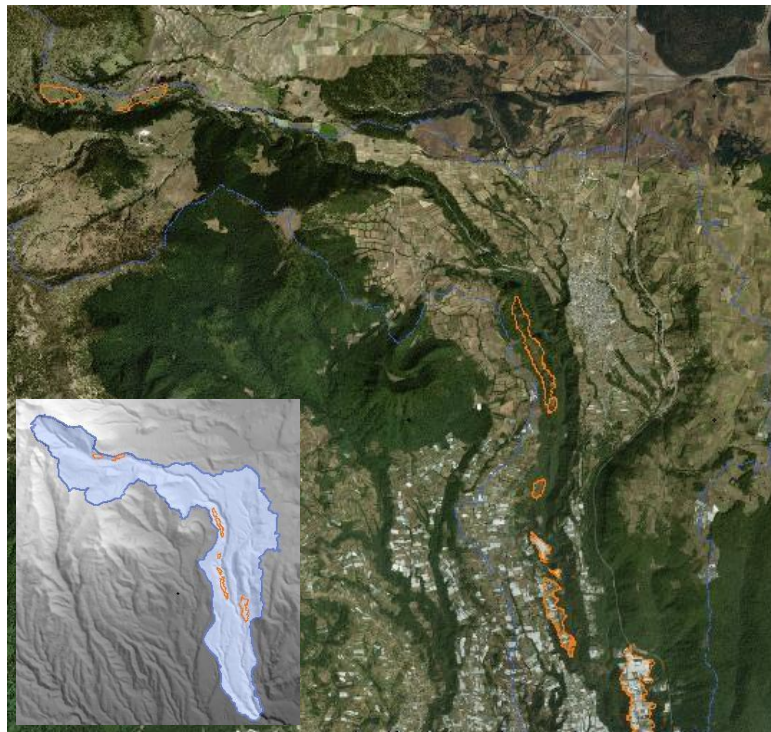


Fig.4.13. Terrazas abandonadas formadas por acumulación y su posterior erosión en la cuenca alta y cuenca media de la BAG.

Al momento que ocurren crecidas por parte de la corriente fluvial, los materiales que transporta son depositados y se acumulan conforme el pasar del tiempo. La altura en la que se encuentran las terrazas corresponde con la altitud en el que se encontraba el antiguo cauce. La distribución de las terrazas aluviales quedan restringidas en la zona de cuenca

media y alta, aunque se cuentan con un par de registros de estas unidades en la zona de cuenca alta, tal y como es posible observarse en la Fig.4.13.

II.B.3. Barranco rellenado.

Este elemento identificado se encuentra entre los 3,040 msnm y los 3,080 msnm en la vertiente oriental de la BAG, cuyo flujo principal se encuentra en una orientación preferencial E-W tal como es posible observarse en la Fig. 4.14. La zona comprendida por este barranco se encuentra en el cambio de curso del barranco principal (NW-SE a N-S). Es un ejemplo de cómo los procesos dinámicos del relieve alcanzan estabilización. Los mismos sedimentos que acarrea el barranco en su curso, obstruyeron el transporte de material dentro de él y lo rellenaron desde el fondo de la barranca, lo que produjo un valle angosto obturado con suaves pendientes y laderas cortas.



Fig.4.14. Barranco estabilizado en la cuenca media de la BAG.

III. Procesos gravitacionales

III.A. Erosivo gravitacional

III.A.1 Corredor de escombros

Situados en la porción superior de las laderas del valle glaciar, estos elementos se ubican por encima de los 4,040 msnm en declives con valores entre los 30° y 40°. Los depósitos de las corrientes presentan una morfología de lóbulo

alargado y está situado en las porciones elevadas de la vertiente occidental de la BAG. Esta unidad evidencia que los procesos periglaciares tales como la gelifracción, intemperizan el cuerpo rocoso expuesto en la cumbre de la vertiente occidental y aportan material para su traslado a partir de estos procesos gravitacionales. Estos procesos gravitacionales impiden la colonización del estrato arbóreo evidenciado en el límite del *Timberland* el cual es posible apreciar en la Fig. 4.15.



Fig. 4. 15. Procesos gravitacionales en la zona de cabecera SW de la BAG. En línea punteada amarilla se marcan las peñas fuente de detritos en la cumbre de la BAG (P). En líneas discontinuas blancas lóbulos de depositación en las avalanchas de roca (I). La línea punteada en la base del despeñadero indica el límite del *Timberland* (TL) . Imagen capturada durante la segunda campaña se llevó a cabo el 04 de noviembre del 2018. Así mismo se observan rampas con corredores de detritos (R) en las zonas menos escarpadas en esta zona cumbre de la BAG.

III.B) Acumulativo gravitacional

En la barranca de Arroyo Grande se identificó un proceso de este tipo localizado en la cabecera oriental y occidental respectivamente.

III.B.2. Rampas de escombros

Esta unidad consiste en grandes rampas en las laderas de la zona cumbre, su formación está asociada con procesos de acumulación de depósitos coluviales al pie

de los despeñaderos. En la Fig. 4.15 se observan estos despeñaderos que están formados por vertientes inestables al oriente y al poniente del valle glacial principal. No obstante, al poniente del valle, los taludes se posicionan a la cumbre de la ladera, lo cual indica que los procesos erosivos se han estabilizado a esa altitud.

La distribución de estos taludes coincide con una pendiente dominada por valores que van entre los 25° y 35°. Están confinados al valle glacial principal y posicionados en elevaciones a partir de los 3,900 msnm y hasta los 4,323 msnm.

4.1.4. *Relieve endógeno modelado*

Dentro de esta categoría se identificó a un elemento cuyas principales características morfológicas se exponen a continuación.

IV.4.I. Rampa piroclástica

Este elemento se encuentra adyacente aguas abajo de la zona montañosa como bien puede observarse en la Fig.4.16 y está confinada a la superficie cubierta por depósitos piroclásticos. Esta unidad se encuentra entre los 2,910 msnm hasta los 2,180 msnm, cubre una superficie de 7.72 km² la cual es cortada por barrancos > 15 m.

Su morfología presenta suaves inclinaciones cuyos declives oscilan entre los 0.5° a los 25° ($\bar{X} = 7.3^\circ$); alcanzando este valor máximo cercano a las cabeceras de barrancos pronunciados.

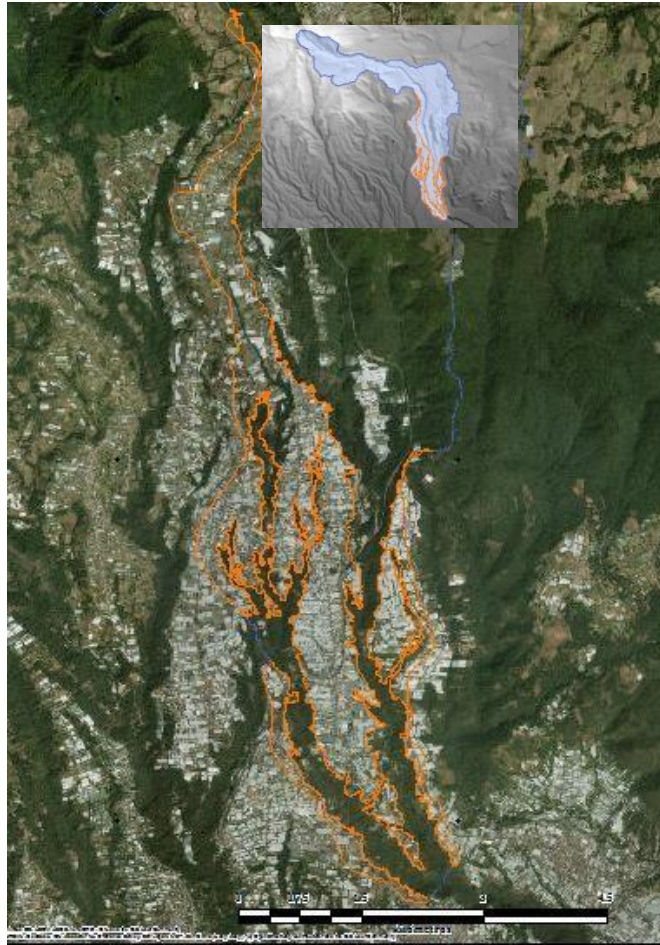


Fig.4.16. Rampa piroclástica localizado en la cuenca baja de la BAG

IV. Símbolos morfológicos complementarios

IV.A. Ladera de domo volcánico

Ubicado a los 3,600 msnm, aflora entre las unidades 1.1.2 y 1.1.3 (laderas de valle glacial). Las laderas de este domo oscilan entre los 2° y los 30° de pendiente. Los valores de pendiente en esta morfología se concentran entre los 20° y los 27°.

IV.B. Flujos lávicos.

Se posicionan a 3,120 y 3,460 msnm. La geometría en perfil de las laderas son cóncavas orientadas al NE. En su porción cumbre presenta pendientes del orden de 26° a 36° y en la porción adyacente al cauce principal la pendiente disminuye a 5°.

IV.C. Laderas de lavas expuestas

Conforman la cresta poniente del VNT. Afloran desde los 4,100 y los 4,280 msnm, en la ladera poniente de la BAG. Mientras que en la ladera poniente afloran a una elevación de 4,100 a 3,960 msnm. La morfología del parteaguas es semidentada y las pendientes que conforman las lavas son abruptas, del orden entre los 36° y 62°.

4.2. Análisis morfométrico

Hipsometría

Con base en la generación de un archivo *raster*, que representa un MDE² con una resolución de 20 m que cubre la superficie de la BAG, se obtuvo una base de datos que permite la caracterización del relieve en pisos altitudinales. De esta manera se decidió dividir la BAG en tres zonas: cuenca baja, media y alta como se ilustra de manera precisa en la Fig. 4.17.

I. Cuenca Baja (2,040 - 2,590 msnm)

Es el primer piso altitudinal de la BAG. El terreno ocupa una superficie de 13.87 km². La altitud promedio de este piso altitudinal es de 2,370 msnm. La longitud que le corresponde a este nivel es de 9,800 m de largo por 3,100 m de ancho. En la cuenca baja, existe una diferencia altitudinal de 550 m a lo largo del talweg del cauce principal (2,590 – 2,040 m de altitud). En este sector, la incisión vertical máxima es de 285 m, se encuentra adyacente al poblado de San Pedro Tlanixco, el cual está asentado en la transición entre este piso altitudinal y el siguiente.

II. Cuenca Media (2,590 - 3,460 msnm)

Este piso altitudinal corresponde al que más superficie ocupa dentro de Arroyo Grande con 25.53 km² de extensión. Esta porción presenta 8,660 m de largo por 3,030 m de

² Un MDE se trata de una matriz numérica de datos que representa la distribución espacial de la altitud en la superficie terrestre. La conforma también una serie de puntos referenciados en un sistema de coordenadas bidimensionales, a las que se les asocia un valor de elevación. Los puntos se definen por las coordenadas X y Y, a las que se agregan Z que corresponde a la elevación (Lugo, 2015).

ancho. La diferencia altitudinal máxima en la barranca dentro de la cuenca media es de 390 m; entre los 3,670 m y 3,260 m de elevación sobre la ladera poniente y el talweg de Arroyo Grande. La altitud media en este nivel altimétrico es 2,930 m. Dentro de este piso altitudinal, existe una diferencia de 840 m a lo largo del talweg del cauce principal (3,400 m – 2,560 m de altitud).

III. Cuenca Alta (3,460 - 4,320 msnm)

La cuenca alta de la barranca Arroyo Grande, se extiende una superficie de 10.17 km². Esta porción de la BAG, se orienta en su totalidad al noroeste. El segmento de la barranca corresponde a la parte cumbre del edificio volcánico del VNT, donde nacen las corrientes fluviales del Arroyo Grande. La superficie de la barranca se reduce a medida que aumenta la elevación. La zona de cabecera de la barranca presenta su máxima elevación en su extremo NW.

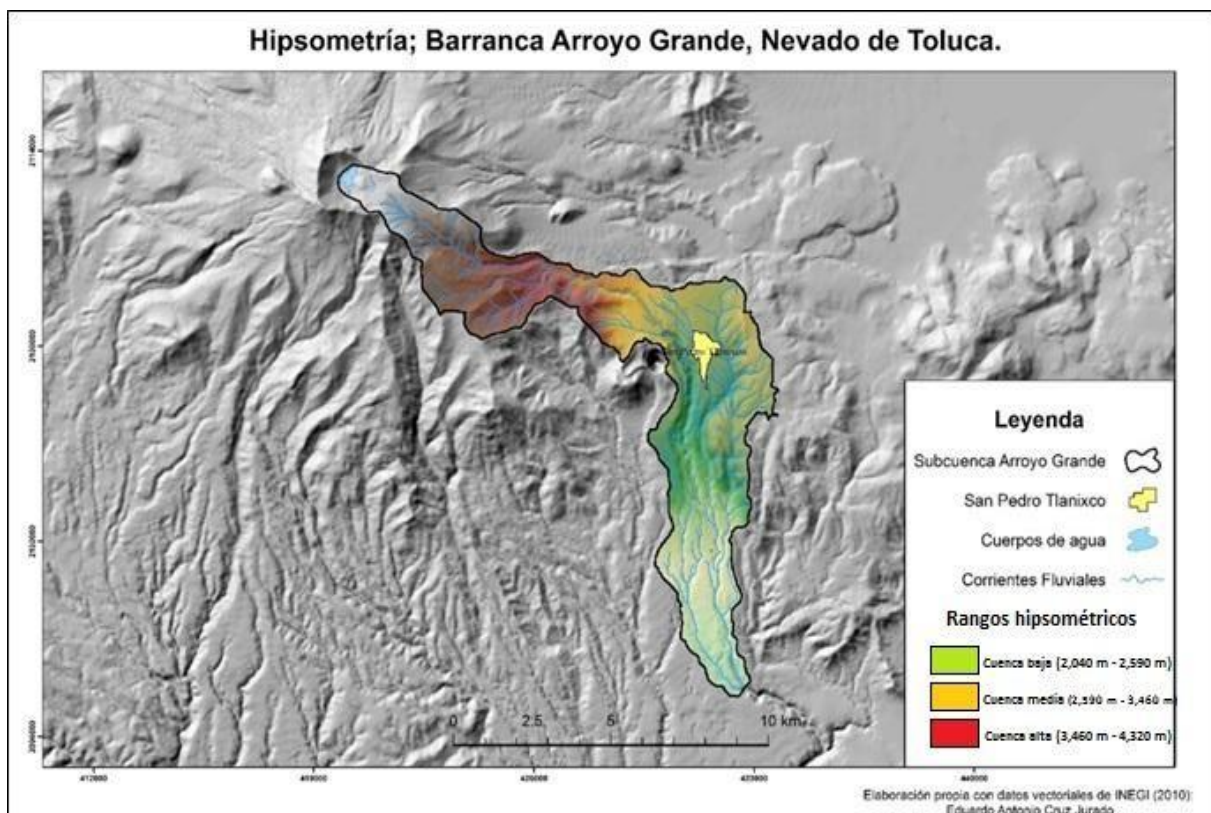


Figura 4.17. Hipsometría de la BAG. La cartografía de la hipsometría zonifica los principales niveles o pisos altitudinales de la barranca. La cuenca baja abarca la superficie de colores verdes, la cuenca media la de colores amarillos y anaranjados, mientras que, a partir del color rojo al blanco, le corresponden a la cuenca alta. A grandes rasgos se observa el decremento de rangos en la superficie de la BAG conforme aumenta la elevación.

Pendiente

Con base en los valores de inclinación que se le atribuyen a las porciones del territorio que conforman la barranca Arroyo Grande, es que se deriva su descripción basado en la cartografía resultante que se muestra en la Fig.4.18.

I.- Cuenca Baja

Esta zona se caracteriza por paredes con cuya máxima pendiente alcanza el valor de 54° . Los valores mínimos dentro de la cuenca baja son de 0.02° al fondo de la barranca. El valor promedio en la inclinación en el terreno es de 15° . Los valores máximos de inclinación en esta porción de la BAG, coinciden con las paredes de los barrancos tributarios, así como del barranco principal. Por su parte, las porciones con escasas inclinaciones concuerdan con superficies que se encuentran estables en tanto a dinámica del relieve se refiere.

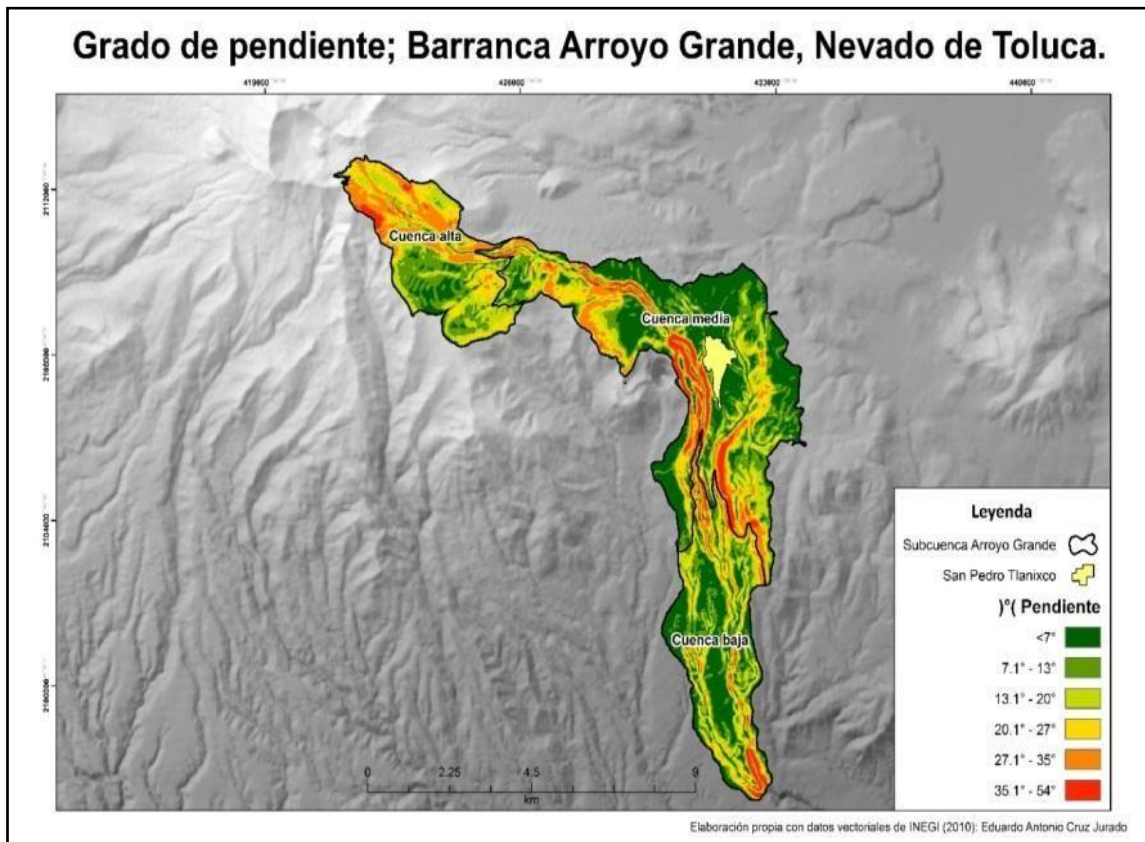


Fig. 4.18. Mapa de pendiente de la BAG. Este mapa relativo a la inclinación del terreno está expresado en grados. Los rangos establecidos están conforme la escala del análisis, equidistancia de curvas de nivel y configuración fisiográfica del relieve.

II.- Cuenca Media

En la cuenca media de la BAG, las pendientes cuentan con valores entre los 0° y 53° de inclinación. Este sector cuenta con un terreno caracterizado por suaves pendientes, los cuales son cortados abruptamente por el curso del barranco principal y sus tributarios. En promedio esta superficie presenta 14° de inclinación. Los tributarios presentan una inclinación en su vertiente oriental donde coincide con la presencia de pendientes abruptas. A su vez, esta vertiente presenta valores entre los 20° y 25°, donde los valores máximos se concentran en la cabecera de los barrancos tributarios que fluyen en sentido N-S.

III.- Cuenca Alta

Es una superficie que presenta cambios bruscos de pendiente en distancias cortas. Este sector presenta 19° de inclinación en promedio. En su máxima inclinación el valor alcanza los 46° dentro de la vertiente occidental, mientras que el valor mínimo es de 0.2° y ocurre al fondo del cauce principal. Aquellos valores que representan cambios bruscos de altura en el terreno están localizados en las cercanías al cauce principal, así como en ambas laderas de la porción superior de la BAG.

Energía del relieve

Este tipo de cartografía muestra la distribución de superficies en la BAG, donde predominan de manera potencial los procesos erosivos con lo que contribuye a identificar zonas de erosión y estabilidad. La posición en la barranca influye en determinar las condiciones idóneas que contribuyen a una u otra actividad en la dinámica del relieve.

Con base en el despliegue de los valores obtenidos, se presentan categorías que le atribuyen diferentes niveles de energía al relieve. Esta clasificación consta de tres niveles de gradación (Valores bajos, medios y altos) que se distribuyen y configuran la superficie de la BAG como bien se muestra en la Fig 4.20. El análisis para cada nivel de energía o amplitud del relieve se desglosa a continuación.

A) Valores bajos (0 m - 45 m)

Estos valores ocupan porciones menores debido a la naturaleza de los procesos que se suscitan en la BAG. Los valores bajos están situados en las porciones con poco desarrollo de procesos erosivos, más no así para el desarrollo de los procesos acumulativos. El borde noroccidental y suroccidental de la BAG, presenta patrones de energía muy por debajo de los valores medios debido a que la inclinación del terreno es muy homogénea con respecto al resto de la superficie de la barranca.

B) Valores medios (45 m – 85 m)

Este rango de amplitud se encuentra en zonas que circundan el curso principal de la BAG, así como en terrenos de mayor altitud con respecto a su nivel de base. La distribución de estos valores coincide con la cabecera de los valles al noroeste, cerca de los 3,600 msnm, así como en la superficie que cubre el piedemonte en la zona de la cuenca baja. Los valores medios pueden indicar superficies con inclinaciones bajas y homogéneas, donde procesos de estabilidad dominan frente al transporte de detritos.

C) Valores altos (> 85 m)

Dentro de la BAG, se observan cuatro sitios donde los valores altos dominan. Estas zonas se encuentran en: 1) parte alta de la cuenca, en ambas vertientes de la corriente, 2) la vertiente de tributarios a 3 km al oeste de la población de Tlanixco, 3) las vertientes del barranco principal a la altura de la población de Tlanixco y 4) la vertiente oriental del sistema de barrancos tributarios situados a 1.5 km al sur de la población de Tlanixco. Dentro de los sectores previamente identificados, está asociada una dinámica de procesos erosivos en el relieve, los cuales se ven acelerados por las inclinaciones en el terreno y las fuertes lluvias que reciben estas porciones de terreno. Las corrientes fluviales en el área en estudio contribuyen al incremento en la amplitud del relieve debido al desnivel producido por la actividad volcánica y la subsecuente erosión fluvial de los materiales volcánicos.

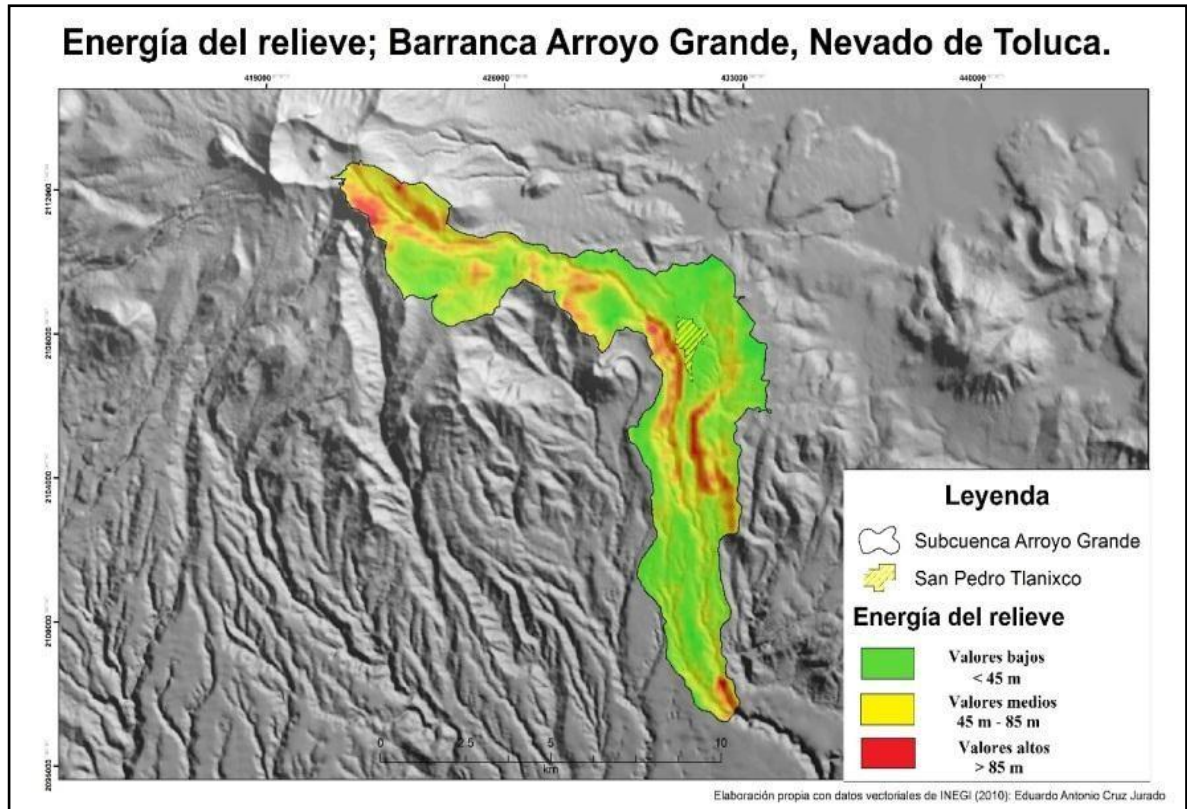


Figura 4.19. Mapa de energía del relieve de la BAG. El contraste de valores máximos en la BAG es representado en colores cálidos el cual refleja una poderosa energía potencial en el relieve. Mientras que los valores mínimos visualizados en colores fríos representan superficies de estabilidad en el relieve del área en estudio.

Densidad de disección del relieve

La finalidad de este mapa es mostrar el valor del corte vertical producido por la escorrentía en el relieve (Baez, 2018). Parte de la idea de que los escurrimientos, tienden a concentrarse en sitios donde existe escasa resistencia al proceso erosivo, debido a estos factores como: litología, pendiente, presencia de vegetación, y la carga del propio caudal. La cartografía con base en la cual se realiza el siguiente análisis es incluida en la Fig. 4.20.

Los valores obtenidos se clasificaron en tres clases:

Bajos: 0.0005 – 0.002 m/km²
 Medios: 0.002– 0.0040 m/km²
 Altos: 0.0040 – 0.01 m/km²

A) Valores bajos (0.0005 – 0.002 m/km²)

Estos valores presentan una extensión importante en la vertiente occidental de la cuenca alta. A lo largo del valle glaciar (hacia el este), cuya cabecera ronda los 3,800 msnm, la incipiente actividad de procesos erosivos se correlaciona esta clase de densidad de drenaje. Existen dos superficies que destacan por la presencia de estos valores, una al norte y otra al oriente de la población de Tlanixco.

B) Valores medios (0.002 m – 0.0040 m/km²)

Este rango de valores, su distribuye a lo largo de los interfluvios, dentro de Arroyo Grande y sus tributarios. Estos valores se interpretan como un buen indicativo de superficies que presentan declives regularmente suaves en el relieve. En estas porciones de terreno generalmente predominan procesos de infiltración frente a escurrimientos, transporte y aporte de detritos.

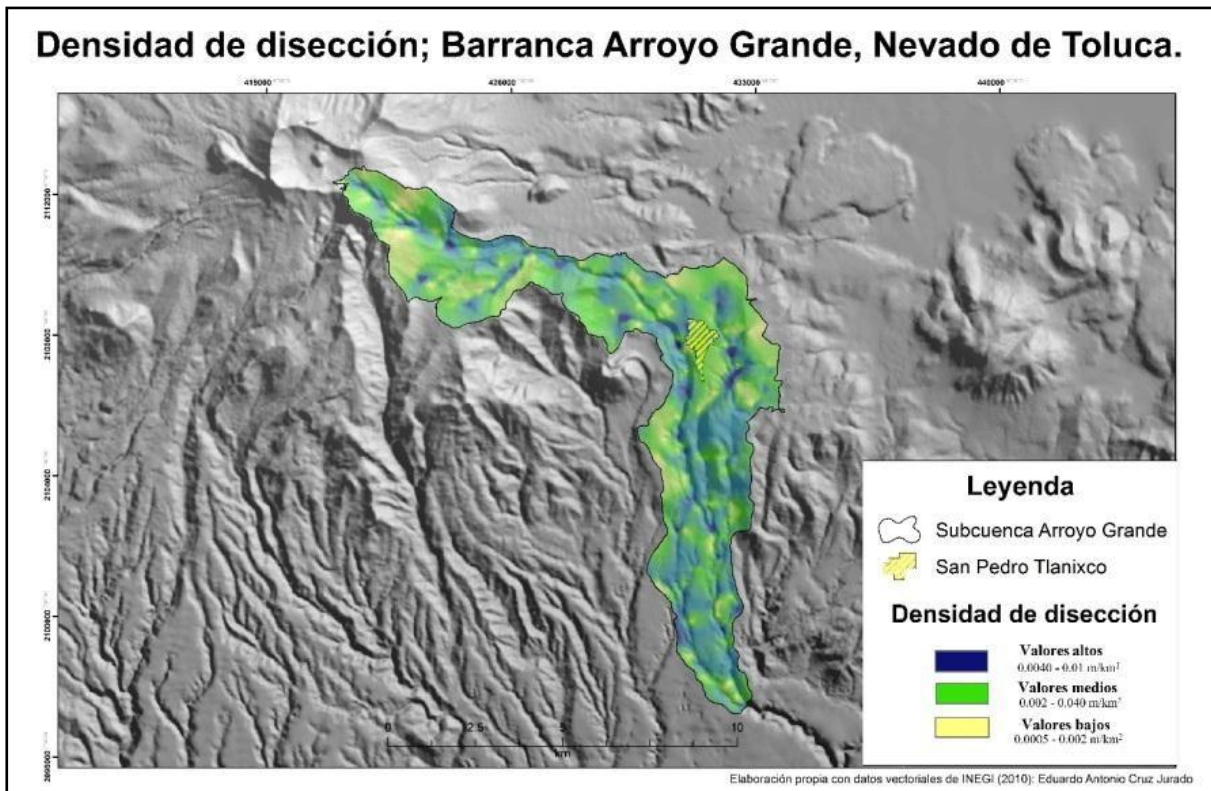


Fig.4.20. Mapa de densidad de disección en BAG. Los valores más altos están representados en colores fríos (azules y verdes) y los más bajos en color amarillo. Los altos valores se distribuyen en las cercanías del trazado en los cursos fluviales. A menor elevación en la BAG, los valores de densidad de disección aumentan notoriamente debido a la concentración de cauces que cortan el Piedemonte en la cuenca baja del área estudio.

C) Valores altos (0.0040 – 0.016 m/km²)

Este rango de valores evidencia la alta densidad de disección distribuido a lo largo de la superficie de la BAG. Existe una relación de ocurrencia entre los valores elevados de la densidad de disección vertical con la presencia de los elementos estructurales en el área de estudio como el sistema de fallas TFS (W-E). En la superficie localizada al oriente del poblado de Tlanixco, se distinguen numerosos lineamientos con un rumbo NW-SE, donde existe una concentración importante de esta clase de valores elevados de densidad de drenaje. Las zonas dentro de la cuenca alta con estos valores, coinciden en buena medida con el cauce principal de Arroyo Grande. En la zona de transición de la cuenca media a la cuenca alta, dentro del cauce principal existe un sector donde el área de la barranca se observa estrecha, zona donde coincide con la distribución de este orden de densidad de disección.

4.3 Análisis estadístico

A continuación, se describe el análisis que integra la evaluación de los procesos exógenos en la barranca de Arroyo Grande, como resultado de las gráficas de drenaje vs elevación para cada 5 km a lo largo del cauce principal, así como de las gráficas de dispersión del conteo de clastos.

Superficie de drenaje vs elevación

La línea de tendencia exponencial trazada en la gráfica contenida en la Fig 4.22B muestra una regresión lineal con valor de $R^2 = 0.93$. Indica que el 93% de la variación en la superficie de drenaje, (variable dependiente) se determina en relación con la variable elevación. Por su parte, es posible observar en la Fig.4.22.A que el coeficiente de R^2 para la distancia a la cabecera, indica que el 82% de la variación del drenaje está determinada por la lejanía de la divisoria de aguas, lo que significa que, para el caso de la BAG, a mayor distancia del parteaguas sobre el cauce principal se incorporan más tributarios que aportan al drenaje de la superficie que cubre el área en estudio.

Dispersión de datos en el conteo de clastos

La relación entre D_{25} y la inclinación del terreno mostrada en la Fig. 4.21 muestran que pendiente de menor registro, el tamaño de los clastos en un 25% presentan < 6.5 m de diámetro, y en un 75% mayor. Para el segundo cuartil (D_{50}) el modelo de la línea de tendencia resulta recta, constante y con un ligero declive negativo. Entre mayor sea la pendiente del río, en un 50% los clastos presentan tanto mayor como menor diámetro que 8.25 m. Para el tercer cuartil (D_{75}), se presenta una tendencia positiva donde el cuarto dato indica una anomalía significativa con respecto al resto del conjunto de los datos.

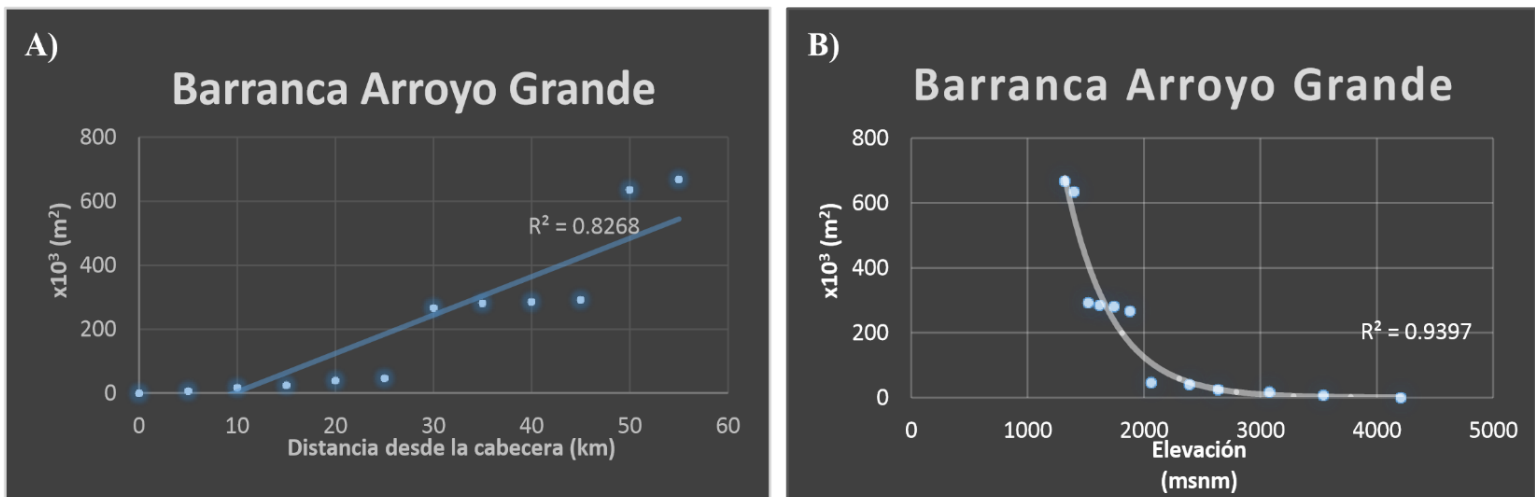


Fig. 4.21. A) Gráfica donde se presenta la distancia desde la cabecera contra la elevación. B) Superficie de drenaje vs elevación de la BAG.

Para el caso de la presente gráfica se observa la siguiente relación; en una pendiente de 4.5° de sección del cauce, el 75% de los clastos presentan un diámetro > 12 m. Mientras que para el caso de un declive suave de 2.3° , el 75% de los clastos presentan un diámetro de 14 m, y el 25% de los clastos presentan diámetro de < 14 m, dentro de esta población de clastos. Por su parte, en la figura 4.23.A se aprecia que la recta potencial de D_{25} presenta una pendiente positiva constante. El modelo de D_{50} muestra una forma similar, a diferencia de las anteriores, D_{75} presenta una tendencia negativa notable debido al mayor grado de inclinación en el cauce principal.

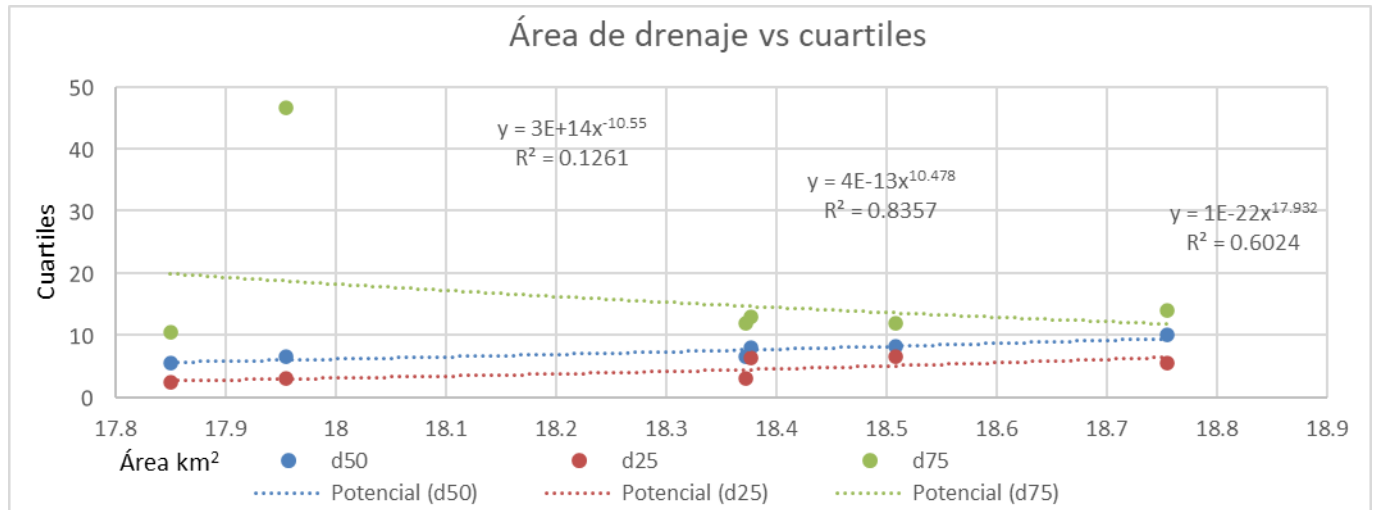


Figura 4.22. Gráfica de dispersión de superficie de drenaje vs cuartiles D_{25} , D_{50} y D_{75} . Se presenta en el eje de las abscisas (y) la variable cuartiles, mientras que sobre el eje de las ordenadas (x) el área de drenaje en km^2 . Elaboración propia.

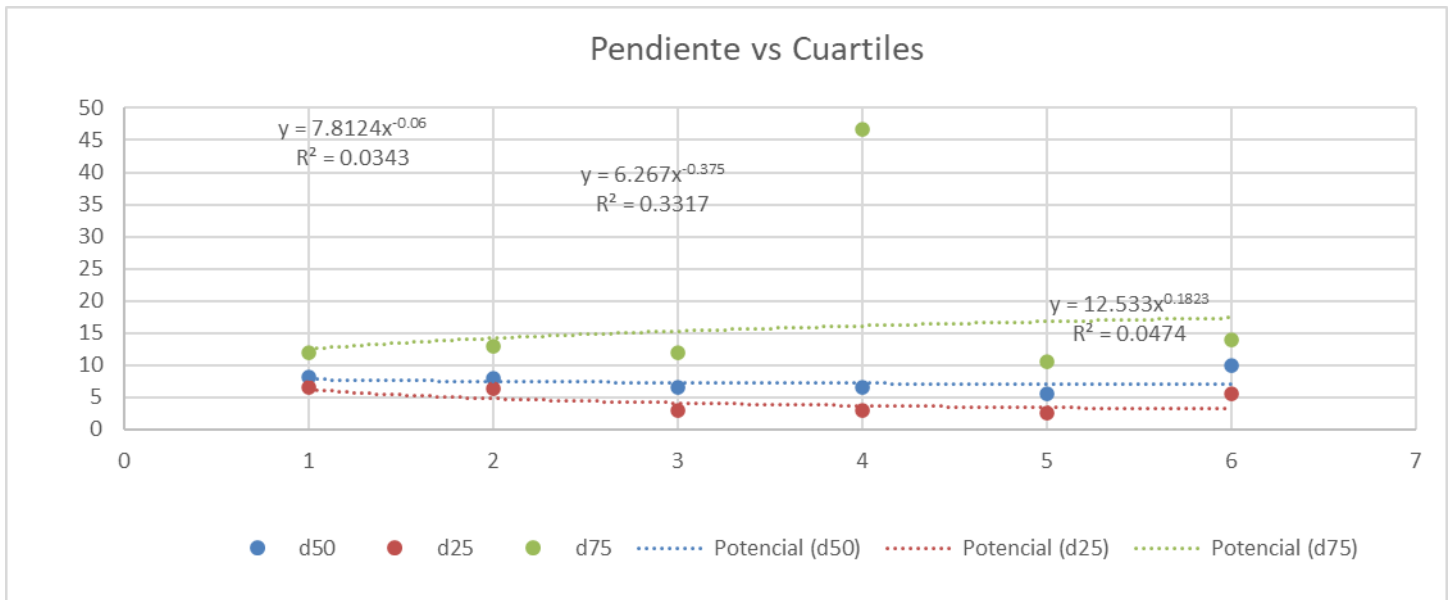


Fig 4.23. En esta gráfica se muestran la variable de la pendiente vs cuartiles para cada clasto. La línea de tendencia potencial representa un modelo recto, donde el primer cuartil (D_{25}) decrece en el eje de las abscisas. Los puntos de D_{25} siguen el modelo de la línea de tendencia potencial, evidencia la fortaleza de este modelo. Elaboración propia.

En tanto a la gráfica de las variables, área de superficie de drenaje vs cuartiles, se observa que en el intervalo con mayor superficie de drenaje (muestreado a 2,900 msnm), el 50% de los clastos presenta un diámetro ~ 10 cm. La gráfica de la Fig.4.23 indica la superficie de la BAG; D_{75} muestra que el 75 % de los clastos presentan dimensiones >12

cm de diámetro. Mientras que en D_{25} presenta dimensiones de > 6.5 cm y D_{50} indica que esta población de clastos oscila en diámetro con valores cercanos a 8.25 cm.

El tercer orden de superficie de drenaje (2,940 m) presenta que para D_{75} el diámetro es >13 cm. Por su parte en D_{25} se esperan >8 cm diametrales y en D_{50} ~ 6 cm de diámetro. Por último, para la superficie con menor drenaje (2,990 m) indica que en D_{75} los clastos presentan >46 cm de diámetro, en D_{25} una cantidad de >3 cm y para D_{50} de los clastos presentan diámetros de ~ 6.5 cm.

Gracias a la gráfica acumulativa de dispersión de clastos expresada en la Fig 4.24 Los intervalos entre el valor mayor y el menor, es posible apreciar la capacidad de transporte a lo largo de la BAG. Esto indica que existe aporte de detritos al canal principal cuya fuente puede provenir de distintos procesos tales como erosivos por fluviales o gravitacionales. Estos detritos pueden provenir de depósitos coluviales y depósitos fluviales retrabajados.

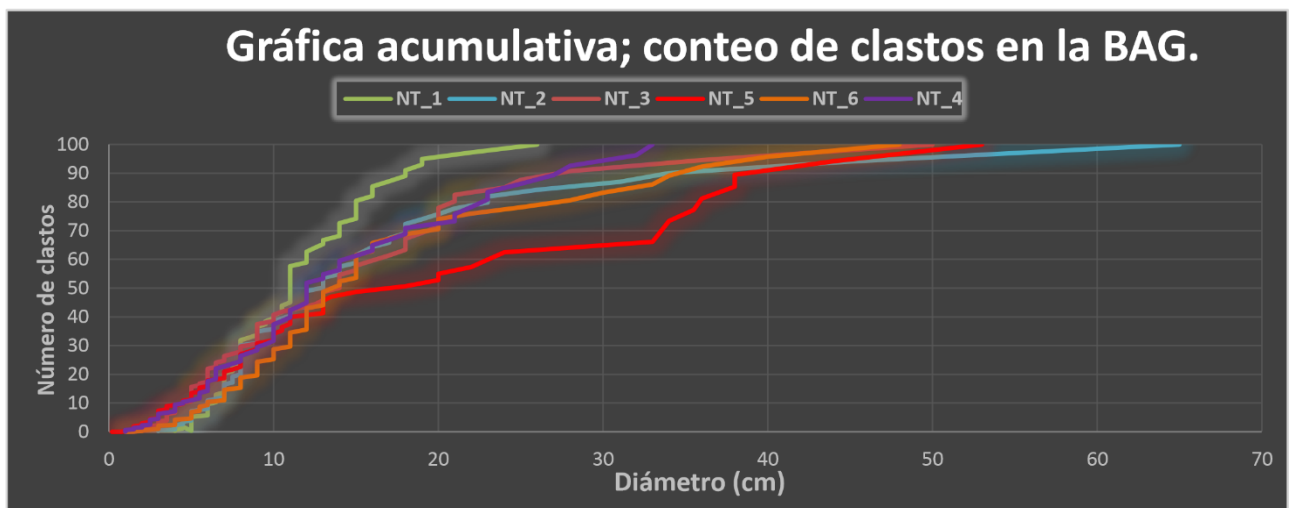


Fig.4.24. Gráfico de proporción de clastos en los puntos de muestreo para este trabajo en la BAG. El eje de las ordenadas (y) representa la proporción del tamaño del clasto respecto al total de la población del conteo, mientras que en el eje de las abscisas (x) está representada la medida del diámetro individual para cada clasto. El aumento súbito de la línea de NT_2 y su cercanía con los datos de NT_5 indican un volumen de clastos similares en dichos puntos a pesar de que los datos fueron levantados en distancias lejanas.

4.4 Simulaciones de flujos

A continuación, se integran los resultados obtenidos de la simulación de flujos, mediante la operación de programas diseñados para tales fines: *LAHARZ* y *Nays2DFlood*. Esto con el fin de obtener distintos escenarios de diferente magnitud en unidades de

volumen, a partir de un modelo que emule la propagación en flujo de los sedimentos. Lo anterior permitirá evaluar el alcance espacial en el relieve de la BAG, de distintas magnitudes de los procesos que inciden en la dinámica de transporte ocurridas desde la zona de cabecera de la BAG.

4.4.1 Resultados en LAHARZ



El punto de elevación máxima en la cabecera de la BAG (4,307 msnm) fue el punto de referencia tomado para el despliegue de las simulaciones por medio de la extensión para *ArcGIS; LaharZ*. Para simular el escenario más probable, el mínimo y los volúmenes máximos de flujo utilizados fueron 100,000 m³ y 10,000,000 m³ respectivamente.

En el trabajo de Capra et al (2008), se realizaron simulaciones en *LaharZ* cuyo valor mínimo corresponde al Depósito de lahar Pueblo Nuevo 1952 con valor de 500,000 m³, mientras que el valor máximo representa depósitos de lahar más antiguos con valores de 5,000,000 m³ expuestos en el flanco norte del volcán y asociado con el colapso del domo (Capra et al., 2008).

En el presente trabajo se ejecutaron las simulaciones para lahares, avalancha de rocas y flujo de derrubios con los siguientes valores de volumen ya que estos valores representan valores mínimos y máximos que pueden esperarse en el área de estudio: 1 X 10⁵ m³, 2 X 10⁵ m³, 5 X 10⁵ m³, 1 X 10⁶ m³, 2 X 10⁶ m³, 5 X 10⁶ m³, 1 X 10⁷ m³ y 1 X 10⁸ m³.

En todos los casos de las simulaciones obtenidas para volúmenes de lahares, el comportamiento de este flujo se encauza en la barranca principal de la BAG, lo cual puede apreciarse en la Fig.4.27. De esta manera la morfología en “U” del barranco principal presenta una evolución de un valle en “U” en la cuenca alta y de valle en “V” en la cuenca media a un valle con disección en “V” de fondo plano.

Tabla 4.3. Niveles de material emulado y su relación con las dimensiones de volumen, longitud y altitud

Nivel	Volumen (m ³)	Longitud (km)	Altitud (m)
	1 X 10 ⁵ m ³	6.6	3,170
	2 X 10 ⁵ m ³	9.3	2,940
	5 X 10 ⁵ m ³	15.6	2,450
	1 X 10 ⁶ m ³	21.4	2,100
	2 X 10 ⁶ m ³	31.1	1,740
	5 X 10 ⁶ m ³	49.3	1,340
	1 X 10 ⁷ m ³	60.7	1,150

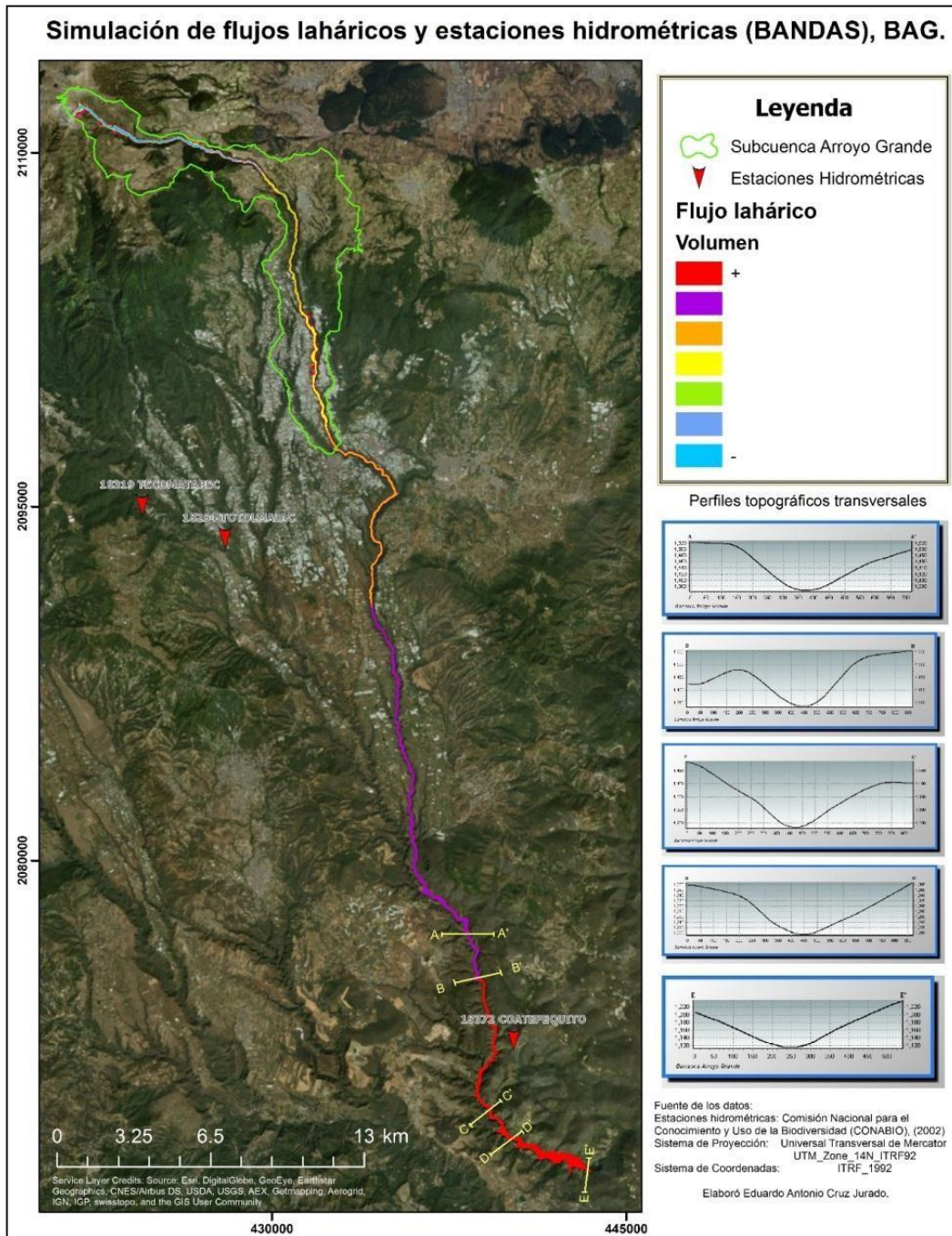


Fig. 4.25. Volúmenes emulados para la simulación de flujos laháricos. Se observa que para este caso de flujo emulado los materiales no desbordan la barranca principal a lo largo de la Barranca Arroyo Grande.

La Fig 4.26 muestra que el máximo alcance del desalojo de sedimentos mediante una avalancha de rocas ($V= 1 \times 10^8 \text{ m}^3$), desborda las laderas del valle principal.

La simulación de la avalancha de rocas desborda el flujo en la ladera sur poniente a partir de los 3,700 msnm y lo cual supone un aporte de material en la ladera suroccidental de la subcuenca vecina. Aguas debajo, se incorpora el flujo desbordado en un solo cuerpo, en la confluencia con la barranca principal de Arroyo Grande a los ~3,220 msnm. Mientras que, en la ladera NE de la BAG, el desborde ocurre a los 3,610 msnm y hasta los ~3,440 msnm. El desborde simulado en esta ladera, muestra una bifurcación del flujo en dos cuerpos y se canaliza desde la cabecera del barranco tributario de la subcuenca vecina.

Así mismo, en la Fig. 4.26 es posible observar que por lo general, en los escenarios obtenidos a partir de estas simulaciones, el material transportado descendería desde la cumbre de la ladera occidental hasta encauzarse al valle principal. Sin embargo, los tres volúmenes de mayor material ($5 \times 10^6 \text{ m}^3$, $1 \times 10^7 \text{ m}^3$, y $1 \times 10^8 \text{ m}^3$) ocupan el fondo del valle principal. De esta manera la morfología del valle, bajo estos eventos se vería modificada al tapizarse su fondo desde los ~3,330, ~3,700m y los 3,790 msnm. La Fig 4.26 muestra que los volúmenes restantes en esta simulación ($V=1 \times 10^5 \text{ m}^3$, $2 \times 10^5 \text{ m}^3$, $5 \times 10^5 \text{ m}^3$, $1 \times 10^6 \text{ m}^3$, $2 \times 10^6 \text{ m}^3$) se encauzarían en el curso de la barranca principal. Por ende, los flujos en avalancha de rocas con valores equivalentes a $V= < 1 \times 10^8 \text{ m}^3$, no presentan posibilidad de desbordar la topografía del valle principal de la BAG. La zona de depósito de cinco de los flujos con menor valor ($V=1 \times 10^5 \text{ m}^3$, $2 \times 10^5 \text{ m}^3$, $5 \times 10^5 \text{ m}^3$, $1 \times 10^6 \text{ m}^3$, $2 \times 10^6 \text{ m}^3$), quedan constreñidos a la zona con los valores de mayor energía del relieve. Esto sugiere que los procesos de transporte de estos sedimentos se acelerarían, facilitando a la posterior evacuación de detritos rocosos, desde la cabecera SW de la BAG, hacia la zona de evacuación de la cuenca alta de la BAG hacia su cuenca media.

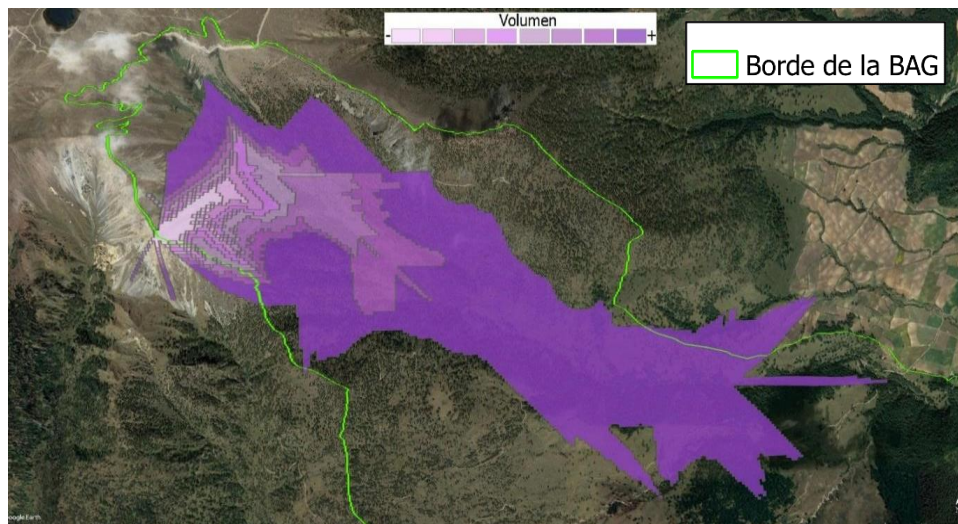


Figura 4.26. Alcance de avalancha de rocas dados ciertos volúmenes de material emulado. El volumen máximo equivale a $1 \times 10^8 \text{ m}^3$ mientras que volumen mínimo es de $1 \times 10^5 \text{ m}^3$. Escala aproximada: 1:20,000.

Es posible apreciar que en la Fig 4.27, ilustración correspondiente a la simulación de flujo de derrubios, que su comportamiento, dado el máximo volumen de material emulado, además de desbordar valle principal, puede rellenar en primera instancia la zona de confluencia de los barrancos tributarios de la cuenca oriental vecina.

Este desborde por la ladera nororiental de la BAG, ocurre desde los 3,470 msnm sobre el interfluvio entre Arroyo Grande y su cuenca oriental vecina. Tras el desborde, este aporte interfluvial de gran cantidad de material a dos de sus barrancos tributarios vecinos, se encauzaría en un solo cuerpo aguas abajo a los ~3,360 msnm, debido a la confluencia en un solo canal del curso fluvial.

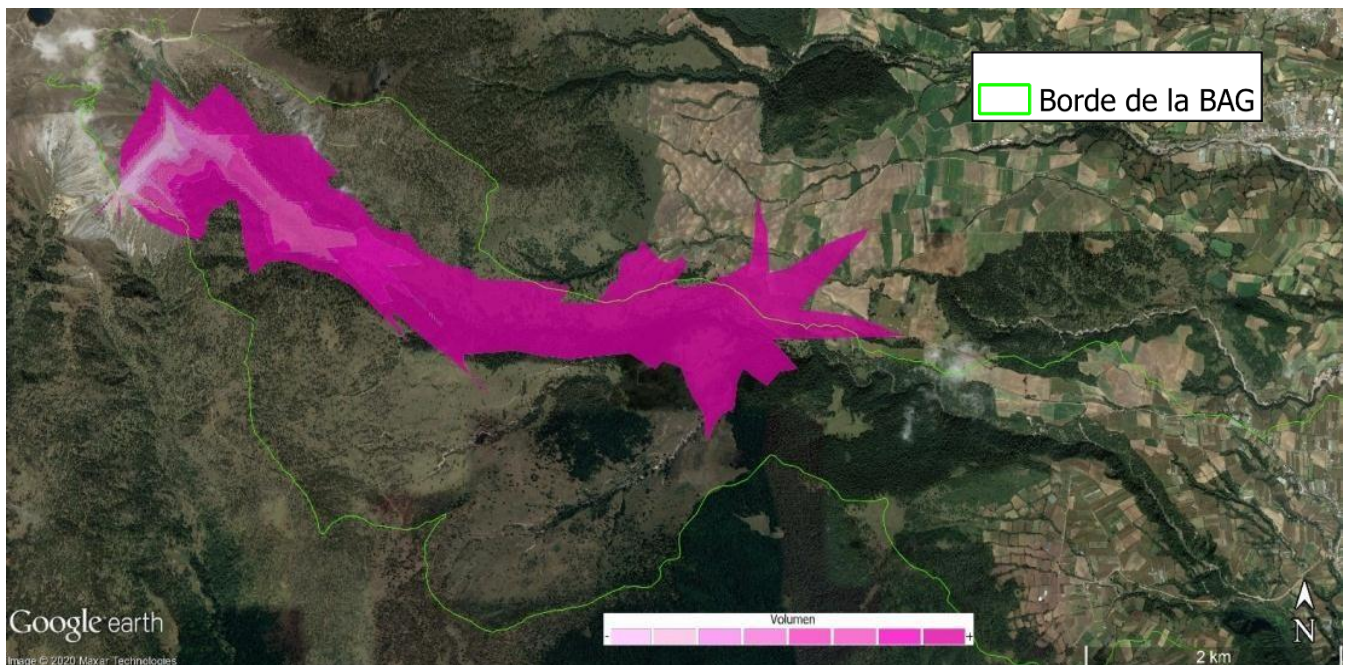


Fig.4.27. Alcance de flujos de derrubios dados ciertos volúmenes de material emulado. El volumen máximo equivale a $1 \times 10^8 \text{ m}^3$ mientras que volumen mínimo es de $1 \times 10^5 \text{ m}^3$. Escala aproximada: 1:30,000.

La morfología del valle principal cambia dentro de los cinco escenarios de simulación. Los volúmenes máximos de flujos de derrubios ($V=1 \times 10^6 \text{ m}^3$, $2 \times 10^6 \text{ m}^3$, $5 \times 10^6 \text{ m}^3$, $1 \times 10^7 \text{ m}^3$ y $1 \times 10^8 \text{ m}^3$) tapizarían el fondo de este valle, esto puede modificar la morfología de un valle en “U” a un valle con fondo plano donde los siguientes valores verían modificados: 3,860 m, 3,780 m, 3,620 m, 3,540 m y 3,200 m de altitud.

Así mismo, el grado de pendiente modificado a suaves pendientes a lo largo del barranco principal desde la zona de nacimiento del barranco en la cabecera de la BAG, hasta los 3,100 m en la zona de transición entre la cuenca media y alta, donde actualmente existen paredes de valle alrededor de 70 m donde hay valores de pendiente que corresponden al orden de entre 20° y 27°. Cabe señalar que los volúmenes de menores magnitudes ($V=1 \times 10^5 \text{ m}^3$, $2 \times 10^5 \text{ m}^3$), presentan un alcance de hasta 623 m a lo largo de la pendiente del orden de 20° y 35°.

4.4.2. Resultados en Nays2DFlood

Con base en la elaboración de hidrógrafas de las tres estaciones seleccionadas (18372-Coatepequito, 18294-Totolmajac, 18319-Tecomatepec), se emularon dentro del simulador de flujos *iRic V.2.3*. módulo *Nays2DFlood*, los eventos de máxima inundación dentro de la BAG. Para efectos de este trabajo, se levantaron cinco perfiles transversales a lo largo de la barranca principal de Arroyo Grande por medio de la plataforma de *ArcGis V.10.1*. En estos perfiles topográficos graficados en la Fig.4.30 se muestran diversos ascensos en la columna de agua dado, de acuerdo con los valores máximos obtenidos en las hidrógrafas.

Coatepequito (18372)

En la Fig 4.28 se muestran los resultados calculados a partir de la cartografía de máxima inundación para la estación de Coatepequito código 18372. Esta hidrógrafa presenta dos picos cuyos valores se aproximan a $Q_w = 150 \text{ m}^3/\text{s}$. La pendiente que indica el limbo ascendente hacia el pico de la inundación se presenta de manera muy pronunciada mientras que el trazado del limbo descendente progresa con mayor suavidad. Esto indica que hubo una reacción al pico de la precipitación recibida el 30 de junio de 1985 cuyo valor fue de $P= 34 \text{ mm}$, la cual presentó un aumento súbito en la crecida del río el día 01 de julio de 1985.

El valor máximo que alcanza la columna de agua para esta hidrógrafa, dentro de la topografía del valle principal, es de 18.2 m. Este valor representado en la primera sección ($A - A'$) se concentra al fondo del valle con una extensión de 57 m de ancho. El ascenso de la columna de agua en esta sección de valle se presenta de forma simétrica, elevándose

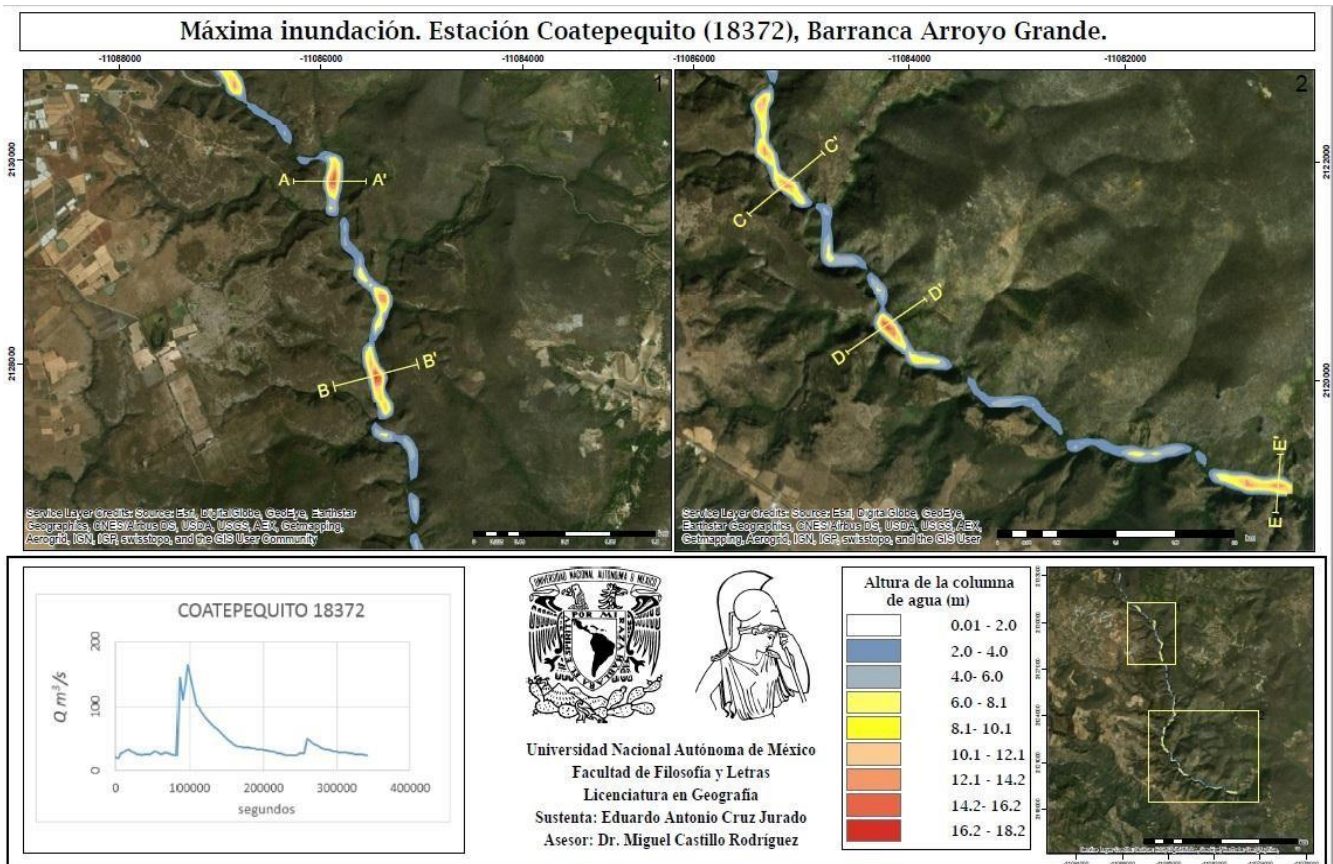


Fig. 4.28. Resultado de la simulación de flujos con base en los datos extraídos de la estación hidrométrica 18372- Coatepequito realizada desde el módulo *Nays2D* incluido dentro de la plataforma *iRic V.2.3*. La simulación fue ejecutada aguas abajo del polígono representado como subcuenca BAG. En la esquina inferior izquierda, se presenta la hidrógrafa a partir la cual se obtuvo gráficamente los datos de máxima inundación.

de 2 a 4 metros sobre los 1,410 m de altitud. En la segunda sección del valle ($B - B'$) el fondo del valle presenta la crecida desde los 14.2 m hasta los 18.2 m de altura. En esta sección, las avenidas crecen de manera asimétrica, puesto que en la ladera oriental se presenta una mayor inclinación. Como consecuencia, el ascenso del flujo es menor en la ladera occidente. A partir de esta sección se presenta este patrón en la asimetría del valle principal aguas abajo de Arroyo Grande. Para el tercer corte transversal del valle, ($C - C'$) los dígitos que encabezan la crecida en este tramo oscilan entre 12 y 14 metros. Estos valores son concentrados al fondo del valle cuya anchura equivale a 50 metros. Aguas abajo se presenta la cuarta sección transversal ($D - D'$) donde la columna de agua asciende hasta los 16 metros de altura. La porción que conforma el fondo del valle en este corte de 37.5 m de anchura, presenta la crecida de los dos niveles máximos de ascenso

para esta hidrógrafa (14.2 – 16.0 y 16.2 – 18.2). La quinta sección ($E - E'$), esta hidrógrafa se elaboró a 4.5 km aguas abajo del corte anterior. En esta sección el encajonamiento del valle reduce su anchura de manera notable, sin embargo la cifra máxima de crecida para este último tramo de río oscila entre los 12 m y 14 m de altura.

18294 Totolmajac

La Fig. 4.29 contiene el mapa donde se exponen los resultados calculados a partir de la cartografía de máxima inundación para la estación de Totolmajac código 18294. La descarga máxima para esta hidrógrafa aumenta notablemente en la dispersión horizontal de los valores obtenidos, respecto al análisis de la hidrógrafa anterior. A diferencia de la hidrógrafa anterior se observa un periodo de recesión que representa el caudal base desde el punto de inflexión diferenciado en esta hidrógrafa por un ligero aumento en el caudal alrededor del valor de $Q_w = 22 \text{ m}^3/\text{s}$ hasta el siguiente aumento súbito en la crecida del río que supera el valor de $Q_w = 50 \text{ m}^3/\text{s}$. Este aumento ocurrido el 28 de agosto de 1981 representa la reacción del caudal a la precipitación ocurrida el 28 de agosto de 1981 con un valor de $P = 60 \text{ mm}$ en dicha estación.

Para la primera sección ($A - A'$) los valores máximos (16 a 18 m de altura) se extienden 50 m al fondo del valle principal. Los valores decrecen en la horizontal de forma asimétrica presentando una mayor extensión en la ladera oriental del valle.

Con respecto al segundo corte transversal ($B - B'$), tres niveles de máximo ascenso se extienden sobre el fondo del valle (desde los 12 m hasta los 18 m de altura). Debido a la asimetría en la forma del valle, los valores máximos se amplifican horizontalmente hacia la ladera oriental. En la siguiente sección del valle ($C - C'$), la columna de agua asciende 14 m en su mayor profundidad. La distribución horizontal y vertical de los valores resulta similar en este corte que la hidrógrafa.

Los valores de máxima profundidad (de 10 m a 16 m) ocupan el fondo del valle en el cuarto perfil para esta hidrógrafa ($D - D'$). No obstante, el nivel con mayor amplitud presenta en la horizontal (35 m) en este corte coincide con el nivel de mayor amplitud en la vertical (14 m – 16 m). En cuanto al quinto corte de esta hidrógrafa ($E - E'$), la amplitud del máximo nivel de inundación (12 m – 14 m) disminuye respecto al mismo

corte en la anterior hidrógrafa. Con una extensión sobre el fondo del valle de 27 m para el corte $E - E'$ de la estación Coatepequito se reduce a 11 m de anchura el mismo nivel sobre la misma sección transversal.

18319 Tecamatepec

Por último la Fig 4.30 muestra los resultados calculados a partir de la cartografía de máxima inundación para la estación de Tecamatepec código 18372. Esta hidrógrafa presenta un solo pico en el umbral en la crecida de la corriente, cuya descarga máxima para esta hidrógrafa radica en los $Q_w = 28 \text{ m}^3/\text{s}$ para el pico máximo de la inundación el cual aumenta de manera súbita. Este aumento del caudal fue provocado el 08 de junio de 1983 en respuesta a la precipitación recibida el 07 de junio de 1983 con un valor de $P = 45 \text{ mm}$.

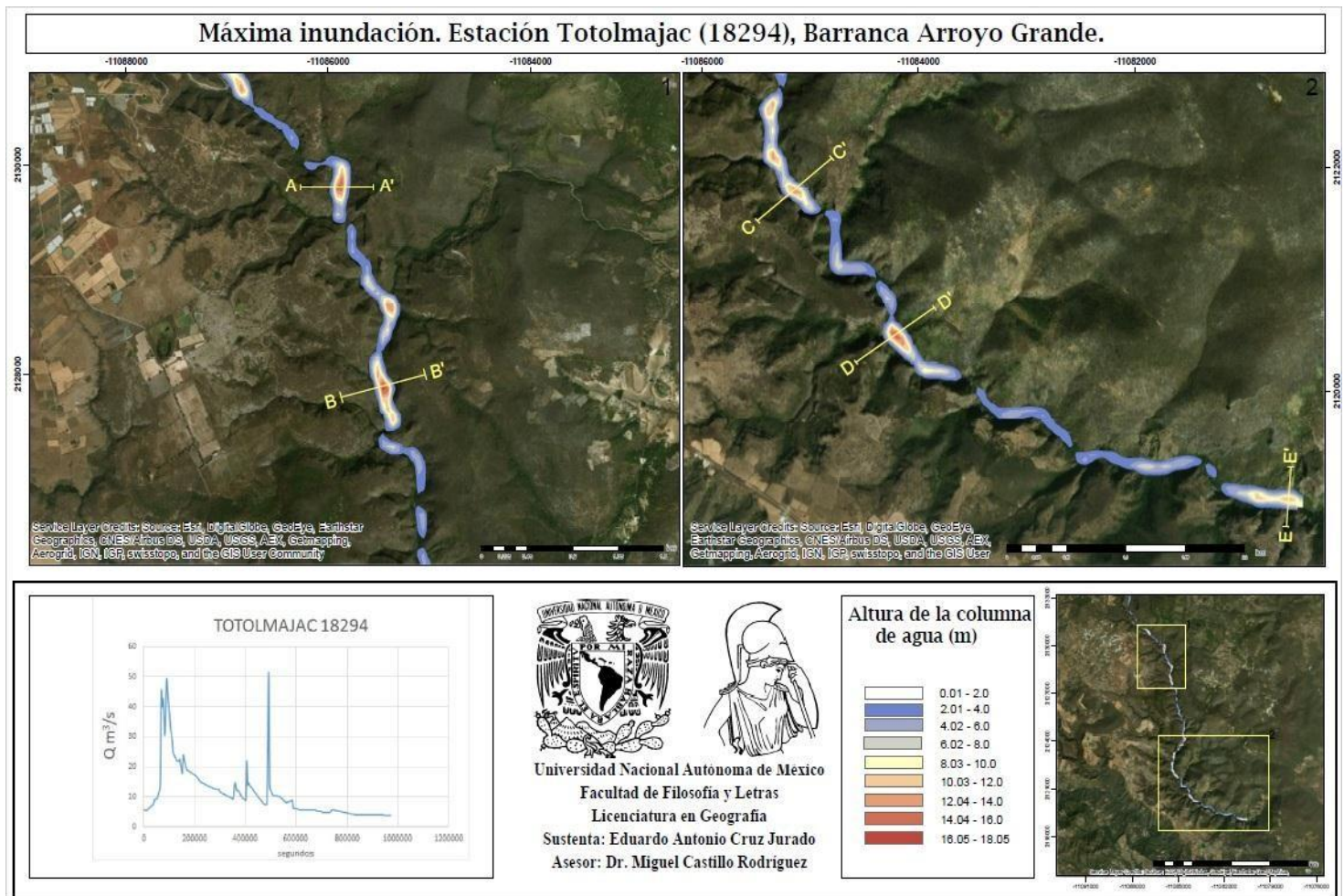


Fig. 4.29. Resultado de la simulación de flujos con base en los datos extraídos de la estación hidrométrica 18294-Totolmajac realizada desde el módulo *Nays2D* incluido dentro de la plataforma *iRic V.2.3*. La simulación fue ejecutada aguas abajo del polígono representado como subcuenca BAG. En la esquina inferior izquierda, se presenta la hidrógrafa a partir la cual se obtuvo gráficamente los datos de máxima 100 inundación.

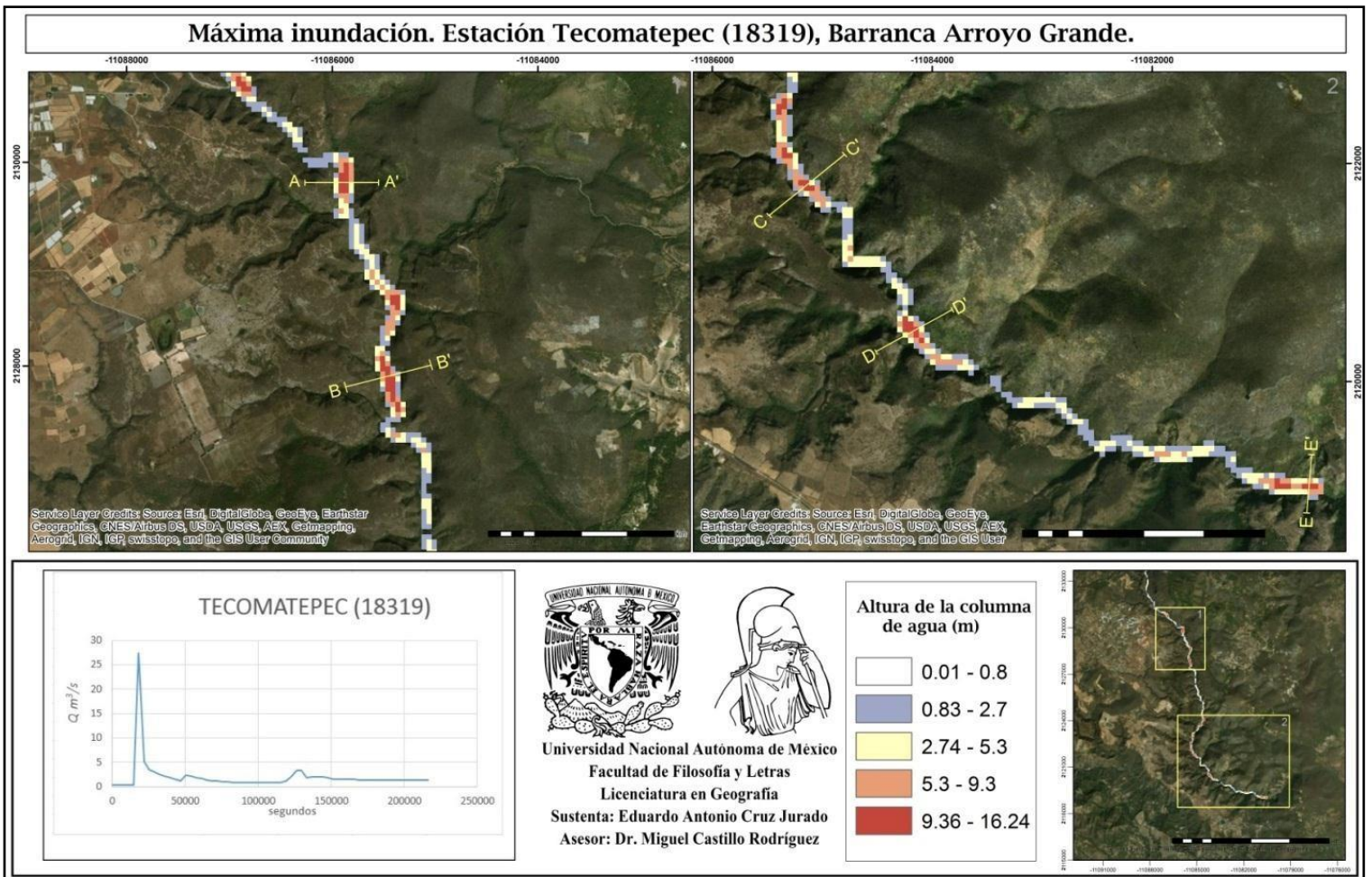


Ilustración 2 Fig. 4.30 . Resultado de la simulación de flujos con base en los datos extraídos de la estación hidrométrica 18319 -Tecomatepec realizada desde el módulo Nays D 2 incluido dentro de la plataforma iRic V.2.3 . La simulación fue ejecutada aguas abajo del polígono representado como subcuenca BAG. En la esquina inferior izquierda, se presenta la hidrógrafa a partir la cual se obtuvo gráficamente los datos de máxima inundación.

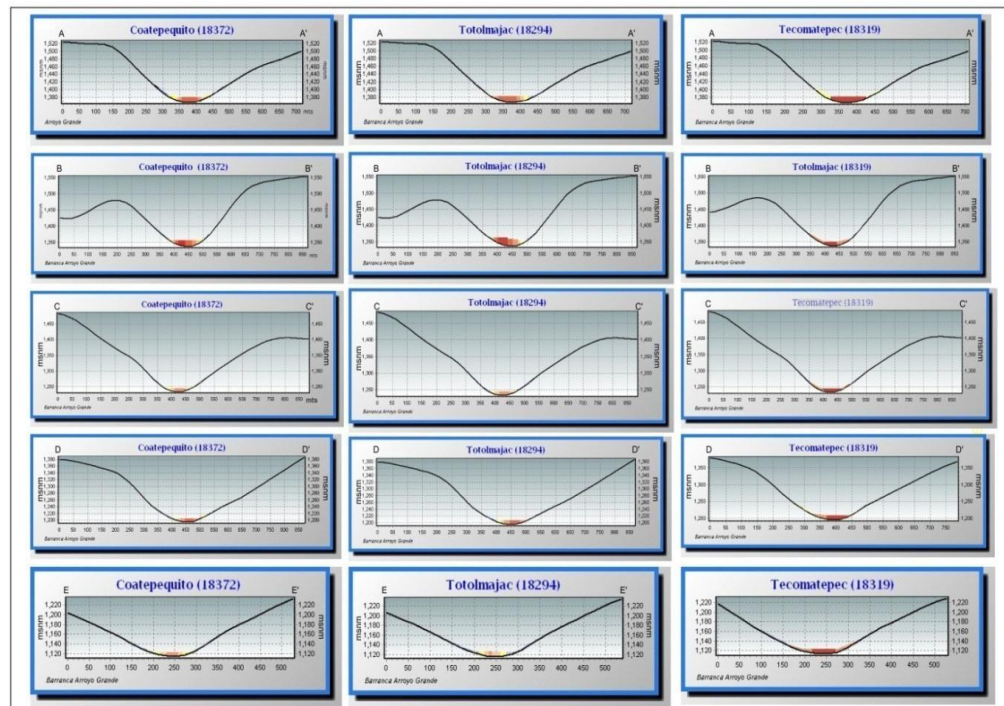


Fig. 4.31. Perfiles transversales a lo largo de la BAG. Resultados de la simulación de máxima inundación en Nays 2DFlood-iRicV.2.4

CONCLUSIONES

El levantamiento de la cartografía morfodinámica en el relieve de la BAG, permitió identificar, mapear y clasificar las formas en el relieve que se encuentran asociadas con la dinámica de procesos que actúan en dos modalidades; erosivas y acumulativas. La actividad de estos dos tipos de dinámicas, han sido labradas a través del tiempo geológico por los tres agentes principales que operan en la cabecera del sistema fluvial de Arroyo Grande al SE del Nevado de Toluca; glacial, fluvial y gravitacional.

Los principales elementos en la morfodinámica de la BAG son; en la zona de cabecera predominan las formas heredadas de la actividad glacial donde las laderas de los tres valles glaciales que albergan los vestigios de las morrenas conformadas en los periodos MI y MII (máximo avance glacial en el VNT), periodo MIII y morrenas producidas hace 8.2 kyr ubicada en la intersección con el cráter abierto en herradura del VNT hacia la corona del valle glacial. Así mismo, este valle glacial se caracteriza por valores elevados y medios de energía del relieve que potencializa aún más los procesos erosivos que evacúan los sedimentos producidos por la actividad volcánica del sector y los sedimentos glaciogénicos ocurridos desde el Pleistoceno.

En la parte de la cuenca media, en buena medida predomina la morfología de barrancos >15 m de ancho. Estas unidades erosivas fluviales labradas en un sistema de ramificación son los encargados de transmitir y canalizar los flujos que transportan detritos de diferente calibrado al barranco principal. Sin embargo, esta situación de dominancia por parte de la dinámica erosiva en esta parte de la cuenca queda equilibrada por la prevalencia de valores bajos de energía del relieve en esta parte de la cuenca, donde los valores elevados quedan confinados con la localización de estos barrancos.

Dentro de la zona de cuenca baja de la BAG, predomina por su extensión en buena medida las laderas de Piedemonte; morfología que pertenece a la categoría de acumulación fluvial la cual se encuentra cortada por un sistema dendrítico de barrancos con anchura superior a los 15 m. Cabe destacar que mientras los valores de energía de relieve disminuyen para las partes bajas y medias de la BAG, los valores de densidad de disección fluvial del relieve que presenta la cuenca media oscilan entre los valores medios y valores elevados. Por lo que es preciso señalar que los valores altos de densidad en el

relieve en este sector están asociados con elementos estructurales (lineamientos W-E y NW-SE) desarrollados por la falla Tenango, ya que los escurrimientos fluviales tienden a concentrarse en sitios donde las rocas ofrecen escasa resistencia al proceso erosivo.

La evaluación de procesos exógenos del relieve de la BAG, estuvo integrada por métodos ampliamente desarrollados en el campo de la geomorfología y la sedimentología (morfometría y conteo de clastos), así como por métodos innovadores como el empleo de los simuladores de flujo *Lahar Z* e *iRic*. La modelación de flujos a través de estos programas permitió construir diversos escenarios en los que es posible establecer magnitudes de entrada, así como el análisis del comportamiento de estos procesos en un ambiente determinado y la respuesta al cambio dentro de este ambiente posterior a su desarrollo.

El desarrollo del presente trabajo permite concluir sobre los siguientes aspectos:

- 1) Las condiciones de alta montaña que se identifican en la BAG favorecen los procesos dinámicos en el relieve, en particular los procesos que se ven potencializados en esta porción de la subcuenca son aquellos que tienen que ver con procesos de transporte. Lo descrito líneas arriba, tiene como funcionalidad propiciar las condiciones favorables para la evacuación de depósitos laháricos regularmente confinados en amplios fondos de valle.
- 2) Contrario a un ambiente fluvial convencional donde el tamaño del sedimento decrece al aumentar la superficie de drenaje, en la BAG el sedimento presenta un incremento en el calibre de los sedimentos al amplificarse el área de drenado. Esta condición sugiere un constante aporte de corrientes tributarias y procesos de ladera, que incentivan el aumento en el volumen de material en los procesos de transporte en la BAG.
- 3) En tanto las hidrógrafas analizadas, es posible afirmar que tomando en cuenta el área delineada entre el limbo ascendente, el pico umbral de la inundación y el limbo descendente en las tres hidrógrafas, Coatepequito es la estación donde se presentó mayor escorrentía.
- 4) Los resultados que arrojaron las simulaciones obtenidas para todos los volúmenes en *LaharZ* para lahares, y para las descargas máximas simuladas en *iRic* muestran

que dichas inundaciones quedan confinadas al valle principal de la BAG sin afectar a la población San Pedro Tlanixco. En el caso de los resultados obtenidos en *LaharZ* indican que para volúmenes mayores a $1 \times 10^8 \text{ m}^3$, dado se presenten los procesos de avalanchas de rocas y flujos de derrubios, la evacuación de los sedimentos desbordaría el valle principal de la cuenca alta de la BAG aportando material a los tributarios de su cuenca vecina.

BIBLIOGRAFÍA

- Alcántara Ayala, I. (2000). Landslides:¿ deslizamientos o movimientos del terreno? Definición, clasificaciones y terminología. *Investigaciones geográficas*, (41), 7-25.
- Arce, J.L., Macías, J.L. Vázquez, S.L., (2003) *The 10.5 KA Plinian eruption of Nevado de Toluca , México; stratigraphy and hazard implications*. Geological Society of American Bulletin, 115 (2): 230-248.
- Arce, J. L., Macias, J. L., Gardner, J. E., & Layer, P. W. (2006). A 2.5 ka history of dacitic magmatism at Nevado de Toluca, Mexico: petrological, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, and experimental constraints on petrogenesis. *Journal of Petrology*, 47(3), 457-479.
- Arriaga, L., J.M. Espinoza, C. Aguilar, E. Martínez, L. Gómez y E. Loa (coord). (2000). *Regiones terrestres prioritarias de México*. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad, México.
- Báez Muñoz, C. A. (2018). Análisis geomorfológico y tectónico para la determinación de los factores condicionantes en la producción de sedimentos de la subcuenca hidrográfica del río Salado (cuenca hidrográfica del río Coca) Tesis de licenciatura.
- Beaver, B. M., Beaver, R. J., Mendenhall, W. (2008). *Introducción a la probabilidad y estadística*. México: Cengage Learning.
- Bellotti, F. et al. (2006). Tectonic evolution of the central-eastern sector of Trans Mexican Volcanic Belt and its influence on the eruptive history of the Nevado de Toluca (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158: 21-36.
- Bridge, J., & Demicco, R. (2008). *Earth surface processes, landforms and sediment deposits*. Cambridge University Press.
- Caballero, G., A. (2007). Análisis textural del depósito de avalancha de escombros “El Zaguán”, Volcán Nevado de Toluca: Dinámica de transporte y mecanismo de emplazamiento. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México.

Caballero, M., Lozano-García, S., Vázquez-Selem, L., & Ortega, B. (2010). Evidencias de cambio climático y ambiental en registros glaciales y en cuencas lacustres del centro de México durante el último máximo glacial. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(3), 359-377.

Capra, L., Norini, G., Gropelli, G., Macías, J.L., Arce, J.L. (2008). *Volcanic hazard zonation of the Nevado de Toluca Volcano, México*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176: 469–484.

Capra, L., Roverato, M., Gropelli, G., Caballero, L., Sulpizio, R., & Norini, G. (2015). Glacier melting during lava dome growth at Nevado de Toluca volcano (Mexico): Evidences of a major threat before main eruptive phases at ice-capped volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 294, 1-10.

Castillo, M. (2003). *Procesos exógenos en la delegación La Magdalena Contreras, Ciudad de México*. Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México.

Castillo (2006). Delimitación de unidades ambientales biofísicas en el volcán La Malinche con base en el análisis de unidades morfogénicas. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México.

Ceballos, G. (2011). *Propuesta de recategorización y decreto del parque nacional nevado de toluca*. Secretaria del Medio Ambiente del Estado de México, H. Ayuntamiento de Toluca.

CENAPRED (2001). *Fascículo inestabilidad de laderas*. Segunda edición. CENAPRED

Costa, J. E., & Fleisher, P. J. (Eds.). (2012). *Developments and applications of geomorphology*. Springer Science & Business Media.

Domínguez Cuesta, M. J. (2003). Geomorfología e inestabilidad de laderas en la Cuenca Carbonífera Central (Valle del Nalón, Asturias). Análisis de la susceptibilidad ligada a los movimientos superficiales del terreno. Universidad de Oviedo.

Espinosa, R.,L.M. (2001). *Geomorfología del Noreste del Nevado de Toluca, México*. Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de maestría. 159, pp.

Ferrari, L. (2000). *Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen. LIII. pp 84-92.

García-Palomo, A., Macías, J.L., Garduño, V.H. (2000). Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano región, Central Mexico. *Tectonophysics*, (318). 281-302 pp.

García P., A. (1998). *Evolución Estructural en las Inmediaciones del Volcán Nevado de Toluca, Edo. De México*. Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de Maestría.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., & Ferrari, L. (2005). *Petrogénesis ígnea de la faja volcánica transmexicana*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57(3).

Goudie, A. (1990) *Geomorphological Techniques*. Second ed. London.

Gorshkov, G., Yákushova, A., & Grekov, V. (1977). *Geología general*. Mir

Gupta, A. (Ed.). (2008). *Large rivers: geomorphology and management*. John Wiley & Sons.

Gutiérrez Elorza, M. (2001). *Geomorfología climática*. Omega

Gutiérrez Elorza, M. (2008). *Geomorfología*. Pearson.

Graham, S. A., Tolson, R. B., DeCelles, P. G., Ingersoll, R. V., Bargar, E., Caldwell, M., ... & White, J. (1986). Provenance modelling as a technique for analysing source terrane evolution and controls on foreland sedimentation. *Foreland basins*, 8, 425-436.

Heine, K. (1994). The late-glacial moraine sequences in Mexico: is the evidence for the Younger Dryas event?. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 112(1-2), 113-123.

Howard, J. L. (1993). The statistics of counting clasts in rudites: a review, with examples from the upper Palaeogene of southern California, USA. *Sedimentology*, 40(2), 157-174.

- Huggett, R. (2007). *Fundamentals of geomorphology*. Segunda edición. Routledge.
- Hsü, K.J., 1975. Catastrophic debris streams (Sturzstroms) generated by rockfalls. *GSA Bulletin* 86(1): 129-140.
- Iverson, R. M., Schilling, S. P., & Vallance, J. W. (1998). *Objective delineation of lahar inundation hazard zones*. *Geological Society of America Bulletin*, 110(8), 972-984.
- Jasso-Catañeda, C., Gama-Castro, J.E., Solleiro-Rebolledo, Díaz-Ortega, J. (2012). *Morfogénesis, procesos y evolución del horizonte Bw cámbico en tefrapaleosuelos del volcán Nevado de Toluca*. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. (64), 1. 37-47 pp.
- Knighton, D. (2014). *Fluvial forms and processes: a new perspective*. Routledge.
- Lugo H., J. (1988). *Elementos de Geomorfología Aplicada (Métodos cartográficos)*. Instituto de Geografía, UNAM.
- Lugo H., J. (2004). *El relieve de la Tierra y otras sorpresas*. Fondo de cultura Económico. Ciudad de México.
- Lugo H., J. (2015). *Diccionario geomorfológico*. UNAM. México.
- Lockwood, P. J. y Hazlett W. R. (2010). *Volcanoes: global perspectives*. John Wiley & Sons.
- Madrigal U., D. & González T., M.A. (1996). *Geomorfología glacial y periglacial del Nevado de Toluca*. *Ciencia ergo sum*, 3: 95–101.
- Martínez-Martínez, J. (1997). *Geomorfología ambiental*.
- Merced, E. E. R., Pérez, M. E. V., Lezama, P. M., Enríquez, A. R., & Medrano, J. P. (2007). *Estimación de la producción de agua superficial del Parque Nacional Nevado de Toluca, para el año 2006*. *Quivera*, 9(1), 159-176.

- Mergili, M., Marchant, C., & Moreiras, S. M. (2015). *Causas, características e impacto de los procesos de remoción en masa, en áreas contrastantes de la región Andina*. Cuadernos de Geografía: Revista Colombiana de Geografía, 24(2), 113-131.
- Miall, A. (2013). *Principles of sedimentary basin analysis*. Springer Science & Business Media.
- Mitchell, A. (1999). *The ESRI Guide to GIS Analysis: Geographic patterns & relationships* (Vol. 1). ESRI, Inc.
- Mireles L., P. Reyes E., A., Valdez P., M.E. (s.f.) *Geomorfología del Parque Nacional Nevado de Toluca*. Profesores de la Facultad de Planeación Urbana y Regional, UAEMex.
- Muñoz, J. (1992). *Geomorfología general*. Síntesis, Madrid.
- Muñoz-Salinas, E. (2007). *Los lahares del Popocatepetl: Obtención y tratamiento de la información para la prevención de riesgos*. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- Muñoz-Salinas, E., Castillo-Rodríguez, M., Manea, V., Manea, M., & Palacios, D. (2009). *Lahar flow simulations using LAHARZ program: application for the Popocatepetl volcano, Mexico*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 182(1), 13-22
- Norini, G., Capra, L., GropPELLI, G., Lagmay, A.M.F. (2008). Quaternary sector collapses of Nevado de Toluca (Mexico) governed by regional tectonics and volcanic evolution. Geological Society of America. 854-871, pp.
- Norini, G., GropPELLI, G., Capra, L., & De Beni, E. (2004). Morphological analysis of Nevado de Toluca volcano (Mexico): new insights into the structure and evolution of an andesitic to dacitic stratovolcano. *Geomorphology*, 62: 47–61.
- Niño Estrada, L. (2016). *Evaluación del peligro asociado a lahares en el volcán Nevado de Toluca, en el sector Noreste*. UNAM. Tesis de Licenciatura.
- Owens, P., & Slaymaker, O. (2014). *Mountain geomorphology*. Routledge.

Pedraza G., J.D. (1996). *Geomorfología Principios Métodos y Aplicaciones*. Ed. Rueda. Madrid, España.

Peña M., J.L. (1997). *Cartografía geomorfológica básica y aplicada*. Ediciones Geoforma, España.

Salmerón C., A. (2013). *¿Cómo formular un proyecto de tesis?: Guía para estructurar una propuesta de investigación desde el oficio de la historia*. Trillas, México.

Robertson, K. G., Jaramillo, O., & Castiblanco, M. A. (2013). Guía metodológica para la elaboración de mapas geomorfológicos a escala 1: 100.000. IDEAM, Bogotá.

Rojas Merced, E.E., Valdez Pérez, M.E., Mireles Lezama, P., Reyes Enríquez, A. & Pastor Medrano, J., (2007). *Estimación de la producción de agua superficial del Parque Nacional Nevado de Toluca, para el año 2006*. *Quivera*, 9 (1).

Schilling, S. P. (2014). Laharz_py: GIS tools for automated mapping of lahar inundation hazard zones (No. 2014-1073). US Geological Survey.

Selby, M. J. (1993). *Hillslope materials and processes*. Second ed. Oxford University.

SEMARNAT (2013). *Informe de la Situación del Medio Ambiente en México. Compendio de Estadísticas Ambientales. Indicadores Clave y de Desempeño Ambiental*. Edición 2012. México.

Shimizu, Yasuyuki. (2013). *iRic Software. Cambiando la Ciencia de Ríos. Nays2D Flood Examples*.

Spiegel, M. R., Luis, J., Gnedenko, B. V., Gnedenko, A. I. B. V., Jinchin, A. I., Toranzos, F. I. & Víctor Hugo, P. A. U. L. (1976). *Teoría y problemas de estadística*. McGraw-Hill.

Torres (2012). Volcanismo efusivo en el área del Nevado de Toluca, distribución y génesis de magmas. Tesis de Maestrías, UNAM.

Thouret, J. C., & Lavigne, F. (2000). *Lahars: occurrence, deposits and behaviour of volcano-hydrologic flows*. Volcaniclastic rocks from magma to sediments. Gordon and Breach Science Publishers, 151-174.

Vázquez-Selem, L., & Heine, K. (2004). Late quaternary glaciation of Mexico. *Developments in Quaternary Sciences*. (2), 233-242 pp.

Vázquez-Selem, L. (2009). *Las glaciaciones y el paisaje glacial*, En: Luna, P., Montero, A., y Junco, R, (coords.), *Las aguas celestiales*. Nevado de Toluca. Subdirección de Arqueología Subacuática, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México, 9-11.

Zuñiga, S. (2006). Diagnóstico del estudio de la vegetación en el Parque Nacional Nevado de Toluca, Estado de México. Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de Licenciatura. 81, pp.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ArcGIS 10.1 (2012). GIS Software. ESRI, New York.

Castillo, M., Muñoz-Salinas, E., & Arce, J. L. (2015). Evaluación del sistema erosivo fluvial en el volcán Popocatepetl (México) mediante análisis morfométricos. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 167-183.

iRIC (2013) Nays2D, International River Interface Cooperative. Hokkaido University., Japan, <http://i-ric.org/en/introduction>.

Lugo H., J. (1988). *Elementos de Geomorfología Aplicada (Métodos cartográficos)*. Instituto de Geografía, UNAM.

Niño-Estrada, L. (2016). Evaluación del peligro asociado a lahares en el volcán Nevado de Toluca, en el sector Noreste. UNAM. Tesis de Licenciatura.

Prado Lallande, A. (2017). Geomorfología, dendrocronología y análisis sedimentológico en la cuenca alta del valle Alcalican, SW del volcán Iztaccíhuatl. UNAM. Tesis de Licenciatura.

REFERENCIAS CARTOGRÁFICAS

CONABIO (1999). Estaciones hidrométricas. En: “Bandas (Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales)” del Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA). CNA. (1997) Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad. México.

García, E. (1998). Catálogo de metadatos geográficos de la Comisión Nacional para el conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO) 1:1,000,000.

IMTA (1996). Estaciones climatológicas (ERIC), escala 1:1 Instituto Mexicano de Tecnología del Agua.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), (2008). Continuo Nacional de Datos Geográficos de la Carta Fisiográfica 1:1, 000,000.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI). (1996a). Carta topográfica Volcán Nevado de Toluca. E14-A47. Escala 1:50,000: México, D.F. Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1 mapa.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI). (1996b.). Carta topográfica Tenango de Arista. E14-A48. Escala 1:50,000: México, D.F. Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1 mapa.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI). (2007). Datos vectoriales de Precipitación media anual. Escala 1:1,000,000.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI). (2007). Datos vectoriales de Temperatura media anual. Escala 1:1,000,000.

SIATL Simulador de Flujos (INEGI) (2015). Datos Vectoriales de Cuencas Hidrográficas. Escala 1:50,000

ANEXOS

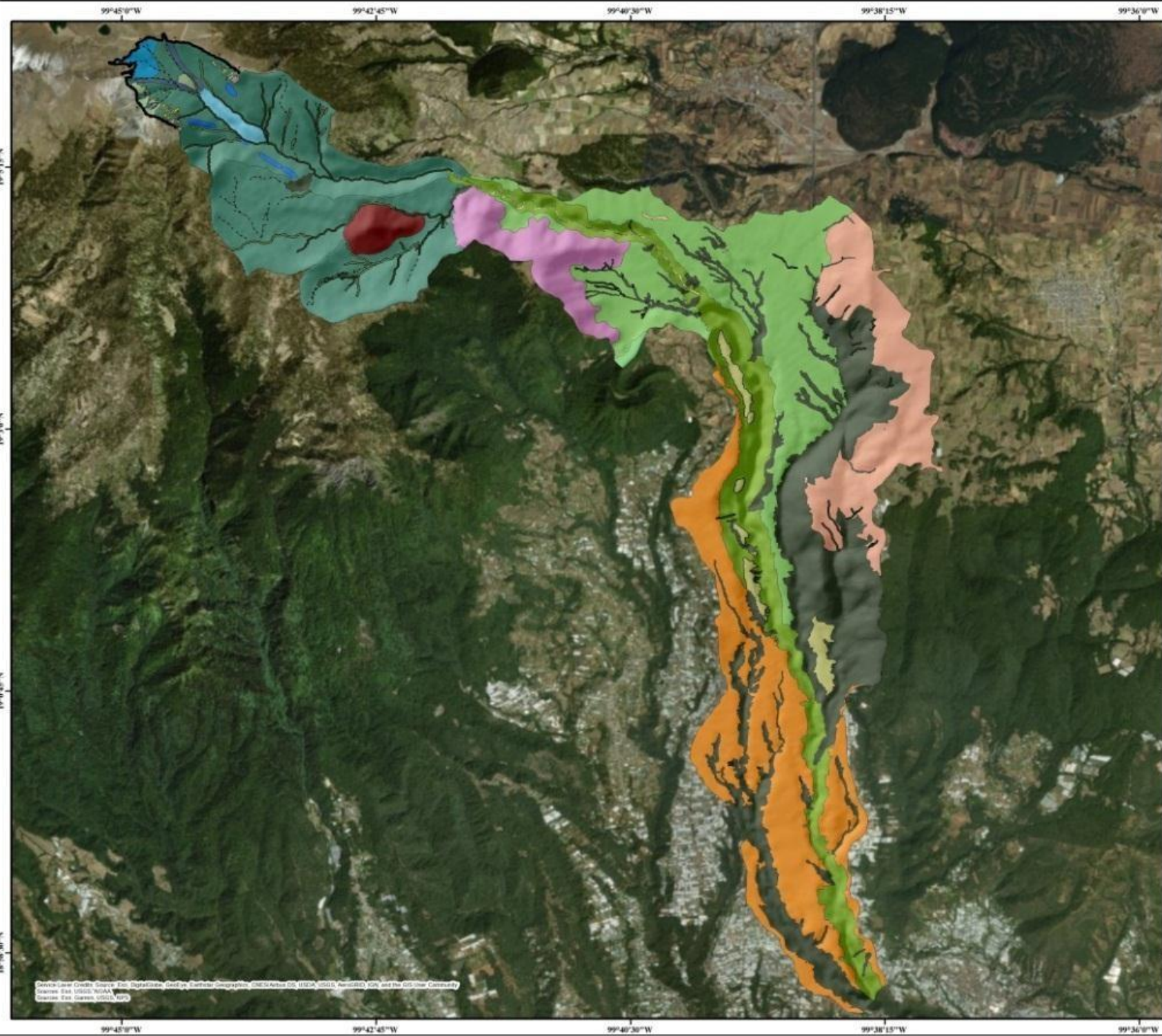
Tabla 5.0. Datos para las gráficas de distancia desde la cabecera v superficie de drenaje

ID	Elevación (m)	X	Y	Distancia cabecera (Km)	Drenaje (m ²)	Drenaje (km ²)
1	4206	419960	2112789	0	185200	0.1852
2	3540	423690	2110878	5	7422400	7.4224
3	3078	427991	2109819	10	17561600	17.5616
4	2636	431010	2106813	15	24787600	24.7876
5	2391	431746	2102483	20	40013600	40.0136
6	2061	432409	2098079	25	46764800	46.7648
7	1879	434869	2095278	30	267322400	267.3224
8	1745	434190	2091136	35	284125200	284.1252
9	1620	435290	2086799	40	285636000	285.636
10	1521	435870	2082430	45	292436000	292.436
11	1400	437076	2078412	50	635558800	635.5588
12	1321	438955	2074774	55	668429600	668.4296
Totales	-	-	-	330	2567543200	2567.5432

Tabla 5.1. Datos de las gráficas de dispersión.

ID	X	Y	Z	Área de drenaje	Área de drenaje m ²	Pendiente	d50	d25	d75
1	429795	2108860	2784	46271	18.5084	4.5	8.25	6.5	12
2	429543	2109202	2938	45942	18.3768	4.3	8	6.375	13
3	429236	2109146	2970	45930	18.372	nd	6.5	3	12
4	428852	2109528	2989	44888	17.9552	3.3	6.5	3	46.73
5	428538	2109646	3015	44624	17.8496	nd	5.5	2.5	10.5
6	429909	2108729	2898	46887	18.7548	2.3	10	5.5	14

Mapa morfodinámico de la barranca Arroyo Grande, Nevado de Toluca.



Leyenda

I. PROCESOS GLACIALES

A) Erosivo glacial

- 1.1 Circo glacial
- 1.2 Ladera de valle glacial

B) Acumulativo glacial

Depósitos morrénicos:

- 1.3 Morrenas del periodo MI y MII
- 1.4 Morrenas del periodo MIII
- 1.5 Morrenas 8.2 kyr AP

II. PROCESOS FLUVIALES

A) Erosivo fluvial

- 2.1 Surco
- 2.2 Barranco 1 - 5 m
- 2.3 Barranco 5 - 10 m
- 2.4 Barranco 10 - 15 m
- 2.5 Barranco > 15 m
- 2.6 Barranco principal
- 2.7 Cauce principal
- 2.8 Lomerios con leve disección

B) Acumulativo fluvial

- 2.9 Ladera de Piedemonte
- 2.10 Terrazas fluviales
- 2.11 Barranco estabilizado

III. PROCESOS GRAVITACIONALES

A) Erosivo gravitacional

- 3.1 Flajo de escombros

B) Acumulativo gravitacional

- 3.2 Talud de escombros estabilizado

IV. SÍMBOLOS MORFOLÓGICOS COMPLEMENTARIOS

- 4.1 Ladera de domo volcánico
- 4.2 Ladera de flujos volcánicos
- 4.3 Ladera de lavas expuestas

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



ELABORÓ: EDUARDO ANTONIO CRUZ JURADO
ASESOR: DR. MIGUEL CASTILLO RODRIGUEZ

Datos cartográficos
Sistema de proyección: Transversal de Mercator
Sistema de coordenadas: WGS1984



Localización

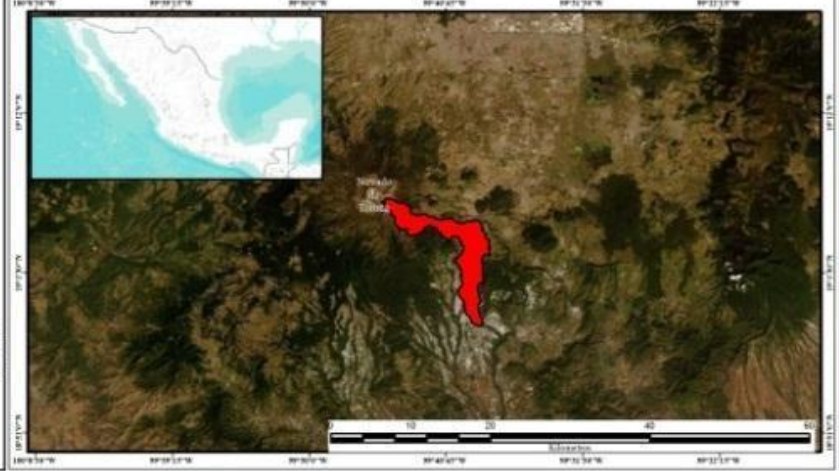


Figura 4.31. Cartografía morfodinámica de la BAG, Nevado de Toluca escala 1:160,000