



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA
DE
MÉXICO

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
DIVISIÓN DE ESTUDIOS DE POSGRADO

*PROCESOS MORFODINÁMICOS EN LA
VERTIENTE NORTE DEL VOLCÁN
POPOCATÉPETL.*

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:
MAESTRO EN GEOGRAFÍA
(GEOGRAFÍA AMBIENTAL)

PRESENTA:

OSVALDO FRANCO RAMOS

DIRECTOR DE TESIS:

DR. LORENZO VÁZQUEZ SELEM



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.

Esta obra esta dedicada con mucho cariño a mis padres:

*María Ángela Ramos M.
José Luis Franco G.*

A mis hermanos, sobrinos, familia y amigos.

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por haber sido mi casa académica durante varios años, los cuales han sido determinantes en mi formación humana y científica.

Quiero agradecer infinitamente al Dr. Lorenzo Vázquez Selem, quien además de ser una excelente persona e investigador, aceptó ser mi director de tesis dándome la oportunidad y confianza de conocer otros caminos en el amplio mundo de la geomorfología. Lorenz fue un placer haber compartido durante la maestría, tu cubículo, tu vasto conocimiento y las diversas experiencias en campo y montaña. Muchas gracias por todo!!!

Al Dr. José Juan Zamorano O., por haberme enseñado unas bases sólidas de geomorfología, ya que sin ellas entender y aplicar esta ciencia hubiese sido más complicado. Te estoy muy agradecido por aceptar la revisión del trabajo como sinodal, ya que tus observaciones fueron importantes para mejora de la tesis.

De manera especial quiero expresar mi agradecimiento al Dr. David Palacios Estremera quien además de aceptar ser parte del sínodo, me recibió con las puertas abiertas en la Universidad Complutense de Madrid durante mi estancia académica, en la cual pude crecer como persona y geomorfólogo.

A los integrantes del sínodo, Dr. Arturo García Romero y Dra. Lucia Capra Pedol quienes especializados en distintas temáticas de la tesis, enriquecieron notablemente el contenido de la misma.

A la Dirección General de Estudios de Posgrado (DGEP) mediante la cual puede tener el valioso apoyo de beca, durante mi permanencia en el programa de maestría en Geografía.

Al la beca del Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la UNAM, cuya tesis fue enmarcada en el proyecto *Glaciaciones del Cuaternario Tardío en las Montañas del Centro de México: fechamiento e interpretación paleoclimática* con clave IN111206.

A la beca del proyecto SEP-CONACYT: *Geomorfología y cronología glacial de las montañas de México: fechamientos por isótopos cosmogénicos y correlación con registros del Cuaternario tardío*, con clave 50780-F, ya que me permitió concluir la tesis.

A Markus Stoffel y Michelle Bollschweiler, dendro-geomorfólogos suizos quienes me han dado las bases en dendrogeomorfología y la oportunidad de asistir a su curso: *block course in dendrogeomorphology*, 2008 en la universidad de Friburgo, Suiza. Danke sehr!!

Al Dr. Julio Muñoz, Luis Miguel Tanarro, Javier de Marcos, Nuria Andrés, Jesús Alcalá y José Úbeda, apreciables y destacados geomorfólogos del Departamento de Análisis

Geográfico Regional y Geografía Física de la Facultad de Geografía e Historia de la Universidad Complutense de Madrid, con quienes he compartido gratos momentos.

También quiero extender mi gratitud a mis amigos geomorfólogos mexicanos, por el gusto de conocerles y por los buenos momentos que hemos pasado juntos: Alejandro Pérez, Sergio Salinas, Rafael Aragón, Pedro Montes, Miguel Santos, Miguel Castillo, Esperanza Muñoz, Alberto López, Carlo Mendoza, Raúl Alvarado, Adriana Galván.

Por último quiero agradecer su amistad a mis amigos, que aunque sean biólogos, sinceramente se les estima: Fabiola Rojas, Hugo Luna, Eduardo Benavides, Ana María Gamboa, Evelyn Piña, Julio Wong, entre otros.

INDICE	Pag.
Introducción	1
Objetivos generales	2
Objetivos específicos	2
Hipótesis	3
Estructura del trabajo	3
I. Marco físico-geográfico	
1.1. Origen y evolución del volcán Popocatepetl	5
1.2. Antecedentes de erupciones plinianas y pómez de ~1000 años A.C.	7
1.3. Estudios previos de morfodinámica en el Popocatepetl	16
1.4. Referentes meteorológicos y clima	18
1.5. Cubierta vegetal	22
Consideraciones finales	24
II. Antecedentes de estudios enfocados a procesos erosivo-acumulativos post-volcánicos y dendrogeomorfología	
2.1. Erosión-depositación post-volcánica	26
2.2. Aportaciones de dendrocronología	37
III. Dinámica erosiva en las laderas del Popocatepetl cubiertas por la pómez de ~1000 años A.P.	
3.1. Materiales y métodos para evaluar la erosión post-volcánica de la pómez de ~1000 años A.P.	40
3.2. Modelos de dispersión de la pómez de ~1000 años A.P.	46
3.3. Variables morfodinámicas e Índice de Diferencia de Vegetación Normalizado (NDVI)	51
3.4. Análisis multivariante. Componentes Principales (ACP)	54
3.5. Análisis de Regresión Múltiple	59
3.6. Discusión y conclusiones	65
IV. Dinámica geomorfológica y tipología de barrancos en el sector norte del Popocatepetl	
4.1. Materiales y métodos	68
4.2. Resultados	73
4.3. Discusión y conclusiones	101
Conclusiones generales	107
Referencias	111
Anexos	120

INTRODUCCIÓN

Los estudios sobre la evolución de los grandes aparatos volcánicos por lo general se centran en la reconstrucción de la historia eruptiva, en particular en las distintas fases de actividad. Mucha menos atención reciben las transformaciones que sufren las laderas volcánicas durante las fases de quietud eruptiva. Si bien los episodios eruptivos representan etapas de enormes transformaciones en el relieve, los lapsos de quietud abarcan la mayor parte de la historia de las geoformas volcánicas. Durante esos lapsos las geoformas pueden sufrir modificaciones significativas, sobre todo inmediatamente después de las erupciones, cuando prevalecen condiciones de gran inestabilidad geomorfológica y el relieve se transforma hacia una situación de nuevo equilibrio (Davidson y De Silva, 2000).

La Sierra Nevada es uno de los principales sistemas bio-físicos que proveen de recursos naturales como agua, suelo, vegetación a ciudades densamente pobladas como son las ciudades de México y Puebla. En este sentido, los procesos erosivo-acumulativos fluviales del volcán Popocatepetl, juegan un papel importante en la disponibilidad y preservación de suelos óptimos para agricultura, la permanencia de un bosque relativamente maduro y en la recarga de agua de los mantos acuíferos de la zona. El estudio de la erosión en laderas afectadas por la actividad eruptiva del Popocatepetl en los últimos miles de años permite evaluar, en una perspectiva de largo plazo, las zonas de mayor o menor dinámica geomorfológica, mismas que deben ser consideradas en los planes de manejo y conservación ambiental del Parque Nacional Izta-Popo.

La presente investigación se centra en el estudio de las transformaciones post-volcánicas del relieve, con cierto énfasis en el desarrollo de la erosión en las laderas del Popocatepetl después de la última fase eruptiva de gran magnitud, ocurrida hace aproximadamente ~1000 años (Siebe et al., 1996). Las laderas del sector norte del Popocatepetl ubicadas entre los 4000 y los 3000 msnm presentan condiciones ideales para evaluar la magnitud de los procesos erosivos post-volcánicos, ya que fueron sepultadas por grandes volúmenes de materiales piroclásticos durante las fases eruptivas del Pleistoceno tardío y el Holoceno . En muchos casos fueron creadas superficies geomórficas completamente nuevas (rellenos de depósitos piroclásticos de flujo y laháricos en depresiones topográficas), mientras que en otros los depósitos sólo sepultaron parcialmente relieves anteriores, sin eliminarlos

(depósitos piroclásticos de caída). Ambas situaciones permiten evaluar el papel geomorfológico de la actividad volcánica y post-volcánica.

La historia del Popocatepetl se ha estudiado con cierto detalle en los últimos veinticinco años, en particular desde el inicio de la actual etapa eruptiva en 1994 (Robin, 1984; Robin y Boudal, 1987; Siebe et al., 1995, 1996a, 1996b, 1997; Panfil et al., 1999). Sin embargo, se sabe muy poco sobre lo sucedido entre una fase eruptiva y otra en cuanto a las transformaciones en el relieve, tanto en términos de erosión como de acumulación (por ejemplo, fases de incisión y rellenamiento en las barrancas, erosión en las laderas). La literatura señala que inmediatamente después de una fase eruptiva las laderas volcánicas pueden presentar gran inestabilidad y por ende transformaciones geomorfológicas significativas durante cierto tiempo, para gradualmente recuperar cierto equilibrio (Gran y Montgomery, 2005; Inbar, 1994; Segerstrom, 1950).

Objetivos generales

En este trabajo se pretende contribuir al conocimiento de la actividad morfodinámica post-volcánica. Los objetivos generales son, en primer lugar, evaluar la magnitud y distribución espacial de la erosión sobre superficies de tefra de espesor conocido, a través de modelos de dispersión areal (mapa de isopacas) utilizando Sistemas de Información Geográfica (SIG) y análisis estadísticos multivariantes. En segundo lugar, determinar la antigüedad y evolución de barrancos y cárcavas excavados en depósitos piroclásticos del Pleistoceno tardío y el Holoceno.

Objetivos específicos

- Determinar la distribución original de los depósitos de caída del miembro 1, asociados a la última gran fase explosiva pliniana, ocurrida hace aproximadamente 1000 años (Siebe et al, 1996; Panfil et al., 1999), mediante un modelo de dispersión de la pómez de caída en un entorno SIG.
- Comparar los espesores de la pómez derivados de dicho modelo con los realmente medidos en campo, y realizar análisis multivariantes de los factores bio-físicos que controlan la erosión y re-depositación de las tefras.
- Determinar la edad relativa de los barrancos en la ladera norte del Popocatepetl con base en el análisis de la distribución, espesor y preservación de los depósitos piroclásticos

anteriores y posteriores a la formación de los barrancos, y evaluar la sobrevivencia de los barrancos a través de varias fases eruptivas.

- Aplicar métodos dendrocronológicos para conocer las edades mínimas de barrancos (y de sectores específicos al interior de los mismos) formados en depósitos piroclásticos originados hace ~1000 años.

- Con base en todo lo anterior, elaborar una tipología de barrancos.

Hipótesis

Las laderas del Popocatepetl entre los 4000 y los 3000 metros de altitud son en general de apariencia estable desde el punto de vista morfodinámico. Por ello la hipótesis general en este trabajo es que la mayor parte de las transformaciones por erosión y acumulación del relieve volcánico original han ocurrido poco después de las diversas fases eruptivas. De este modo, poco después de una erupción las laderas cubiertas por depósitos piroclásticos se estabilizan y los barrancos excavados en algunos sectores donde actuó la escorrentía concentrada cesan su actividad significativamente.

Es de suponer que las características geomorfológicas (génesis, litología, edad) y morfométricas (altitud, pendiente, orientación) del relieve, así como el clima y vegetación son determinantes en los patrones erosivos de ambientes volcánicos, así como en la estabilización gradual de los mismos. En este sentido la inestabilidad geomorfológica, en superficies de ~1000 años o menores, aun no concluya. En cambio los barrancos desarrollados en depósitos más antiguos (~5000 años A.P.), son aparentemente estables y han llegado a un equilibrio geomorfológico. En este trabajo se parte de la premisa de que analizar temporal y espacialmente la inestabilidad-estabilidad geomorfológica en terrenos volcánicos, puede resultar en información útil para planes de manejo y conservación.

Estructura del trabajo

La presente investigación se divide en cuatro apartados: el capítulo I aborda los elementos bio-físicos de la zona de estudio, tales como las secuencias volcánicas del Popocatepetl, clima y vegetación. En capítulo II se presenta un marco de referencia que tiene que ver con los trabajos previos elaborados en ambientes post-volcánicos; asimismo se plantean las aplicaciones de métodos dendrocronológicos enfocados a procesos geomorfológicos. El capítulo III evalúa la dinámica erosivo-acumulativa en las superficies cubiertas por la pómez de caída de ~1000 años, utilizando Sistemas de Información Geográfica (SIG),

base de datos biofísica y modelos estadísticos multivariantes. En el capítulo IV se evalúan los procesos erosivos de los barrancos de la vertiente norte del Popocatepetl, con base en el estudio morfoestratigráfico (edades relativas) y fechamientos absolutos por Carbono-14 (^{14}C). Por otro lado, se evalúa la dinámica geomorfológica actual y las edades mínimas de relieve utilizando métodos dendrogeomorfológicos. Con base en los casos analizados se desarrolla una tipología de barrancos que es aplicada a toda la zona estudiada. Finalmente se presentan las conclusiones generales del estudio.

I. MARCO FÍSICO-GEOGRÁFICO.

El volcán Popocatepetl se localiza en el extremo sur de la Sierra Nevada, cordillera volcánica de edad Plio-Cuaternaria, levantada en el sector centro-oriente del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) (**Fig. 1.1**). La composición geoquímica de sus productos es de andesítica, dacítica y riolítica, con predominio de una fase de ácida a intermedia, es decir dacítico-andesíticos (Mooser, et al., 1996).

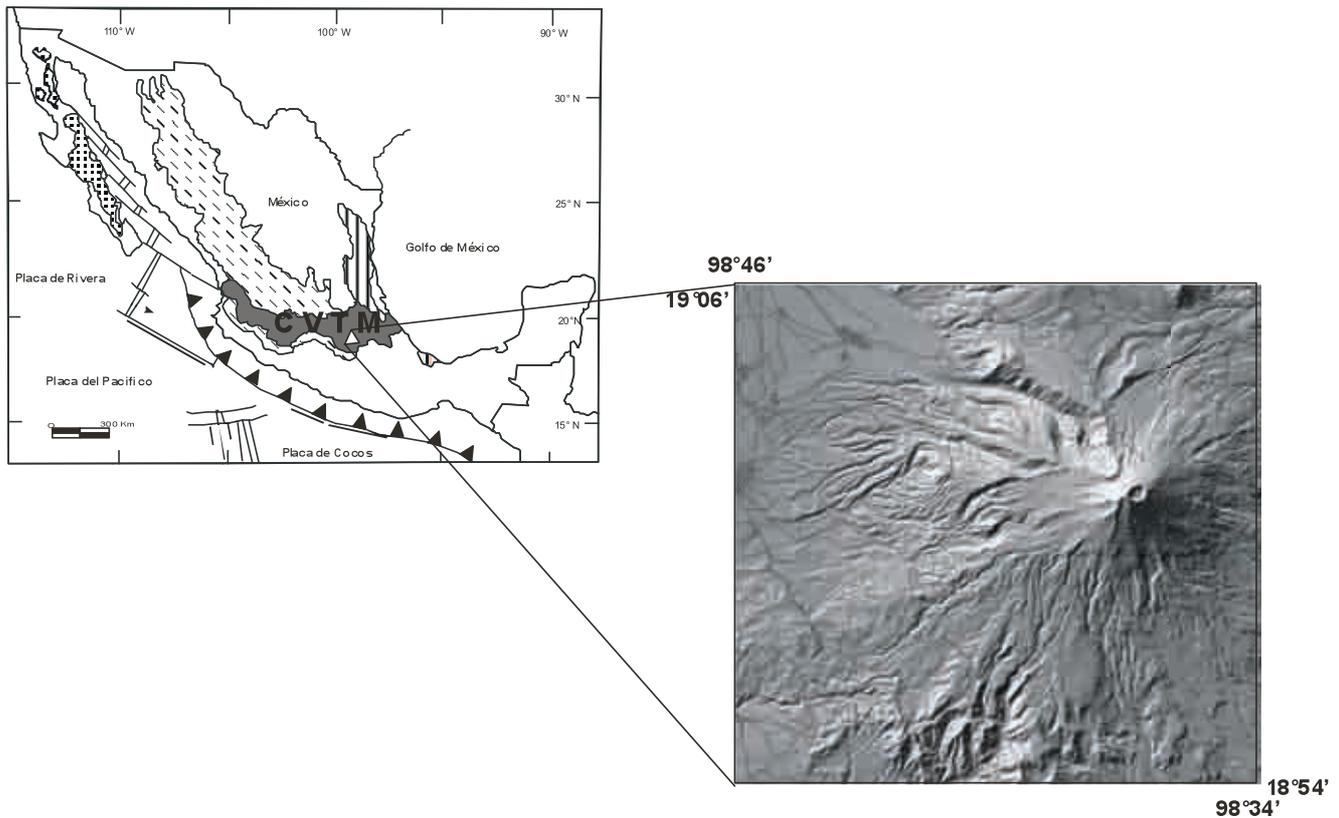


Figura 1.1. Marco geológico-tectónico y localización del volcán Popocatepetl, estructura que divide las cuencas de México y Puebla.

1.1. Origen y evolución del volcán Popocatepetl.

El origen y evolución del Popocatepetl se caracteriza por una dinámica constructiva (acumulación de flujos lávicos y tefras) y por una dinámica destructiva (fases explosivas). Estos dos aspectos han determinado formas de relieve muy diversas, que junto con los procesos modeladores (exógenos) hacen de este territorio una superficie compleja, desde el punto de vista geomorfológico, geológico, estructural y volcánico.

De acuerdo con Goff et al. (2001), el basamento del complejo Popocatepetl consiste de una secuencia de rocas metamórficas pertenecientes al Complejo Acatlán del Paleozoico. Estos materiales no afloran en superficie y se reconocen a una profundidad de 6 kilómetros desde el cráter principal. Este sustrato es cubierto por una secuencia de al menos de 3 km de espesor de roca caliza del Cretácico, que es visible, por levantamientos tectónicos, a 20 km al sur del cono principal. La capa más superficial del basamento corresponde a secuencias sedimentarias continentales del Terciario, de aproximadamente 1 km de espesor. Todos los estratos mencionados son interrumpidos por cuerpos intrusivos del Terciario, que los cortan de manera perpendicular.

El modelo evolutivo que proponen Robin (1984) y Robin y Boudal (1987) plantea la existencia de por lo menos dos estructuras volcánicas pre-Popo. La primera de ellas se conoce como “volcán primitivo” o Nexpayantla, coetánea al desarrollo de la Sierra Nevada, de aproximadamente 1 millón de años. Dicho edificio fue colapsado, casi en su totalidad, por un evento tipo *Santa Elena* hace 50,000 a 30,000 años A.P., generando un depósito de avalancha de escombros al sur del cono actual. La segunda estructura queda definida por el nacimiento de la estructura el Fraile, dentro del anfiteatro del volcán “primitivo”. Los materiales que corresponden a la etapa efusiva se reconocen en el sector SSE del edificio actual, generada entre 10,000 y 15,000 años A.P. a 3,800 años A.P. De esta manera, la caldera preexistente se rellenó por flujos lávicos y potentes capas de piroclastos (40 km^3 de material) de composición andesítico-dacítica. Existen escasas evidencias relacionadas con la existencia del Fraile, debido a las explosiones posteriores y a la dinámica exógena, en especial los avances y retrocesos glaciares del Pleistoceno Tardío y Holoceno. La tercera y más reciente estructura corresponde al cono actual del Popocatepetl, cuyo origen se asocia a la alternancia de eventos efusivos y explosivos, materiales de composición andesítica-dacítica que datan de 3,800 a 1,200 años A.P.

Información específica y detallada en donde se reconocen de manera espacio-temporal, las secuencias eruptivas que llegaron a construir el Popocatepetl, sin duda son los trabajos de Siebe et al. (1995 y 1997). Estos estudios sugieren la existencia de varios edificios volcánicos que han colapsado en distintos tiempos, a partir de erupciones tipo *Santa Elena*. Actualmente, resulta difícil identificar rasgos topográficos que se relacionen con

esta secuencia de colapsos, ya que la actividad volcánica más reciente, mantea, disimula o cubre por completo los relieves relictos.

Siebe y colaboradores (1995), reconocen por lo menos tres depósitos de avalancha de escombros, que de manera conjunta ocupan una superficie de 600 km², alcanzaron una distancia de hasta 70 km y ocuparon un volumen de 27 km³. Estos depósitos se pueden observar al sur del volcán, con una morfología típica de montículos irregulares, también conocidos como *hummocks*, algunos desde su base llegan a los 400 m de altura.

Desde el punto de vista geomorfológico tiene especial interés el último colapso volcánico, debido a que este evento es el que condiciona la expresión actual del relieve. Si bien no se conoce con exactitud el área de cobertura y volumen, se sabe que ocurrió entre 22,000 y 23,655 años A.P. También se tiene referencia de que hubo actividad post-colapso, una violenta explosión pliniana que generó una columna de alcance estratosférico y un manto de pómez de caída en el flanco sur (Siebe, et al., 1995).

1.2. Antecedentes de erupciones plinianas y pómez de ~1000 años A.P.

En la etapa volcánica más reciente del Popocatepetl, se han reconocido varios eventos explosivos relativamente violentos, ocurridos entre el Pleistoceno Tardío y el Holoceno, cuyos rasgos sedimentológicos, granulométricos y de distribución areal sugieren que fueron de tipo Pliniano, con alto porcentaje de pómez como elemento juvenil. Los trabajos previos que caracterizan los depósitos de caída y de flujo piroclástico, asociados a por lo menos siete eventos de tipo Pliniano en los últimos 24,000 años A.P., corresponden a Mooser (1967); Siebe, et al. (1996 a y b); Panfil, et al. (1999), Schaaf, et al. (2005); Plunket y Uruñuela (1998 y 2008), y Espinasa (2007), quienes han estudiado los patrones de distribución de las partículas, así como sus componentes sedimentológicos y petrogenéticos (**Fig. 1.2**).

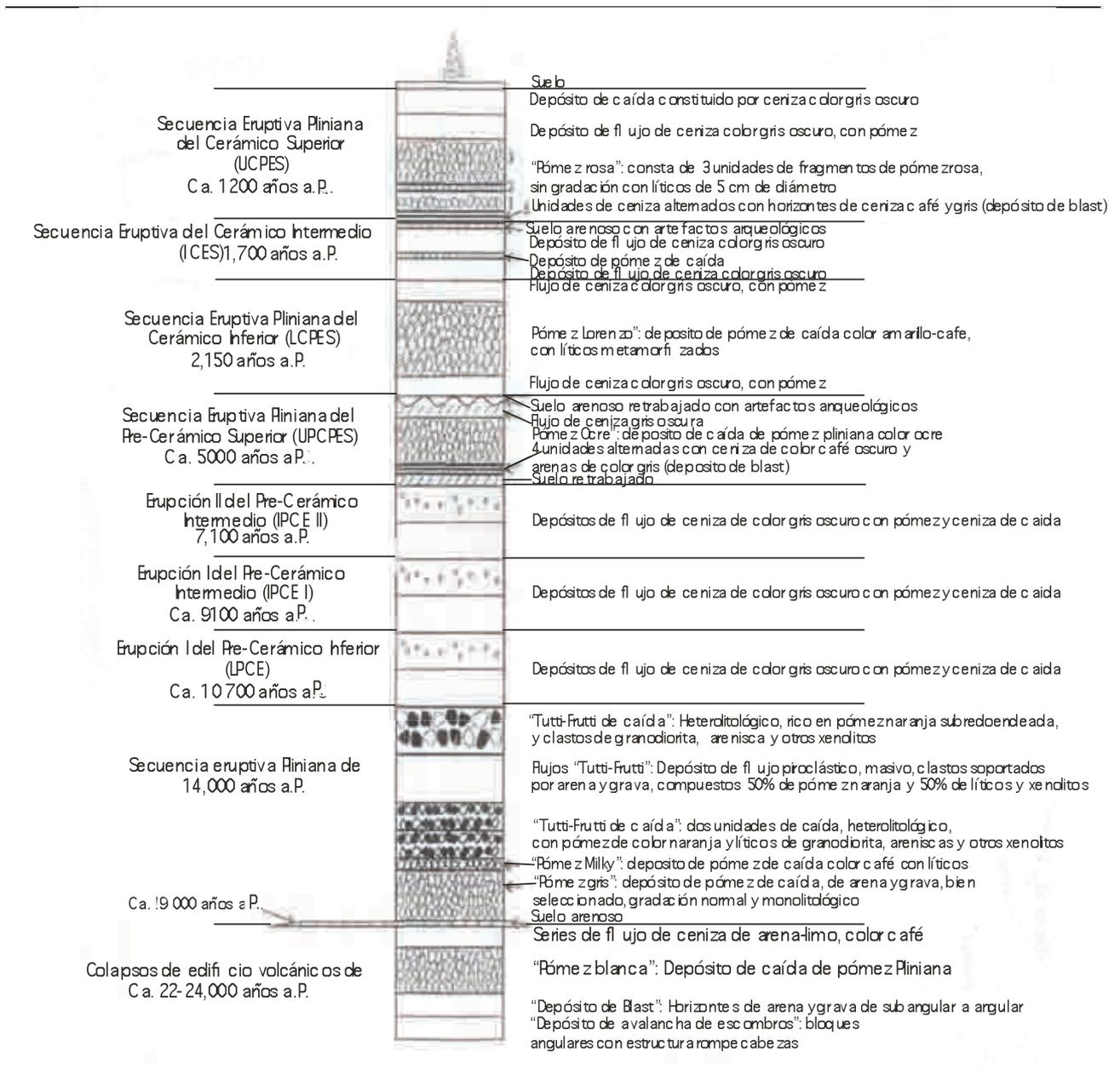


Figura 1.2. Secuencias volcano-estratigráficas de las erupciones de los últimos 24,000 años A.P. Los materiales de hace 17 000 años se reconocen en la vertiente norte (zona de estudio), posteriormente la erosión fluvial formó algunos barrancos (Tomado de Siebe. et al.. 1997).

Los materiales sobreyacentes a los productos postcolapso, corresponden a un evento freático-pliniano de gran magnitud, que ocurrió ca. 17,000 años A.P. La columna piroclástica alcanzó los 30 km de altura y se distribuyó hacia el NW, por lo que los materiales pudieron llegar hasta el territorio que ocupa la Ciudad de México y constituir parte de los componentes litoestratigráficos de la cuenca. Los piroclastos resultantes se

conocen como depósitos “Tutti-Frutti” (Siebe, et al., 1997); para Mooser (1967) corresponde a la “pómez con andesita”.

Los depósitos “Tutti-Frutti” se constituyen de fragmentos angulosos de pómez dacítica, de coloración naranja, mezclados con líticos de granodiorita de color gris y con fragmentos de areniscas metamorfoseadas de color verde. Estos componentes corresponden a la fragmentación del basamento del Popocatepetl, lo que hace pensar en la magnitud y profundidad de la explosión. Tomando en cuenta la edad de este evento, es muy probable que tenga relación con la actividad explosiva del Fraile. Sin embargo, Siebe et al. (1996b) relaciona este evento freático-pliniano con la formación de un cráter en el territorio de la barranca Nexpayantla, localizada a ~ 3 km al NW del cono actual.

Otros de los eventos plinianos identificados por Siebe, et al. (1996a), concuerdan con los períodos culturales de Mesoamérica, un total de cuatro; el primero ocurrió en el Precerámico Superior de 3,195 a 2,830 años B.C. (*5145 a 4780 años A.P.). Todo parece indicar que la erupción inició con pequeñas expulsiones de ceniza seguidas por actividad hidromagmática de mayor intensidad, que generó una oleada piroclástica o *surge* (con estratificación cruzada, constituidos por gravas, arenas y limos, entre los estratos llegan a existir pequeños trozos de carbón). Cubriendo a los anteriores, pero dentro del mismo período, se depositan materiales de caída, constituidos por clastos angulosos de pómez, de color ocre y composición andesítica (pómez “Ocre”), en menor proporción existen líticos juveniles y accidentales; los primeros de color gris oscuro, los otros de limonita de coloración verde claro. Este evento culminó con el desarrollo de flujos piroclásticos que tuvieron una distribución radial sobre las laderas del edificio principal.

El segundo evento de tipo pliniano fue de 800 +/- 135 a 215 +/- 65 años B.C. (*2750 +/- 135 a 2165 +/- 65 años A.P.), se asocia con el Cerámico Inferior. Comienza con pequeñas explosiones que generaron incipientes depósitos de caída y flujo, la actividad fue en aumento de manera paulatina hasta generar una columna pliniana, responsable de un sustrato pumítico constituido por fragmentos angulosos de composición dacítica. El espesor promedio alcanzado fue de 1.10 m. Su dispersión fue hacia el ENE con una

* Las edades reportadas por el autor en años calendario, se calibraron de acuerdo a 1950, como edad ¹⁴C convencional (Siebe, C. comunicación personal).

cobertura elipsoidal, así lo demuestran los afloramientos localizados en los alrededores de San Nicolás de los Ranchos, al noreste del Popocatepetl (Siebe, et al., 1996a).

Ocurrido en el Cerámico intermedio de 125 +/- 175 a 255 +/- 100 años A.D. (*1825 +/- 175 a 1725 +/- 100 años A.P.), el tercer evento también fue de tipo pliniano y a diferencia de los dos casos anteriores se presentó alternancias efusivas; sus depósitos se pueden reconocer sobre la ladera NNE. Además, los materiales de este período tuvieron una remoción post-deposicional y fueron la fuente de *lahares* (Siebe, et al., 1996a).

De los trabajos citados anteriormente se conoce que el último evento Pliniano del Popocatepetl se originó hace ~1,000 años. Sin embargo los fechamientos publicados para este evento eruptivo difieren de cierta manera, así como el número y propiedades de los diversos miembros que lo componen. Por tanto es importante hacer algunos comentarios y discusión al respecto.

Para Siebe, et al. (1996a), la erupción tipo Pliniana más reciente del Popocatepetl ocurrió entre los años 675 ± 60 y 1095 ± 155 A.D. (*1275 +/- 60 a 855 +/- 155 años A.P.), consiste de al menos tres miembros, que al mismo tiempo se relacionan con tres pulsos eruptivos. Las fechas propuestas para esta secuencia corresponden al período arqueológico del Cerámico Superior, entre el Clásico y Post-Clásico (Siebe, et al., 1997). Cabe resaltar que este periodo coincide con la desaparición de importantes asentamientos prehispánicos como es el caso de Cholula: Por la cercanía al volcán y los depósitos encontrados en los alrededores de aquella zona (hoy día sitio arqueológico), se presume que los eventos Plinianos de hace ~1000 años causaron un fuerte impacto en el medio ambiente y un despoblamiento de la región (**Fig. 1.3**).

(también conocida como *surge*), y flujos piroclásticos. Los primeros dispuestos en bandas con estratificación cruzada de horizontes de ceniza de color ocre y gris; los segundos son masivos, con clastos subredondeados y con gradación inversa en algunos casos. Por encima de estos materiales se tiene una secuencia de horizontes intercalados de pómez y ceniza que, de acuerdo el trabajo de Siebe y colaboradores (1996a y 1996b), son parte de los distintos miembros de la pómez de hace ~1,000 años, que por la coloración rosada de los clastos los autores han denominado “Pómez Pink”.

Cabe señalar, que hay una discusión respecto al número y edad de los miembros que componen la pómez “Pink”. Para Siebe y colaboradores (1996a y 1996b) son tres los horizontes o miembros que componen dicha pómez, todos ellos similares en color, granulometría y composición química. La diferenciación entre los tres eventos ha sido el patrón de distribución (eje de dispersión y alcance) y las dataciones realizadas en las distintas secuencias, lo que significa que la ocurrencia de las explosiones plinianas fueron en distintas épocas o momentos. Siebe, et al. (1997) identifican una primera erupción que arrojó pómez y líticos hacia el noreste, muy cerca del poblado de San Lucas Atzala, este depósito data de $1,235 \pm 50$ años A.P. (UCPPF1); en la segunda explosión los fragmentos fueron dispersados con una ligera tendencia hacia el este-noreste, en las cercanías de Santiago Xalitzintla, y su edad se calcula de 1,128 años A.P. (UCPPF2); y la tercera erupción data de al menos 915 ± 55 años A.P., y tuvo una dispersión hacia el este, cerca de los poblados de San Buenaventura Nealtican y San Jeronimo Tecuanipan (UCPPF3) **(Fig. 1.4)**.

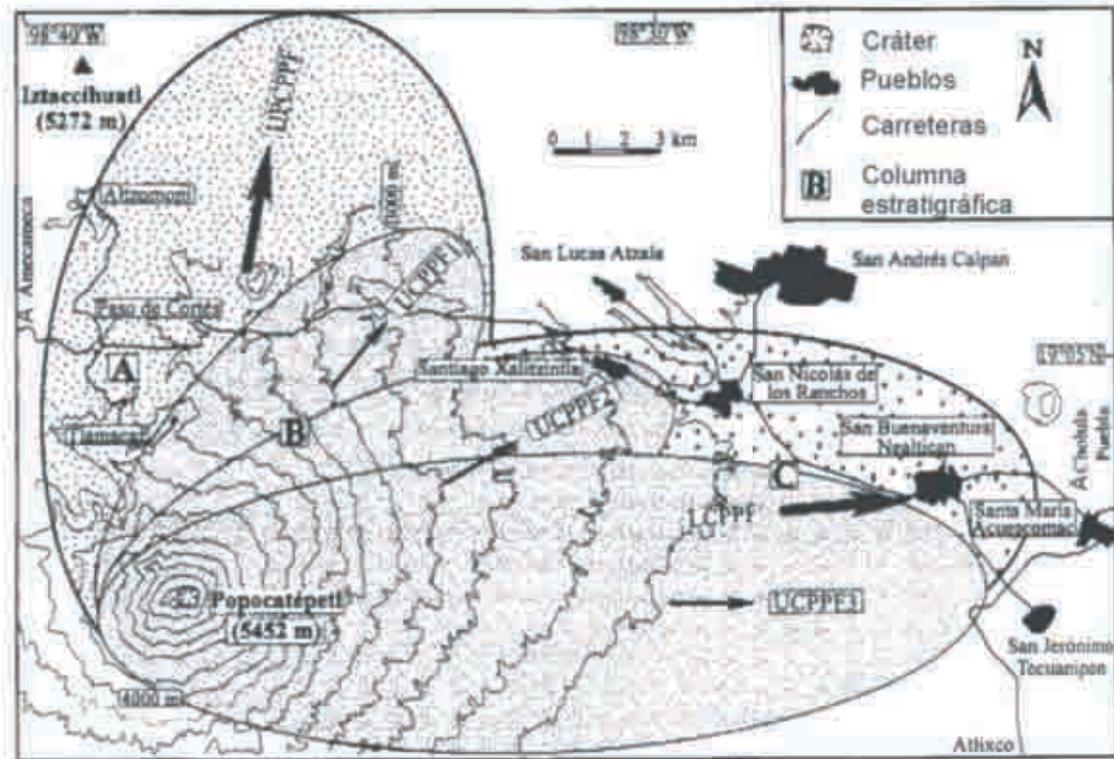


Figura 1.4. Patrón de distribución de la pómez de caída de hace ~1,000 años B.P. con sus tres miembros (UCPPF 1, 2 y 3). Nótese el eje de dispersión preferencial al NE-E con un alcance máximo de 25 km (Tomado de Siebe, et al., 1996 b).

Existe otra propuesta de Panfil, et al. (1999), respecto a las edades y dispersión de las últimas erupciones plinianas del Popocatepetl. En este trabajo, se analizan las secuencias de tefras correspondientes al Holoceno Tardío, que sepultaron antiguos asentamientos humanos, como el caso de Tetimpa (NE del volcán), mismas que se dividen en dos etapas: secuencias I y II. La primera de ellas está constituida por depósitos de pómez de caída y horizontes estratificados de surges, fechadas en ca. 2,100 años A.P., con un eje de dispersión de W-E y con un alcance máximo de aproximadamente 20 km desde el foco. Esta secuencia corresponde a la pómez “Lorenzo” (LCPES) de 2150 años A.P. (Siebe et al., 1997).

La secuencia eruptiva II, data de entre 1350 y 1200 años A.P., caracterizada por el emplazamiento de pómez de caída y oleadas piroclásticas durante tres pulsos eruptivos. El primer pulso explosivo (II A1) fue el de menor alcance, con espesores máximos de 12 cm de color gris rosáceo y con un eje de dispersión de SW-NE y por lo menos un volumen de 0.3 km^3 . Las unidades II.A2 y II.A3, son muy similares en sus componentes químicos y granulométricos, el color predominante es amarillo claro. La diferencia principal de éstas

radica en que el eje de distribución de la unidad A2, tuvo una preferencia de SW-NE. En cambio, cuando ocurre el tercer pulso eruptivo, la dirección del viento fue predominantemente hacia el oriente, por lo que el eje de dispersión de esta unidad fue E-W (Panfil, et al. 1999).

Los productos piroclásticos más recientes, aunque de menor alcance, corresponden a un depósito de ceniza de color oscuro a negro (Ceniza Negra), que para algunos autores data de hace 450 años A.P., y mancha los depósitos de pómez “Pink”. En la **tabla 1.5**, se presenta en un cuadro la síntesis de los diferentes trabajos y autores que han estudiado la pómez de ~1,000 años A.P. (Espinasa, 2007).

Unidad	(D) Siebe et al., 1996 (Años A.P.)	Unidad	(E) Plunket y Uruñuela, 1998. (Años A.P.)	Unidad	(F) Panfil et al., 1999. (Años A.P.)	Unidad	Espinasa, (2007) Años A.P.		
Ceniza Negra		Pómez Blanca 2		Flujos piroclásticos	1,190±70	Ceniza Negra	450 (A)		
UCPPF3						Flujos de cenizas	450 a 800 (B)		
Flujos de Cenizas	915±55 1,150±85			Pómez IIA3			P-1A		
Surges	1,030±65	Surges		Surges		Surges	855±55 (D) 880±80 (A)		
UCPPF2	1,128 (C)	Pómez Blanca1		Pómez IIA2		P-1B	1,128 (C)		
Surges	855±55	Surges	1,275±70 1,290±80	Surges		Surges	965±60 (A) 1,030±65 (D)		
Flujos de Pómez	1,255±45 1,265±55					Flujos de cenizas	915±55 (D) 1,000±60 (B) 1,150±85 (D) 1,190±70 (F)		
UCPPF1	1,235±50					P-1 C	1,235±50 (D)		
						Surges	1,130±50 (D) 1,165±60(D)		
Surges	1,130±50 1,165±60			Lacustre San Nicolás (superior)	1,210±60	Lacustres Yancuitlalpar (superior)			1,210±60 (F)
Lahar	1,160±175			Lahar3		Lahar			1,160±175 (D)
Flujos de Cenizas	1,275±60			Lahar2		Flujos de cenizas			1,220±60 (B) 1,230±90 (B) 1,275±60 (D)
Suelo retrabajado	1,255±60 1,310±60 1,495±75 1,540±55 1,790±65	Lahar 1		Flujos de pómez			1,255±45 (D) 1,265±55(D)		
ICPF		Pómez crema		Pómez IIA1		P-1D			
						Surges	1,275±70 (E) 1,290±80 (E)		
(A) Heine y Heide-Weise, 1973 (B) Robin, 1984; Robin y Boudal, 1987; Boudal y Robin, 1988. (C) Zielinski et al., 1994.									

Tabla 1.1. Correlación de las distintas secuencias piroclásticas de hace 1,200 años aproximados, datos reportados por diversos autores (Tomado de Espinasa, 2007).

Otro estudio que deja de manifiesto la distribución de la pómez de ~1,000 años A.P., es elaborado por Vázquez-Selem (2000), quien reconoce tefras correspondientes a esta última erupción al sur del Iztaccíhuatl, en lo que se conoce como las “Rodillas” y “Pies”, con espesores que van de los 60 a 5 cm y tamaños de clastos de pómez de 20 a 2 cm de diámetro, con un alcance de aproximadamente 15 km sobre la vertiente N-NE. Con base en la distribución predominante de los clastos, se puede inferir que forma parte del miembro 1, nombrado por Siebe, et al. (1996 a y b) como UCPPF1 (**Fig. 1.5**).

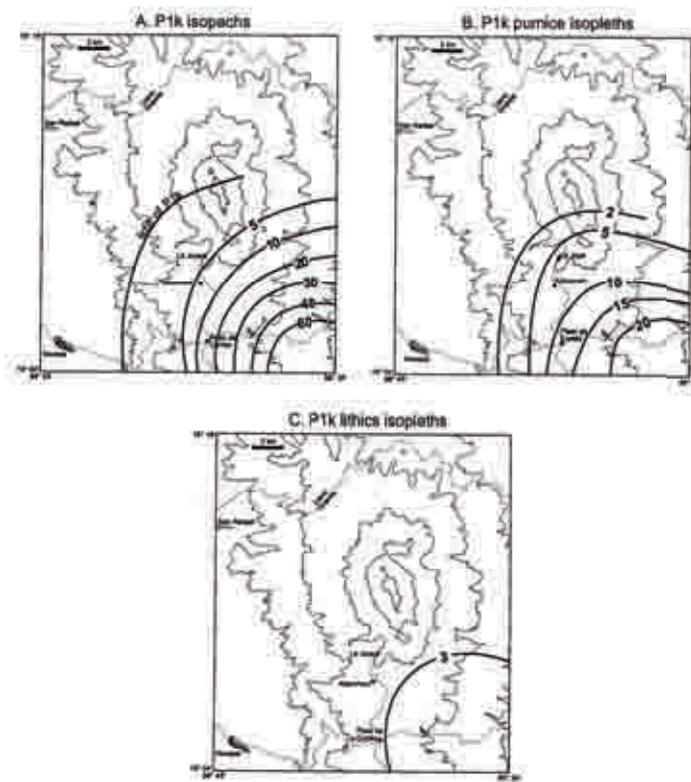


Figura 1.5. Mapas de distribución de un miembro de la pómez de ~1,000 años B.P. a) mapa de isopacas, b) Mapa de isopletas de pómez; y c) mapa de isopletas de líticos. Las unidades son cm en los tres casos (Tomado de Vázquez-Selem, 2000).

1.3. Estudios previos de morfodinámica en el Popocatepetl.

Los procesos morfodinámicos (modelado exógeno) en terrenos volcánicos son controlados por la litología, estructura, pendiente del terreno y condiciones climáticas locales. En este sentido, los materiales más susceptibles a la erosión son los depósitos piroclásticos poco cementados. Caso contrario sucede con flujos de lava o domos, en donde la meteorización de desarrolla a partir de diaclasas de enfriamiento, por la concentración de escurrimientos

e infiltración del agua de lluvia. Algunos de los relieves generados por esta dinámica exógena son barrancos, circos glaciares y fluviales, coronas de desprendimiento, abanicos aluviales, terrazas, lóbulos y rampas, entre otros.

En este sentido, se han elaborado varios trabajos en los cuales se analizan el origen, morfología y dinámica del relieve, sobre todo en el sector norte del volcán Popocatepetl. El estudio de Gómez (1998), consiste en un inventario de las formas de relieve en una pequeña área al NE del volcán, representadas en un mapa 1:20,000. Posteriormente se realizó un nuevo levantamiento geomorfológico, con una mayor cobertura areal en el cual se enfatiza en la génesis, morfología y edad relativa del relieve del Popocatepetl y sus alrededores, uno de cuyos resultados más importantes fue la cartografía geomorfológica a escala 1:25,000 (Franco, 2005).

De los trabajos más sobresalientes de morfodinámica y mapeo en la vertiente norte del Popocatepetl, destacan los realizados por Palacios (1995 y 1996); Palacios, et al. (2001); Tanarro, et al. (2004), quienes analizan los avances y retrocesos glaciares posteriores a la Pequeña Edad de Hielo y las formas de relieve resultantes, como el origen de tres barrancos pro-glaciares de la ladera norte del volcán: Tenenepanco, La Espinera y Tepeteloncocone. Por otro lado, estos trabajos estudian la evolución geomorfológica de la vertiente N-NE, en función de los periodos recientes más intensos de actividad volcánica, como en la década de los 1920. Esta fase se caracterizó por una dinámica de construcción y destrucción de domos en el interior del cráter, donde las fases explosivas fundieron parte del glaciar Ventorrillo y Nor-oriente, desencadenando una serie de *lahares* y depósitos de flujos de detritos, modificando considerablemente la configuración del relieve. Investigaciones más recientes como la de Palacios, et al. (2001) y Tanarro, et al. (2004), analizan y mapean la evolución geomorfológica, así como los cálculos superficiales del retroceso glaciar, a partir de las fases explosivas de 1994 (reactivación eruptiva) al 2002, asociadas a un nuevo ciclo de construcción-destrucción de domos en interior del cráter del Popocatepetl.

Especial interés han tenido los *lahares* y depósitos de flujo de detritos, ocurridos en los últimos años de actividad explosiva del volcán. Los trabajos que abordan estos procesos son los de Capra, et al. (2004) y Muñoz-Salinas, et al. (2007); en el primero se analizan los componentes sedimentológicos de los depósitos de flujo de escombros (*debris flows*)

generados en 1997 y 2001 sobre la barranca Huiloac. Este aspecto contribuyó a diferenciar el origen, tipología y distribución de cada uno de ellos, con el propósito de reforzar los planes de prevención y mitigación de peligros volcánicos del Popocatepetl. El segundo trabajo, tiene que ver con la modelación en Sistemas de Información Geográfica (SIG), para conocer la velocidad de emplazamiento y reología de los flujos de detritos, tomando como punto de partida rasgos morfológicos del relieve, anchura, profundidad, forma e inclinación de los canales fluviales (barrancos Tenenepanco y Huiloac), ambos sitios localizados en la ladera norte del cono principal.

1.4. Referentes meteorológicos y clima

Para tener un panorama de la dinámica meteorológica, se trataron los datos de la estación más cercana a la zona de estudio, San Pedro Nexapa, 15103 (19° 05' 01''N, -98° 44'18''O; 2620 msnm). De esta manera se elaboraron histogramas de frecuencia para conocer la variabilidad mensual y anual de temperatura, precipitación, evaporación, días con granizo, nublados y tormentas (CLICOM, 2006).

Las temperaturas máximas promedio suceden al final de la primavera y principios del verano, entre marzo y mayo, cuando incluso se han registrado temperaturas de hasta 33 °C. Los mayores valores de temperatura media, registrada alrededor de los 2620 msnm, se presentan de marzo a junio y oscila entre los 14 y 16 °C. La temperatura media durante el invierno es de alrededor de los 11 °C, ya que en estos meses se presentan los descensos de temperatura mas importantes de todo el año. Las temperaturas mas bajas se presentan de diciembre a febrero, con una mínima promedio de 4 °C, siendo la mínima extrema de -7.5 °C en algunos días de diciembre (**Fig. 1.6**).

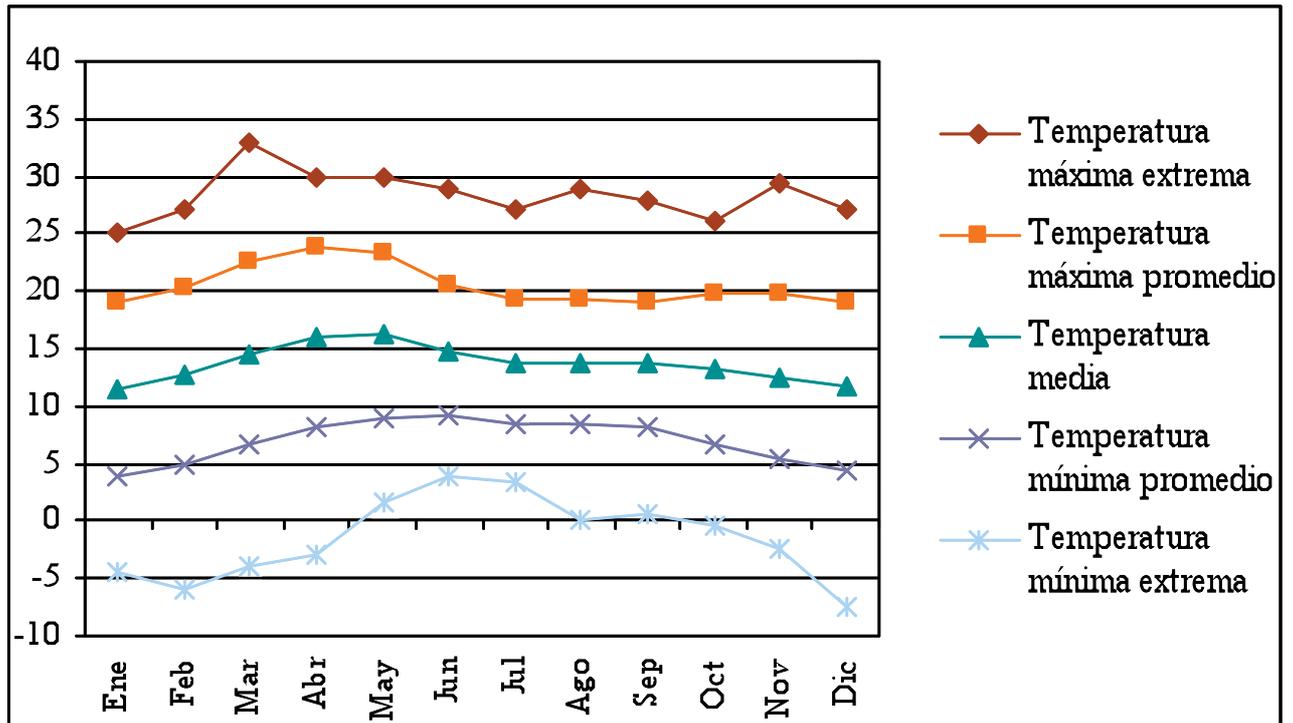
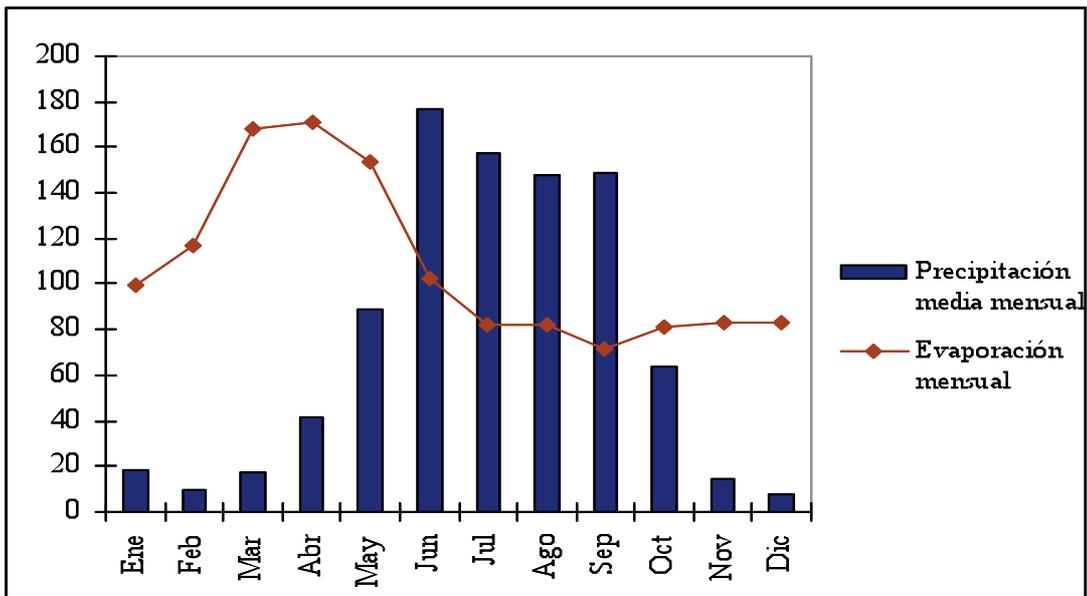


Figura 1.6. Histograma de temperaturas de la estación San Pedro Nexapa, Edo. De Mex.

La precipitación media anual en la estación San Pedro Nexapa es de 52.6 mm. Los mayores valores se observan de junio a septiembre, con una media mensual que oscila entre los 177 y los 148 mm. Los meses secos son de noviembre a marzo, con una precipitación media de 14 a 17 mm mensuales, que de alguna manera coinciden con el aumento de evaporación potencial mensual (**Fig. 1.7**). Presumiblemente, la mayor intensidad de procesos erosivo-acumulativos (erosión laminar, lineal, *lahares*) ocurran durante la estación húmeda del año.



Los d **Figura 1.7. Histograma de precipitación mensual San Pedro Nexapa, Edo. De Mex.** 2005, de los cuales se pueden observar años más secos y húmedos que el valor medio estimado total. Se registraron siete periodos relativamente húmedos de 1961 a 1968, 1972, 1973, 1976, 1980, 1981, 1983 y 1984. Mismos que son intercalados por cinco periodos secos, de 1969 a 1971, 1974, 1977 a 1979, 1982 y de 1985 a 2005. Hay que mencionar, que en la información tomada de CLICOM (2006), existen dos periodos de ausencia de datos de precipitación media anual, el primero de ellos es de 1989 a 2000 y el segundo de 2002 a 2004. No obstante, a partir de los 90's se puede observar una clara tendencia hacia años mas secos (**Fig. 1.8**).

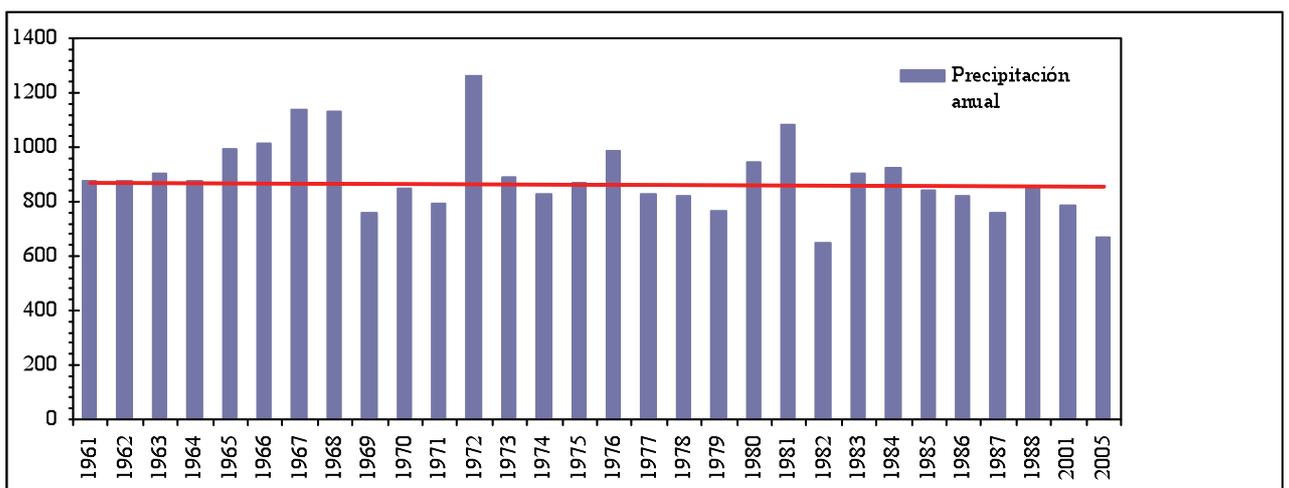


Figura 1.8. Histograma de precipitación pluvial media anual (mm) de San Pedro Nexapa, Edo. De Mex. La línea roja representa el valor medio en relación a todos los años.

Altos niveles de humedad se observan durante el verano, de junio a septiembre, lo que ocasiona días con nublados, acumulación de granizo y tormentas eléctricas. Este periodo coincide con la entrada de depresiones tropicales y huracanes, formados principalmente en el Atlántico (**Fig. 1.9**).

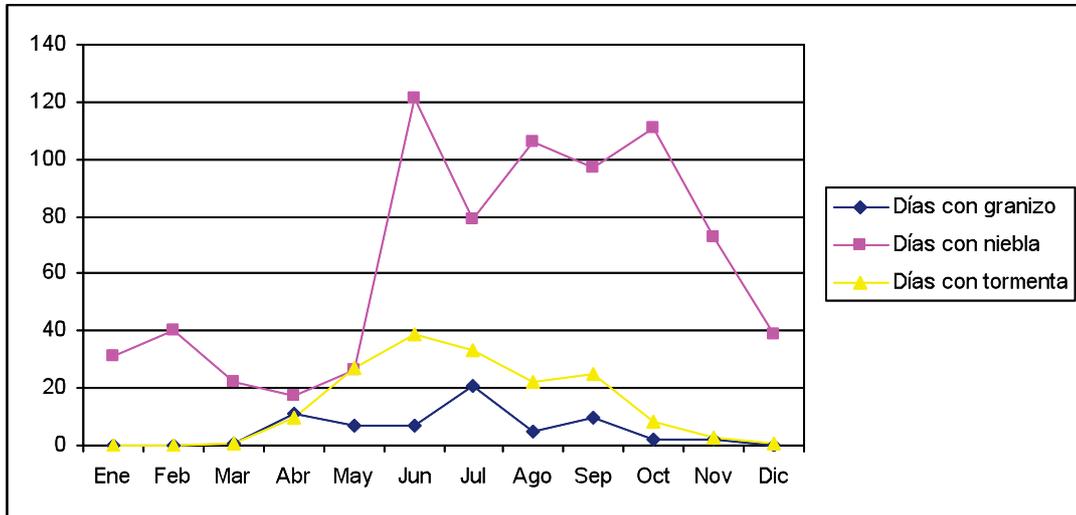


Figura 1.9. Histograma mensual de acumulación de granizo, niebla y tormentas en la estación San Pedro Nexapa, Edo. De Mex.

Tomando como base el comportamiento de temperatura, precipitación y humedad de varias estaciones meteorológicas, García (1970) clasificó los siguientes grupos climáticos para la zona de estudio:

Los climas EF, muy fríos o de nieves perpetuas, con temperatura media anual menor de -2°C , están a una altitud mayor de 5,272 m.

Los climas E(T), fríos, con temperatura media anual entre -2° y 5°C , se encuentran entre las curvas de nivel de 4 mil y 5 mil 272 m; en este rango de altitud se considera que las temperaturas oscilan alrededor de los 0°C en los meses más calientes del año y continuamente hay formación de hielo impidiendo el desarrollo de vegetación arbórea.

Por debajo de los 4000 m está el clima $C(w^2)(w)ig$, semifrío subhúmedo con lluvias en verano, temperatura media mensual mayor de 10°C en menos de cuatro meses. A una altitud de alrededor de 2500 m está el clima $C(w^2)(w)(b)ig$, semifrío húmedo, cuyo límite térmico superior son los 12°C de temperatura media anual, y el inferior de 5°C , con más de cuatro meses con temperatura media mayor a 10°C y temperatura media del mes más

caliente, menor a 22°C. Este último tipo de clima es ligeramente mas húmedo y templado que el ocurrido entre los 4000 y ~2600 msnm.

Por debajo de los 2500 msnm, tanto al Oriente como al Poniente, se presentan climas templados subhúmedos. Mientras que sobre las vertientes Suroeste y Sureste de la zona, ocurren climas simicálidos y cálidos.

1.5. *Cubierta vegetal.*

La vegetación en el volcán Popocatepetl esta comprendida en la zona templada subhúmeda, característica de los sistemas montañosos de México. En este sentido, las comunidades vegetales son determinadas por cada piso altitudinal, no obstante, son modificadas por la acción antrópica. De acuerdo con García-Romero (2003), los pisos de vegetación que se reconocen en la zona de estudio son los siguientes (**Fig. 1.10**):

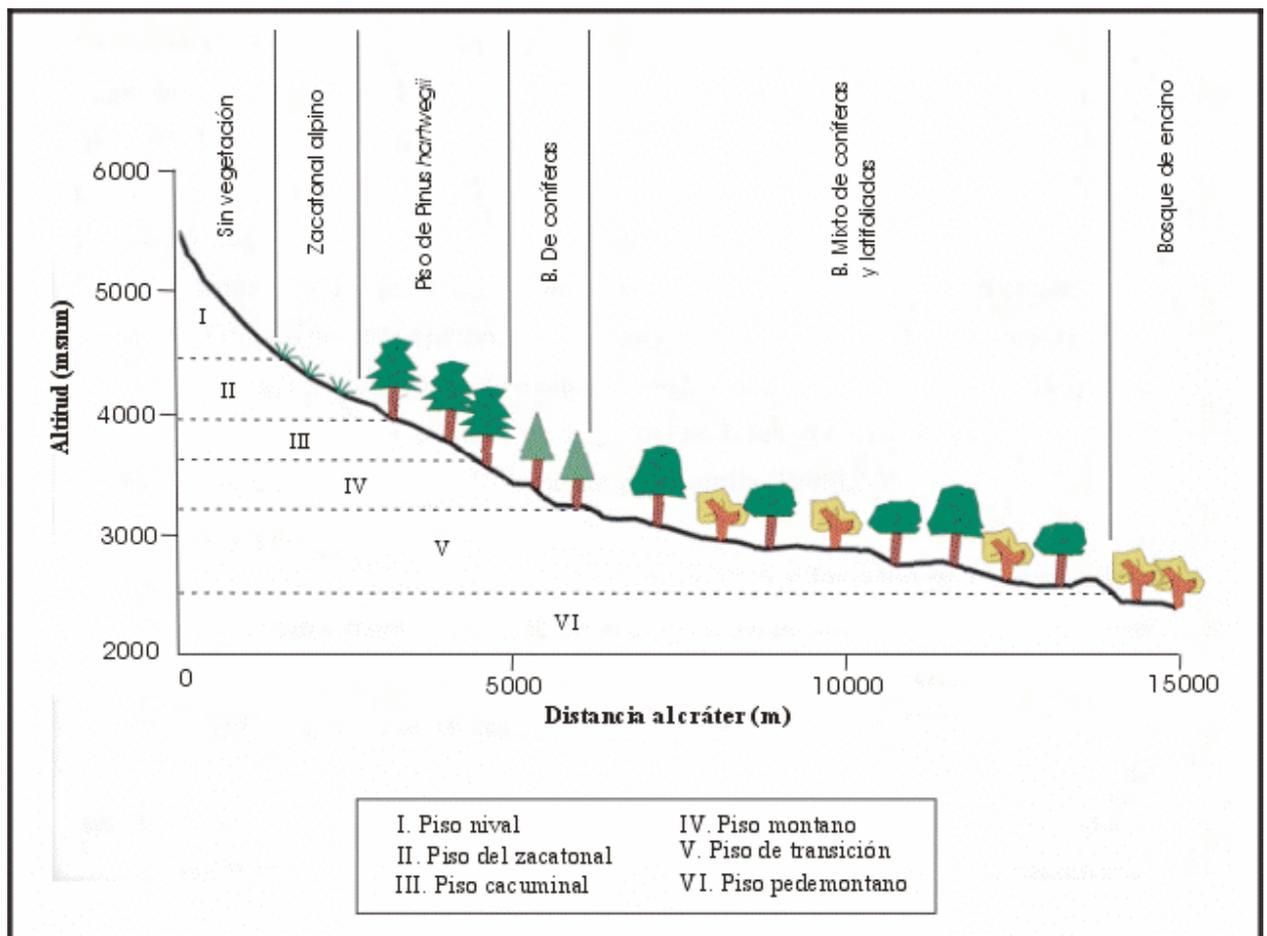


Figura 1.10. Perfil esquemático correspondiente a los pisos de vegetación en el Popocatepetl que se relaciona con los pisos climáticos y precipitación (Modificado de García-Romero, 2003 y Muñoz-Salinas, 2007).

PISO PEDEMONTANO. Se localiza por debajo de los 2500 msnm, la mayor parte del piedemonte que drena hacia la vertiente de Puebla, está compuesta de bosque de encinos. Esta franja presenta escasas precipitaciones del orden de los 900 mm anuales y las temperaturas medias anuales son superiores a los 15 °C. El sistema hídrico no favorece el desarrollo de bosque de coníferas o del bosque mixto, ya que estos requieren mayor humedad. Las especies dominantes son el encino (*Quercus crassipes*, *Q. castanea*, *Q. laeta* y *Q. centrales*), acompañados por madroño (*Arbutus spp.*), el pirul (*Schinus molle*) y el garambujo (*Arctostaphylos arguta*).

PISO DE TRANSICIÓN. Se encuentra entre los 2500 y 3200 msnm, corresponde a una franja que enlaza el piedemonte con las unidades de montaña en la cual la temperatura media anual oscila entre 11 y 15 °C y las precipitaciones anuales de 900 a 1300 mm. La presencia de mayor humedad favorece la presencia de distintos tipos de pináceas mezclados con los encinos, *Abies religiosa*, *Pinus Montezumae*, *P. leiophylla* y *P. pseudostrobus*. Las especies de encinos que destacan son el *Quercus crassipes*, *Q. rugosa*, *Q. laurina* y *Q. mexicana*; además de frondosas como el cuachichie (*Garrya laurifolia*) y el aile (*Agnus spp.*).

PISO MONTANO. Se localiza entre los 3200 y 3400 msnm, en este piso las condiciones climáticas cambian drásticamente con respecto al piso anterior, donde la temperatura media anual es del orden de los 10 °C, con precipitaciones anuales superiores a los 1300 mm. Las heladas son un fenómeno característico en esta unidad durante los meses de invierno. Prevalece el bosque de oyamel (*Abies religiosa*), que puede convivir con pinos sobre todo en la parte superior del piso (*Pinus hartwegii*, *P. montezumae*, *P. leiophylla* y *P. pseudostrobus*).

PISO CACUMINAL. Se desarrolla entre los 3400 y 3900 msnm, es una unidad donde las precipitaciones se reducen con respecto al anterior, con una precipitación media anual inferior a los 1300 mm y los valores de temperatura no sobrepasan los 10 °C, con heladas muy constantes. En este piso el bosque de oyamel desaparece y da paso al bosque monoespecífico de *Pinus hartwegii*. En el límite superior del piso se encuentran zacatonales.

PISO DEL ZACATONAL ALPINO. Se encuentra entre los 3900 y 4400 msnm, correspondiente a un ambiente de alta montaña donde las temperaturas medias anuales están por debajo de los 0 °C (en los sectores inferiores pueden llegar a 5 °C), en la mayoría de los días se presentan heladas. Las precipitaciones se disponen en forma de nieve. En este piso la vegetación forestal da paso al zacatonal, formación de gramíneas altas y amacolladas, también conocida como vegetación tropo-alpina o pastizal alpino. Las principales especies son: *Muhlenbergia macroura*, *M. quadridentata*, *Festuca tolucesnis*, *F. amplissima* y *Calamagrostis toluensis* (Almeida-Leñero et al., 2004).

PISO NIVAL. Se sitúa por encima de los 4400 msnm en lo que respecta a la parte cumbral del edificio volcánico del Popocatepetl. Las condiciones climáticas son extremas con temperaturas medias anuales inferiores a 0 °C, la velocidad de los vientos es alta y existen heladas muy constantes. Las precipitaciones se dan en forma de nieve. Dichas condiciones meteorológicas, inhiben el crecimiento de la vegetación, por lo que es un piso desprovisto de la misma, con excepción de musgos y líquenes.

Consideraciones finales

El estudio y caracterización de las secuencias eruptivas de la pómez de ~1,000 años, han traído una serie de debates y cuestionamientos, en el sentido de determinar cuántos pulsos o miembros presentaron las explosiones plinianas, cuándo se produjeron inicialmente y los intervalos de tiempo entre ellos. Esta variabilidad de los datos se puede observar en trabajos previos; en este sentido, las secuencias que proponen Siebe et al. (1996a y 1996b) no concuerdan del todo con otros trabajos más recientes. Panfil y colaboradores (1999), identifican tres miembros de pómez de caída, pero señalan que tal vez no corresponden a los mismos de Siebe et al. (1996a y 1996b) y que probablemente hay un cuarto miembro, de modo tal que las secuencias tendrían dos miembros en común y uno no común. Espinasa (2007), por su parte, reconoce 4 miembros de la pómez de ~1000 años A.P., sólo que el depósito más antiguo denominado pómez 1d, aparentemente para Siebe et al. (1996a y 1996b) corresponde al período conocido como el Cerámico Intermedio, cuya edad oscila hace 1825 +/- 175 a 1725 +/- 100 años A.P.

Por otro lado, los dos últimos trabajos que abordan las características de la pómez menores a ~3000 años A.P., son similares respecto a que la unidad I.A1 de Panfil et al.

(1999), coincide con la secuencia de pómez que Siebe et al. (1996a y 1996b) atribuye al Cerámico Inferior de 2750 +/- 135 a 2165 +/- 65 años A.P. (pómez “Lorenzo”) y distribuida preferencialmente al NE del Popocatepetl. Otro aspecto en común, es que la secuencia II de Panfil et al. (*op. cit.*), corresponde a la unidad pliniana que Siebe et al. (1996a y 1996b) catalogan como del Cerámico Superior (pómez “Pink”), establecida entre aproximadamente los 1300 y 800 años A.P. No obstante, estos dos trabajos difieren en cuanto a las secuencias y dataciones de las erupciones plinianas, así como en el patrón de distribución.

Debido a la complejidad del tema, es indispensable la elaboración de estudios estratigráficos con el fin de determinar de forma más consistente, el número de eventos que forman parte de la última erupción pliniana del Popocatepetl. Para ello será necesario un exhaustivo trabajo de campo en los alrededores del volcán, así como la posibilidad de realizar dataciones por algún método de fechamiento para datar con precisión los distintos miembros, analizar su comportamiento y dinámica eruptiva. Así será posible establecer patrones evolutivos del relieve, que tienen que ver con los procesos geomorfológicos (erosión, flujos de detritos, remoción en masa), que sean útiles para identificar áreas con relativa estabilidad en relación con la cubierta vegetal, clima y patrón de precipitaciones locales. Ello servirá para proponer el uso adecuado de otros componentes del sistema natural biofísico como el suelo. Asimismo, proporcionará información útil para reforzar los planes de prevención y mitigación de fenómenos volcánicos que representen riesgo para la población aledaña.

II. ANTECEDENTES DE ESTUDIOS ENFOCADOS A PROCESOS EROSIVO-ACUMULATIVOS POST-VOLCÁNICOS Y DENDROGEOMORFOLOGÍA.

Las transformaciones que ocurren sobre las laderas volcánicas después de un evento eruptivo por lo general han sido poco estudiadas. Los estudios previos se centran en los patrones evolutivos de las modificaciones geomórficas del relieve durante los lapsos de calma eruptiva, utilizando diversos métodos y herramientas siendo una de las más destacadas los Sistemas de Información Geográfica (SIG) enfocados al análisis erosivo-acumulativo de depósitos piroclásticos y tefras, volúmenes removidos de material e índices de incisión vertical. La importancia de los trabajos durante las fases de inestabilidad geomorfológica, radica en el análisis de procesos que representan un peligro para las poblaciones aledañas y que a su vez alteren al resto de los elementos biofísicos del sistema (suelo, agua, vegetación).

Los procesos erosivo-acumulativos alteran y dañan el crecimiento natural de los árboles, en este sentido, la aplicación de métodos dendrocronológicos al estudio de procesos geomórficos, han aportado información temporal precisa y valiosa de la ocurrencia de un evento y sus transformaciones en el espacio, siendo una herramienta indispensable en los análisis morfodinámicos y en complemento a los planes de manejo, preservación y riesgos naturales.

2.1. Erosión-depositación post-volcánica.

Ollier (1972) considera que la erosión en terrenos volcánicos está ligada a la edad de las formas, es decir, en los volcanes relativamente antiguos el intemperismo de las tefras y el desarrollo de procesos pedogenéticos incrementan el contenido de arcillas en los materiales, lo que favorece la impermeabilidad, erosión superficial y densidad de disección. En este sentido, propone cuatro etapas morfo-evolutivas para los edificios volcánicos (**Fig. 2.1**):

(A) Etapa “inicial”, consiste en la formación incipiente de cárcavas, surcos y barrancos, distribuidos de forma radial sobre las laderas volcánicas. (B) Etapa “madura” es cuando el desarrollo de cárcavas es mayor, con un sistema fluvial más denso e integrado que genera laderas a manera de triángulos agudos, también conocidos como “planèzes”. (C) La

tercera etapa es la “residual”, donde la morfología original desaparece, solo dejando un incipiente

drenaje radial. (D) La última se denomina “esqueleto”, en la cual el modelado fluvial sobre los productos volcánicos ha borrado la morfología original, quedando solo aquellas estructuras más resistentes a la erosión, como los “neck”.

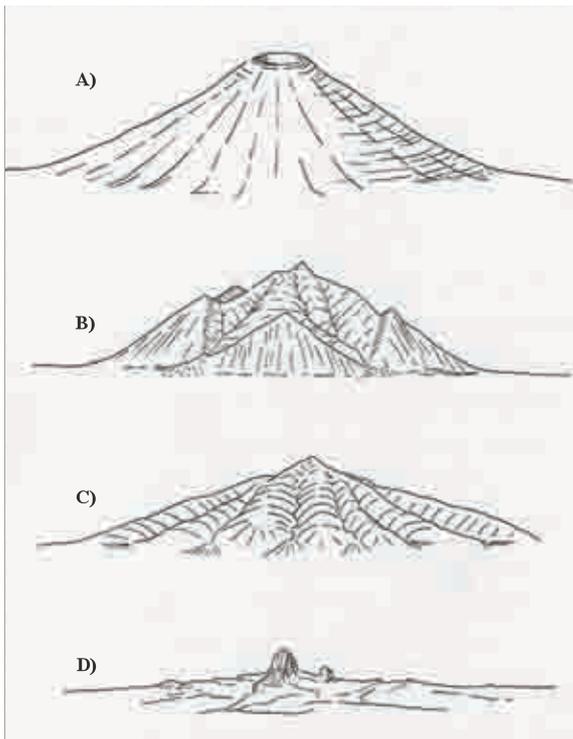


Figura 2.1. Etapas erosivas en terrenos volcánicos según Ollier (1972). A) “inicial”, B) madura o “planezes”, C) “residual” y D) “esqueleto”.

Segerstrom (1950) considera que las etapas del ciclo erosivo en volcanes jóvenes dependen de la longitud y gradiente de laderas, espesor y tamaño de piroclastos, densidad y distribución de árboles, y la depositación de nuevas tefras. Esta teoría la obtuvieron mediante los estudios de erosión del volcán Parícutín. Cabe resaltar el rol tan importante que juega el relieve pre-existente a la depositación de piroclastos, ya que los procesos erosivos son acelerados, sobre todo la presencia de surcos y/o barrancos predispuestos sobre el terreno y materiales impermeables.

Más tarde Palacios (1994) publica un trabajo de geomorfología volcánica donde trata la evolución e inversión del relieve volcánico en las Islas Canarias. El origen de las formas de relieve radica en la alternancia de periodos eruptivos (efusivo-explosivos) y periodos

de aparente calma volcánica, donde la erosión e incisión del relieve ocurre principalmente en las temporadas de lluvias. El modelo consta de las siguientes etapas:

- a) La etapa pre-eruptiva tiene que ver con la dinámica erosiva fluvial que incide y profundiza el relieve.
- b) Los productos volcánicos emplazados durante la etapa eruptiva rellenan los fondos de los valles pre-existentes.
- c) Al finalizar el aporte de nuevo material a la superficie se reactivan los procesos erosivos, sobre todo en las zonas de contacto litológico y geomorfológico, donde con el paso del tiempo los escurrimientos se concentran e inicia la incisión vertical, originando nuevos barrancos y la inversión del relieve.
- d) Por último, si el sistema eruptivo se reactiva y las condiciones atmosféricas favorecen la erosión, esta dinámica de depositación-erosión en el relieve puede continuar indefinidamente.

En trabajos más recientes de evolución del relieve en el largo plazo, se ha utilizado con éxito el retroceso de los resaltes del lecho rocoso, técnicamente conocidos como retroceso de *knickpoints*, para medir el grado de erosión post-volcánica utilizando una fórmula matemática que considera parámetros geomorfológicos y escurrimientos (Hayakawa et al., 2008). El estudio lo realizan en los depósitos cementados de ignimbrita del volcán Aso, Japón, con un índice de retroceso de las cascadas de 0.01-0.07 metros por año, relativamente alto, siendo una de las causas principales de la incisión fluvial en terrenos volcánicos.

Actualmente, uno de los principales aportes de la geomorfología volcánica tiene que ver con los procesos morfológicos que ocurren en los lapsos de quietud eruptiva, sobre todo con propuestas metodológicas para evaluar la estabilidad/inestabilidad del terreno, así como la identificación de los factores que aceleran los procesos geomorfológicos (material, morfología, clima, tectónica) y la comparación entre distintas unidades de relieve, antes, durante y después de un evento volcánico (Thouret, 1999).

En la mayoría de los casos, las erupciones volcánicas dan como resultado alteraciones en los sistemas fluviales y en el transporte de sedimentos, ya que la disposición de grandes volúmenes de sedimentos poco cementados (tefras), así como la destrucción de bastas

extensiones de vegetación sobre las laderas y barrancos, disminuyen considerablemente la infiltración de agua y por lo tanto aumentan los índices de escurrimientos superficiales, favoreciendo severos cambios morfológicos durante varios meses después de la erupción (Major et al, 2000; Major, 2003; Manville et al., 2005).

En el mismo sentido Valentine y colaboradores (2007) analizan procesos morfológicos en campos monogenéticos, donde el dismantelamiento y transporte de tefras ocurre por la dinámica fluvial, preservándose por decenas de miles de años los depósitos más próximos. Las tefras depositadas en superficies relativamente planas son cubiertas y estabilizadas por la acumulación de sedimentos fluviales y/o eólicos. Por otro lado, los conos de escoria pueden permanecer estables por varias decenas de miles de años antes de iniciarse los procesos erosivos. Este aspecto tiene que ver con las diferencias de porosidad de los materiales y con los espesores de las tefras.

Cuando el relieve busca su nuevo equilibrio geomorfológico, los procesos exógenos o modeladores del terreno se ven intensificados durante las primeras semanas o años posteriores a la despositación de materiales volcánicos. A la relación entre la erosión de tefras y el tiempo, la identifica Thouret (1999) como una relación exponencial entre ambas variables, es decir, la mayor erosión-depositación sucede en las etapas tempranas, seguida de una marcada estabilidad morfológica después de pocos años. Tal es el caso de la erupción de 1980 del volcán Santa Elena, donde los procesos erosivo-acumulativos, en su inicio, presentaron un valor de 25-100 mm a⁻¹ en los primeros 2 años, disminuyendo a 1-5 mm a⁻¹ en los siguientes 5 años. Esta disminución exponencial tiene que ver con la recolonización de la vegetación, ya que favorece la estabilidad de laderas y fluvial. Esta tendencia también se observó en el volcán Pinatubo, en el cual durante las primeras semanas posteriores a la erupción de 1991, la disposición de piroclastos poco consolidados fue mayor aumentando el volumen de los flujos de detritos (debris flows) (Fig. 2.2).

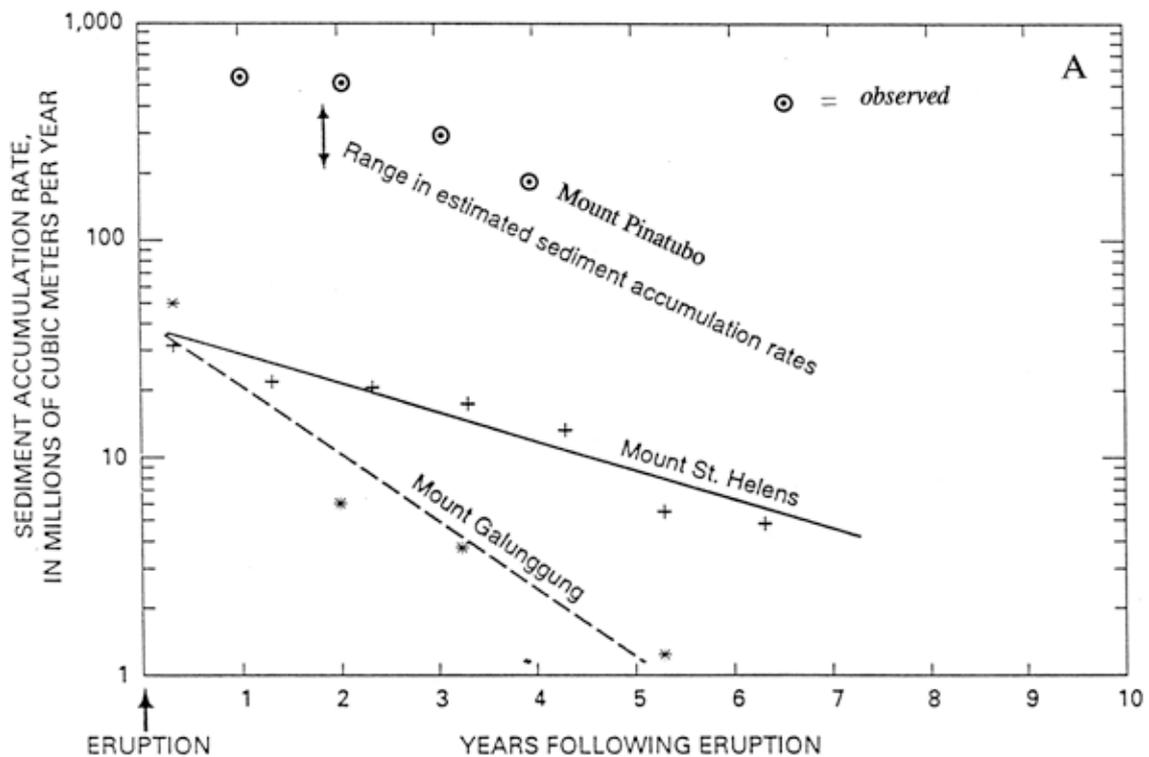


Figura 2.2. Ejemplos de procesos erosivo-acumulativos post-volcánicos. La mayor dinámica ocurre en las primeras etapas (Tomado de Thouret 1999).

De acuerdo a Karátson et al. (1999) la erosión en terrenos volcánicos a largo plazo depende en gran medida de dos agentes genéticos: procesos endógenos y procesos exógenos. Los primeros corresponden a los componentes geológicos, litológicos, estructurales, y sedimentológicos del relieve. Mientras que las variables exógenas, corresponden a la influencia de las condiciones externas como el clima (temperatura, precipitación, humedad, viento) y la gravedad. De esta manera, la génesis del relieve volcánico se puede agrupar a partir de en una clasificación morfogenética y jerárquica del relieve.

La relación entre la interacción de procesos endógenos y exógenos en relieves volcánicos puede ser mejor entendida en el siguiente ejemplo. Un cono de escoria (tuff cone) relativamente joven, tiene una elevada permeabilidad debido a la alta porosidad de sus materiales (escoria), por lo tanto la erosión es mas lenta o poco significativa. Por el contrario, en un añillo de toba (tuff ring) constituido principalmente por secuencias de oleadas piroclásticas (surges), que son cenizas finas compactadas, éstas le dan una menor porosidad a los materiales y por tanto la infiltración sub-superficial del agua es mínima,

favoreciendo la erosión laminar y lineal (escurrimientos concentrados) y dando paso a la presencia de surcos (rills), cárcavas (gullies) y barrancos. No obstante, aun en relieves conformados por materiales altamente porosos (cono de toba), la erosión puede ser acelerada debido a una saturación rápida en la captura de agua de los estratos volcano-sedimentarios, por eventos climáticos torrenciales. Por esta razón, es indispensable integrar variables meteorológicas en cálculos de erosión (Karátson et al, 2005; Németh y Cronin, 2007).

Estudios más específicos sobre morfodinámica post-eruptiva se pueden ver en Gran y Montgomery (2005), quienes mencionan que el aporte y disponibilidad de sedimentos en las cuencas fluviales posteriores a una erupción volcánica es considerablemente mayor que en terrenos no volcánicos. Gran parte de este material disponible se debe a la generación de flujos de escombros (*debris flow*) que son movilizados ladera abajo sobre los principales barrancos durante e inmediatamente después de una erupción. En muchos casos los detritos permanecen dispuestos sobre las laderas varios años después de la erupción (Fig. 2.3).

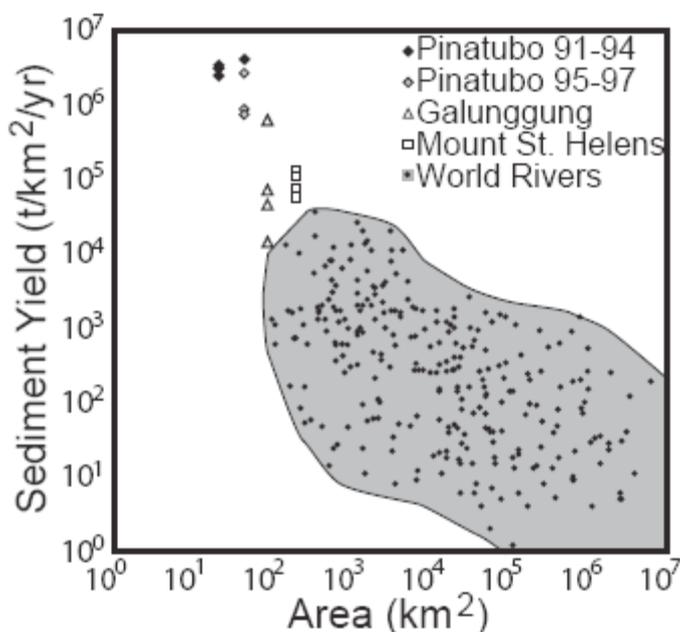


Figura 2.3. En terrenos volcánicos jóvenes el aporte de sedimentos es mayor que en volcanes antiguos o zonas no volcánicas (área sombreada), debido a la poca resistencia y cementación de los piroclastos (tomado de Gran y Montgomery, 2005).

Además Gran y Montgomery (2005) sugieren un modelo evolutivo enfocado a los cambios morfológicos post-volcánicos en los sistemas fluviales, mismo que aplican al comportamiento de las cuencas hidrológicas del volcán Pinatubo después de la erupción de 1991. Este modelo consta de tres etapas: la primera se caracteriza por una marcada inestabilidad geomorfológica con la formación de *lahares* y relleno continuo de sedimentos. La segunda tiene que ver con el inicio de la acción fluvial, como respuesta o reajuste de sedimentos, donde el transporte de sedimentos finos es favorecido por los flujos de agua, lo que ocasiona el predominio de grandes bloques en el lecho fluvial, cuyo gran peso y volumen ocasionan una disminución de los índices de transporte de sedimentos. La tercera se caracteriza por incipientes procesos fluviales y una tendencia a la estabilidad geomórfica de barrancos, condiciones que favorecen la sucesión vegetal.

En geomorfología volcánica actual, existen distintos métodos para estudiar procesos morfodinámicos post-volcánicos, de los cuales los enfoques cuantitativos son los de mayor relevancia, ya que permiten medir la velocidad con que actúan los agentes externos en el relieve.

En este contexto cabe destacar el trabajo de Van Westen (1997), quien evaluó los cambios morfológicos e índices de erosión, antes y después del emplazamiento de potentes depósitos de flujo piroclástico, correspondientes a la erupción del monte Pinatubo en 1991. Las tormentas generadas por monzones en los días posteriores a la erupción, reactivaron los procesos erosivos y formación de *lahares* que ocasionaron la pérdida de vidas humanas y daños en las propiedades de las localidades aledañas al volcán. Los métodos que los autores utilizan para las modificaciones del relieve se basan en criterios geomorfológicos y en el mapeo de los cambios en las cuencas hidrológicas (formación de terrazas) (**Fig. 2.4**).

Además, Van Westen (1997) elaboró Modelos Digitales del Terreno (MDT) por cada año para calcular el volumen inicial de los piroclastos y conocer el volumen de material perdido, mediante técnicas de sobreposición en SIG (ILWIS 2.1). De esta manera se pueden calcular los cambios de los espesores de material, a través de 3 dimensiones “x”, “y” y “z” en un ambiente *raster* y el manejo de bases de datos en tablas (**Fig. 2.4**). Este método puede aportar buenos resultados a los estudios de erosión post-volcánica. Sin

embargo, no es posible aplicarlo en el caso de volcanes para los que no se cuenta con MDT precisos y con una resolución temporal adecuada.

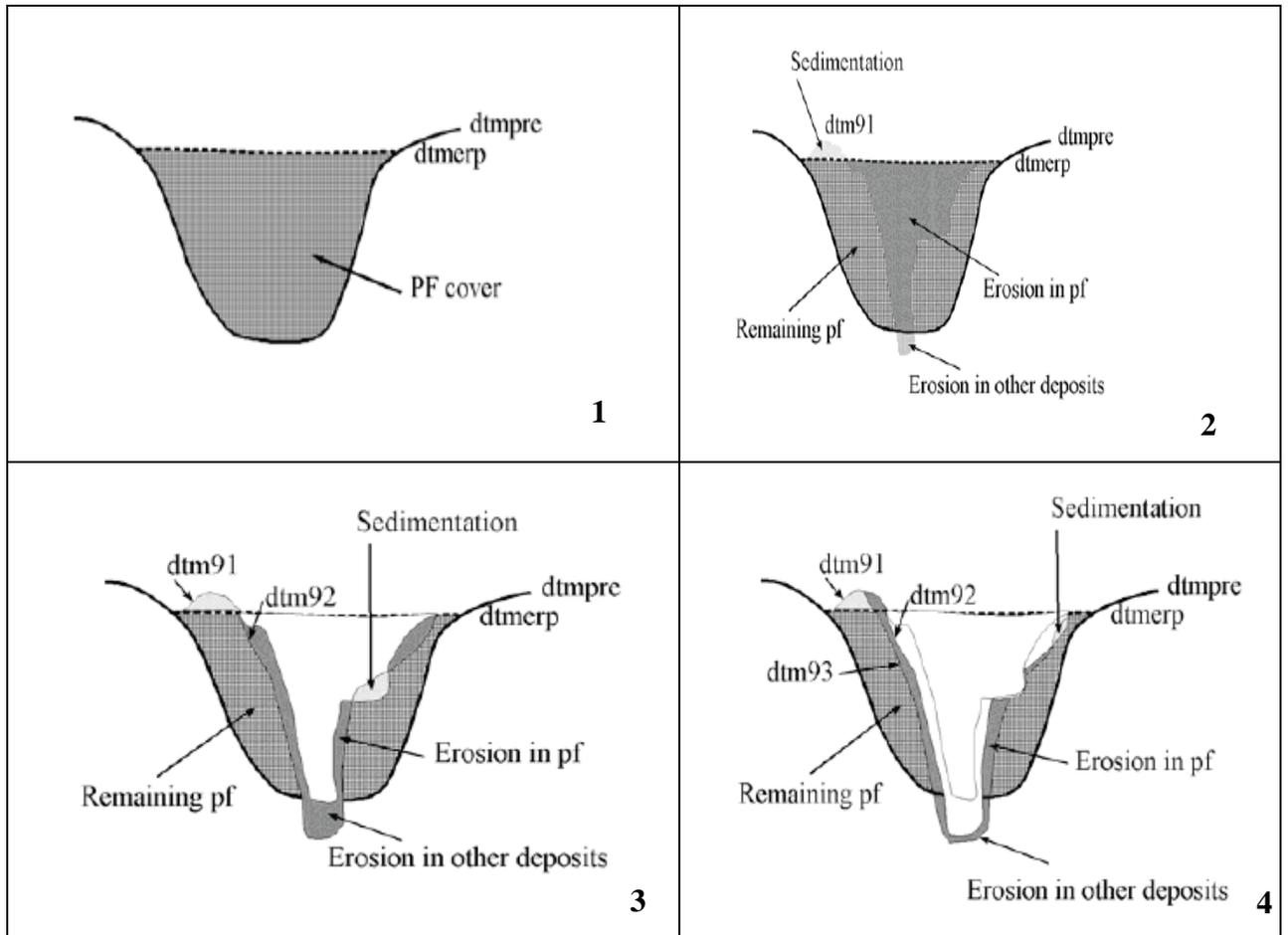


Figura 2.4. Modelos de acumulación-erosión-depositación en terrenos post-volcánicos (Tomado de Van Westen, 1997).

En otros estudios se han aplicado algoritmos matemáticos (Hildenbrand et. al., 2008) para calcular índices de erosión de tefras, como en el caso de las dos principales estructuras que conforman la isla volcánica de Tahiti-Nui, tomando en cuenta variables morfométricas del relieve de cada cuenca hidrológica, obtenidas a partir del Modelo Digital de Terreno (MDT). Los factores que los autores consideran determinantes para una evaluación morfodinámica son orientación de la cuenca (DB), área (A), altura relativa (H), perímetro (P), longitud máxima del cauce principal (L), anchura de la cuenca (I) y las inclinaciones del terreno. Los índices a evaluar con estas variables son $Rf=A/L^2$ (rasgo morfológico) y

el coeficiente de compacidad $K_c=(0.28P/A^{1/2})$. Estas funciones las aplican a dos MDT, el primero correspondiente a la reconstrucción topográfica del terreno antes de ser erosionado y el segundo modelo con la interpolación de las alturas actuales; así calculan volúmenes de material removido y áreas de mayor o menor dinámica geomorfológica. Para obtener buenos resultados se necesita tener un MDT detallado y preciso, herramienta que en muchos casos no está disponible.

Para Garcin y colaboradores (2005) una manera de estudiar los procesos de depositación-erosión post-volcánica, es mediante la fragmentación de los valles fluviales en las laderas volcánicas. Este estudio lo aplican al valle Remparts, localizado al SE de la isla de Reunion (Océano Índico), e identifican tres zonas o compartimientos:

Compartimiento 1 (C1): Primer reservorio. Corresponde a la acumulación de sedimentos primarios. Es una zona erosiva con predominio de procesos de remoción en masa, en función de la intensidad y duración de las lluvias. Porción más alta de la cuenca.

Compartimiento 2 (C2): Reservorio secundario. Los procesos predominantes son de dos tipos: a) colapsos de gran magnitud, con aporte de decenas de millones de metros cúbicos de material depositado y b) procesos “torrenciales”, por una parte hay removilización y transporte de sedimentos dispuestos en C1 y formación de abanicos aluviales. Por otra, el material es transportado hacia C3, mediante uno a más canales.

Compartimiento 3 (C3): Transferencia de sedimentos. Es una zona de transición entre el lecho fluvial (Río Remparts) y el océano; se trata del sector más distal del valle que es afectado por eventos “torrenciales”, cuya erosión depende del balance hídrico, capacidad de transporte y carga de sedimentos.

El cálculo de erosión de tefras en el valle Remparts se llevó a cabo a partir de técnicas de SIG (ArcGis), donde se cruzaron dos mapas topográficos levantados en distintas fechas, uno en 1997 (antes de los eventos torrenciales de acumulación) y otro en 2002 (después de la depositación de piroclastos). Las diferencias entre las alturas relativas a lo largo del valle Remparts entre las dos fechas, fueron interpoladas en el SIG dando como resultado un mapa de erosión-depositación, con 4 zonas morfodinámicas de todo el valle (1-4) de las cuales la zona 1 (sector más próximo) y la 4 (sector más distal), son las que presentan

mayores diferencias en espesores de sedimentos (positivos o negativos), lo que sugiere una intensa dinámica geomorfológica.

Para Wilson (1991), la evaluación de erosión en terrenos volcánicos parte de la reconstrucción de secuencias eruptivas, con la elaboración de un modelo teórico de emplazamiento de tefras (mapa de espesores). Este estudio lo realizan en depósitos de ignimbrita del volcán Oruanui, Nueva Zelanda, donde el modelo inicial de depositación es en tres dimensiones (“x”, “y” y “z”), que posteriormente se compara con el modelo de erosión post-emplazamiento de tefras, que consta de dos escenarios: el primero corresponde a la erosión homogénea de los materiales; el segundo tiene que ver con una erosión diferencial de materiales no cementados, que da como resultado un relieve irregular. Cabe mencionar, que los factores que controlan la depositación de la ignimbrita y en gran medida la erosión subsecuente, son la reología de emplazamiento del flujo, la topografía pre-existente y el estado de fluidez.

Caso contrario sucede con los piroclastos de caída, donde la depositación no obedece al relieve pre-existente, sino a la altura de columna, dirección y velocidad de los vientos y distancia al foco, dando como resultado un manto con espesores relativamente homogéneos, por lo que la erosión de tefras de caída deberá ser estudiada con métodos distintos.

En México existen pocos trabajos sobre los procesos erosivo-acumulativos post-volcánicos, debido a que la mayoría de ellos se centran en el análisis de los cambios morfológicos durante las distintas fases eruptivas. Los primeros estudios que tienen que ver con las modificaciones del relieve durante las fases de quietud volcánica corresponden a Segerstrom (1960 y 1961), quien hace un seguimiento de la depositación y erosión de tefras durante la erupción del volcán Parícutín en 1943. Estos trabajos confirman lo planteado por otros autores, en el sentido de que la mayor inestabilidad geomorfológica ocurre en los primeros meses o años posteriores a una erupción. En el caso del Parícutín, los máximos de erosión se presentaron de 1943 a 1944, sobre todo durante el periodo de lluvias, con tendencia a la estabilidad geomórfica hacia finales de la etapa eruptiva en 1952, favorecida por la colonización vegetal y el desmantelamiento de la ceniza sobre las laderas.

Además Segerstrom (1950) plantea un ciclo erosivo de seis etapas: 1. Muy joven (cárcavas), 2. Joven (ramificación del drenaje fluvial), 3. Madura (superficies cumbrales agudas), 4. Muy madura (facetas triangulares “planezes”), 5. Vieja (erosión de “planezes”) y 6. Etapa final (desmantelamiento de las últimas capas de tefra en laderas). Cabe mencionar que el ciclo erosivo de Segerstrom (1950) es mas detallado que el propuesto años después en Ollier (1972) y es mejor adaptado a volcanes de México.

En la misma década, Richards (1965) evalúa la dinámica erosiva de las tefras de la erupción de 1952 del volcán Barcena, islas Revillagigedo. En las primeras semanas de septiembre, la isla San Benedicto fue manteada por potentes capas de piroclastos (escoria y ceniza). Con la llegada de las intensas lluvias a mediados del mismo mes, se desarrolló una red de cárcavas y barrancos sobre las laderas cubiertas por tefra, con un promedio de incisión de 1.7 m y un volumen de piroclastos erosionados de 17,700 m³ por día, y un valor promedio de tefras desmanteladas del orden de los 0.7 X 10⁶ m³ durante los primeros 40 días posteriores a la erupción. Evidencias morfológicas de campo sugieren una reducción de la erosión después de 1953, alcanzando su equilibrio geomorfológico a mediados de 1955 con la estabilización de los barrancos (relleno de aluvión y desaparición de saltos de cabecera).

Tiempo después, Inbar y colaboradores (1994) analizan los patrones evolutivos del relieve durante 47 años posteriores a la erupción del Parícutín y coinciden con lo inicialmente planteado por Segerstrom (1960 y 1961) y Richards (1965), en el sentido de que el período de mayor erosión/depositación ocurre inmediatamente después del emplazamiento de tefras. Posteriormente se observa una marcada disminución de procesos erosivos, al ser removidos los piroclastos finos de las laderas y al finalizar el aporte de nuevas tefras. Además, concluyen que la pendiente y morfología del relieve, así como la restauración de la cubierta vegetal, determinan la intensidad erosiva de las tefras, desigual en toda la zona afectada.

En un trabajo mas reciente que tiene que ver con los cambios morfológicos y erosión post-volcánica del Chichón, Inbar y colaboradores (2001) observan que pocos meses después de la erupción de 1982 la incisión vertical sobre los piroclastos fue intensa, lo que generó barrancos de varios metros de profundidad. Calculan que los sedimentos producidos durante el primer año fueron unos 10⁵ t/km², disminuyendo considerablemente en los

siguientes años. Actualmente, se presenta una re-integración completa el sistema fluvial, así como una re-colonización de la cubierta vegetal en la mayor parte del área afectada por la erupción.

2.2. Aportaciones de la dendrocronología.

El término dendrocronología proviene del griego *dendros* (árbol), *cronos* (tiempo) y *logos* (conocimiento), por lo tanto la dendrocronología es la ciencia que estudia la edad de los árboles e interpreta los fenómenos ambientales que ocurren a su alrededor (Fritts, 2001). La dendrocronología surge como disciplina en 1901 con las primeras observaciones de Andrew E. Douglass, quien notó diferencias en el ancho de los anillos de un pino en Arizona, EUA. En 1911, Douglass empezó a realizar análisis más profundos con los anillos y concluye que el crecimiento de los mismos está condicionado por el clima y por las condiciones locales del hábitat (Villanueva et. al., 2004).

No obstante, las anomalías detectadas en los anillos de crecimiento también pueden corresponder a otros factores como son plagas, incendios, eventos geológicos y geomorfológicos tales como sismos, erupciones volcánicas, deslizamientos de ladera, fluctuaciones glaciales, avalanchas de nieve e inundaciones (Villalba, 2000).

Debido a las múltiples aplicaciones de los métodos dendrocronológicos y al comportamiento peculiar de cada uno de los eventos geodinámicos, resulta conveniente y práctica una subdivisión en ciertos campos afines, tales como dendrogeomorfología, dendrovolcanología, dendrosismología, dendroglaciología, dendrohidrología, entre otros (Solomina, 2002).

El estudio de procesos morfodinámicos del relieve (flujo de detritos, caídas de roca, avalanchas, deslizamientos, erosión y *lahares*) mediante métodos dendrocronológicos, aporta excelentes resultados sobre todo por el fechamiento preciso de eventos geodinámicos del pasado reciente, donde el rango de error llega a ser de un año e incluso de meses. A la asociación de principios dendroecológicos y geomorfológicos se le conoce como dendrogeomorfología (Shroder, 1978; Strunk, 1997; Villalba, 2000; Pierson, 2007; Stoffel y Bollschweiler, 2008 y 2009). En este sentido, el estudio de las características de

los anillos y la edad del arbolado han sido de mucha utilidad en la evaluación de peligros naturales, evolución del relieve y aprovechamiento del territorio.

Trabajos de dendrogeomorfología sobresalientes son los realizados en los Alpes Suizos por Santori et al. (2003); Stoffel et al. (2005 a y b); Bollschweiler et al. (2007 y 2008); Stoffel y Beniston (2006); Stoffel et al. (2006) y Stoffel et al. (2008), quienes han elaborado reconstrucciones espacio-temporales de flujos de detritos (debris flow) y caídas de roca (rockfall), presentes en los valles alpinos. El aporte principal son mapas morfodinámicos y morfocronológicos a escala detallada, siendo la base para la valoración de peligros geomorfológicos.

Por otra parte, la dendrogeomorfología también se ha utilizado para evaluar la dinámica fluvial en distintos lugares, como son los procesos erosivos e inundaciones torrenciales, tomando en cuenta los efectos de dichos eventos en los troncos y raíces de los árboles. En este sentido cabe citar los trabajos de Martens (1993); Vandekerckhove et al. (2001); Jasper et al. (2002); Bodoque et al. (2005); Gärtner (2007); Fantucci (2007); y Hitz et al. (2008).

De especial interés resultan los estudios dendrocronológicos en terrenos volcánicos, como el de Pierson (2007), quien asigna edades absolutas a las nuevas formas de relieve post-volcánico con base en el período de colonización del arbolado (Douglas fir), después de un período de estabilidad del terreno. Además realiza una comparación entre tres zonas volcánicas de las Cascadas (Monte Santa Elena, Monte Rainier y Monte Hood) para estimar cuánto tarda un pino en recolonizar, lo cual depende del periodo de germinación y de condiciones bio-físicas. De esta manera se realizan las correcciones temporales pertinentes y se puede obtener una edad más precisa de las nuevas superficies geomórficas (Stoffel y Bollschweiler, 2008).

En México, las primeras aplicaciones de dendrocronología se llevaron a cabo durante el período de 1940 -1970 en el NW y centro del país. Se elaboraron aproximadamente 20 cronologías maestras de algunas especies de pino y de *Abies religiosa*, para interpretación paleoclimática y fechado arqueológico. Actualmente, continúan los esfuerzos para construir mayor número de cronologías (Villanueva et al., 2004). Otra de las aplicaciones dendrocronológicas de interés, tiene que ver con la identificación y conservación de

árboles antiguos en el centro-norte del país, ya que su existencia es una fuente de riqueza ambiental y paleoclimática invaluable (Villanueva et al., 2006).

Las aplicaciones dendrocronológicas en México, para la evaluación morfodinámica del terreno y edad mínima del relieve son temas prácticamente nuevos, por lo que el campo de aplicación y potencial promete ser muy vasto. De los primeros trabajos en este tema es el de Franco y Vázquez (2007) en el cual evalúan el potencial de la dendrocronología para conocer la edad mínima y dinámica de barrancos del volcán Popocatepetl y la edad mínima y estabilidad de taludes detríticos del volcán Cofre de Perote.

Trabajos dendrogeomorfológicos en proceso corresponden al análisis de flujos de escombros (debris flow) y caídas de roca (rockfall) en el Popocatepetl, Volcán de Fuego (Colima) e Iztaccíhuatl, llevados a cabo por Stoffel y Bollschweiler, de la universidad de Friburgo, Suiza (comunicación personal).

Cabe mencionar que en la revisión de literatura llevada a cabo, no se encontraron trabajos enfocados en la determinación de la edad y/o estabilidad de barrancos con base en técnicas dendrocronológicas, como se hace en la presente investigación.

El presente apartado permitió explorar el estado actual de los trabajos que tratan procesos de acumulación-erosión post-eruptiva en terrenos volcánicos, así como la aplicación de métodos dendrogeomorfológicos en la dinámica del relieve. Los resultados obtenidos en la presente investigación (estabilidad/inestabilidad en la vertiente norte del Popocatepetl), podrán ser analizados y comparados con los trabajos previos para una enriquecedora discusión.

III. DINÁMICA EROSIVA EN LAS LADERAS DEL POPOCATÉPETL CUBIERTAS POR LA PÓMEZ DE ~1000 AÑOS A.P.

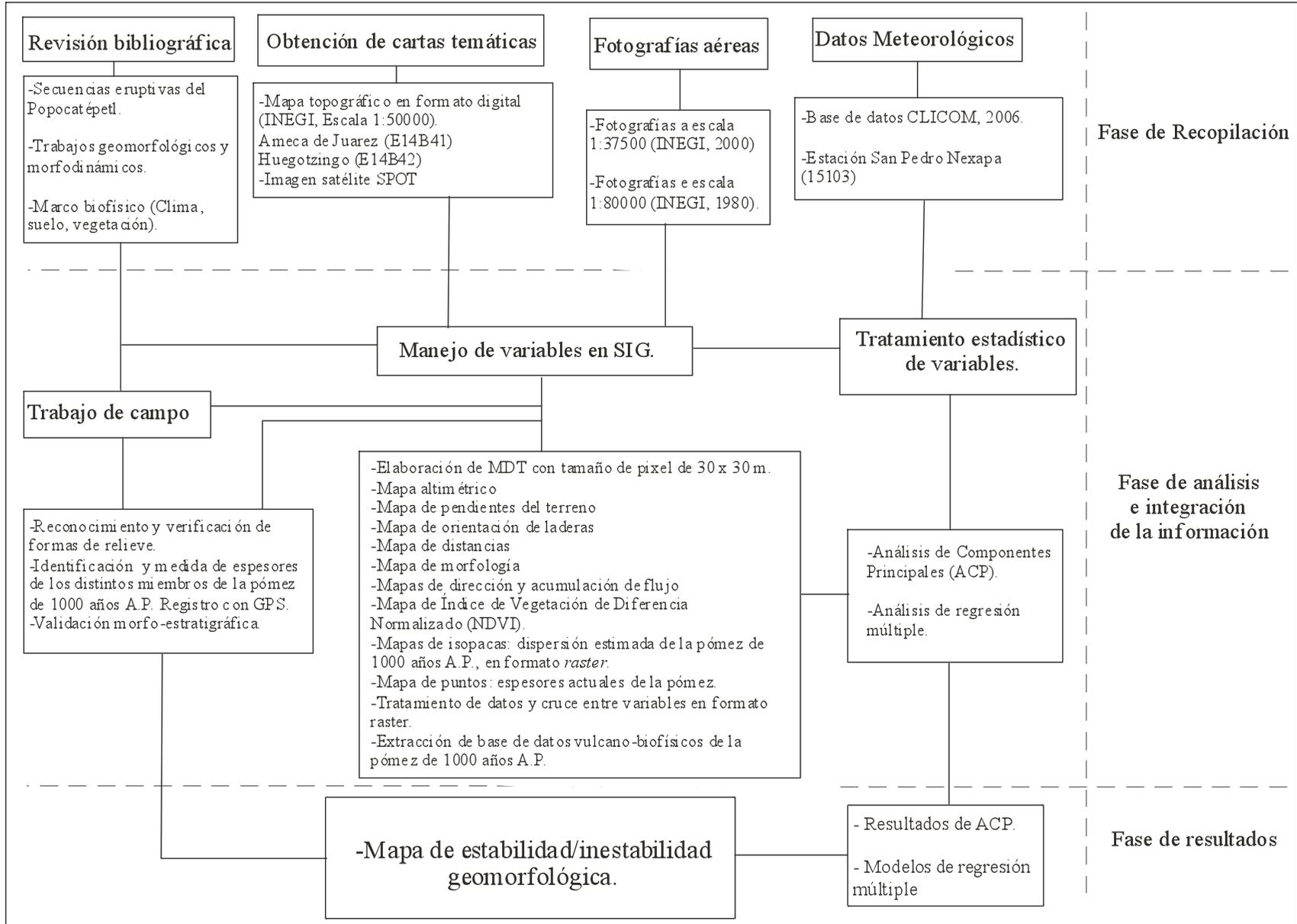
En los depósitos piroclásticos de caída existe una relación entre la distancia del foco eruptivo y la distribución de los espesores y tamaño de los clastos. Tanto el espesor como el tamaño máximo de los clastos disminuyen con la distancia al volcán. Las partículas más finas, por su menor tamaño y densidad pueden cubrir una amplia superficie pero con espesores y diámetros pequeños (dispersión en grandes escalas). La caracterización espacial y temporal de las tefras de caída se representa mediante mapas de *isopacas*, que son isolíneas que unen puntos con un mismo espesor y al mismo tiempo pueden indicar la dirección de dispersión predominante de los piroclastos. Los mapas de *isopletras* siguen el mismo principio, solo que estas líneas unen puntos de mismo diámetro de clasto (Carey, 1996; Houghton, et al., 2000).

Este tipo modelos de dispersión de tefras de caída, se ha utilizado con éxito para reconstrucciones volcánicas (volumen e índice de fragmentación-depositación) y para la prevención de amenazas volcánicas y delimitación de zonas de riesgo (Sigurdsson, et al, 1982; Carey y Sigurdsson, 1986; Bursik, et al, 1992; Legros, 2000; Luhr, 2000; Thouret, et al, 2002; Arce, et al, 2003; Rodríguez, et al, 2002; Wiesner, et al, 2004; Sulpizio, 2005). Mucho menos interés ha tenido la elaboración de mapas de isopacas para análisis geomorfológicos, como parte de una evaluación morfodinámica en terrenos volcánicos, en función de índices de erosión-depositación y su comportamiento espacio-temporal. En este sentido, el presente apartado pretende evaluar los niveles de erosión-depositación del sector norte del volcán Popocatepetl, a partir de la construcción de mapas de isopacas la pómez “Pink” de ~1000 años A.P.

3.1. *Materiales y métodos para evaluar la erosión post-volcánica de la pómez de ~1000 años A.P.*

Los métodos para calcular los índices de erosión, se basan en criterios volcánicos de dispersión de tefras (mapas de isopacas) y técnicas de cartografía digital. Los pasos seguidos para este fin se dividen en tres fases (**Fig. 3.1**).

Figura 3.1. Diagrama que resume los materiales y métodos para este apartado



Fase de recopilación.

- a) Revisión de trabajos de vulcanología, referentes a la modelación y dispersión de tefras de caída, y a la morfodinámica y erosión post-volcánica.
- b) Consulta de artículos relacionados con las secuencias plinianas del Popocatepetl y la dispersión de piroclastos (Siebe, et al., 1996a y 1997) y de datos de campo aún no publicados (C. Siebe y L. Vázquez, comunicación personal).
- c) C) Obtención de las cartas topográficas del INEGI a escala 1:50000, en formato digital y elaboración del MDT, correspondientes a las hojas de Ameca de Juárez (E14B41) y Huegotzingo (E14B42). Adquisición de las fotografías aéreas a escala 1:37500 (INEGI, 2000) y 1:80000 (INEGI, 1980), y las imágenes de satélite SPOT 4, multiespectral y pancromática con resoluciones espaciales de 20 y 10 metros, respectivamente.

Fase de procesamiento e integración de la información.

Una vez conseguida la información de las variables a tratar, se procedió al análisis e integración de la información, misma que consiste de las siguientes etapas:

- a) Trabajo de campo. En primer lugar se realizaron levantamientos estratigráficos para identificar y reconocer los espesores actuales de los distintos miembros de la pómez de ~1000 años A.P. en los alrededores del volcán (**Fig. 3.2**). Los puntos del levantamiento fueron georeferenciados y almacenados mediante un sistema GPS (sistema de posicionamientos global, por sus siglas en ingles). Esta información fue útil para complementar la tabla de datos de espesores de los tres miembros de la pómez “Pink”, previamente tomados por Siebe y colaboradores (inédita). Por otro lado, la verificación y validación de los modelos de erosión de tefras fueron realizados en diversas salidas a la zona de estudio.



Figura 3.2. Depósito de caída de la pómez “Pink”, localizada al NE del Popocatépetl. En este caso el espesor es de al menos 60 cm.

- b) Manejo de variables por medio de SIG. Con el uso de los sistemas de información geográfica fue posible procesar la información previamente recolectada para la obtención de variables volcánicas y morfométricas de la zona de estudio. En esta etapa se obtuvo el Modelo Digital de Terreno (MDT) con un tamaño de píxel de 30 x 30 metros, mediante la interpolación de las curvas de nivel topográficas, en el programa ARCGIS 9.2. Este modelo permitió la elaboración de varios mapas morfométricos en formato *raster*, tales como altimetría, pendientes, orientación de laderas, distancias desde el cráter, acumulación, dirección de los escurrimientos y morfología (**Anexo C1**). El fin fue evaluar de qué manera se correlacionan dichas variables geomorfométricas para determinar la dinámica erosivo-acumulativa post-volcánica.

Por otro lado, con base en la información inédita proporcionada por C. Siebe, se hizo la reconstrucción de la distribución teórica de cada miembro de la pómez “Pink” (mapas de isopacas e isopletras). En primer lugar, utilizando ILWIS 3.3

(ITC, 2001) se crearon mapas de puntos tanto para el espesor como para el diámetro máximo de clastos de pómez y de líticos de cada uno de los miembros de la erupción (tres en la zona estudiada). Después se procedió a trazar directamente en pantalla isolíneas de igual espesor y de igual diámetro de clasto, según el caso, por medio de interpolación visual de los datos puntuales de campo, todo ello en formato vectorial. Posteriormente, cada mapa de isolíneas en formato vectorial se transformó a formato *raster*, mediante la herramienta *Countour interpolation*. Esta función realiza una interpolación lineal entre los valores de cada segmento y después calcula el valor correspondiente a cada píxel en la zona que no es cubierta por las isolíneas. Este proceso transforma los mapas de espesores (vectores) en las tres dimensiones espaciales X, Y y Z (*raster*), lo que permite una mejor estimación y cruce de los datos espaciales.

Finalmente estos mapas de isopacas, en formato *raster*, se exportaron con la extensión Arc/Info ASCII.ASC. Todos los pasos anteriores se realizaron en el programa ILWIS 3.3 (ITC, 2001). Una vez homogenizadas todas las capas de información a tratar, se creó un proyecto en el programa ArcGis 9.2, en el que se incluyeron mapas morfométricos a partir del Modelo Digital de Terreno (MDT), como mapa altimétrico, pendientes, morfología, orientaciones, etc., así como el NDVI (Índice de Diferencia de Vegetación Normalizado, por sus siglas en inglés), índice que se obtiene a partir de la relación entre el espectro visible y el infrarrojo cercano de una imagen de satélite. Por último se integraron los mapas de puntos de cada miembro de la pómez.

Cabe señalar que los datos puntuales de campo (de espesor y diámetro de clastos) se consideran en el contexto del presente análisis como valores *reales*, mientras que los valores de los mapas de isolíneas (y los resultantes de la interpolación de éstas) se consideran como valores estimados. Esta diferencia se observa claramente en el caso de los espesores, ya que las isolíneas intentan mostrar la distribución original de espesores a partir de una nube de puntos (generalmente considerando sobre todo los valores máximos), mientras que los valores medidos en campo en muchos casos están afectados por fenómenos locales de erosión o depositación post-volcánica.

Los primeros cruces de mapas que se elaboraron en ArcGis 9.2, mediante la extensión *Spatial Analyst Tools*, con la herramienta *Extract Values to Points*, fueron los mapas de espesores estimados (formato *raster*) contra los mapas de puntos de muestreo de cada miembro (formato vectorial). Mediante este procedimiento se “extrajo” del mapa *raster* interpolado el valor de espesor estimado que le corresponde a cada punto del mapa de espesores *reales* (medidos en campo). Se generó así en la base de datos una nueva columna con los espesores estimados. Se realizó la resta algebraica de los valores teóricos menos los reales y de esa manera se obtuvo un índice de erosión y/o acumulación por cada sitio, es decir, los valores negativos corresponden a los espesores de pómez que están por arriba del valor teórico estimado, considerándose como sitios de acumulación de tefras. Caso contrario sucede con los valores positivos, donde el índice asignado corresponde al espesor de pómez faltante para cada sitio (erosión). Este proceso se hizo para cada miembro de la pómez, anexando una nueva columna en la base de datos denominada “Cut/Fill”.

De igual manera, con el uso de la herramienta *Extract Values to Points* de ArcGis 9.2, se cruzaron los mapas morfométricos y el mapa de NDVI, con los mapas de puntos de cada miembro de pómez, con el fin de obtener por separado una base de datos correspondientes a los sitios de muestreo, cuyos valores de las columnas corresponden a las variables por sitio. Posteriormente, las bases de datos de cada miembro se exportaron en formato dBASE IV (.dbf) para después analizar la información con métodos estadísticos multivariados (**Anexo C2**).

Fase de análisis de la información

En el análisis cuantitativo de procesos morfodinámicos conviene utilizar métodos estadísticos. Para evaluar la dinámica erosivo-acumulativa de la zona de estudio, aplicando métodos estadísticos, sólo se utilizaron los datos del miembro 1 de la pómez “Pink”. Se emplearon métodos multivariantes con el propósito de sintetizar toda la información vulcano-biofísica de las variables, aplicando Análisis de Componentes Principales (ACP). Para tener un primer acercamiento en el comportamiento morfodinámico de la zona, se elaboraron Análisis de Regresión Múltiple (ARM) para

obtener modelos de erosión/acumulación utilizando Sistemas de Información Geográfica (SIG).

Los Análisis de Componentes Principales fueron útiles para sintetizar y eliminar la información redundante de las variables, así como para identificar los factores de mayor importancia en el fenómeno a tratar, por medio de una matriz de correlación. Por otro lado, los Análisis de Regresión Múltiple se eligieron para estimar la relación que guarda una variable dependiente o respuesta (Y), con el resto de las variables denominadas independientes o regresores (X) (Ostle, 1965; Peña, 2002).

La tabla del miembro 1 de la pómez “Pink” se trabajó en la extensión dBASE VI (.dbf), para poder abrirla en cualquier paquete de estadística. En este caso se utilizó el SPSS 15.0. La base de datos se organizó en filas y columnas, donde a cada punto levantado en campo se le asignó un código o ID (filas). Las variables a correlacionar, organizadas en columnas, son altitud, pendientes, orientación de laderas, espesor estimado y real, morfología, distancia desde el cráter, dirección y acumulación de flujos y el Índice de Vegetación de Diferencia Normalizado (NDVI).

Para la presente investigación, se utilizó parte de la información de campo de Siebe y colaboradores (C. Siebe, comunicación personal), complementada con algunos sitios de muestreo propios, con la cual fue posible agrupar por separado la base de datos de cada miembro de la pómez “Pink”. La tabla correspondiente al miembro 1 consta de 125 sitios levantados en campo, distribuidos preferencialmente hacia el norte del Popocatepetl.

3.2. Modelos de dispersión de la pómez de ~1000 años A.P.

El modelo de dispersión (mapa de isopacas) del miembro 1 de la pómez, se construyó a partir de levantamientos estratigráficos, considerando los espesores y distribución de cada miembro de la secuencia pliniana de ~1000 años A.P. Para el primer ensayo del mapa de isopacas, se utilizó el programa VORIS 2.0, que corre en plataforma de ESRI, ArcGis 9.2 (Felpeto et al., 2007). No obstante, la falta de parámetros de entrada, volcánicos y ambientales de hace ~1000 años, impidió extraer modelos de dispersión,

parecidos a la estratigrafía vista en campo. Por esta razón, el modelo de dispersión fue reconstruido tomando como base la distribución espacial de las secciones estratigráficas y espesores de la pómez P1 de Siebe y colaboradores (inérita), agregando nuestras columnas estratigráficas y tomando como referencia el trabajo de Sigurdsson y Carey (1989). (**Fig. 3.3**).

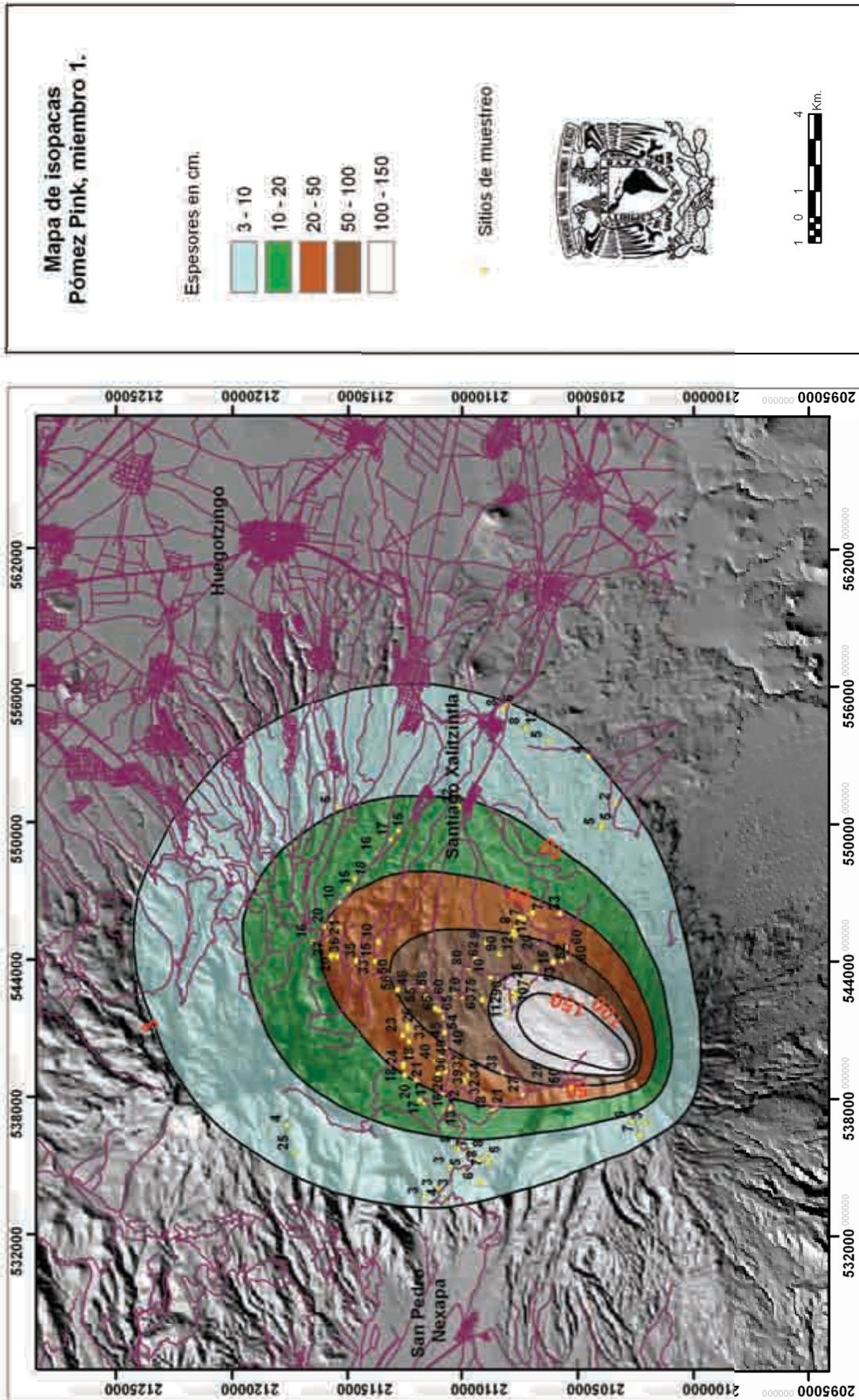
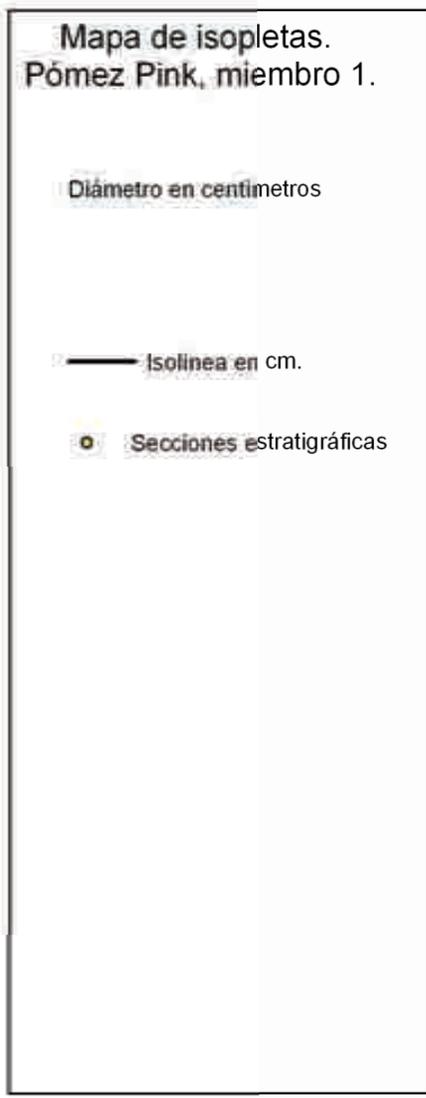
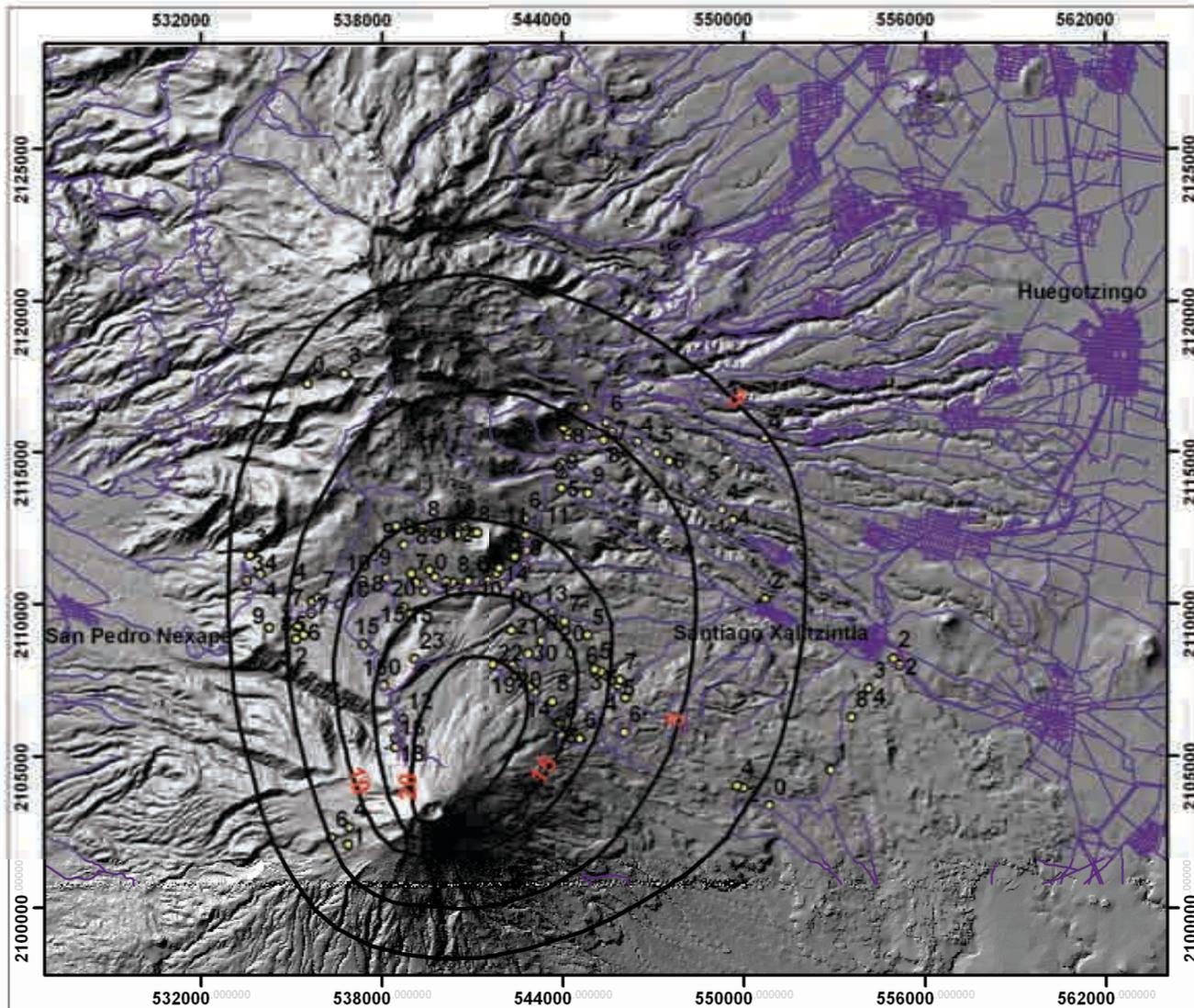


Figura 3.3. Mapa de isopacas del miembro 1 de la pómez “Pink” (~1000 años A.P.). Esta secuencia es la más reciente que mantuvo con varios espesores el sector N-NE del volcán (zona de estudio).

El eje de distribución principal del miembro 1 es preferentemente al norte, manteniendo los relieves pre-existentes asociados al Popocatepetl y la mayor parte del complejo Iztaccíhuatl. Los espesores del depósito de caída disminuyen desde el cráter hacia las zonas dístales, pasando de 150 a 3 centímetros de espesor teórico. El volumen observado es de 0.686 km^3 . El volumen se calculó midiendo el área de cobertura de cada isopaca, multiplicada por el espesor promedio de cada una. Este proceso se realizó utilizando el SIG ArcGis 9.2.

El mapa de isopleas (líneas de igual diámetro de clastos) correspondiente al miembro 1 de la pómez “Pink”, se construyó a partir del diámetro promedio de los cinco clastos de pómez más grandes observadas en un sitio (**Fig. 3.4**). Las isopleas dan idea de la distribución preferencial al norte-noreste, influenciada por la intensidad y dirección del viento, así como por la altura de la columna. Además, el mapa de isopleas del miembro 1, fue útil para estimar la altura de la columna eruptiva, con base en el método propuesto por Carey y Sparks (1986). Consiste en graficar los datos con la isoplea de mayor confiabilidad, de la cual se obtienen los valores del alcance de las partículas en dirección del viento (ADV) y el alcance de las mismas perpendiculares a la dirección del viento (APV) (**Fig.3.5**). De esta manera se estimó que la altura de la columna, asociada al primer pulso de la explosión pliniana fue de 23 a 25 km.

Figura 3.4. Mapa de isopletas del miembro I de la pómez "Pink" (~1000 años A.P.)



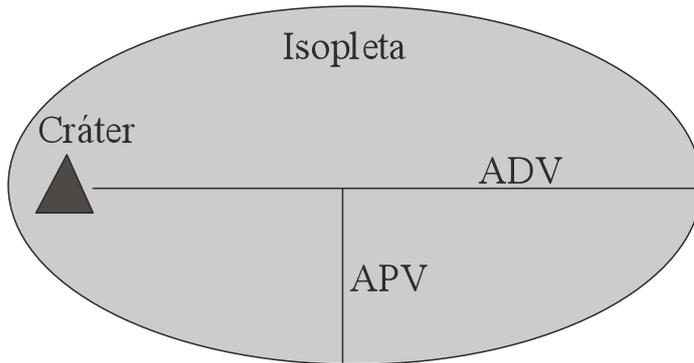


Figura 3.5. Esquema para calcular la altura de de una columna piroclástica (Modificado de Carey y Sparks, 1986).

3.3. Variables morfométricas e Índice de Diferencia de Vegetación Normalizado (NDVI).

Las variables independientes (continuas), consideradas para estructurar la matriz de correlación, se obtuvieron a partir de procesos realizados en Sistemas de Información Geográfica y técnicas de Percepción Remota (**Anexo C1**).

Altimetría

El mapa de alturas se extrajo a partir de la interpolación de las curvas de nivel digitales, utilizando la herramienta *topo to raster* del ArcGis 9.2. De este proceso se obtuvo el Modelo Digital del Terreno (MDT) con un píxel de 30 x 30 m, que posteriormente fue clasificado en rangos para diferenciar los distintos pisos altitudinales. Los valores de alturas son expresados en metros sobre el nivel del mar (msnm), la mínima en la zona de estudio es de 1820 m y la máxima de 5400 m. Son cinco los pisos altitudinales que se diferenciaron, el primero va de los 1820 a los 2384 m, y corresponde a la zona de transición entre la planicie fluvial y el piedemonte volcánico acumulativo. El segundo rubro se encuentra entre los 2384 y 2823 m, tiene que ver con el piedemonte volcánico-acumulativo, constituido por potentes coladas de lava, depósitos piroclásticos y abanicos aluviales, provenientes del Iztaccíhuatl y Popocatepetl. El tercer estrato de altura oscila entre los 2823 y 3364 m, forma parte de las laderas inferiores de montaña, originadas por flujos lávicos, piroclastos de flujo y caída. El cuarto piso va de los 3364 a 4031 m, denominado como laderas de montaña medias, constituido por conos volcánicos

adyacentes a las estructuras principales, coladas de lava y depósitos piroclásticos de mayor espesor. Además, forma parte del límite superior del bosque. El último rubro corresponde a las laderas de montaña superiores, que abarca de los 4031 a los 5400 m; es la región de mayor inestabilidad geomorfológica, debido a la presencia de piroclastos poco cementados y a la ausencia de vegetación.

Pendientes del terreno

El mapa de pendientes surge del MDT, utilizando la extensión *surface analyst, slope* que se encuentra en el paquete ArcGis 9.2. Se reconocen cinco rangos de pendientes expresados en grados. La zona de más plana varía entre los 0 y 6.3 grados de inclinación, corresponde a las planicies aluviales, piedemonte y llanos volcánicos. El segundo rubro oscila entre los 6.3 y 15 grados, predomina en laderas de montaña inferiores y superficies cumbrales ligeramente inclinadas. El tercero corresponde a los relieves que se encuentran entre los 15 y 25.2 grados de inclinación, sobre todo en las laderas de montaña medias y en los bordes de coladas de lava. El cuarto rango de pendiente va de los 25.2 a los 37 grados, característico de las laderas de montaña superior, edificios volcánicos y paredes de barrancos. El último rango corresponde a relieves con modelado glaciar, paredes internas de antiguas calderas y escarpes. La pendiente de estos sectores va de los 37.1 a los 74 grados, y son las de mayor inestabilidad geomorfológica de la zona.

Distancias

El mapa de distancias se generó en ArcGis 9.2 tomando la información geoespacial del MDT, mediante la extensión *Spatial Analyst Tools, Distance*, tomando como foco y punto central al cráter del Popocatepetl. Las distancias a partir de este origen, se toman en metros donde el cráter presenta valor de 0 y el punto más distal es de 4.16 km en línea recta.

Morfología del relieve (en planta)

El mapa de morfología se extrajo utilizando el mapa de pendientes, con la extensión *Spatial analyst Tools, Surface – Curvature* que se encuentra en el ArcGis 9.2. Los valores positivos corresponden a las superficies convexas o dispersoras de escurrimientos; los

valores cercanos al 0 tienen que ver con las morfologías rectas y los valores negativos se consideran como las superficies cóncavas o colectoras de escurrimientos. Son tres los principales rangos morfológicos, los relieves cóncavos van de los -55.7 a -2.6, las zonas planas se encuentran en el rango de -2.6 a 2.0 y los relieves convexos son los que varían entre 2.0 y 31.0 unidades.

Dirección de flujo

Este mapa se generó con la extensión *Spatial Analyst Tools, Hydrology – Flow Direction*, con base en los valores de píxeles del MDT. La utilización del filtro de 3 x 3 con un total de 9 celdas, cuya celda central es la del valor correspondiente a la dirección del flujo. El método consiste en tomar en cuenta el valor de todas las celdas vecinas, considerando la caída principal de pendiente del terreno. Los valores resultantes varían de 1 a 255 unidades, de las cuales se generaron 5 rangos. El primero que va de 1 a 4 tiene una orientación al E-SE-S; los flujos con valores de 4 a 16 están orientados al S-SW-W; los valores que reporta el modelo del SIG de 16 a 64, son corrientes que drenan al W-NW-N; el rango que va de los 64 a 164 se dirige al N-NE-E. El último rubro que va de los 164 a 255, son ríos que no drenan hacia algún sentido, es decir, son zonas planas que favorecen la captura de escurrimientos de las laderas aledañas.

Acumulación de flujo

El mapa *raster* que representa la acumulación de flujo, se obtiene considerando la caída principal de escurrimientos (mapa “dirección de flujo”). La herramienta utilizada fue *Spatial Analyst Tools, Hydrology – Flow Accumulation*, del ArcGis 9.2. Los valores de acumulación, corresponden al tamaño de la celda, localizado en el mapa *grid* que tiene los valores de caída de escurrimientos. Entre mayor sea el valor, mayor es el porcentaje de acumulación de flujos, por lo que se pueden identificar las zonas concentradoras de agua (cauces fluviales). Los valores de cero, corresponden a las elevaciones topográficas locales, como domos, edificios volcánicos y lomeríos.

Orientación de laderas

Las orientaciones de ladera surgen del MDT, con la extensión *Spatial Analyst Tools, Surface – Aspect* del ArcGis 9.2. Esta herramienta considera la matriz de datos de las

pendientes del terreno, cuya orientación la mide a partir de la inclinación principal. Los valores son en grados positivos (azimut) de 0 a 360, en sentido de las manecillas del reloj, cuyo origen es el norte (0 °). Las superficies planas, con inclinaciones de 0, el valor asignado de orientación es -1.

Cabe señalar, que en el caso del mapa de orientación de laderas, cuyos valores son expresados en azimut (de 0° a 360°), la interpretación de los datos con modelos estadísticos se dificultaba, ya que una ladera que mira a 0 grados (norte), tiene el mismo valor que una ladera orientada hacia 360 grados; de manera análoga, valores de azimuth de 359 y 1 grados, que en términos de orientación son prácticamente iguales y sin embargo parecen muy diferentes en términos de valor numérico. Por lo tanto, esta columna de datos fue transformada en cuadrantes, de modo tal que se eliminará el efecto de azimut y se facilitara la interpretación de los datos. Además, para saber si los procesos morfodinámicos son de la misma forma en la ladera norte y sur, a los datos de orientación se les aplicó una rotación de valores en ArcGis 9.2, es decir el cero se cambió hacia el valor de 90° este y oeste, y el norte corresponde a 0°. Así por ejemplo, una orientación (azimuth) de 20°, o de 340°, se transformó por igual en 90°. Para la vertiente sur se realizó lo mismo, pero la transformación de los valores fue con signo negativo (-90°). Ver mapa de orientación en cuadrantes del **Anexo C1**.

La justificación para hacer esta transformación es que las laderas orientadas al norte se comportan de manera diferente de las orientadas al sur desde el punto de vista geomorfológico. Como ocurre con frecuencia en el Hemisferio Norte, la humedad se conserva más en las laderas orientadas al norte (de umbría), con lo cual la vegetación es más abundante y la erosión en el largo plazo es más reducida en comparación con la ladera sur (de solana). Se ha observado, por ejemplo, que las tetras del Popocatepetl se preservan con mayor espesor en laderas de los valles del Iztaccíhuatl orientadas al norte (White, 1962).

Índice de Diferencia de Vegetación Normalizado (NDVI)

Este parámetro se obtuvo con técnicas de percepción remota, donde se procesó una imagen multiespectral del satélite SPOT- 4, en el programa ENVI 4.2. La fecha de la escena es del 2004, con una resolución espectral de 4 bandas y resolución espacial de 20

metros. En el ENVI 4.2 se utilizó la herramienta *Transform, NDVI*, proceso que toma en cuenta la correlación entre el espectro visible, banda 3 (rojo) y IRC (Infrarrojo Cercano) en la banda 4. En el espectro visible, los pigmentos de las hojas absorben la mayor parte de la energía que reciben, estas sustancias afectan muy poco al IRC. Por lo tanto, es marcado el contraste entre la reflectancia de la banda roja (3) y el IRC (4), por lo que se puede separar claramente la vegetación sana y las áreas con cubierta vegetal. El NDVI es un índice cuyos valores oscilan entre los márgenes -1 y +1; en este sentido, la vegetación densa y sana se encuentra entre los valores cercanos a +1, caso contrario sucede en la vegetación enferma o áreas desprovistas de vegetación, donde los valores tienden al -1 (Chuvieco, 2002).

Cabe mencionar, que los índices de vegetación corresponden a la cobertura actual de la zona. Estimar la vegetación que se desarrollaba hace aproximadamente 1000 años es prácticamente imposible. Sin embargo, es probable que en las partes altas de la zona estudiada los tipos de vegetación (bosques de coníferas y pastizal alpino) hayan sido parecidos a los actuales hace un milenio, tanto a ~ 4000 msnm (Lozano-García y Vázquez-Selem, 2005), como a 3000 msnm (Almeida-Leñero et al., 2005); mientras que en las partes bajas de la zona estudiada el uso de suelo, y en particular el límite entre las zonas agrícolas y forestales, probablemente no ha cambiado mucho desde épocas prehispánicas. Por esta razón, se considera que el NDVI de las condiciones actuales puede ayudar a explicar la morfodinámica ocurrida desde el emplazamiento de la pómez “Pink”.

3.4. Análisis multivariante. Componentes Principales (ACP).

El ACP trata de hallar los componentes o factores que sucesivamente expliquen la mayor parte de la varianza total, mediante combinaciones lineales de las variables originales. La idea es que el primer factor contabilice la mayoría de la variabilidad de los datos, es decir, que explique la mayor varianza total; el segundo factor será aquel que explique la mayor parte de la varianza restante, es decir, lo que no explicó el primero y así sucesivamente. Además, entre mayor sea el valor del factor (eigenvalor), más carga tiene el componente o factor, por lo que los valores cercanos a 0 deben ser discriminados, ya que son poco significativos en la explicación del fenómeno. Para que el ACP tenga sentido, debe cumplirse el principio de parsimonia de los datos, es decir, que los fenómenos se deben explicar con el menor número de variables posibles, por lo tanto el número de factores

debe ser lo más reducido posible. Cabe señalar que esta técnica es solamente exploratoria, por lo que no pueden probarse hipótesis estadísticas ni modelos (Peña, 2002; Johnson, 2000). En este apartado los ACP se usaron para discriminar información redundante de las variables que condicionan la erosión de las tefras post-volcánico.

El ACP del miembro 1 de la pómez “Pink” consta de 10 factores o componentes que sumados dan el 100 % de la varianza explicada. Es decir, la función de los ACP es simplificar la información redundante del total de las variables, y demostrar cuáles son las variables más representativas para el análisis. En este caso, los cuatro primeros componentes explican el 68.0 % del fenómeno, y los valores de sus eigenvalores están por encima de 1, de manera que son los de mayor significancia estadística (**Fig.3.6**, cuadro, matriz-corre-eigenvalores). Cabe resaltar que el componente 1 es el de mayor peso, con 26 % de la varianza total de los datos, cumpliendo el principio de parsimonia (**Fig. 3.7**).

Componente	Eigenvalores		
	Total	% de Varianza	% Acumulativo
1	2.664	26.644	26.644
2	1.641	16.406	43.050
3	1.345	13.455	56.505
4	1.151	11.512	68.017
5	.975	9.747	77.764
6	.846	8.463	86.226
7	.754	7.535	93.762
8	.335	3.354	97.116
9	.188	1.879	98.995
10	.101	1.005	100.000

Figura 3.6. Matriz de correlación de eigenvalores y porcentaje de dimensión explicada.

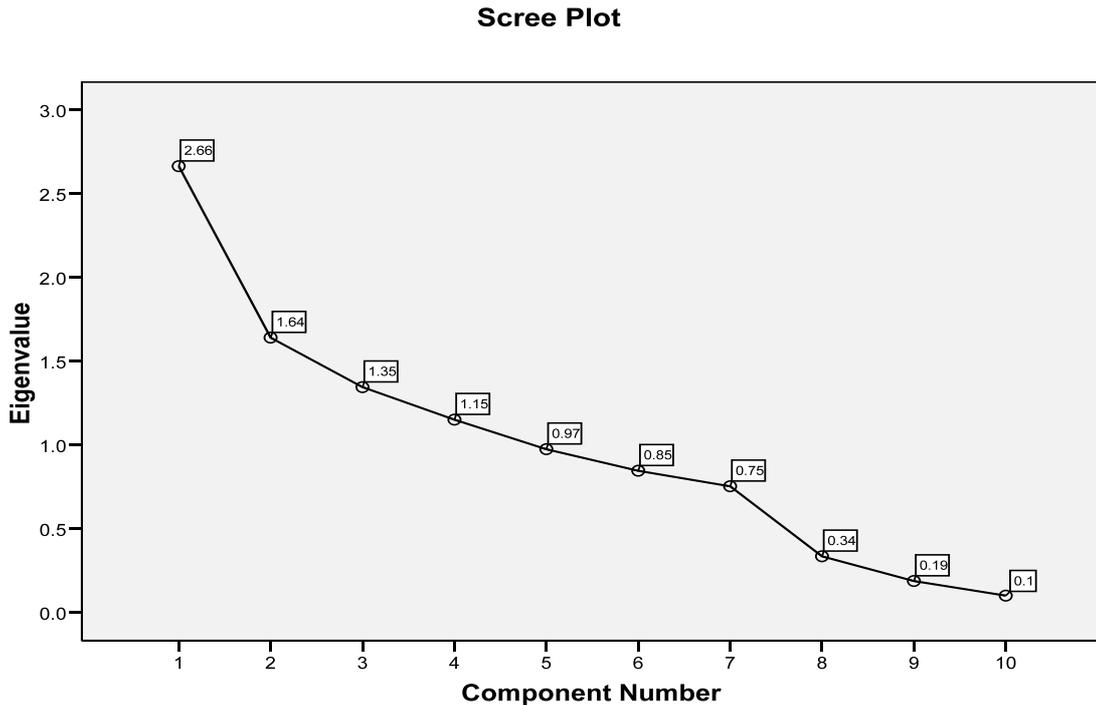


Figura 3.7. Gráfica de eigenvalores y de factores. Los valores menores a 1 no son significativos para el modelo.

Posteriormente, se extrajo la carga de los cuatro componentes principales, por cada una de las variables, con el fin de identificar las variables de mayor peso en la varianza total. Sin embargo, para mejorar la interpretación de los datos, éstos se estandarizaron con el método de rotación “varimax” (Peña, 2002). De la carga de los componentes rotados, también conocidos como coordenadas de los componentes, se puede ver que en el componente 1 la carga oscila entre 0.9 y -0.4, agrupa las variables de espesor y distancia desde el cráter, lo que significa una relación inversa entre los espesores de las tefras y la distancia de dispersión. Por otro lado, el componente 1 fue nombrado *espesor*, debido a que éstas son las variables de mayor carga. En el segundo componente la altitud es la de mayor significancia (0.8), siendo inversamente proporcional a la distancia (-0.8), por lo que se denominó *altitud*. El tercer componente fue nombrado *orientación*, ya que las variables que controlan y explican el fenómeno son orientación de laderas (rotado) y orientación de los flujos. En el último componente, el mayor peso estadístico lo tiene la acumulación de flujo (**Fig. 3.8**).

Variable	Componente			
	1	2	3	4
Espesor real	.933	.106	-.019	.009
Espesor estimado	.916	.175	.070	-.035
Altitud (msnm)	.135	.872	.085	-.085
Pendiente de terreno	.158	.130	.126	-.692
Distancia desde cráter	-.406	-.809	-.130	.040
Dirección de flujo	-.056	-.068	.893	-.126
Acumulación de flujo	.129	-.002	.029	.817
Orientación (Rotada)	.105	.135	.897	.037
NDVI	-.073	-.253	.090	.132
Morfología	-.357	.546	.047	.115

Figura 3.8. Carga de los cuatro componentes principales por variable.

La siguiente gráfica (**Figura 3.9**) relaciona en un plano de proyección el factor 1 (espesor) y el factor 2 (altura). Puede observarse que las variables de espesores de tefra y la altitud, inversamente proporcionales a la distancia del cráter, son las más importantes en la explicación y son las que alargan la elipse de la proyección.

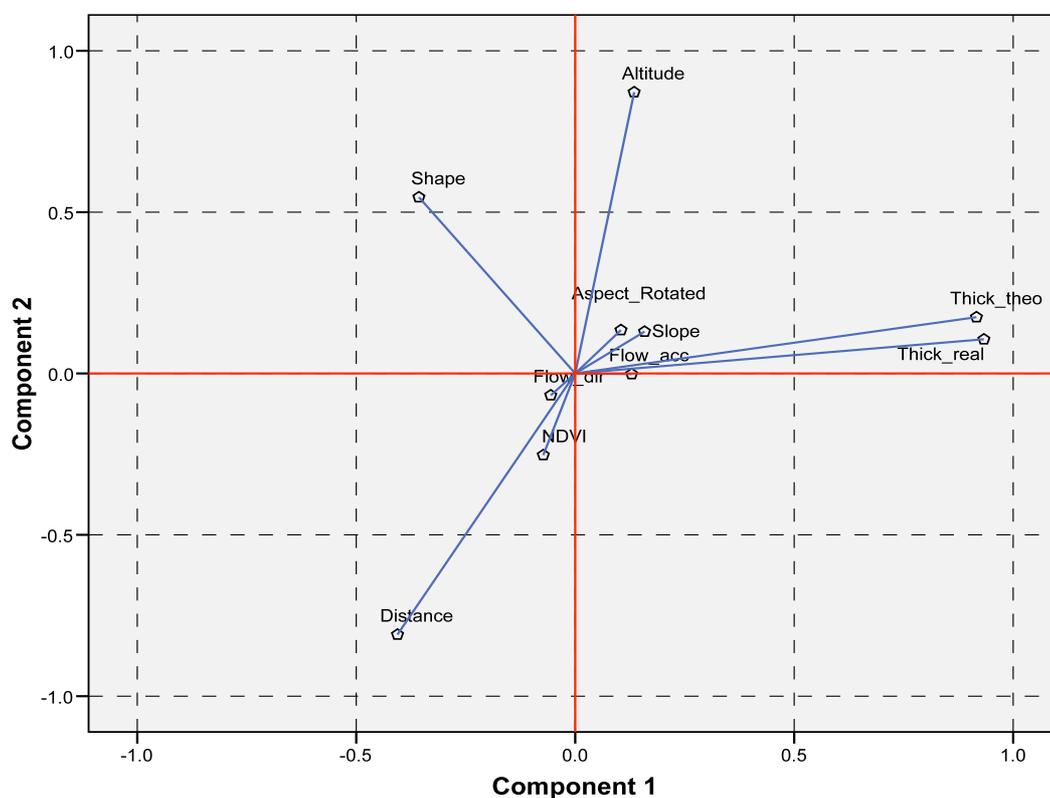


Figura 3.9. Plano de proyección donde se correlacionan los dos factores principales, CP1 contra el CP2.

De esta manera, el ACP permitió simplificar el número de las variables consideradas en la dinámica geomorfológica del Popocatepetl, e identificar las variables de mayor significancia en cada componente y su correlación entre ellos.

3.5. Análisis de Regresión Múltiple.

Se elaboraron los análisis de regresión múltiple, únicamente para el miembro 1 de la pómez “Pink”, con el fin de medir la relación funcional entre una variable (dependiente) con el resto de las variables (independientes). De esta manera también se pretende saber con que precisión se puede predecir el valor de una variable si se conocen los valores de las variables asociadas (Ostle, 1965). En este caso, la variable dependiente (Y) es la erosión y/o acumulación de pómez, denominada *Cut/fill*. Las variables independientes, que presumiblemente se correlacionan con la morfodinámica en terrenos volcánicos son de tipo geomorfológico: altura, pendiente, morfología, orientación de laderas, dirección y acumulación de flujos.

Además, se incluyeron variables que no son de corte geomorfológico, pero hipotéticamente influyen en la aceleración o mitigación de procesos morfodinámicos, como son la distancia desde el cráter y la densidad de vegetación, estimada con el Índice de Vegetación de Diferencia Normalizado (NDVI). La ecuación de los modelos de regresión múltiple se expresa de la siguiente manera (SPSS 8.0, 1998; Peña, 2002):

$$Y = \beta_0 + \beta_1x_1 + \beta_2x_2 + \varepsilon$$

Donde Y es la variable dependiente, β son las constantes del modelo, x las variables independientes y ε es el error estimado del modelo.

Los resultados que arrojó la base de datos procesados en el paquete estadístico SPSS 15.0 en general sugieren una pobre correlación entre la variable dependiente (*Cut/fill*) y el resto de las variables independientes; de las cuales sobresale la relación lineal entre la erosión/acumulación de pómez o *Cut/fill* (variable dependiente) y el espesor estimado ($R=0.50$), es decir, a mayor espesor estimado mayor erosion/acumulación. Con menor fuerza se correlaciona inversamente la variable dependiente con la distancia desde el cráter ($R=$

0.316) (**Anexo C3**). Ambos resultados son esperables ya que tanto el espesor estimado como el valor de erosión/acumulación se derivaron de una misma variable (espesor real); y por otro lado es evidente que el espesor de una tefra disminuye con la distancia al cráter.

Por otro lado, en la correlación entre variables independientes sólo destaca la existente de manera inversa entre la altitud y la distancia desde el cráter ($R = -0.678$). De manera inversa se correlaciona significativamente la distancia desde el cráter con los espesores estimado ($R = -0.50$) y real ($R = -0.394$). La correlación lineal más fuerte se da entre el espesor estimado y el espesor real ($R = 0.862$), es decir, a mayor espesor estimado mayor espesor actual. Los valores de las R, están dadas de acuerdo el índice de correlación de *Pearson*, donde las variables más correlacionadas se acercan al valor 1 (**Anexo C3**).

Una vez vistas las correlaciones, se realizaron análisis de regresión múltiple para evaluar la dinámica geomorfológica, con base en los parámetros de erosión y/o acumulación de la pómez del miembro 1 de la “Pink”, distribuida en la vertiente norte del Popocatepetl. En el primer escenario, se consideró la variable de orientación de laderas transformado (*aspect_rot*), con el fin de discernir el efecto norte o sur en los procesos morfodinámicos. A través del método *backward*, que consiste en ir discriminando las variables menos importantes (Norusis, M., 1998), se extrajo el modelo de regresión más significativo, con una $R^2 = 0.181$ (**Anexo C4**).

MODELO 1

$$Cut_fill (Y) = 94.207 - 0.019 (altura) + 0.240 (pendiente) - 0.003 (distancia) + 0.041 (dirección de flujo) + 0.913 (morfología)$$

Este escenario deja de manifiesto que el factor norte – sur de las orientaciones de laderas no es importante ya que el modelo no lo considera. Por otro lado, las variables de mayor importancia en la explicación del fenómeno (*cut_fill*), son la distancia desde el cráter (*sig.* 0.000) y la altitud (*sig.* 0.002). Los niveles de significancia de variables están dados a partir de 0.05, es decir, los factores por debajo de este valor son de importancia en la explicación de la variable Y (Norusis, M., 1998). La función resultante del modelo 1, se introdujo a una plataforma SIG mediante el paquete ArcGis 9.2. De esta manera se generó un primer mapa de erosión y/o acumulación de tefras de la vertiente norte del Popocatepetl (**Fig. 3.10**).

Si bien el escenario 1 con una modesta explicación del 18%, muestra que los valores altos (tonos morados) corresponden a zonas de mayor erosión de tefras del miembro 1 de la pómez “Pink”, los valores bajos (tonos claros) son áreas de acumulación. En este caso, el factor *distancia* (desde el cráter) es la variable que controla fuertemente el modelo, dando una estimación errónea en las laderas del complejo Iztaccíhuatl, ya que según el modelo estas zonas son de máxima acumulación de tefras, situación que no concuerda con la realidad. Se puede decir que el factor *distancia* (desde el cráter) se relaciona sobre todo con la distribución de tefras y no con la dinámica erosiva y/o acumulativa post-volcánica (objeto de este estudio).

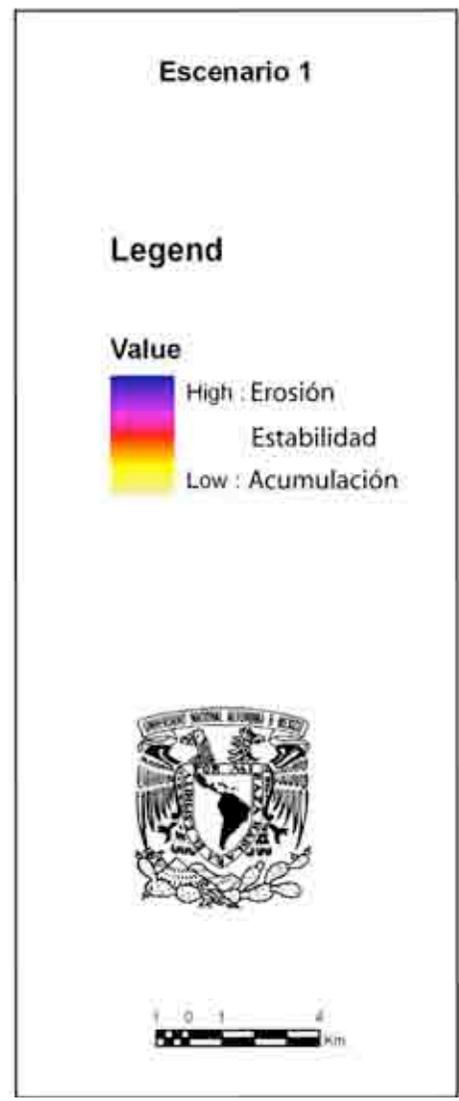
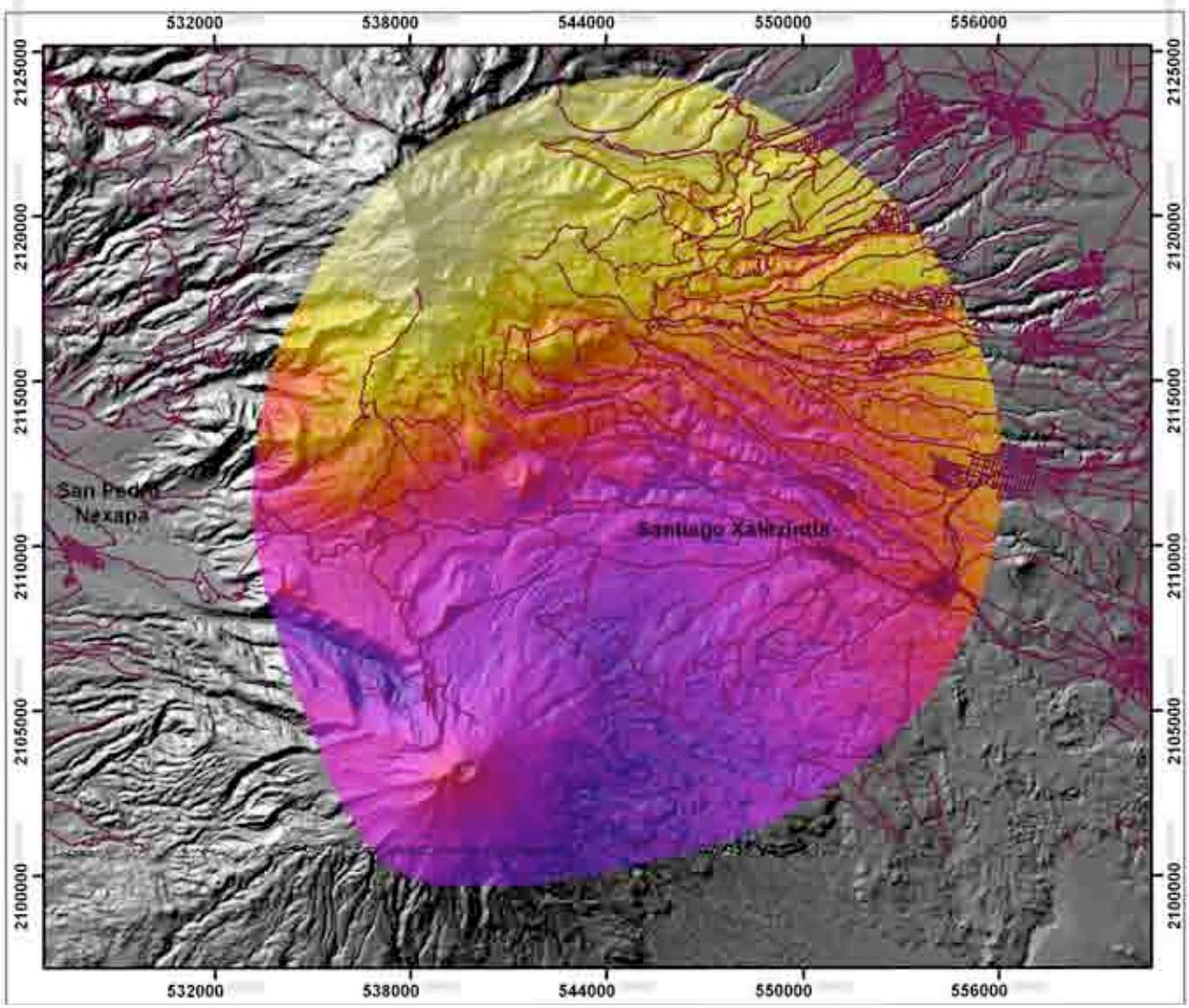


Figura 3.10. Mapa morfodinámico obtenido a partir del modelo 1.

MODELO 2

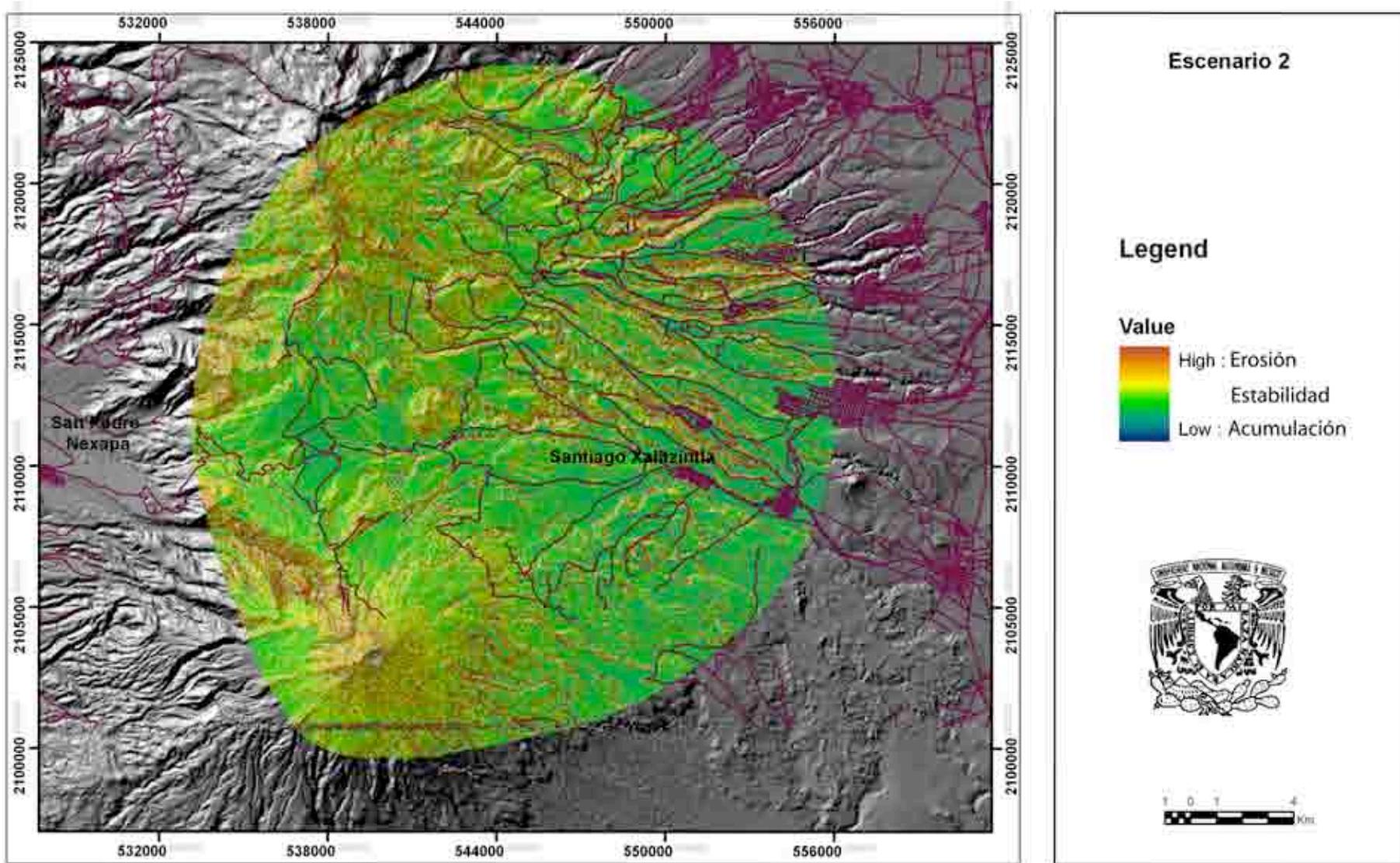
Debido a las limitaciones del modelo anterior, se realizó un segundo modelo de regresión múltiple, pero discriminando la variable *distancia* (desde el cráter). De esta manera, el porcentaje en la explicación del fenómeno de erosión/acumulación de pómez es muy similar al primer modelo con una R^2 de 0.158.

$$\text{Cut_fill (Y)} = 6.654 + 0.000 (\text{altura}) + 0.184 (\text{pendiente}) + 0.000 (\text{acumulación de flujo}) + 0.003 (\text{orientación de laderas}) + 1.366 (\text{NDVI}) + 0.918 (\text{morfología})$$

En este segundo escenario, se puede observar que las variables de mayor peso en la explicación de la erosión/acumulación de tefras son la morfología (*sig.* 0.296) y la pendiente (*sig.* 0.302). Con una menor fuerza pero de igual importancia son acumulación de flujo (*sig.* 0.666), la altura (*sig.* 0.969) y la orientación en *aspect_rot* (*sig.* 0.861) (**Anexo C6**). Este segundo modelo se introdujo en SIG dando un mapa automatizado del fenómeno de erosión/acumulación representado en la **figura 3.11**.

A pesar de la baja R^2 del modelo, éste aporta mejores resultados que el primero, ya que sólo las variables morfométricas dan una primera aproximación al fenómeno de erosión/acumulación post-volcánica del miembro 1 de la pómez “Pink”. De manera cualitativa se puede ver que los valores altos (tonos rojos y amarillos), tienen que ver con terrenos de mayor erosión e inestabilidad geomórfica, como son las laderas de montaña alta del Popocatepetl y del complejo Iztaccíhuatl, así como en los frentes de lava y laderas de valle. Caso contrario sucede en los terrenos planos o ligeramente inclinados como llanos volcánicos, superficies cumbrales, terrazas y lechos de ríos, donde el manto pumítico ha sido relativamente estable; o incluso en los fondos de barrancos, donde se ha acumulado por acarreo fluvial. En el mapa (**Fig. 3.11**) son representados por los valores medios y bajos, cuya gama va de los tonos verdes a los azules.

Figura 3.11. Mapa de morfodinámica a partir del modelo 2.



3.6. *Discusión y conclusiones*

Escenarios morfodinámicos de erosión y/o depositación de tefras, generados a partir del análisis de regresión múltiple, pueden arrojar excelentes resultados si las variables a considerar son las adecuadas. En los dos modelos de erosión/acumulación propuestos para la vertiente norte del Popocatepetl, los índices de determinación y correlación del fenómeno son bajos y limitados. Para el modelo 1, el coeficiente índice de determinación (R^2) fue de 0.181, en el cual se incluyeron las variables biofísicas junto con la orientación de laderas en cuadrantes (norte - sur). Esta estimación de erosión/depositación no concuerda en gran medida con lo visto en campo, y al parecer la *distancia* (desde el cráter) es la variable que controla el fenómeno erosivo. Si bien el índice de correlación de variables no mejora en el segundo modelo ($R^2=0.158$), los resultados sí mejoran sustancialmente al eliminar el factor *distancia*. Este resultado se pudo validar con trabajo de campo, donde se observó que los factores morfométricos (morfología, pendiente, altura) son los que han controlado en gran medida la dinámica erosivo-acumulativa post-eruptiva, dejando a la *distancia* sólo como una variable que controla la depositación inicial de tefras.

Cabe mencionar que la pobre determinación y correlación de las variables en el presente apartado tiene que ver con los siguientes aspectos:

- a) Por un lado se considera el factor tiempo, ya que es difícil conocer los valores biofísicos inmediatamente posteriores al emplazamiento de la pómez de hace ~1000 años A.P., especialmente el tipo y densidad de la cubierta vegetal. Para este ensayo se consideró la información biofísica actualmente disponible para la zona de estudio, condiciones probablemente distintas a las de esa época, si bien los datos paleoecológicos existentes para la región indican un clima similar al de la actualidad tanto a 4000 msnm (Lozano-García y Vázquez, Selem, 2005) como a 3000 msnm (Aleida-Leñero et al., 2005).
- b) La segunda razón tiene que ver con las variables utilizadas, ya que sólo se consideraron factores geomorfométricos como altimetría, pendientes, morfología, orientación de laderas e Índice de vegetación de diferencia normalizado (NDVI). Es muy probable que los modelos mejoren con la incorporación de variables

meteorológicas, como precipitaciones, índice de escurrimientos, estructura y densidad vegetal, suelo, entre otras.

- c) La resolución de Modelo Digital del Terreno (MDT), también se considera como un factor que influye en el detalle y precisión de las variables morfométricas (altitud, pendiente, orientación, distancia, morfología y corrientes). Sin un adecuado tamaño de píxel, se pueden omitir ciertos rasgos morfométricos de relieve que resulten significativos para modelos estadísticos.

En conclusión, la pobre correlación de variables se debe a la mayor intensidad de procesos erosivo-acumulativos fluviales, en las primeras semanas, meses o años posteriores al emplazamiento de la pómez “Pink”, por lo que los resultados obtenidos tienden más a un período de estabilidad y equilibrio geomorfológico en la actualidad. Esta interpretación se apoya de los diversos trabajos publicados anteriormente (Thouret, 1999; Major et al, 2000; Major, 2003; Manville et al., 2005; Valentine et al, 2007), donde dejan de manifiesto que las etapas tempranas post-eruptivas, son las más dinámicas e inestables de los terrenos volcánicos.

Es posible que la base de datos de campo tenga un sesgo hacia sitios con poca erosión, ya que en su mayor parte los sitios de observación se eligieron con fines de descripción estratigráfica, es decir, privilegiando aquellos donde la secuencia de depósitos piroclásticos no estuviera erosionada.

La falta de sitios de muestreo y la escasez de información para incorporar variables de tipo climático, hidrológico y edáfico, limitan en gran medida los análisis de regresión múltiple para los miembros 2, 3 y 0 de la pómez “Pink”, cuyas dispersión y volumen total emitido, fueron distintos al miembro 1. La elaboración de modelos de erosión/depositación de tefras para el resto de los miembros de la pómez “Pink” queda pendiente para investigaciones futuras. Por otro lado, la ausencia de modelos digitales de elevación (MDT) de distintas fechas y más aun de hace unos 1000 años, imposibilita el tratamiento digital de la zona para evaluar los cambios morfológicos e incisión vertical de barrancos a través del tiempo, como lo manejan Gran y Montgomery (2005) para el Pinatubo.

La erosión de tefras (pómez), analizada a partir de la reconstrucción de mapas de dispersión (isopacas), fue el punto de partida para evaluar el comportamiento espacial de los factores geomorfométricos (altimetría, pendientes, morfología, orientación de laderas, escurrimientos) en la dinámica erosivo-acumulativo de tefras.

La elaboración de escenarios de erosión en terrenos volcánicos, a partir de análisis de regresión múltiple y utilizando Sistemas de Información Geográfica, pueden resultar buenos al menos de manera cualitativa, siempre y cuando se cuente con las variables idóneas y el suficiente número de sitios de muestreo para cada caso. Además es importante contar con la escala óptima, en cuanto a la información cartográfica de las variables a tratar, de acuerdo a los objetivos y escala de trabajo para cada investigación. La metodología empleada en esta investigación, aportó buenos resultados para la predicción erosiva post-volcánica en una nueva erupción pliniana del Popocatepetl, similar a la ocurrida hace ~ 1000 años.

CAPITULO IV. DINÁMICA GEOMORFOLÓGICA Y TIPOLOGÍA DE BARRANCOS EN EL SECTOR NORTE DEL POPOCATÉPETL.

Para evaluar la dinámica geomorfológica y elaborar una tipología de barrancos del sector norte del Popocatepetl, se consideraron criterios geomorfológicos, estratigráficos y dendrocronológicos, cuya metodología de trabajo se sintetiza en el diagrama de la **Figura 4.1**.

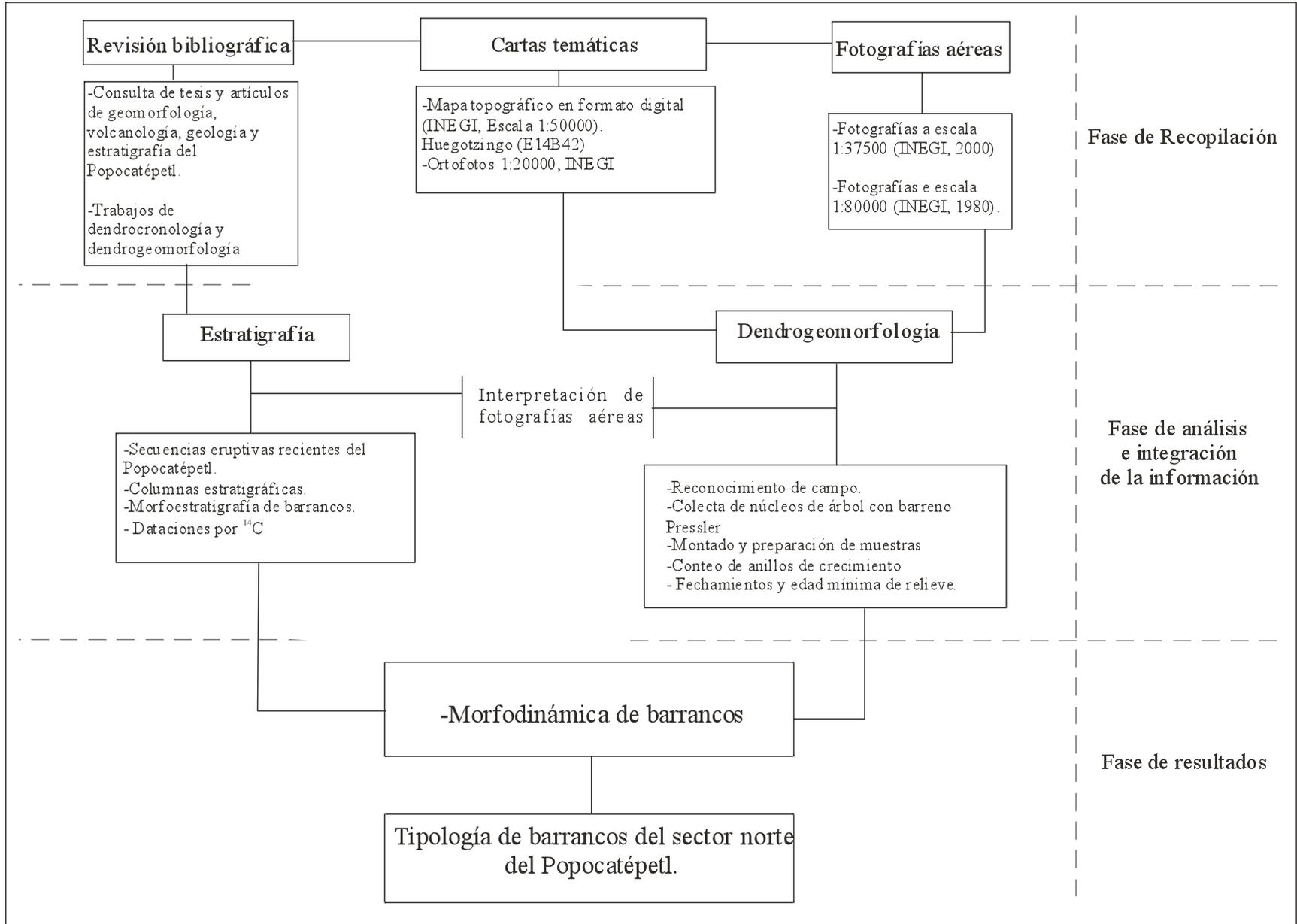
4.1. Materiales y métodos.

La primera etapa consiste en la recopilación de artículos y tesis de estratigrafía, dendrocronología y dendrogeomorfología, tanto de manera general como de forma específica para la zona de estudio.

La segunda etapa tiene que ver con el trabajo de campo, indispensable para el análisis estratigráfico y dendrogeomorfológico. De esta manera se estudian las secuencias volcánicas que dieron origen a los barrancos de la zona, por medio de secciones morfo-estratigráficas y referencias de trabajos previos. Para esta investigación se plantea la posibilidad de realizar dataciones por ^{14}C en depósitos volcanoclásticos de algunos barrancos, para tener certeza de la edad de los materiales y completar las secuencias morfo-estratigráficas del Popocatepetl. Además, el campo fue posible trazar el contorno de algunas barrancas con un Sistema de Posicionamiento Global (GPS), con error de 4 m, para su localización y contexto geomorfológico.

Para el estudio dendrogeomorfológico fue de mucha utilidad el reconocimiento previo de procesos geomorfológicos, dinámica actual y disturbios en la zona de estudio. De esta manera, se seleccionaron los sitios de muestreo más óptimos para el análisis dendrocronológico. Este aspecto fue el punto de partida para la colecta *in situ* de núcleos de árboles, influenciados por un evento morfodinámico como árboles con cicatrices de impacto, inclinados, sepultados, decapitados o bien, que se dispongan sobre superficies geomórficas relativamente recientes (Stoffel y Bollschweiler, 2008 y 2009).

Figura 4.1. Diagrama en el cual se plantea la metodología aplicada para este estudio.



En el estudio de los barrancos se fecharon árboles que crecen al interior de estas geoformas, con objeto de obtener edades mínimas de las mismas. La premisa básica es que los árboles se establecen y sobreviven en superficies geomorfológicamente estables, es decir, ahí donde la actividad erosiva o acumulativa ha cesado o disminuido significativamente. Al interior de los barrancos pueden encontrarse las siguientes situaciones dendrogeomorfológicas: (1) Un árbol de, por ejemplo, 100 años de edad que crece en la ladera de un barranco indica que la actividad erosiva de las laderas asociada a la incisión cesó hace al menos 100 años. (2) Un árbol de, por ejemplo, 80 años que crece en la cabecera (la parte más dinámica de un barranco, donde ocurren los procesos de erosión remontante) indica que ésta ha permanecido estable, sin retroceder, al menos desde hace 80 años. (3) Un árbol de, por ejemplo 75 años, que crece en el fondo indica que en ese sitio no ha ocurrido erosión lineal (vertical o lateral) ni acumulación (coluvial y/o aluvial) significativas al menos desde hace 75 años. Por su longevidad de décadas o siglos (Villanueva et al. 2008), los árboles pueden utilizarse como indicadores de estabilidad geomórficas de largo plazo.

Es importante señalar que los árboles indican edades mínimas de las geoformas, al menos por dos razones: (1) desde la estabilización de una geoforma pueden haberse desarrollado varias generaciones de árboles, sobre todo cuando el tiempo transcurrido excede a la edad máxima posible de los árboles; (2) la explotación forestal generalmente afecta a los árboles más viejos de un sitio, por ser éstos los de mayores dimensiones.

Para la colecta de los núcleos de árboles se utilizaron barrenos *Pressler* (Villanueva, et al. 2004 y 2009) de diferentes longitudes y diámetros, con el fin de obtener la mayor información de anillos de crecimiento posible (**Fig. 4.2**).



Figura 4.2. Colecta de núcleos con barreno Pressler en *Pinus hartwegii*.

Los núcleos de árboles deben ser tomados perpendicularmente en un ángulo de 90°, de preferencia en la parte mas sana y sólida del tronco (Villanueva, et al. 2004 y 2009). Para conocer las edades mínimas de relieve, es recomendable obtener los núcleos a la altura del pecho que regularmente es de 1.35 centímetros (**Fig. 4.3**).



Figura 4.3. Extracción de crecimientos a la altura del pecho (1.35m), para obtener la mayor información posible.

La tercera etapa tiene que ver con la preparación de las muestras en laboratorio. Los núcleos colectados en campo, son pegados sobre bases de madera con una moldura delgada. Al mismo tiempo, cada muestra es rotulada para su identificación, caracterización y correlación con los sitios de muestreo (**Fig. 4.4**).



Figura 4.4. Montado y preparación de muestras en gabinete.

Una vez que las muestras son debidamente secas y fijadas en las molduras de madera, éstas son pulidas con lijas de distinto grosor de las más gruesas a las más finas (de 30 a 400 grados), con el fin de diferenciar claramente los crecimientos y anomalías en los núcleos (Stokes y Smiley, 1968; Villanueva, et al. 2004 y 2009) (**Fig. 4.5**).



Figura 4.5. Lijado y pulido de muestras para análisis.

La última etapa corresponde al conteo y análisis de los anillos por cada muestra de árbol. Para ello se utilizó un microscopio estereoscópico Lintab (TSAPWin) (**Fig. 4.6**), en el cual se analizó el patrón de crecimiento, irregularidades en los anillos, conteo y edad de

cada muestra. Los puntos marcados con lápiz en la muestra corresponden a una década (Fig. 4.7).



Figura. 4.6. Análisis de anillos de crecimiento en laboratorio.



Figura 4.7. Conteo de anillos e identificación de anomalías de crecimientos.

4.2. Resultados

En barrancos de apariencia juvenil, localizados en el sector norte del Popocatepetl, se plantea la posibilidad de conocer su antigüedad y dinámica actual por medio de métodos morfo-estratigráficos y dendrocronológicos. Para esta investigación, se analizaron 5 barrancos con características geomorfológicas notablemente diversas, mismos que son localizados en la Fig. 4.8. Las especies de árboles muestreadas fueron *Pinus hartwegii*, *Pinus ayacahuite* y *Abies religiosa*. El sector N-NE del Popocatepetl (zona de estudio), ha sido cubierto por diversas secuencias plinianas (caídas) y depósitos de flujos piroclásticos asociados. Hay que destacar que de la barranca Huiloac y anexas se generaron sobre potentes depósitos de flujo piroclásticos asociados a la erupción de ~ 1000 años A.P., mientras que la zona localizada al N-NW, fue protegida por el emplazamiento de estos flujos, debido a la barrera topográfica que forma el relicto de la caldera Tlamacas, por lo tanto en este sector solo se reconocen depósitos de flujo asociados a “Tutti-Frutti” de hace 17000 años, cubiertos por las caídas plinianas mas recientes.

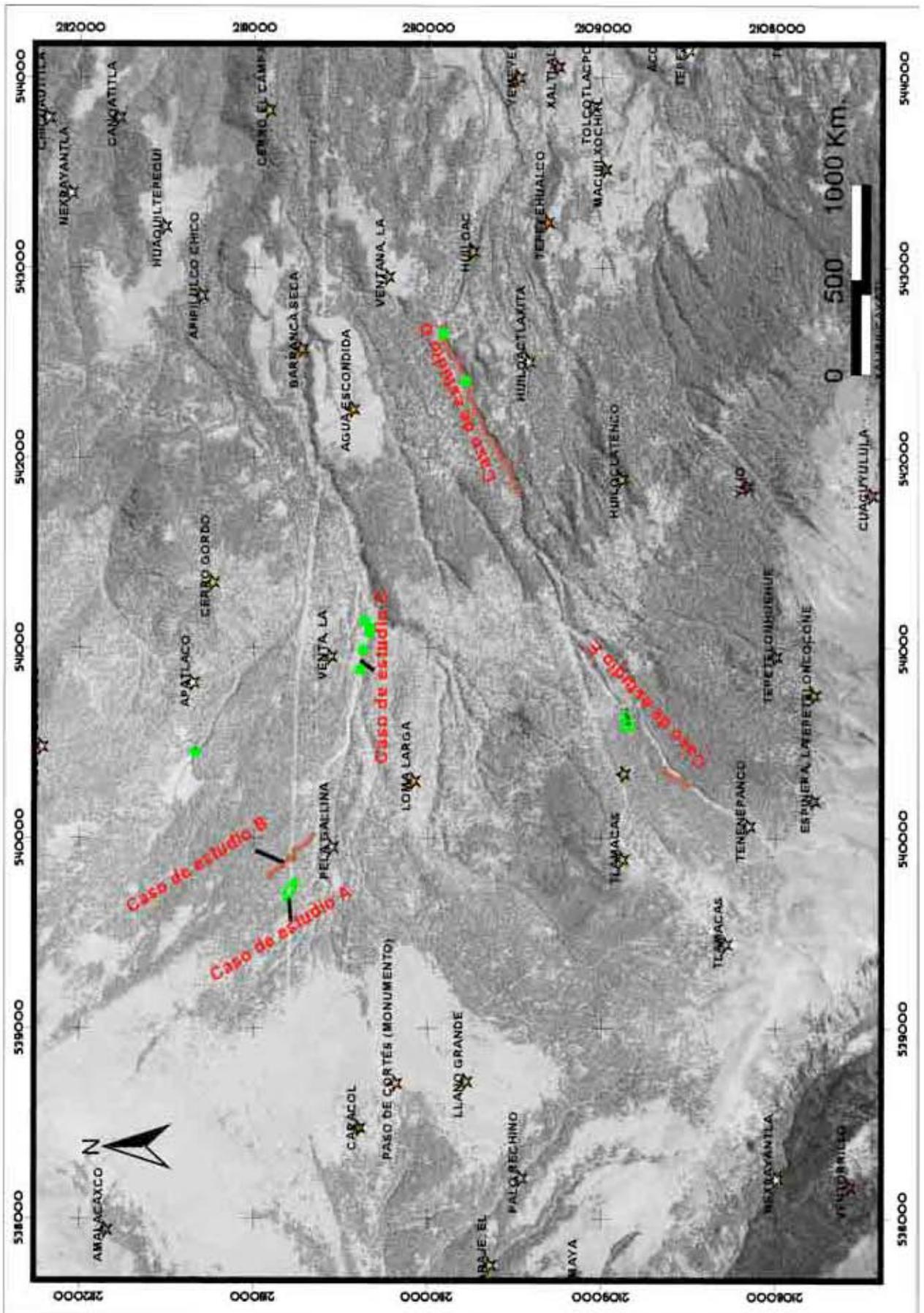


Figura 4.8. Ortophoto en la cual se localizan los barrancos del sector norte del Popocatépetl estudiados.

Las edades dendrocronológicas presentadas en este apartado, respecto a las edades mínimas de relieve, fueron calibradas considerando el período de estabilización, germinación y crecimiento de los árboles sobre superficies post-volcánicas. En este sentido Muñoz-Jiménez y colaboradores (2005), sugieren que la colonización de los pinos en la barranca Huiloac es relativamente rápida, ya que se han encontrado brotes de pinos 2 años después de la formación de las terrazas del *lahar* de 2001. No obstante, su crecimiento es lento sobre todo por la presencia de suelos muy someros en estas superficies. Por lo tanto, se ha considerado aumentar 10 años a todas las edades de los árboles muestreados, como valor mínimo estimado (**Ver tabla Anexo D1**).

Caso de estudio A. Primer afluente de barranco “Pelagallina”.

Este caso corresponde a un barranco, afluente de la cañada denominada “Pelagallina”, desarrollada de forma paralela a los flujos lávicos fisurales de “Buenavista”. Este barranco de nombre desconocido, corre de N-S, perpendicular al barranco principal (dirección W-E), la inclinación de las laderas es de unos 30 grados y con una profundidad aproximada de 20 m. Se analizó la estratigrafía de la zona para correlacionar el tipo y acomodo de los materiales, con las edades relativas de este barranco.

Las secuencias volcánicas en las cuales incide el barranco, son depósitos de flujos piroclásticos que corresponden a la secuencia “Tutti Frutti”. De acuerdo con Siebe et al. (1997), son materiales volcánicos freato-plinianos conformados por fragmentos de pómez de color naranja, mezclados con líticos de granodiorita (color gris) y de areniscas alteradas por metamorfismo (color verde), depósitos que datan de 17 000 años A.P.

En campo se pudo observar que por encima de la “Tutti Frutti”, se dispone a manera de manto secuencias de pómez de caída subredondeadas de color ocre de ~60 cm, la cual Siebe y colaboradores (1997) datan de ~5,000 años A.P., denominada pómez “Ocre” (**Fig. 4.9**). Esta fecha de la pómez es congruente con el fechamiento por ^{14}C que se realizó con fragmentos de carbón encontrados en un depósito de flujo piroclástico sobre la barranca principal “Pelagallina” debajo de un paleosuelo que subyace a la pómez de caída “Ocre”. La muestra corresponde a la POP-01, cuya edad data de entre 6,183 y 6,451 años cal. A.P. ($5,515 \pm 125/-120$ años ^{14}C A.P.) (**Ver Fig. 4.9 y 4.10, Tabla 4.1**).

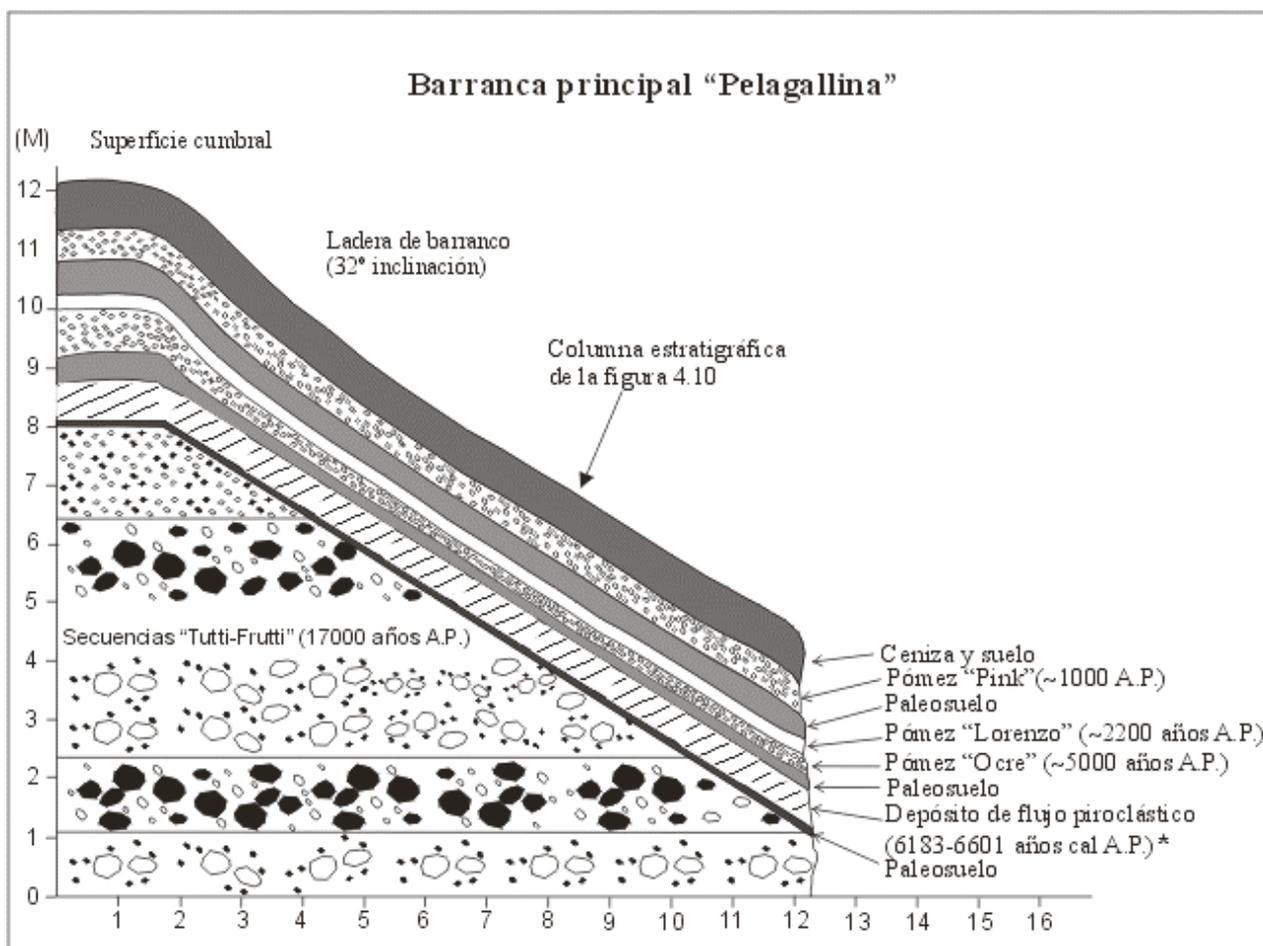


Figura 4.9. Modelo morfo-estratigráfico de la barranca "Pelagallina", localizada el norte del Popocatepetl. El dato señalado por el asterisco corresponde al carbón fechado por ^{14}C , resultado de esta investigación.

Muestra	UTM	Material	Edad años ^{14}C . A.P	Edad cal. 1 σ . A.P *	Edad cal. 2 σ . A.P. *
POP-01	X. 539464 Y. 2111024	Carbón	5,515 \pm 125/-120	6183 - 6451	5993 - 6601
POP-02	X. 543469 Y. 2109951	Carbón	1105 \pm 40	966 - 1056	930 - 1166

* Calibración usando el programa Calib Rev 5.0 (INTCAL04.14C).

Tabla 4.1. Fechamientos calibrados de las dos muestras tomadas en depósitos volcánicos por método de ^{14}C . Datum de las coordenadas UTM: WGS-84.

La presencia de un paleosuelo sobre la pómez "Ocre" indica un largo período de calma eruptiva, hasta que hace aproximadamente 1,000 años A.P., se presenta el evento pliniano más reciente reconocido hasta el momento. Esta secuencia consiste de estratos de pómez de caída de hasta 40 cm de espesor, la cual Siebe et al. (1997) nombraron pómez "Pink". Cabe mencionar que sobre las laderas de barranco (~30° de pendiente), las pómez de caída

de 5,000 y 1,000 años A.P., se pierden en gran medida debido a la mayor inclinación e inestabilidad de las laderas. Caso contrario se observa en los relieves planos como son las superficies cumbreles u hombros de barranco (**Fig. 4.9 y 4.11**).

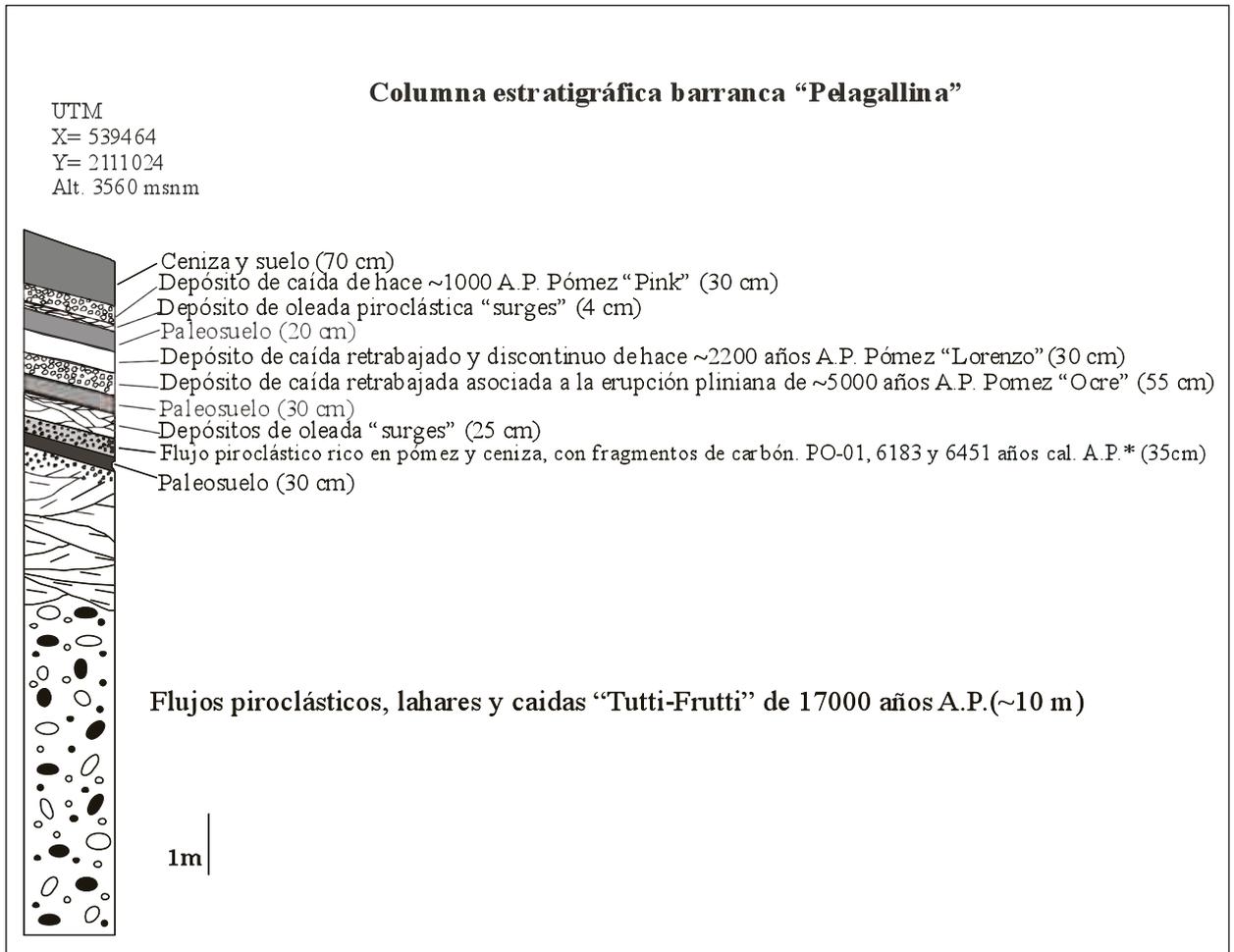


Figura 4.10. Columna estratigráfica en la cual se muestran las secuencias plinianas del Popocatepetl.
* Carbón fechado en esta investigación por C-14. El resto de las edades son de acuerdo a Siebe et al (1997).

Esta situación hace suponer que el desarrollo del barranco ocurrió en una etapa de inestabilidad geomorfológica post-"Tutti-Frutti". Eventos plinianos posteriores mantearon los barrancos previamente originados. Por lo tanto el periodo de incisión de este barranco tuvo lugar entre 17,000 y ~6,000 años A.P. La fecha POP-1 de 6,183 y 6,451 años cal. A.P. ($5,515 \pm 125/-120$ años ^{14}C A.P.) representa la estabilización de las laderas del barranco principal Pelagallinas. En los últimos ~6000 años las laderas de dicho barranco principal prácticamente no han estado activas, como indica la presencia de las pómez "Pink" y "Ocre". En las laderas de barrancos afluentes como el caso de estudio A (**Figura**

4.8) la situación es similar, aunque las capas de pómez han sido más erosionadas (Figura 4.11).

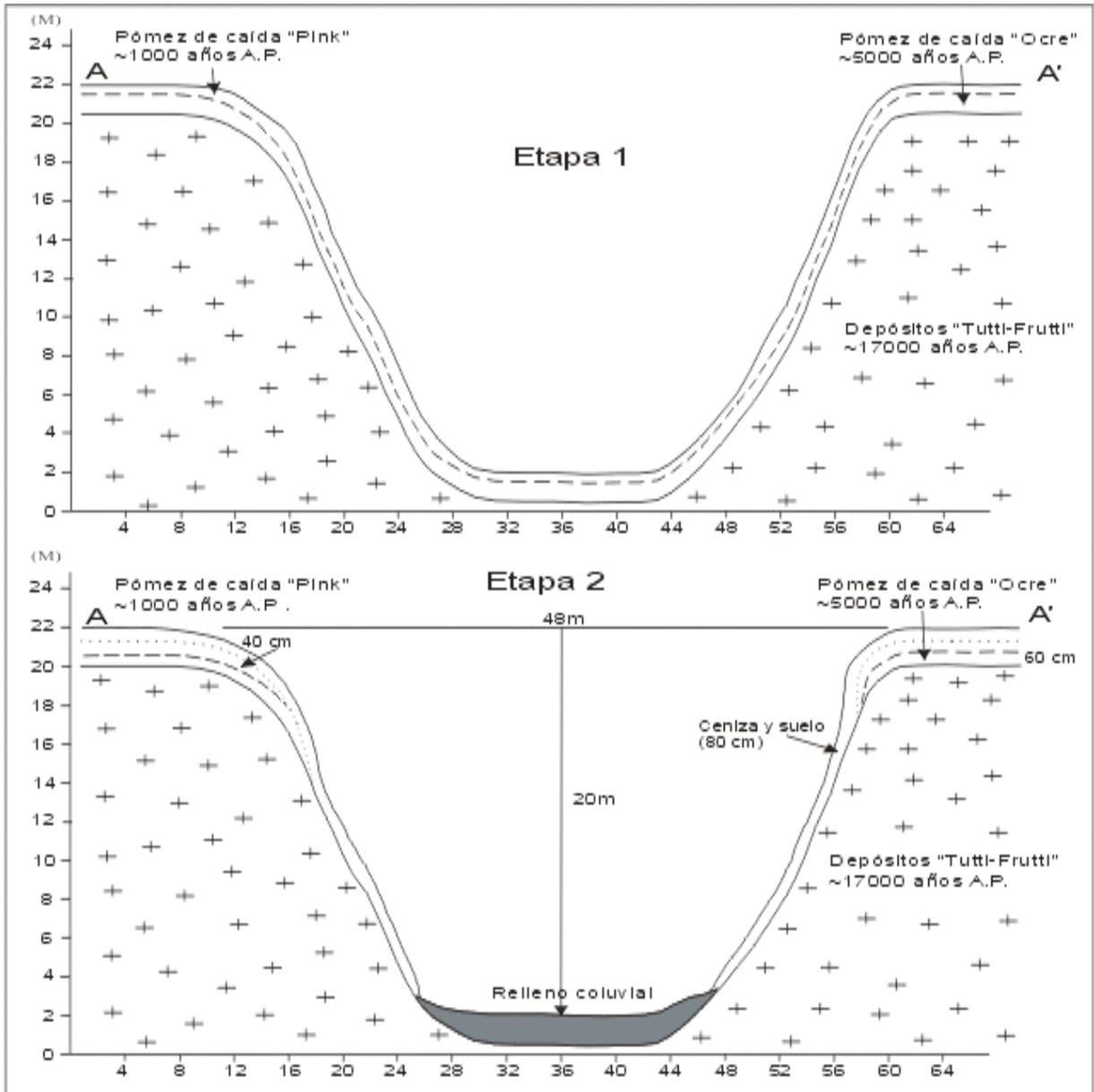


Figura 4.11. Esquema morfo-estratigráfico y evolución de las secuencias eruptivas de los últimos 17,000 años A.P. Primer afluente de barranca “Pelagallina”.

La dinámica morfológica reciente de este barranco (caso de estudio A, afluente del Pelagallinas), se evaluó mediante métodos dendrocronológicos. Para este fin se colectaron 21 núcleos de árboles, en 12 especímenes de *Pinus hartwegii* distribuidos en distintas unidades geomorfológicas al interior del barranco como cabeceras, laderas y lecho aluvial. Cabe señalar, que únicamente para este caso, en la tabla de datos dendrocronológicos sólo se reportan las muestras mas viejas de las dos colectadas por cada árbol (Ver tabla Anexo

D1). Los datos que se reportan entre paréntesis corresponden a las edades calibradas del arbolado en la barranca (Fig. 4.12).

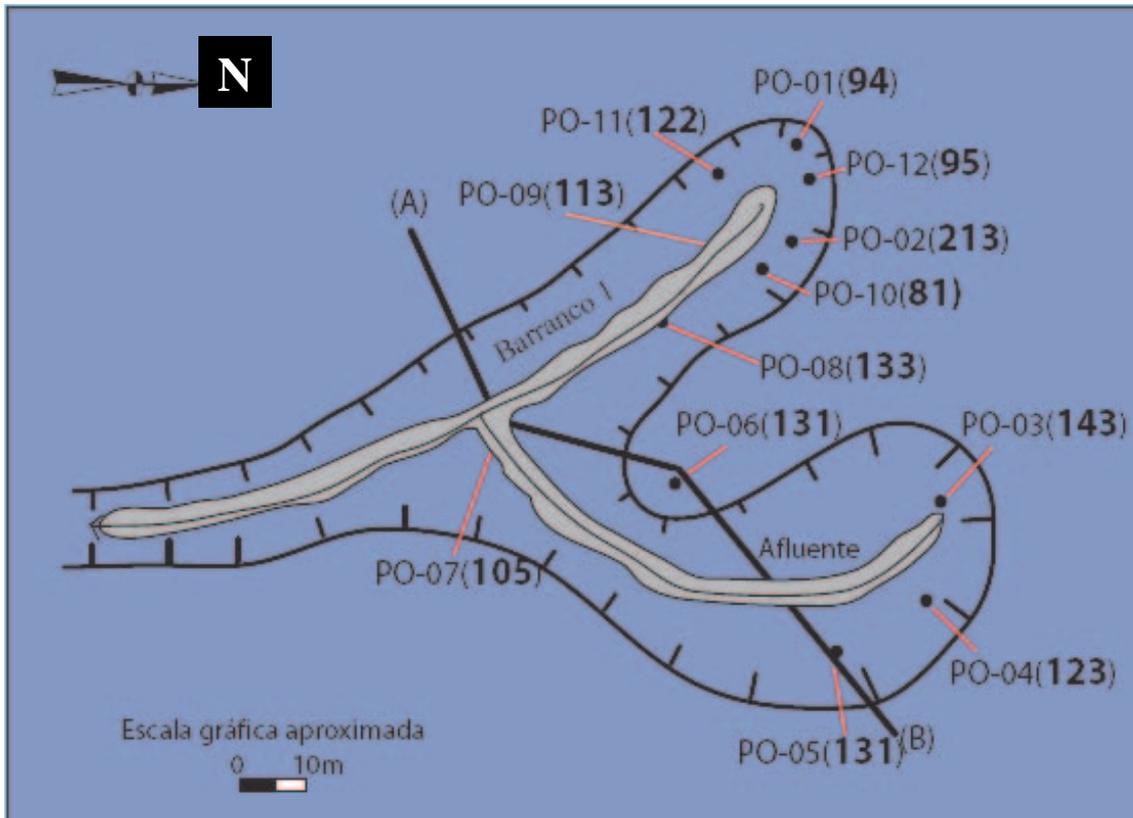


Figura 4.12. Croquis dendro-geomorfológico correspondiente a los sitios de muestreo del primer afluente de barranco “Pelagallina”. Caso de estudio A. Los datos entre paréntesis son las edades calibradas de los árboles.

De este modo fue posible estimar las edades mínimas de las unidades morfológicas al interior del barranco, así como evaluar la dinámica de los procesos geomorfológicos actuales (Tabla en Anexo D1).

Con base en la edad de los árboles, se puede decir que las laderas desarrolladas en este barranco, se encuentran estables desde hace ~135 a ~210 años. La existencia de arbolado en las cabeceras, indica la ausencia de procesos erosivos importantes, desde hace aproximadamente ~95 años. Además, el retroceso de las cabeceras son de los últimos procesos geomorfológicos en detenerse, lo cual se sustenta por la presencia de árboles más jóvenes en las cabeceras, que sobre las laderas de barranco (véase barranco 1 en figura 4.12).

Las muestras tomadas y analizadas en el lecho aluvial del barranco, sugieren que no han ocurrido procesos de erosión concentrada (incisión), ni acumulación significativos en los últimos ~105 años (**Fig. 4.13**). Por este motivo, es muy probable que la fase erosivo-acumulativa de este barranco haya concluido, tendiendo hacia la estabilidad geomorfológica.

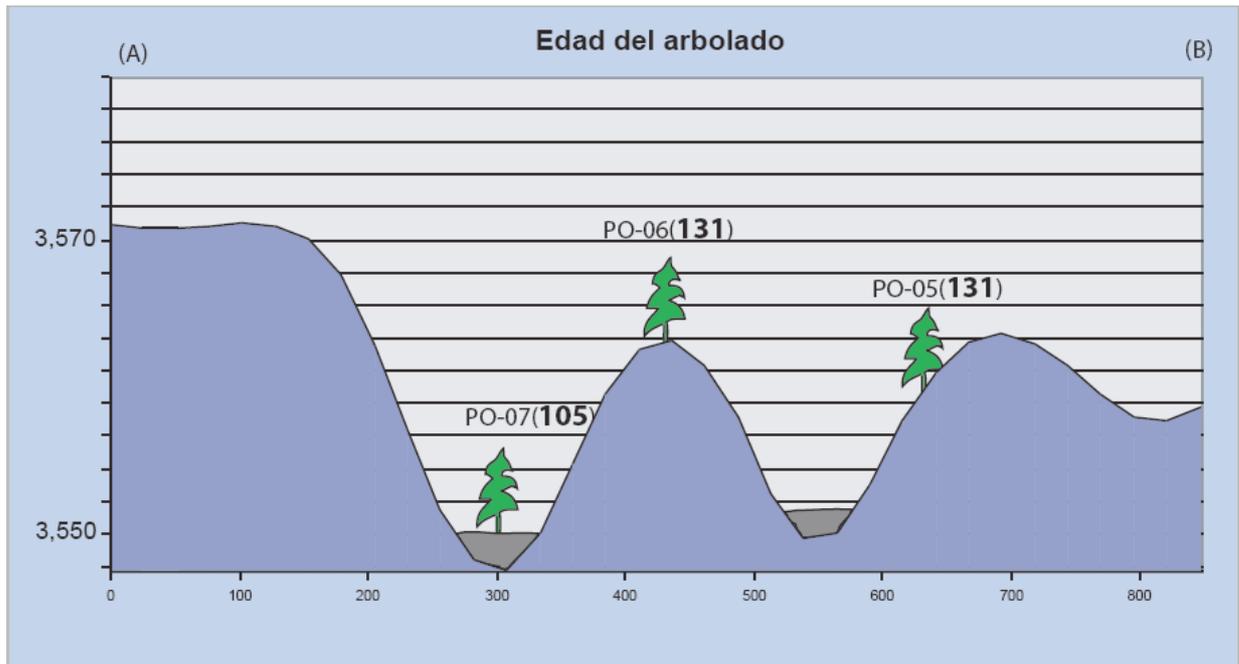


Figura 4.13. Perfil dendro-geomorfológico. Los datos entre paréntesis corresponden a la edad del arbolado calibrada. El transecto A-B se puede observar en la figura 4.12. Los valores del eje vertical son en msnm.

Caso de estudio B. Segundo afluente de barranco “Pelagallina”.

El segundo barranco estudiado, corresponde a otro afluente de la cañada “Pelagallina”, también se dispone de forma perpendicular a ésta y a aproximadamente 1 km de distancia respecto al barranco del caso A. La altitud promedio de este barranco es de 3600 msnm, las pendientes de sus laderas son del orden de 30 grados y con una profundidad de unos 17 m.

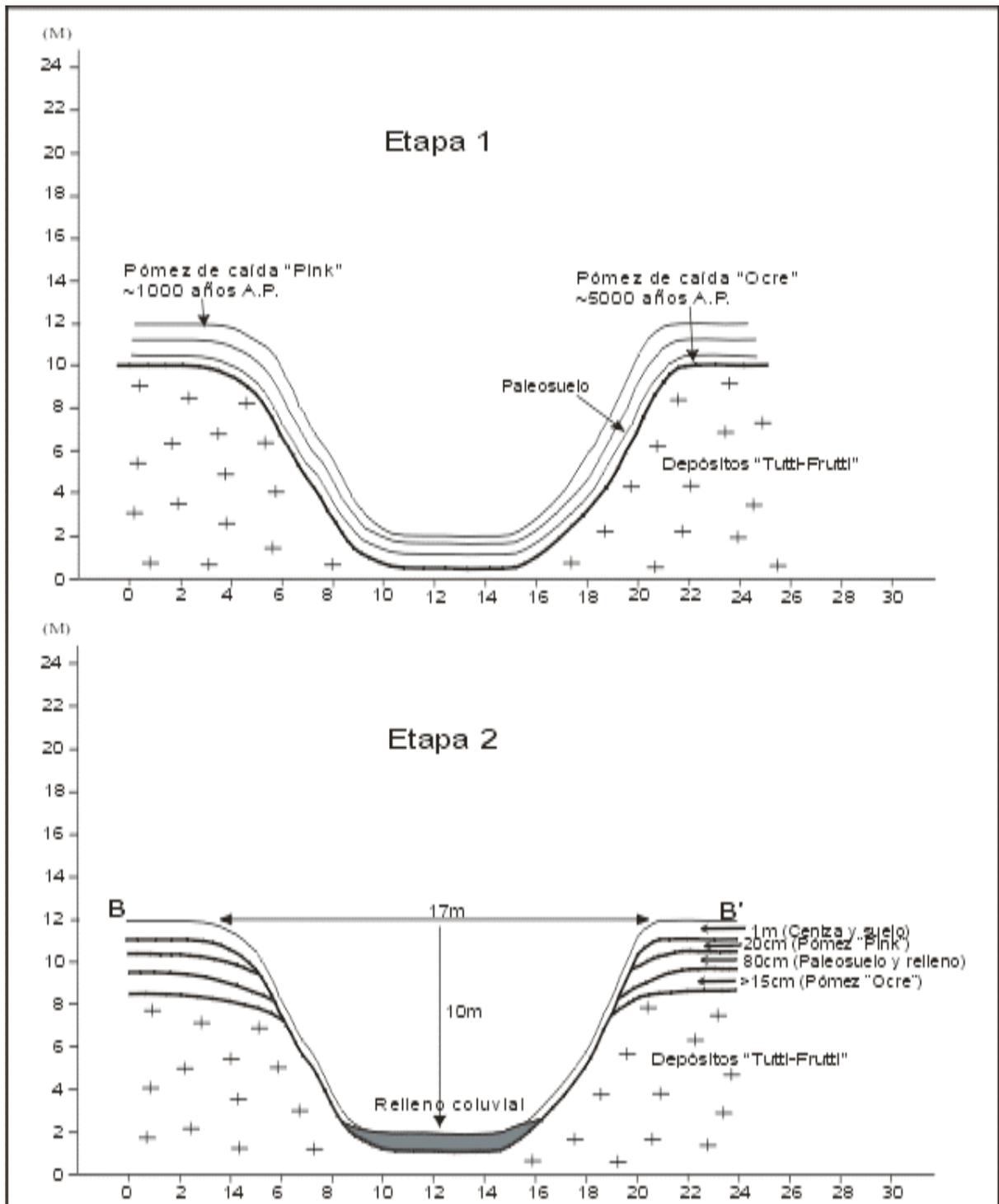


Figura 4.14. Esquema morfo-estratigráfico y evolución del segundo afluente de la barranca "Pelagallina".

Con base en el análisis estratigráfico en campo, se puede decir que es coetáneo al desarrollo del barranco del caso A, ya que es posible reconocer depósitos "Tutti-Frutti" cortados por la incisión del barranco. Posteriormente, estas superficies erosivas son manteadas por las dos secuencias plinianas más recientes del Popocatepetl, pómez "Ocre"

de 5000 años A. P., con bandas de hasta 15 cm, seguida de un paleosuelo de aproximadamente 80 cm y que subyace a horizontes de pómez “Pink” de 1000 años A.P., de 20 cm de espesor (**Fig. 4.14**). Los depósitos plinianos han sido erosionados casi en su totalidad en las laderas de barranco, pero aún quedan trazas de ellos. Este acomodo de los materiales hace suponer que el desarrollo del barranco ocurrió después de la erupción “Tutti-Frutti” (17000 años A.P.) pero antes de la erupción que produjo la pómez “Ocre” (~5000 años A.P.).

Es importante mencionar, que en este barranco se observan condiciones de mayor inestabilidad geomorfológica que en el caso A, ya que actualmente el lecho del barranco está siendo incidido por procesos fluviales, sobre todo en la temporada húmeda del año. Evidencia de lo anterior, es la presencia de zapa sobre la base de las laderas de barranco, incrementando la dinámica del terreno con la presencia de pequeños deslizamientos y erosión laminar. Cabe señalar que en superficies cumbreles y menos inclinadas, es posible reconocer *in situ* considerables espesores de la pómez “Pink” (**Fig. 4.15**), caso contrario sucede en terrenos mas inclinados donde la “Pink” aparece retrabajada y con espesores muy delgados.

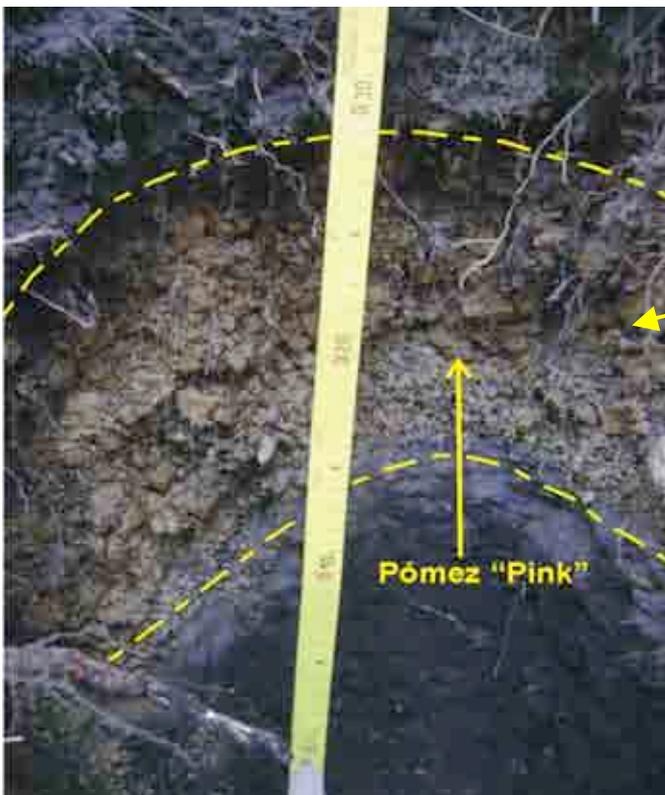


Figura 4.15. Reconocimiento *in situ* de la pómez de caída “Pink”, en la ladera del afluente de barranca “Pelagallina”, al norte del Popocatépetl.

Para el análisis dendrogeomorfológico del caso B, se colectaron 21 núcleos en 11 especímenes de *Pinus hartwegii* a lo largo del barranco principal y su pequeño afluente. Las edades para cada sitio de muestreo se consideraron a partir de los núcleos completos, para tener una mayor amplitud temporal y mejores estimaciones de la edad mínima del relieve y procesos geomorfológicos. En la mayoría de los casos, se extrajeron dos muestras por cada individuo con el fin de complementar la información de los anillos y sus crecimientos, ya que en muchos casos se presentan anillos perdidos, falsos y en ocasiones no se llega por completo a la médula o centro del árbol (**Tabla Anexo D1**). Para este análisis se considera la muestra más vieja de cada individuo, misma que es reportada en los esquemas y figuras. Las edades calibradas del arbolado se presentan entre paréntesis (**Fig. 4.16**).

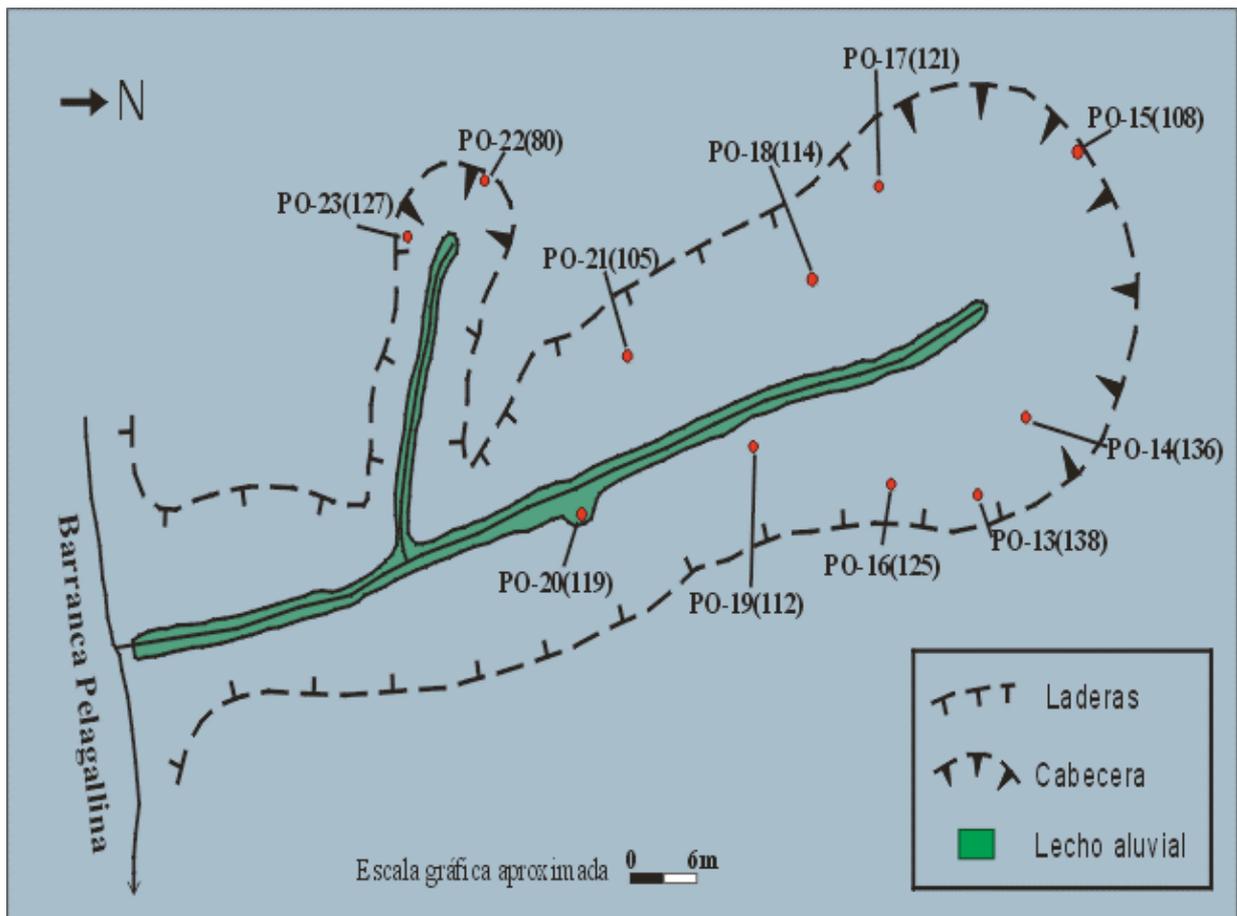


Figura 4.16. Croquis dendro-geomorfológico del segundo afluente de "Pelagallina". Los datos entre paréntesis, corresponde a la edad calibrada de los árboles muestreados.

Con base en la edad del arbolado, se puede decir que no ocurren procesos de ladera significativos en este barranco desde hace al menos 140 años. No obstante, las cabeceras tanto del barranco principal como de su pequeño afluente, son los rasgos geomorfológicos más jóvenes, ya que sus edades son entre 80 y ~110 años (**Fig. 4.16**).

Por medio de métodos dendrogeomorfológicos también se puede estimar la velocidad erosiva con que remontan las cabeceras de barrancos. La muestra PO-14 es un árbol de 136 años que se encuentra a ~6 metros de la cabecera actual. La muestra PO-15, de 108 años, se encuentra apenas por debajo del borde de la cabecera actual, con lo cual puede inferirse que la cabecera probablemente retrocedió unos 6 metros en un lapso de ~30 años, entre hace 138 años y hace ~108 años (**Fig. 4.16**). Lo que si se puede afirmar con toda certeza es que la cabecera no ha retrocedido desde hace al menos 108 años (**Fig. 4.17**).

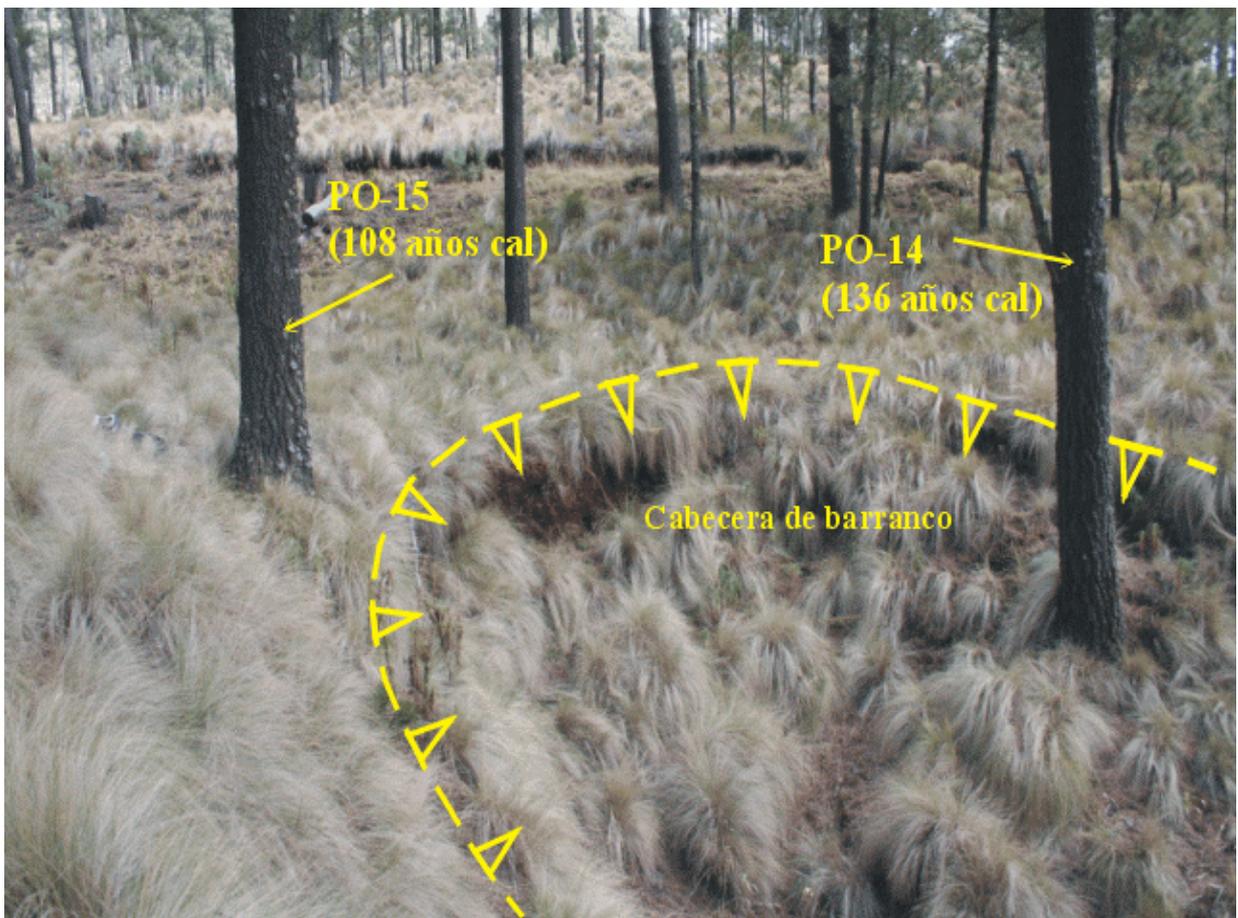


Figura 4.17. Cabecera del segundo afluente de la barranca “Pelagallina”. Nótese las condiciones de estabilidad geomorfológica de hace al menos 108 años.

La incisión vertical en barrancos es otro proceso geomorfológico que se puede evaluar mediante análisis dendrogeomorfológico. Para ello se tomó como referencia una terraza (antiguo lecho aluvial) dentro del barranco principal. El desnivel entre la terraza y el lecho actual del barranco es de ~1 metro, superficie sobre la que se muestreó el árbol PO-20, cuya edad es de 119 años. Esto quiere decir la erosión concentrada es relativamente moderada, ya que en un lapso de al menos 120 años el barranco sólo se encajó 1 metro (Fig. 4.18).

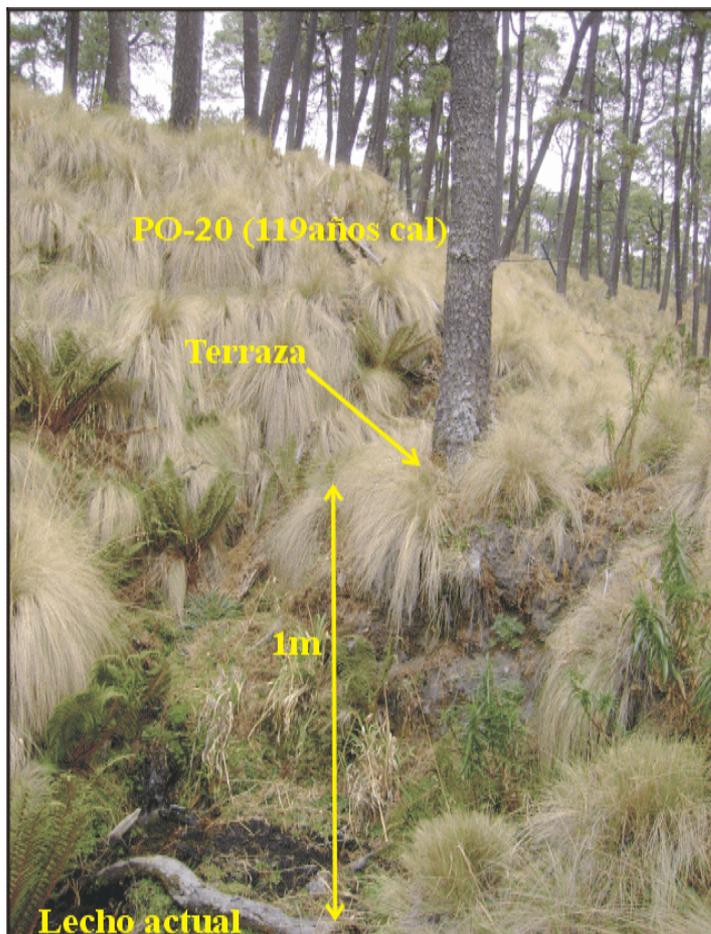


Figura 4.18. Árbol muestreado sobre una terraza de ~ 1 m de altura. Afluente de barranca “Pelagallina”, con rasgos de estabilidad en la actualidad, favorecido por el desarrollo del zacatonal alpino.

Caso de estudio C. Barranca “La Venta”.

“La Venta” es un barranco que se localiza a unos 7 kilómetros al norte del Popocatepetl. Su origen y desarrollo se remontan al emplazamiento de un flujo de lava emanado de una fisura (“dacita Buenavista” de Nixon, 1989), que rellenó parcialmente un barranco excavado en depósitos “Tutti-Frutti” de hace 17 000 años A.P. (Siebe, et al., 1997).

Procesos erosivos fluviales inciden entre el contacto del flujo lávico y los depósitos piroclastos “Tutti-Frutti”, creando un nuevo barranco (**Fig. 4.19**).

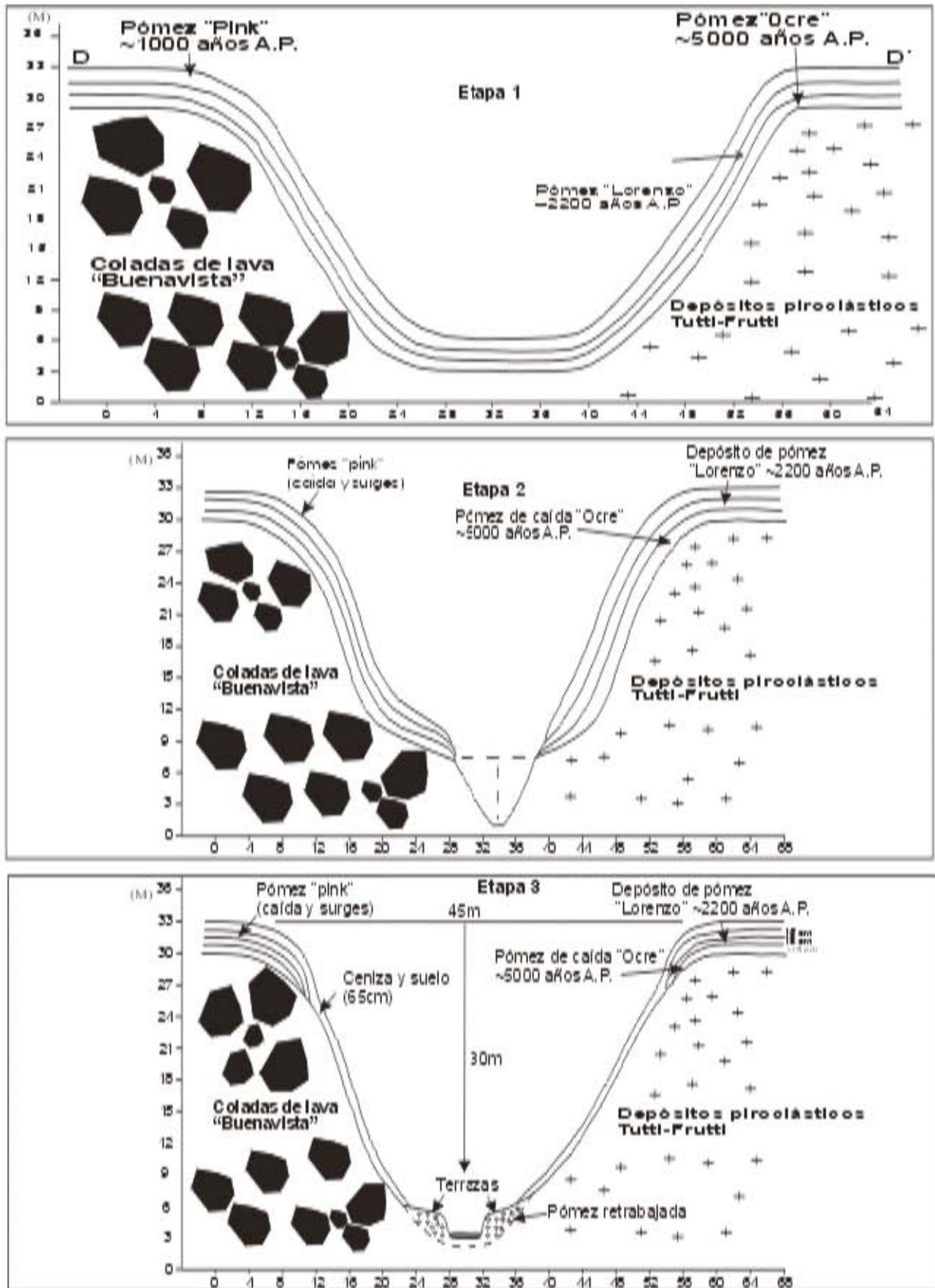


Figura 4.19. Esquema morfo-estratigráfico y evolución de los piroclastos asociados a los eventos de hace ~17,000 años A.P., del Popocatépetl en la barranca "La Venta".

Posteriormente a la incisión de este barranco, que es de unos 30 m en la vertical, depósitos de caída (pómez y ceniza), asociados a los últimos tres eventos plinianos del Popocatepetl, mantearon parcialmente estos relieves pre-existentes (Etapa 1). En una segunda etapa erosiva, el barranco excava unos metros (Etapa 2), ocasionando inestabilidad de laderas, pendientes más abruptas (45 grados) y la pérdida casi total de la pómez de caída (Etapa 3 en **Fig. 4.19**). Cabe pensar que el dismantelamiento de las caídas, se debió a la mayor inclinación de las laderas, favoreciendo una inestabilidad geomorfológica y la erosión de las tefras poco cementadas.



Figura 4.20. Reconocimiento en campo de las secuencias plinianas de los últimos 5,000 años A.P. Barranca “La Venta”, NE del Popocatepetl.

Las secuencias de tefras *in situ* de los últimos 5000 años, sólo se reconocen en los sectores cumbresales del barranco donde existen condiciones de mayor estabilidad geomorfológica (**Fig. 4.19 y 4.20**). Estas corresponden a las identificadas por Siebe et al. (1997), como la pómez “Ocre” (5,000 años A.P.), con espesores de 15 cm; bandas de ~20 cm de la pómez “Lorenzo” (2,220 años A.P.) y la mas reciente pómez “Pink” de 1,000 años A.P., con horizontes de 15 cm en promedio. Estos materiales sobreyacen a los flujos lávicos “Buenavista” y a los depósitos piroclásticos “Tutti-Frutti” (**Ver Fig. 4.19**).

Debido a al manto de la pómez “Ocre” y “Pink”, sobre depósitos “Tutti-Frutti”, se estima que la edad de este barranco es mayor a 5,000 años y menor a 17,000 años A.P.

Actualmente, la pendiente juega un papel determinante en la erosión-depositación de las pómez, ya que sobre las laderas ($> 45^\circ$) los espesores de las pómez son demasiado delgados y en ocasiones retrabajados. Sobre las superficies planas (cumbres), las pómez se observan *in situ*, no obstante, en el fondo de barranco los espesores de pómez son más gruesos, aunque con aspecto de retrabajo fluvial (**Ver Fig. 4.19**).

Para evaluar la dinámica actual de La “Venta” por medio de dendrogeomorfología, se colectaron 34 muestras de árbol, en 17 especímenes de *Pinus hartwegii* localizados al interior de la barranca, a un altitud promedio de 3400 msnm. Los valores entre paréntesis corresponden a la muestra más vieja y calibrada tomada en cada árbol.

Con base en la edad del arbolado, se puede decir que las laderas son los relieves más antiguos del barranco, datan de ~125 a 160 años (edades mínimas). Por otro lado, las unidades geomorfológicas más jóvenes son las terrazas fluviales, ya que tienen edades mínimas de entre ~60 y 90 años (**Fig. 4.21 y tabla Anexo D1**).

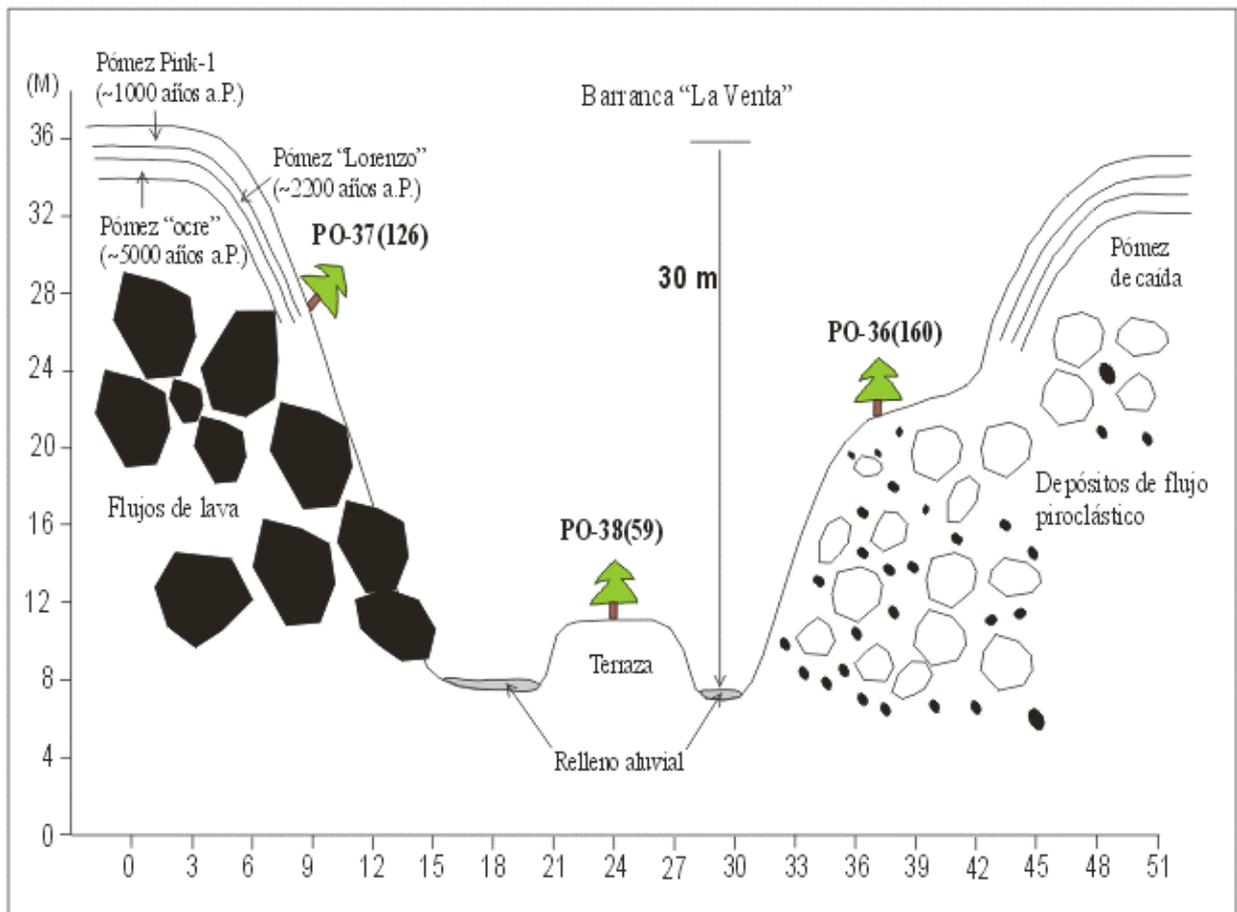


Figura 4.21. Perfil morfo-estratigráfico y edades dendrocronológicas de la barranca “La Venta”. Los datos entre paréntesis son las edades calibradas de los árboles.

La dinámica de este barranco es relativamente mayor a la de los casos A y B, pero menor a la de la barranca Huiloac (caso D). Las muestras PO-51 y PO-52 son árboles que se encuentran sobre una pequeña terraza de ~60 cm de alto. Los árboles tienen edades de por lo menos 60 años (fecha redondeada). Lo cual quiere decir que la erosión concentrada incide verticalmente en el lecho fluvial a una tasa de ~1 cm por año (**Fig. 4.22**).

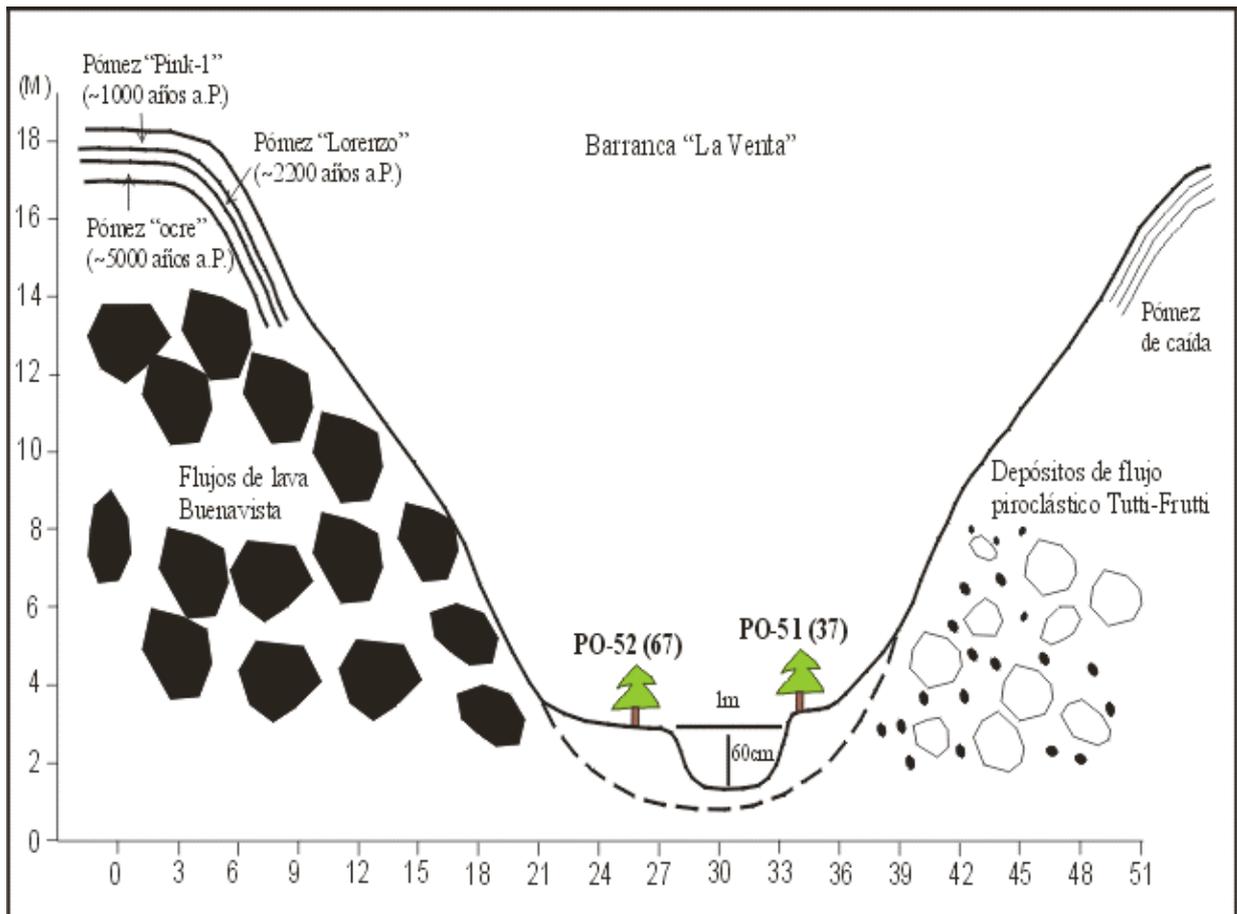


Figura 4.22. Segundo perfil morfo-estratigráfico y fechamientos dendrocronológicos de la barranca "La Venta". Los datos entre paréntesis son las edades calibradas de los árboles.

De manera general y con base en los fechamientos por dendrocronología, se puede decir que las edades mínimas de las terrazas bajas (menores a 1 m de altura), van de 40 a 100 años (**Tabla Anexo D1**), siendo los rasgos más jóvenes del barranco. Cabe mencionar que la mayor dinámica erosiva en este barranco, puede corresponde a que fue excavado en una zona de contacto geomorfológico, lo que resulta una mayor inestabilidad de los materiales.

Caso de estudio D. Barranca Huiloac.

La barranca Huiloac presenta laderas escarpadas mayores a 45 grados, con una profundidad de al menos 30 m, se localiza al NE del Popocatepetl a ~7.5 km del cráter y desemboca en el pueblo de Santiago Xalitzintla. El análisis morfo-estratigráfico sugiere que esta barranca es excavada en depósitos piroclásticos (flujo y caída) de la última erupción pliniana de hace ~1000 años. Inmediatamente después del emplazamiento de flujos piroclásticos masivos, una intensa lluvia de pómez mantea estos materiales. Este

relleno fue cortado por la dinámica fluvial post-volcánica, dejando un barranco de aproximadamente 30 metros de altura. En la parte mas alta de la pared del barranco, es posible reconocer espesores de 60 – 80 cm de la pómez “Pink”, datada por Siebe, et al. (1997) en ~1000 años A.P. A estos materiales sobreyacen depósitos de flujos de escombros de 1.5 m y un horizonte de ceniza gris de 80 cm, asociados al mismo evento (Fig. 4.23).

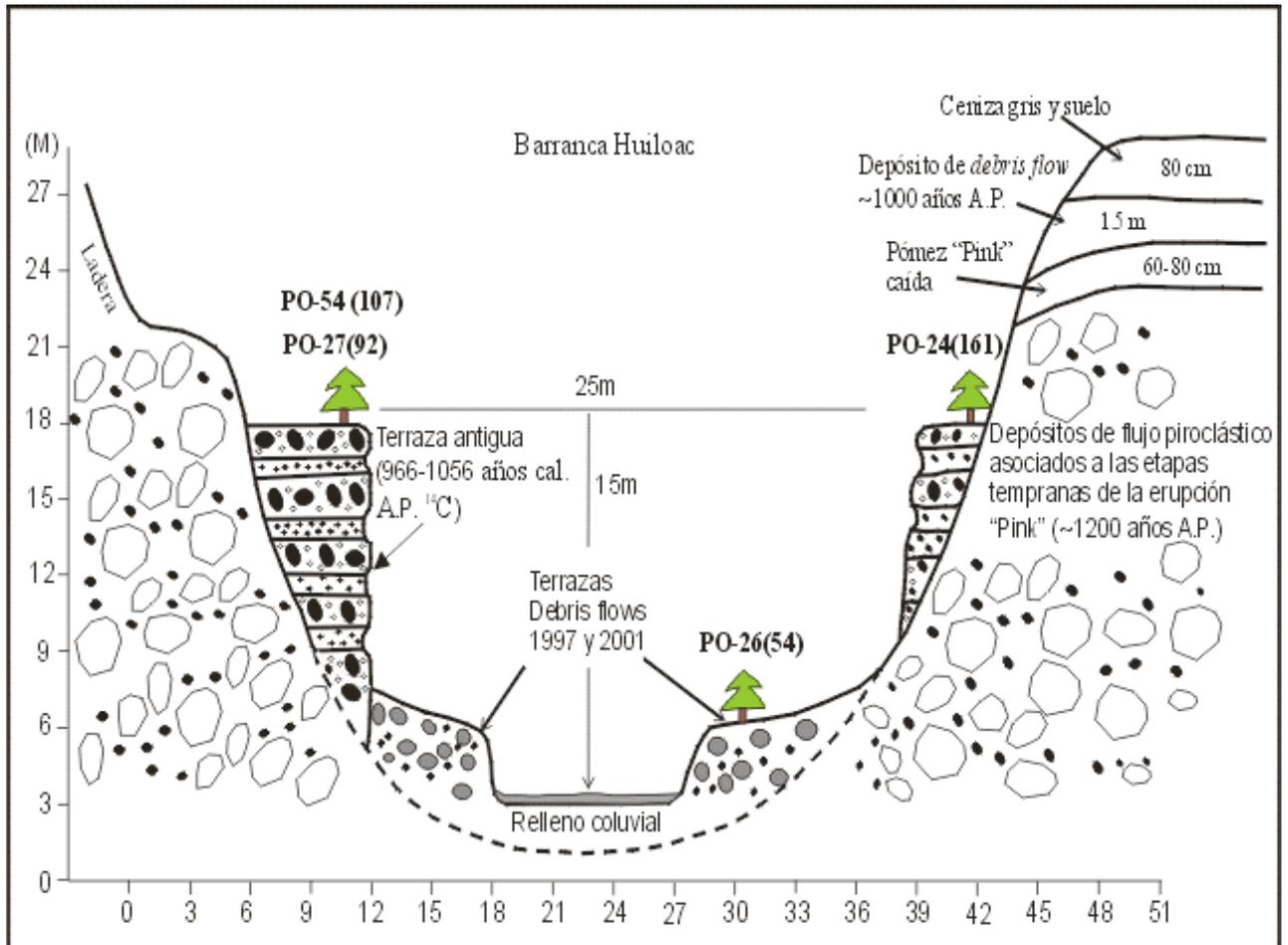


Figura 4.23. Perfil morfo-estratigráfico y fechamientos dendrocronológicos de la barranca Huiloac. Los datos entre paréntesis son las edades calibradas de los árboles.

Cabe señalar que dentro de la barranca Huiloac, es posible observar terrazas más antiguas de varios metros de altura. Es muy probable, que el origen de estos relieves tenga que ver con un segundo relleno de depósitos de flujos de escombros que posteriormente fueron erosionados, dejando terrazas laterales a lo largo del barranco de 8 m (ocasionalmente hasta 12 m) de altura sobre el fondo actual. Hay que señalar que en estas terrazas no se encuentran materiales *in situ* de la erupción “Pink”, por lo que es evidente que estas superficies son posteriores a la caída de pómez pliniana.

Los materiales que componen a estas terrazas son clastos de pómez subredondeados, pobres en líticos, envueltos en una matriz de ceniza de color gris, de tamaño arena gruesa de 8-12 m de espesor, con estratificación cruzada, en estratos comúnmente de 10-20 cm de espesor. Dentro de una de las terrazas se encontró un fragmento de carbón *in situ*, claramente redondeado durante el transporte, mismo que se utilizó para fechar este depósito por el método de ^{14}C (**Fig. 4.24**). La edad de la muestra de carbón POP-02 (**ver tabla 4.1**), es de entre 966 y 1056 años cal. A.P. (1105 ± 40 años ^{14}C A.P.), lo que hace suponer que la terraza se originó por un relleno lahárico, emplazado después de los eventos de caída pliniana “Pink” (miembro 3), pero inmediatamente después de ellos. Esta idea se sustenta en la ausencia de un paleosuelo en la base de los depósitos de flujos de escombros, en la ausencia de la pómez de caída sobre la terraza, y por supuesto en el fechamiento ^{14}C POP-2 que coincide con los fechamientos reportados por Siebe et al. (1996) y por Panfil et al. (1999) para la erupción “Pink” (ver Tabla 1.5). Cabe señalar que la banda de pómez de caída y los depósitos de flujos de escombros que le sobreyacen, en la parte superior de las laderas de la barranca Huiloac, pueden corresponder a la erupción del miembro 1 o 2 de la pómez “Pink”.



Figura 4.24. Muestra de carbón subredondeado empotrado en depósitos de flujos de escombros, estratificados y ricos en pómez sobre la barranca Huiloac NE del Popocatépetl.

A través del fechamiento por ^{14}C , se puede decir que la edad máxima de la terraza es de ~1100 años A.P., mientras que la dendrocronología arroja una edad mínima de ~160 años. Es muy probable que las edades de los árboles PO- 27 (92) y PO- 54 (107) sobre la terraza antigua, correspondan a una generación posterior a la restauración natural del bosque. Por

lo tanto, para la edad mínima de la terraza se consideró la edad del árbol más viejo PO- 24 (161 años) (**Ver Fig. 4.23**).

Otras fases de rellenamiento e incisión que se pueden observa en la barranca Huiloac, corresponden a los dos últimos *lahares* que se emplazaron durante las explosiones del Popocatepetl ocurridas en 1997 y 2001 (Capra et al. 2004). Evidencias de este proceso son terrazas de relativa juventud que se encuentran a pocos metros del lecho actual. Su composición es de depósitos masivos, heterométricos, ricos en clastos y pómez andesíticos, de subredondeados a subangulares y con distintos espesores.

El árbol correspondiente a PO-26 creció sobre un depósito de al menos 54 años (edad del árbol) (**Ver Fig. 4.23**), lo cual quiere decir que este individuo ya existía cuando se emplazaron los últimos eventos laháricos, y que dejaron cicatrices de impacto en éste y otros troncos de árbol expuestos a los flujos de escombros en las laderas bajas de la barranca (**Fig. 4.25**).



Figura 4.25. Árboles muestreados en la barranca Huiloac, con cicatrices de impacto por *debris flow* de 1997 y 2001. El árbol corresponde a las muestras PO-26 (54 años cal).

En este mismo tramo, del sector medio de la barranca Huiloac (3200 – 3300 msnm), se colectaron un total de 17 núcleos en 13 árboles (*Pinus ayacahuite* y *Abies religiosa*), en distintos niveles de terrazas, la edad promedio de los mas altos y antiguos es de 140 años. Las terrazas relativamente más jóvenes datan de 50 a 70 años como mínimo (**Tabla Anexo D1**). Estos resultados sugieren la existencia de varios procesos de depositación y erosión fluvio-volcánicos en el interior de la barranca, así como distintas fases de sucesión de la cubierta vegetal, debido a la mayor dinámica geomorfológica en este sector del barranco.

La mayoría de los árboles de la barranca, presentan daños (cicatrices de impacto, sepultamiento de troncos por detritos, árboles inclinados y/o decapitados) en los troncos, como resultado del constante emplazamiento de *lahares* relativamente recientes. Un ejemplo de esta dinámica se puede ver en la **Fig. 4.26**, donde en la sección del tronco se

puede identificar un daño en el 2001, el cual se asocia al último *lahar* que fluyó río abajo, sobre la barranca Huiloac. El trabajo de Capra et al. (2004) corrobora el emplazamiento de al menos dos *lahares* en 1997 y 2001, el primero de ellos arrastró detritos hasta el pueblo de Santiago Xalitzintla.



Figura 4.26. Sección de tronco de *Abies religiosa* sobre las terrazas de la barranca Huiloac. Se puede observar la cicatriz dejada por la escoriación durante el evento lahárico de 2001.

Cabe mencionar que, a diferencia de los casos A, B y C, la barranca Huiloac es de las más jóvenes y dinámicas de la vertiente norte del Popocatepetl, debido a que se encuentra en una superficie encajonada por estructuras volcánicas pre-existentes, que funcionan como barreras topográficas que canalizan los flujos piroclásticos y lahares y con ello favorecen el relleno constante de piroclastos, asociados a los periodos activos del Popocatepetl, seguidos de la incisión fluvial (formación o profundización de barrancas) durante las fases post-volcánicas. Una de las estructuras que encajonan a Huiloac es el relicto de la caldera Tlamacas.

Por otro lado, la dinámica actual que se percibe en Huiloac, tiene que ver con la existencia, hasta hace unas décadas, de un glaciar en la cabecera principal del barranco (vertiente norte del cono). La fusión parcial de la masa de hielo durante las fases

explosivas del volcán, así como las intensas lluvias de verano, han desencadenado varios *lahares* emplazados preferentemente sobre las barrancas Tenenepanco-Huiloac, La Espinera y Tepeteloncocone (Capra et al., 2004) .

Caso de estudio E. Barranco “sin nombre”

Este quinto caso corresponde a un pequeño barranco que se localiza entre la cañada Tenenepanco-Huiloac y Tlamacas (ladera norte del Popocatepetl), en un rango de altitud entre los 3700 y 3720 msnm. Su poca dimensión impide reconocerla a través de fotografías aéreas. Su origen se asocia a una superficie de acumulación, con varias fases de erosión-depositación de flujos de escombros, posteriores a la explosión pliniana de hace ~1,000 años.

En campo se pueden distinguir al menos dos fases de relleno e incisión de aspecto reciente. En un momento, material lahárico relleno el fondo de esta superficie; posteriormente los procesos fluviales incidieron en la vertical formando un barranco de varios metros de profundidad. Sobre los depósitos de estos flujos de escombros antiguos, se reconoce una banda de ceniza gris que es muy probable que correspondan al mismo evento que originó la terraza antigua de Huiloac entre 966 y 1056 años cal. A.P. La ausencia de pómez de caída, sugiere que esta primera fase de relleno lahárico, ocurrió poco tiempo después de la caída del último miembro de la pómez “Pink” (**Fig. 4.27**).

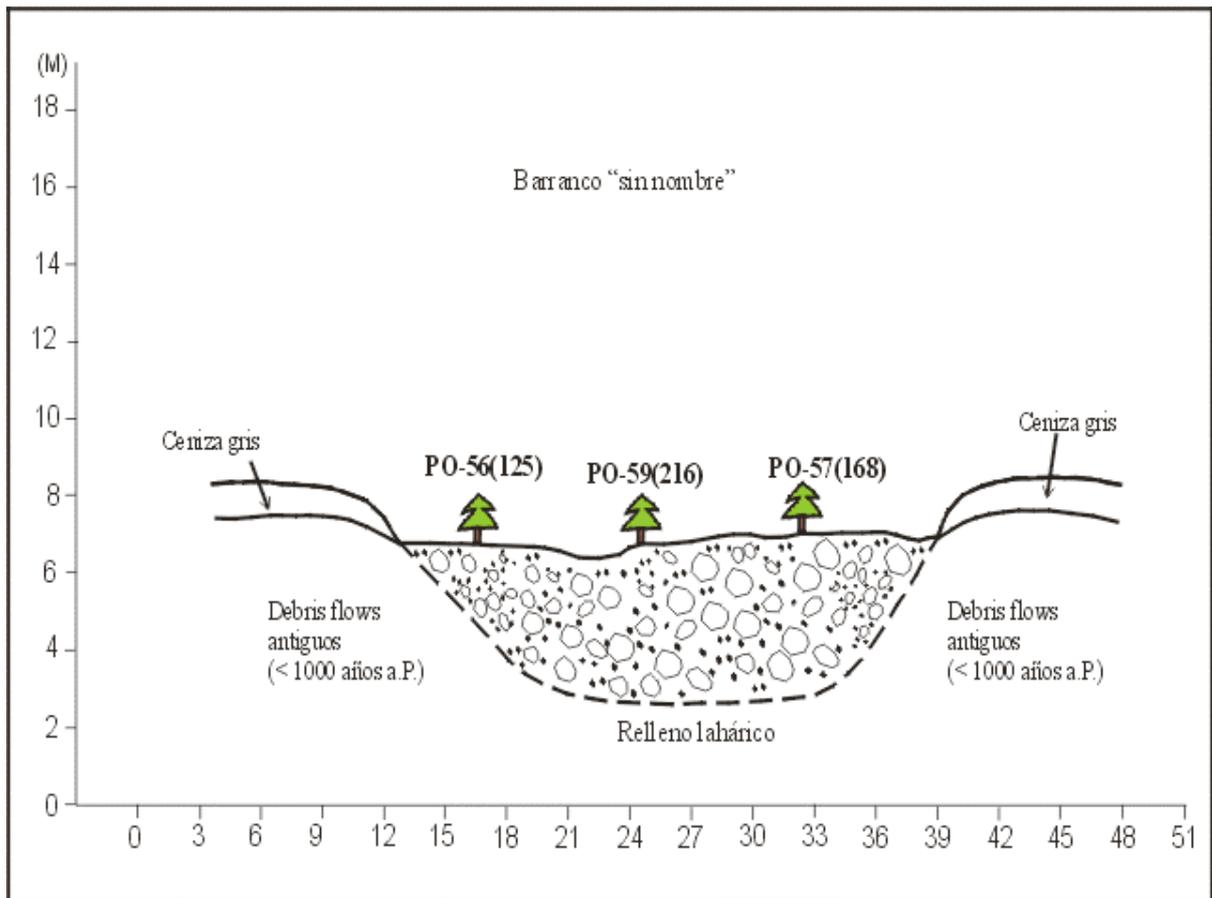


Figura 4.27. Perfil morfo-estratigráfico y edad del arbolado en la barranca “sin nombre”, localizada en coordenadas UTM aproximadas: en X; 540261, Y; 2108054. Se reconocen dos fases de rellenamiento-incisión fluvio-volcánica. Los datos entre paréntesis son las edades calibradas de los árboles.

Posteriormente un *lahar* rellenó parcialmente el barranco con un depósito rico en líticos en una matriz de arena gruesa. Unos metros aguas abajo del sitio representado en la **figura 4.27**, se observa que el depósito se adelgaza y termina en forma de lóbulo en el interior de la barranca. Cabe destacar que sobre estos materiales, no se distingue la ceniza gris, lo que hace suponer que este nuevo depósito sea más reciente que 966-1056 años cal. A.P.

Para conocer las edades mínimas de este relleno laháríco, se tomaron 18 muestras de dendrocronología en 9 individuos de *Pinus hartwegii*. Las edades de los árboles sugieren que la edad mínima del relleno es de 216 años (muestra PO-59), mientras que la edad máxima es la de los productos de la erupción de 966-1056 años cal. A.P (**Fig. 4.27**).

Tipología de barrancos

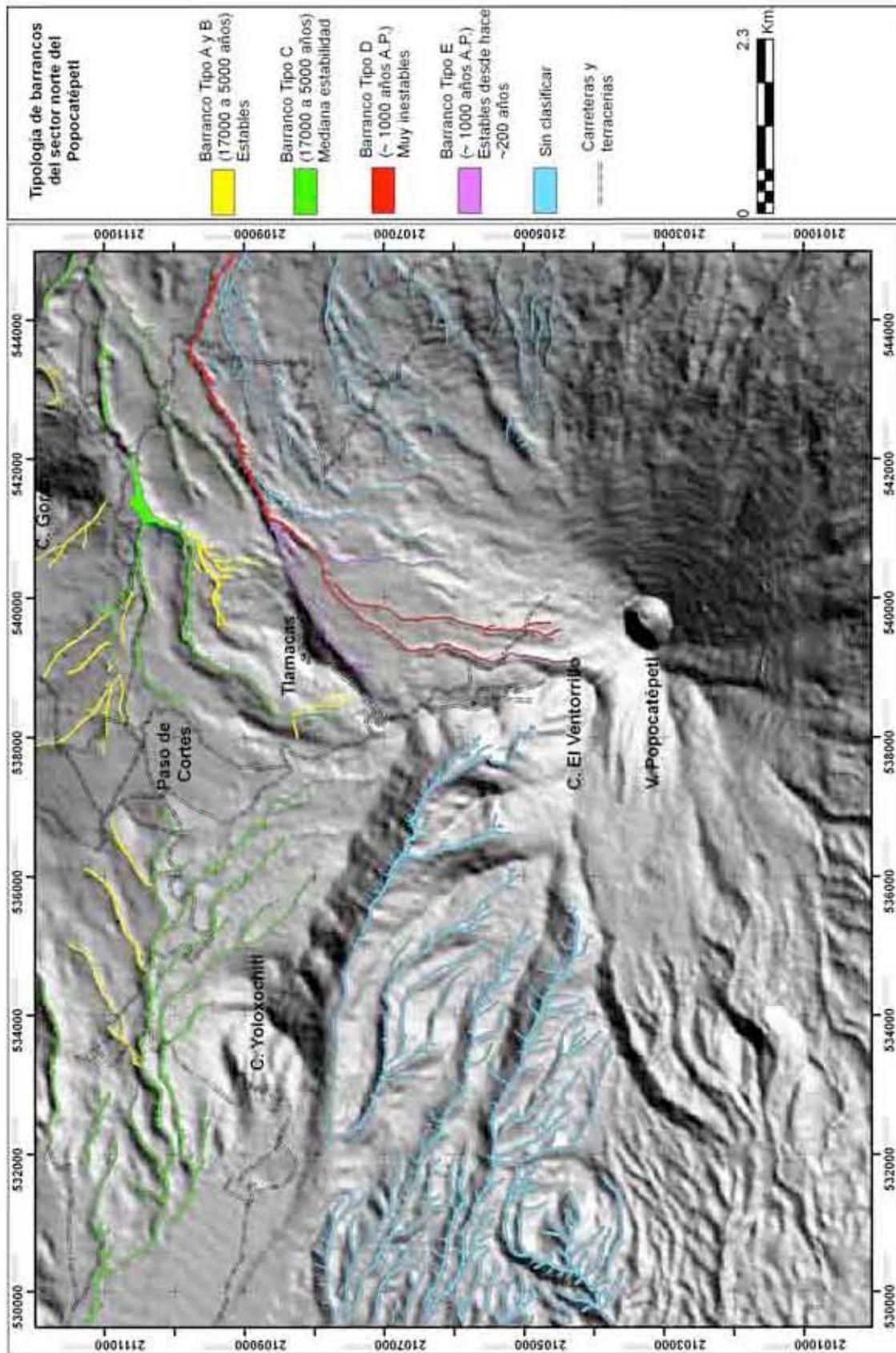
Con base en los resultados de cada uno de los casos de estudio, se elaboró una tipología de barrancos del sector norte del Popocatepetl. El mapa que se presenta a continuación, se obtuvo extrapolando la información morfo-estratigráfica y dendrogeomorfológica, vista en campo y analizada en gabinete. Para este fin se fotointerpretó una tripleta de fotografías aéreas a escala 1:37 500 de INEGI, clasificando los barrancos del sector norte en función a la edad y dinámica actual del relieve. Se consideraron criterios fotogramétricos (tono, textura, arreglo, rasgos morfodinámicos) y tomando como base los resultados de cada caso. Se obtuvieron 5 categorías de barrancos (**Ver mapa en Fig. 4.28**).

Barranco tipo A y B. Son barrancos originados entre 17000 y poco más de 5000 años A.P.; se consideran estables desde hace el menos 200 años, con posible actividad menor en sus cabeceras hace alrededor de 100 años.

Barranco tipo C. Se excavaron entre hace 17000 años después de la erupción Tutti-Frutti bajo un ambiente periglacial altamente dinámico; presumiblemente alcanzaron dimensiones similares a las actuales poco tiempo después de la actividad volcánica; sin embargo sus laderas permanecieron con cierta erosión hasta poco antes de la caída de la pómez “Ocre”, hace unos 6000 años. Aunque sus laderas están fundamentalmente estables desde hace al menos 150 años, tienen actividad en el fondo desde hace al menos ~70 años. Dinámica geomorfológica similar a la ocurrida en las barrancas “La Venta” y “Pelagallina”. Se consideran moderadamente inestables.

Barranco tipo D. Son aquellos que se formaron hace ~1000 años por disección de los productos de la última gran erupción del Popocatepetl, y tienen su área de captación en laderas altas del volcán. Se activan durante las fases eruptivas, conduciendo flujos laháricos, son considerados como muy inestables. Ejemplo: barranca Huiloac.

Barranco tipo E. Se formaron hace ~1000 años. En origen son similares al caso de Huiloac, pero sus cabeceras fueron rellenas por lahares y con ello quedaron desconectados de su antigua cuenca alimentadora, lo que los hace similares al tipo A y B. Son relativamente estables, desde hace al menos ~215 años.



Fi

gura 4.28. Mapa de tipología de barrancos del sector norte del Popocatepetl. Se reconocieron 4 tipos, de los más antiguos y estables a los mas recientes y dinámicos.

Barrancos sin clasificar. Corresponden a los barrancos que por falta de información no fue posible clasificar en las fotografías aéreas.

4.3. Discusión y conclusiones.

El análisis morfo-estratigráfico en terrenos volcánicos es útil para identificar secuencias eruptivas relacionadas con la génesis y evolución del relieve. La interpretación de las edades de los barrancos del sector norte del Popocatepetl se basó en la identificación y arreglo de las tefras, previamente reconocidas y fechadas por Siebe et al. (1997). Con estas edades relativas de los materiales, se considera que la mayoría de los barrancos del sector norte, fueron excavados en depósitos “Tutti-Frutti” de hace 17000 años y posteriormente manteados por las tefras “Ocre” (~5000 años A.P., o ~5700 años cal A.P.) y “Pink” (~1000 años A.P.). Esto indica que la dinámica erosiva formadora de barrancos ocurrió después del emplazamiento de la “Tutti-Frutti” y antes del evento eruptivo de hace ~5700 años cal, para después tender a su estabilización geomorfológica.

Los fechamientos realizados por ^{14}C complementan y corroboran los resultados de las edades de las tefras asignadas anteriormente por Siebe y colaboradores (1996a y 1997) y permiten precisar la edad de las barrancas. La muestra de carbón POP-01 que se colectó dentro de un depósito piroclástico debajo de un paleosuelo sepultado por la pómez “Ocre”, data entre 6,183 y 6,451 años cal A.P ($5,515 \pm 125/-120$ años ^{14}C A.P.). Esto es congruente con la edad asignada al evento eruptivo “Ocre” por Siebe et al. (1997) de ~5700 años cal A.P. (~5000 años ^{14}C A.P.). Pero sobre todo es importante porque señala que en las laderas de la barranca Pelagallinas prevalecieron condiciones de inestabilidad geomorfológica desde la erupción “Tutti-Frutti” (~17,000 años cal A.P.) hasta un poco antes de la caída de la pómez “Ocre”, cuando se desarrolló por primera vez un suelo en dicha ladera. Esta fase de pedogénesis debió ocurrir entre ~6300 años cal A.P. (fechamiento POP-01 de este trabajo) y ~5700 años cal A.P. (edad de la pómez “Ocre”) **(Ver Figs. 4.9 a 4.11).**

El inicio de la estabilización geomórfica de los barrancos manteados por la pómez “Ocre” de ~5000 años, mismos que se localizan a un rango altitudinal de 3400 a 3600 m, se puede correlacionar con el trabajo de Lozano-García y Vázquez-Selem (2005). Los cambios de vegetación durante el Holoceno Medio, fueron identificados por estos autores mediante

registros de polen en un llano localizado en el sector NW del Iztaccíhuatl, a una altura de 3860 m. En este sitio se registra el desarrollo de zacatonal alpino a inicios del Holoceno, pero el bosque de pino se desarrolla de manera importante por primera vez entre entre ~7500 y ~6500 cal A.P., es decir, poco antes de la caída de la pómez “Ocre”, y en coincidencia con la retirada de los glaciares de la fase Milpulco-2 en las partes altas del Iztaccíhuatl (Lozano-García y Vázquez-Selem, 2005). Con base en esto se puede proponer que las condiciones climáticas que se instalaron en laderas montañosas de la Sierra Nevada entre ~7500 y ~6000 cal A.P. y que propiciaron la expansión del bosque de pino hasta altitudes de ~3900 msnm, favorecieron a la vez la estabilización de las laderas de los barrancos de la zona estudiada (3400-3600 m). Presumiblemente se trata de condiciones más húmedas y cálidas que las de la fase precedente (avance glacial Milpulco-2), que permitieron el desarrollo de una cubierta vegetal más densa, en particular bosque de pino (*P. hartwegii*) y sotobosque de pastos amacollados como el que domina en la zona actualmente.

De acuerdo con Lozano-García y Vázquez-Selem (2005), desde hace ~3000 años el bosque de pino en sitios cercanos al límite superior del bosque presenta condiciones similares a las actuales, con altos porcentajes de polen arbóreo. Probablemente estas condiciones explican que la pómez “Pink”, que mantecó toda la zona hace ~1000 años, se preserve notablemente bien incluso en pendientes muy fuertes como la de las laderas de la barranca Pelagallinas (**Fig. 4.9**). En todo caso la mejor preservación de la pómez “Pink” en comparación con la “Ocre” sugiere que en el último tercio del Holoceno las condiciones bioclimáticas favorables a la estabilidad geomórfica se han acentuado en comparación con las del Holoceno medio.

Otra información valiosa tiene que ver con la segunda muestra de carbón tomada en una terraza lahárica originada en el interior de la barranca Huiloac (NE del volcán). La fecha estimada de POP-02 es de 966 y 1056 años cal. A.P (1105 ± 40 años ^{14}C A.P.), lo que corrobora que la terraza se originó durante las etapas finales de la última explosión pliniana del Popocatépetl, correspondiente a la pómez “Pink” (Siebe et al., 1996a). Considerando que: (a) la barranca está excavada en materiales piroclásticos de la erupción “Pink”, y (b) tiene un relleno lahárico de edad ^{14}C indistinguible de la misma erupción, se puede concluir que la formación de la barranca ocurrió de manera inmediata a la erupción, tal vez incluso durante la misma fase eruptiva. La fecha de 966 y 1056 años cal. A.P

representa entonces la edad de la barranca de Huiloac. La incisión fluvial y la formación de la terraza debió ocurrir poco después del emplazamiento del relleno lahárico fechado, como ocurrió con los rellenos de 1997 y 2001 (Capra et al., 2004). Este resultado sugiere que la barranca Huiloac y las barrancas aledañas, son de las más jóvenes e inestables de la zona. Su edad es de ~1000 años A.P.

Por otro lado, para datar y evaluar procesos geomorfológicos recientes, se utilizaron técnicas dendrocronológicas, que aplicadas de buena forma dan excelentes resultados en el estudio del comportamiento geodinámico.

En México el desarrollo de la dendrocronología es relativamente reciente. Este método se ha aplicado sobre todo para reconstrucciones paleoclimáticas, estudios ecológicos (Villanueva et al., 2006; Villanueva et al., 2008), así como para identificar erupciones relativamente recientes, como el caso de la erupción de 1913 del volcán de Fuego de Colima (Biondi, et al., 2003). En el país la dendrocronología empieza a ser utilizada para fechar y analizar procesos geomorfológicos y formas de relieve del Holoceno Tardío, como en el caso de la Sierra Nevada (volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl) (Stoffel y colaboradores, en prensa).

Las edades mínimas de relieve y procesos geomorfológicos, se analizaron a partir de métodos dendrocronológicos estándar y conteo simple de anillos. Se puede decir que esta forma de evaluar la dinámica morfológica en terrenos volcánicos es de bajo costo y da excelentes resultados. No obstante, el grado de error en la edad del arbolado y edad mínima del relieve de la presente investigación, tiene que ver con los cuatro factores dendrocronológicos a considerar que comenta Koch (2009):

- 1) Muestreo del árbol más viejo de una zona de estudio, que en muchos casos se dificulta por la cercanía con asentamientos humanos, ya que la madera es un recurso altamente explotable. El espécimen más viejo muestreado, se acercará más a la edad mínima de una superficie geomorfológica.
- 2) El método de conteo de anillos empleado. En este estudio se aplicaron métodos estándar de conteo de anillos. Las muestras fueron cuidadosamente analizadas bajo un microscopio estereoscópico de alta resolución, lo que permitió la identificación

de anillos falsos que sobreestiman la edad del relieve. Las edades asignadas a las formas de relieve, fueron tomadas de aquellas muestras completas en las cuales se llegó hasta la médula o centro del tronco, para tener una edad mas aproximada. Esta es la edad asignada de los árboles, por cada unidad geomorfológica para el análisis de los resultados.

Para cada individuo se tomaron dos muestras en caras opuestas del tronco, con el fin de promediar la edad absoluta del árbol, siempre y cuando el número de anillos variara de 2 a 4 años. Hay que mencionar que para el caso de los anillos perdidos, no se aplicó el fechado cruzado, por lo cual en algunos casos, las edades mínimas de relieve pueden estar ligeramente subestimadas o sobreestimadas.

- 3) En cuanto al factor de correlación altura-edad del arbolado, se pudo observar que los árboles mas viejos encontrados en la zona corresponden a *Pinus hartwegii*, una especie sensible a las condiciones ambientales, sobre todo climáticas, que puede crecer en sitios expuestos a intenso frío y poca humedad edáfica. En contraste, *Abies religiosa* y *Pinus ayacahuite* crecen en terrenos húmedos, por lo que sufren menor estrés, crecen muy rápido en la vertical y en diámetro del tronco. Por lo tanto, es engañoso pensar que los árboles mas altos y gruesos son los mas viejos.
- 4) La *écesis* (periodo de germinación de la vegetación sobre superficies nuevas) no se pudo determinar con certeza debido a la falta de estudios de las especies de árboles de la zona de estudio. El período de germinación está en función de la especie, las condiciones ambientales, morfodinámicas y morfométricas de cada zona de estudio, cuya colonización puede ser de un año hasta varias décadas (Villalba, 2000).

En terrenos volcánicos de las Cascadas (E.U.A), se calcula que el periodo de germinación del abeto Douglas (*Pseudotsuga menziesii*) después de la estabilización geomorfológica llega a ser de cuatro años, mientras que el tiempo que tarda el árbol en crecer a la altura del pecho, a unos 1.35 cm desde la base (toma frecuente de la muestra), es 10 años, con lo cual la calibración de la *écesis* llega a ser de hasta 15 años (Pierson, 2007).

Para las especies de árbol muestreadas en este estudio, no se conoce con certeza el ritmo de colonización vegetal post-volcánico. No obstante, García-Romero (comunicación personal) ha identificado un ritmo de colonización relativamente rápido, sobre las terrazas originadas por los *lahares* de 1997 y 2001 en la barranca Huiloac (NE del Popocatepetl). Considera que dos años son los que transcurren entre la estabilización de la superficie morfológica y la germinación de un pino. No obstante, por las condiciones de estrés (suelos someros), los pinos crecen a un ritmo lento y en muchos casos no sobreviven a la primera década (Muñoz-Jiménez et al., 2005). Por lo tanto, en este trabajo se estimó que 10 años es el valor medio para la calibración de las edades brutas del arbolado y de esta manera acercarse a las edades absolutas de relieve.

Mejores resultados dendrogeomorfológicos corresponden a la evaluación de procesos erosivos (incisión en la vertical) en barrancos del sector norte del Popocatepetl. Esto es a partir de la relación entre la edad de un árbol sobre una terraza joven y la excavación del nuevo lecho aluvial, tal como se observa en la barranca “La Venta”, caso C de esta investigación. De la misma manera, la identificación de *lahares* emplazados sobre la barranca Huiloac, a través de la dendrocronología, pueden arrojar excelentes resultados, ya que es directo el impacto, estrés y alteración en los anillos de crecimiento de los árboles afectados por procesos geomorfológicos.

El rango de error para fechar este tipo de eventos, puede ser de un año e incluso de meses, siempre y cuando se apliquen métodos dendrogeomorfológicos adecuados (Stoffel y Bollschweiler, 2008 y 2009). En este trabajo, el uso de la dendrocronología para estos fines fue muy superficial. Sin embargo se pudo detectar el *lahar* ocurrido en 2001 en la barranca Huiloac (**Fig. 4.26**).

La tipología de barrancos propuesta para este estudio (**mapa Fig. 4.28**), resultó de la extrapolación de la información estratigráfica de campo y de los análisis de las muestras dendrocronológicas. Con base en lo anterior y con técnicas de fotointerpretación geomorfológica, se clasificaron algunos de los barrancos del sector norte del Popocatepetl, tomando como punto de partida la edad y morfodinámica actual de relieve. Esta tipología y el mapa correspondiente permiten identificar barrancas (o sectores de ellas) muy activas, distinguiéndolas de aquellas que, no obstante su apariencia morfológica joven, han

permanecido estables durante décadas o incluso siglos. Esto puede ser de utilidad en la definición de las políticas de manejo de esta zona, que en parte corresponde a un área natural protegida (Parque Nacional Izta-Popo).

CONCLUSIONES GENERALES

El fortalecimiento de los estudios geomorfológicos radica en los aportes metodológicos de disciplinas afines, que comparten el mismo objeto de estudio: la superficie terrestre. En este sentido, los resultados de la presente investigación aportaron ciertos conocimientos acerca del comportamiento, dinámica y evolución de las formas de relieve post-volcánicas, utilizando diversos enfoques, materiales y métodos, para llegar a un fin: entender los procesos morfodinámicos de la vertiente norte del volcán Popocatepetl, como base para proponer planes de manejo ambiental y de riesgos naturales.

El punto de partida para analizar y evaluar los procesos erosivo-acumulativos, posteriores a la última fase pliniana de ~1000 años A.P., fue conocer las características de dispersión de la pómez “Pink” considerando en primera instancia los trabajos elaborados por Siebe et al. (1996) y Panfil et al. (1999), y adicionalmente una base de datos obtenida en campo (Siebe, com. pers.). Cabe señalar que debido a la complejidad y debate que existe en identificar las distintas secuencias eruptivas plinianas de la pómez “Pink”, se optó por centrar el trabajo en el miembro 1, para el que se cuenta con el muestreo de campo mas detallado (125 sitios). De esta manera fue posible modelar los patrones de espesor y dispersión del miembro 1 (mapa de isopacas). A partir de este modelo, fue posible la integración mediante un SIG, de ciertos elementos biofísicos del paisaje. Por un lado, se integraron variables morfométricas tales como altitud, pendientes del terreno, morfología, orientación de laderas e índices de escurrimientos. Por otro lado, se incorporaron datos que tienen que ver con el Índice de Vegetación de Diferencia Normalizado (NDVI). Como resultado del cruce de variables con los puntos de muestreo se obtuvo una base de datos biofísicos para manejo estadístico.

A partir de estos criterios multivariantes, se elaboraron análisis de componentes principales (ACP) y modelos de regresión múltiple con objeto de reconocer el grado de correlación entre las variables bio-físicas y obtener modelos múltiples. Posteriormente se integraron en un ambiente SIG para crear dos escenarios erosivo/acumulativos. En ambos casos los índices de correlación entre variables resultaron muy bajos, con R^2 del orden de los 0.20. No obstante, se pudo evaluar que las zonas más inestables (de manera areal), son aquellas que se localizan en pisos altitudinales mayores a los 4000 msnm, con pendientes

abruptas ($>35^\circ$), en morfologías cóncavas y en zonas con escasa o nula vegetación. Caso contrario sucede en las zonas más distales, de menor altitud, con pendientes suaves y cubiertas de vegetación, variables que favorecen la estabilidad actual en la vertiente norte del Popocatepetl. Aunado a lo anterior, se puede decir que la mayor dinámica erosiva/acumulativa sucedió durante las primeras etapas post-eruptivas de la explosión de hace ~1000 años, por lo que en la actualidad la mayor parte de la zona se encuentra en un estado de equilibrio geomorfológico.

La baja correlación de las variables tratadas en la dinámica erosivo/acumulativa, tiene que ver con la temporalidad de las variables biofísicas, ya que los datos obtenidos se refieren a condiciones actuales y no a las existentes hace ~1000 años. La falta de variables climáticas, hidrológicas y edáficas, limitó la explicación del modelo de regresión múltiple. Por otro lado, la resolución del Modelo Digital del Terreno (MDT) también influyó en el resultado de los modelos estadísticos. No obstante, el escenario 2 (**Fig. 3.11**) tiene mayor validez en cuanto a la distribución de la erosión, estabilidad o acumulación de tefras. Este aspecto se sustenta con muestreo y análisis en campo.

En este sentido, la elaboración de escenarios de erosión en terrenos volcánicos cubiertos por tefras, a partir del análisis de regresión múltiple y utilizando Sistemas de Información Geográfica (SIG), puede resultar adecuado, siempre y cuando se cuente con las variables idóneas y el suficiente número de sitios de muestreo. Además es importante contar con la escala óptima en cuanto a la información cartográfica de las variables a tratar, de acuerdo a los objetivos y escala de trabajo para cada investigación. Por otro lado, la metodología empleada en esta investigación aportó resultados de interés en cuanto a la predicción de la erosión post-volcánica en caso de una nueva erupción pliniana del Popocatepetl, similar a la ocurrida hace ~ 1000 años. Para las autoridades del parque Izta-Popo, puede resultar importante saber que las zonas de mayor inestabilidad (erosión y flujos de escombros), serán los relieves de pendientes mayores a 30° , con morfologías convexas y con escasa vegetación (laderas de barranco y/o edificios cónicos). Las áreas más estables corresponden a los terrenos con poca inclinación y morfologías rectas con un buen desarrollo de bosque (llanos volcánicos). Las superficies inestables por acumulación de material detrítico (flujos de escombros), son los relieves ligeramente inclinados y cóncavos como son los abanicos aluviales y lecho de ríos. El pueblo de Santiago

Xalitzintla, Pue., se localiza en una zona de máxima amenaza en algún evento extraordinario, por acumulación de flujos de escombros y/o material aluvial.

El segundo camino que se consideró para entender los procesos geomorfológicos actuales y su evolución, tiene que ver con análisis morfo-estratigráficos, fechamientos absolutos mediante Carbono-14 (^{14}C) y dendrocronología.

Los fechamientos realizados por ^{14}C fueron de utilidad para el planteamiento de un modelo evolutivo de las barrancas del sector norte del Popocatepetl, así como para la evaluación morfodinámica y fases de estabilización geomorfológica de los últimos 17,000 años sobre estos relieves. De manera conjunta, la aplicación de métodos dendrogeomorfológicos permitió el análisis de las edades mínimas de relieve relativamente recientes y la evaluación de procesos geomorfológicos actuales en barrancos menores a ~5000 años A.P., localizados en esta misma vertiente norte.

La combinación del análisis morfo-estratigráfico y la dendrogeomorfología, fueron de utilidad para plantear una tipología de algunos barrancos del sector norte del Popocatepetl, mediante la extrapolación de los resultados de campo y gabinete utilizando técnicas de fotointerpretación geomorfológica.

Los resultados apoyan la hipótesis general de esta investigación en el sentido de que las barrancas del Popocatepetl parecen haberse formado muy pronto después de las fases eruptivas mayores (o incluso durante la fase misma, en el caso de Huiloac), y en lo sucesivo se transforman muy lentamente. La estratigrafía muestra que la mayor parte de las barrancas en la zona estudiada fueron excavadas en productos Tutti-Frutti, entre 17,000 y ~6000 años A.P., y desde hace al menos 6000 años presentan poca actividad en sus laderas y cauces. Por otro lado la dendrocronología muestra que estas barrancas se encuentran estables o con cambios menores desde hace al menos uno o dos siglos. La excepción a esto son barrancas conectadas a las laderas altas del volcán, como la de Huiloac, que se formaron a partir de la última fase eruptiva y se encuentran activas desde entonces.

Otro de los aportes a destacar del uso de la dendrocronología, tiene que ver con la estimación de la edad del bosque. Es muy común encontrar, en formas de relieve recientes

y/o activas, árboles relativamente jóvenes del orden de las decenas de años. Este aspecto se debe a la dinámica erosiva fluvial y procesos de ladera, así como al continuo aporte de sedimentos y flujos de escombros sobre el interior de los barrancos y que ocasionan la muerte natural de varios árboles. Por otro lado, los árboles más jóvenes predominan en zonas de fácil acceso, debido a la tala que desde tiempos históricos ha sido intensa. Caso contrario sucede en relieves relativamente viejos, estables y de poco acceso, lo cual favorece el crecimiento de los árboles durante muchos años, que en algunos casos llegan a más de 200 años de edad. Este aspecto debe significar un foco de atención para las autoridades del Parque Nacional Izta-Popo y su protección ambiental, ya que los árboles viejos son registros vivientes de fenómenos paleoclimáticos y geomorfológicos, así como indicadores de estabilidad ambiental de largo plazo.

Tomando como punto de partida los objetivos de la presente investigación, se plantearon dos ejes temáticos y metodologías de trabajo. Por un lado el análisis de la dinámica areal de las tefras, se abordó desde los modelos de dispersión, con el cruce de variables para extraer una base de datos y su análisis estadístico multivariante. Posteriormente, los resultados obtenidos se introdujeron a una plataforma SIG y se obtuvieron mapas automatizados, en los cuales de manera regional se evaluó la estabilidad-inestabilidad en la zona de estudio. En el segundo eje temático no se pudo apoyar del todo del primero, ya que se planteó elaborar una tipología de barrancos excavados en la vertiente norte del Popocatepetl, con base en su edad máxima, evolución y dinámica geomorfológica actual, mediante métodos morfo-estratigráficos y dendro-geomorfológicos, donde los resultados obtenidos fueron en una escala local y evaluando la erosión concentrada (vertical) en terrenos volcánicos.

REFERENCIAS

- Almeida-Leñero, L., Giménez de Azcárate, J., Cleef, A. M., González, A. (2004). Las comunidades vegetales del zacatonal alpino de los volcanes Popocatepetl y Nevado de Toluca, Región Central de México. *Phytocoenologia*: 34, 91-132.
- Almeida-Leñero, L., Hooghiemstra, H., Cleef, A.M., and van Geel, B. (2005). Holocene climatic and environmental change from pollen records of lakes Zempoala and Quila, central Mexican highlands: *Review of Palaeobotany and Palynology*: 136, 63-92.
- Arce, J.L; Macias J.L. y Vázquez-Selem, L. (2003). The 10.5 ka Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, Mexico: Stratigraphy and hazard implicatons. *GSA Bulletin*: 115 (2), 230-248.
- Biondi, F; Galindo I; Gavilanes, J.C. y Elizalde, A. (2003). Tree growth responce to the 1913 eruption of Volcan de Fuego de Colima, Mexico. *Quaternary Research*: 59, 293-299.
- Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., Mertin-Duquea, J.F.,Rubiales J.M.,Godfrey, A.,Pedraza, J.,Carrasco, R.M. y Sanz, M.A. (2005). Sheet erosion rates determined by using dendrogeomorphological análisis of exponed tree roots: Two examples from Central Spain. *Catena*: 64, 81-102.
- Bollschweiler, M., Stoffel, M., Ehmisch, M., Monbaron, M. (2007). Reconstructing spatio-temporal patterns of debris flow activity using dendrogeomorphological methods. *Geomorphology*: 84(4), 337-351.
- Bollschweiler, M., Stoffel, M., Scheuwly, D. (2008). Dynamics in debris-flow activity on a forested cone- A case study using different dendroecological approaches. *Catena*: 72, 67-78.
- Bursik, M.I; Sparks, R.S.J; Glibert, J.S. y Carey, S.N. (1992). Sedimentation of tephra by volcanic plumes: I. Theory and its comparison with a study of the Fogo A plinian deposit, Sao Miguel (Azores). *Bull Volcanol*: 54, 329-344.
- Capra, L; Poblete, M.A. y Alvarado, R. (2004). The 1997 and 2001 lahars of Popocatepetl volcano (Central Mexico): textural and sedimentological constraints on their origin and hazards. *Journal of volcanology and geothermal research*: 131, 351-369.
- Carey, S. (1996). Modeling of tephra fallout from explosive eruptions. En *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*. Ed. Springer-Verlag, Berlin. pp. 429-461.
- Carey, S. y Bursik, M. (2000). Volcanic Plumes; en Sigurdsson, H, eds. *Enciclopedia of Volcanoes, 2000*. Academia Press, USA., p. 527-544.
- Carey, S. y Sigurdsson, H. (1986). The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Mexico (2): Observations and numerical modelling of tephra-fall distribution. *Bull Volcanol*: 48, 127-141.

- Carey, S. y Sparks, R.S.J. (1986). Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. *Bull Volcanol*: 48, 109-125.
- Chuvioco, E. (2002). Teledetección Ambiental. La observación de la Tierra desde el Espacio. Ed. Ariel. Barcelona, España. Pp. 585.
- CLICOM (2006). Mexico Climatological Station Network Data. Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Base de datos 2006.
- Davidson, J., y De Silva, S. (2000), Composite volcanoes., En: Sigurdsson, H., ed., Encyclopedia of volcanoes, San Diego & London, Academic Press; 663 – 681.
- Espinasa, R. (2007). Evolución morfoestratigráfica del volcán Popocatepetl. Tesis doctoral en Ciencias de la Tierra (vulcanología). Instituto de Geofísica, UNAM. 131 pp.
- Fantucci, R. (2007). Dendrogeomorphological analysis of shore erosion long Bolsena lake (Central Italy). *Dendrochronologia*: 24, 69-78.
- Felpeto, A., Marti, J. y Ortiz R. (2007). Automatic GIS-based system for volcanic hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*: 166, 106-116.
- Franco, O. (2005). Geomorfología del volcán Popocatepetl. Facultad de Filosofía y Letras, Colegio de Geografía. UNAM. Tesis de Licenciatura. 150 pp.
- Franco, O. y Vázquez, L. (2007). “Aplicaciones de dendrocronología al estudio de procesos geomorfológicos: volcanes Popocatepetl y Cofre de Perote, México”. VII Reunión Nacional de Geomorfología. Centro de Investigaciones en Geografía Ambiental (CIGA), Morelia, Mich. Del 26 al 29 de noviembre, 2007.
- Fritts, H.C. (2001). Tree Rings and Climate. Ed. The Blackburn Press. New Jersey, USA. Pp. 567.
- García, E. 1970. Modificaciones al Sistema de Clasificación Climática de Copen. Instituto de Geografía, UNAM.
- García-Romero, A. (2003). Análisis integrado de paisajes en el occidente de la cuenca de México, la vertiente oriental de la Sierra de las Cruces, Monte Alto y Monte bajo. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 237 pp.
- Garcin, M, Poissona, B. y Pouget, R. (2005) High rates of geomorphological processes in a tropical area: the Remparts River case study (Réunion Island, Indian Ocean). *Geomorphology*: 67, 335-350.
- Gärtner, H. (2007). Tree roots- Methodological review and new development in dating and quantifying erosive processes. *Geomorphology*: 86, 243-251.
- Goff, F; Love, S; Warren, R. G; Counce, D; Obenholzner, J; Siebe C. y Schmidt, S. (2001). Passive Infrared remote sensing evidence for large, intermittent CO₂ emissions at Popocatepetl volcano, Mexico. *Chemical Geology*: 177, 133-156.

- Gómez, A. (1998). Análisis geomorfológico del volcán Popocatepetl escala 1:20,000. Tesis de licenciatura en geografía. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM. 171 p.
- Gran, K. y Montgomery, D. (2005). Spatial and temporal patterns in fluvial recovery following volcanic eruptions: Channel response to basin-wide sediment loading at Mount Pinatubo, Philippines. *GSA Bulletin*: 117 (1-2), 195–211.
- Hayakawa, Y., Yokohama, S. y Matsukura, Y. (2008). Erosion rates of waterfalls in post-volcanic fluvial systems around Aso volcano, southwestern Japan. *Earth Surface Processes and Landforms*: 33, 801-812.
- Hildenbrand, A., Gillot, P., Marlin, C. 2008. Geomorphological study of long-term erosion on a tropical volcanic ocean island: Tahiti-Nui (French Polynesia). *Geomorphology*: 93, 460-481.
- Hitz, O. M., Gärtner, H., Monbaron, M. (2008). Application of ash (*Fraxinus excelsior* L.) roots to determine erosion rates in mountain torrents. *Catena*: 72, 248-258.
- Houghton, B.F., Wilson, C.J.N. y Pyle, D. (2000). Pyroclastic fall deposits. En Sigurdsson, H. Eds. *Encyclopedia of Volcanoes*, 2000. Academic Press, USA. Pp. 555-570.
- Inbar, M., Lugo, J., Villers, L. (1994). The geomorphological evolution of the Parícutin cone and lava flows, Mexico, 1943-1990. *Geomorphology*: 9, 57-76.
- Inbar, M., Reyes, A. y Graniel, J. (2001). Morphological changes and erosion processes following the 1982 eruption of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*: 3, 175-184.
- ITC (2001) Integrated Land and Water Information System (ILWIS). User's Guide Version 3.0 Academic. International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences. Enschede, The Netherlands. 530 pp.
- Jasper K., Gurtz, J., Lang, H. (2002). Advanced flood forecasting in Alpine watersheds by coupling meteorological observations and forecasts with a distributed hydrological model. *Journal of Hydrology*: 267, 40-52.
- Johnson, D. (2000). Métodos multivariados aplicados al análisis de datos. Internacional Thompson Editores, México.
- Karátson, D., Thouret, J.C., Moriya, I. and Lomoschitz, A. (1999) Erosion calderas: origins, processes, structural and climatic control. *Bull Volcanol*: 61, 174–193.
- Koch, J. (2009). Improving age estimates for late Holocene glacial landforms using dendrochronology – some examples from Garibaldi Provincial Park, British Columbia. *Quaternary Geochronology*: 4, 130-139.
- Legros, F. (2000). Minimum volume of a tephra fallout deposit estimated from a single isopach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*: 96, 25-32.

- Lozano-García, S. y Vázquez-Selem, L. (2005). A high-elevation Holocene pollen record from Iztaccíhuatl volcano, central Mexico. *The Holocene*: 15 (3), 329-338.
- Luhr, J. (2000). The geology and petrology of Volcan San Juan (Nayarit, Mexico) and the compositionally zoned Tepic Pumice. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*: 95, 109-156.
- Major, J.J. (2003) Post-eruption hydrology and sediment transport in volcanic river systems. *Water Resources Impact*: 5 (3), 11-15.
- Major, J.J., Pierson, T.C., Dinehart, R.L. y Costa, J.E. (2000). Sediment yield following severe volcanic disturbance- A two-decade perspectiva from Mount St. Helens. *Geology*: 28 (9), 819-822.
- Manville, V., Newton, E. H. y White, J. D. L. (2005). Fluvial responses to volcanism: resedimentation of the 1800 a Taupo ignimbrite eruption in the Rangitaiki River catchment, North Island, New Zealand. *Geomorphology*: 65, 49-70.
- Martens, M. (1993). Hydrologic inferences from tree-ring studies on the Hawkesbury River, Sydney, Australia. *Geomorphology*: 8, 147-164.
- Mooser, F. (1967). Tefracronología de la Cuenca de México para los últimos treinta mil años. Bol. INAH. No. 30, 12-15.
- Mooser, F; Montiel, A y Zuñiga, A. (1996). Nuevo mapa geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla. Estratigrafía, tectónica y aspectos geotérmicos. Comisión Federal de Electricidad, México.
- Muñoz-Jiménez, Julio; Rangel-Rios Karla y García Romero, Arturo (2005). Plant colonization of recent lahar Popocatepetl volcano, Mexico. *Physical Geography*: 26 (3), 199-215.
- Muñoz-Salinas, E. (2007). Los lahares del Popocatepetl: obtención y tratamiento de la información para la prevención de riesgos. Tesis doctoral. Facultad de Geografía e Historia. Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física. Universidad Complutense de Madrid. España.
- Muñoz-Salinas, E; Manea, V.C; Palacios, D. y Castillo-Rodriguez, M. (2007). Estimation of lahar flow velocity on Popocatepetl volcano (México). *Geomorphology*: 92, 91-99.
- Németh, K. y Cronin, S. (2007) Syn- and post-eruptive erosion, gully formation, and morphological evolution of a tephra ring in tropical climate erupted in 1913 in West Ambrym, Vanuatu. *Geomorphology*: 86,115-130.
- Nixon, G.T., 1989, The Geology of Iztaccíhuatl volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico. *The Geological Society of America*, Boulder, 58 p.
- Norusis, M. (1998). Guide to data Analysis. SPSS 8.0. Ed. Prentice Hall. USA. Pp. 563.

- Ollier, C. (1972). *Volcanoes*. Editorial The mit press. Aunstralia. 179 p.
- Ostle B. (1965). *Estadística aplicada. Técnicas de la estadística moderna, cuándo y dónde aplicarlas*. Ed. Limusa-Wiley, S.A. México. Pp 185-249.
- Palacios, D. (1994). The origin of certain wide Valleys in the Canary Islands. *Geomorphology*: 9, 1-18.
- Palacios, D. (1995). Rockslide processes on the north slope of Popocatepetl volcano, México. *Permafrost and Periglacial Processes*: 6 (4), 345-359.
- Palacios, D. (1996). Recent geomorphologic evolution of a glaciovolcanic active stratovolcano: Popocatepetl (Mexico). *Geomorphology*: 16, 319-335.
- Palacios, D; Zamorano, J.J. y Gómez, A. (2001). The impact of present lahars on the geomorphologic evolution of proglacial gorges: Popocatepetl, Mexico. *Geomorphology*: 37, 15-42.
- Panfil, M. S., Gardner, T. W., and Hirth, K. G., (1999). Late Holocene stratigraphy of the Tetimpa archaeological sites, northeast flank of Popocatepetl volcano, central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*: 111, 204-218.
- Peña, D. (2002). *Análisis de datos multivariantes*. Ed. Mc Graw Hill. España. pp.538.
- Pierson, T. (2007). Dating young geomorphic surfaces using age of colonizing Douglas fir in southwestern Washington and northwestern Oregon, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*: 32, 811-831.
- Plunket P. y Uruñuela, G. (1998). Preclassic household patterns preserved under volcanic ash at Tetimpa, Puebla Mexico. *Latin America Antiquity*: 9 (4), 287-309.
- Plunket P. y Uruñuela, G. (2008). Mountain of sustenance, mountain of destruction: The prehispanic experience with Popocatepetl Volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*: 170, 111-120.
- Richards, A. (1965). Geology of the islas Revillagigedo, 3. Effects of erosion on isla San Benedicto 1952-61 following the birth of Volcan Bárcena. *Bull Volcanol*: 28, 381-403.
- Robin, C. (1984). Le Volcan Popocatepetl (Mexique): structure, evolution pétrologique et risques. *Bull Volcanol*: 47 (1), 1-23.
- Robin, C. y Boudal, C. (1987). A gigantic bezymianny-type event at the beginning of modern volcano Popocatepetl. *Journal of volcanology and geothermal research*: 31, 115-130.
- Rodríguez, S; Siebe, C; Komorowski, J.C; Abrams, M. (2002). The Quetzalapa Pumice: a voluminous late Pleistocene rhyolite deposit in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*: 113, 177-212.

- Sartori, M., Baillifard, F., Jaboyedoff, M., Rouiller, J. (2003). Kinematics of the 1991 Randa rockslides (Valais, Switzerland). *Natural Hazards and Earth System Sciences*: 3, 423-433.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C. y Macías, J.L. (2005). Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, Central México. *Journal of Petrology*: 46 (6), 1243-1282.
- Segerstrom K. (1950). Erosion studies at Paricutin, state of Michoacan, Mexico. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 965-A, 164 pp.
- Segerstrom K. (1960). Erosion and related phenomena at Paricutin in 1957. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 1104-A, 1-18.
- Segerstrom K. (1961). Deceleration of erosion at Paricutin, Mexico. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 424-D, D225-D227.
- Shroder, J. (1978). Dendrogeomorphological analysis of mass movement on table cliffs plateau, UTA. *Quaternary Research*: 9, 168-185.
- Siebe, C; Abrams, M. y Macías, J. L. (1995). Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del volcán Popocatepetl. En Volcán Popocatepetl. Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED/UNAM; México, 1996. p. 195-220.
- Siebe, C; Abrams, M; Macías, J. L. y Obenholzner, J. (1996a). Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, central Mexico: past key to the future?. *Geology*: 24 (5), 399-402.
- Siebe, C; Macías, J. L; Abrams, M. Y Obenholzner, J. (1996b). La destrucción de Cacaxtla y Cholula: un suceso en la historia eruptiva del Popocatepetl. *Ciencias*: 41, 36-45.
- Siebe, C; Macías, J. L; Abrams, M; Rodríguez, S. y Castro, R. (1997). Catastrophic Prehistoric eruptions at Popocatepetl and Quaternary explosive volcanism in the Serdan-Oriental Basin, East-Central Mexico. Fieldtrip Guidebook. IAVCEI General Assembly. Puerto Vallarta, México; January, p. 19-24.
- Sigurdsson, H., Cashdollar, S. y Sparks, S. (1982). The eruptions of Vesuvius in A.D. 79: Reconstruction from historical and volcanological evidence. *American Journal of Archaeology*: 86 (1), 39-51.
- Sigurdsson, H. y Carey, S. (1989). Plinian and co-ignimbrite tephra fall from the 1815 eruption of Tambora volcano. *Bull Volcanol*: 51, 243-270.

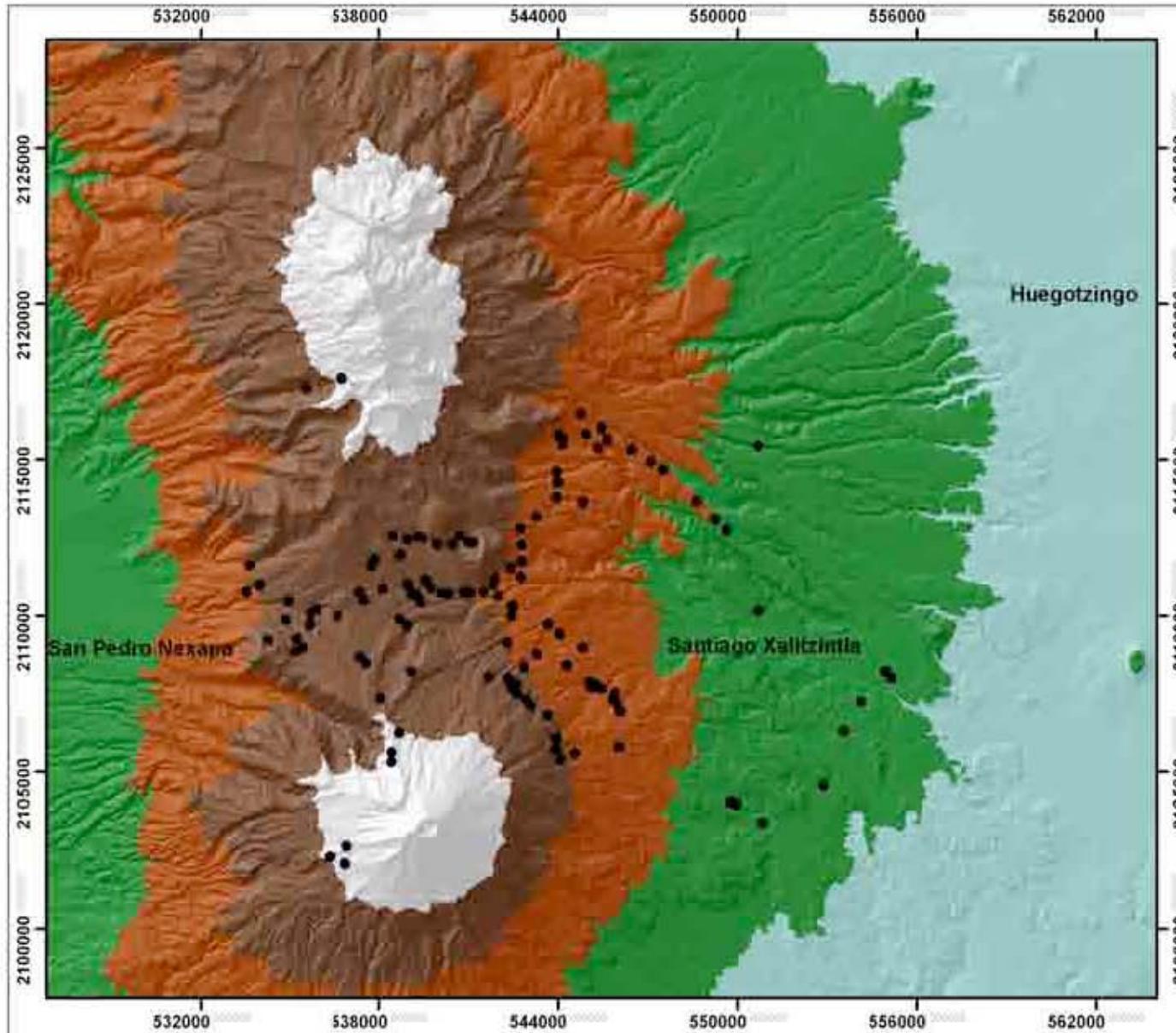
- Solomina, O. (2002). Dendrogeomorphology: research requirements. *Dendrochronologia*: 20 (1-2), 233-245.
- SPSS Base 8.0. (1998). Applications Guide.SPSS inc. USA. Pp. 372.
- Stoffel, M. y Bollschweiler, M. (2009). What tree-ring can tell about Earth-surface processes: teaching the principles of dendrogeomorphology. *Geography Compass*: 3 (3), 1013-1037.
- Stoffel, M. y Bollschweiler, M. (2008). Tree-ring analysis in natural hazards research- an overview. *Natural Hazards and Earth System Sciences*: 8, 187-202.
- Stoffel, M., Conus, D., Grichting, M. A., Lièvre, I., Maître, G. (2008). Unraveling the patterns of late Holocene debris-flow activity on a cone in the Swiss Alps : Chronology, environment and implications for the future. *Global and Planetary Change*: 60, 222-234.
- Stoffel, M. y Beniston, M. (2006). On the incidence of debris flows from the early Little Ice Age to a future greenhouse climate: A case study from the Swiss Alps. *Geophysical Research Letters*, vol. 33, L16404.
- Stoffel, M., Wehrli, A., Kühne, R., Dorren, L., Perret, S., Kienholz, H. (2006). Assessing the protective effect of mountain forests against rockfall using a 3D simulation model. *Forest Ecology and Management*: 225, 113-122.
- Stoffel, M., Lièvre I., Monbaron, M., Perret, S. (2005a). Seasonal timing of rockfall activity on forested slope at Täschgufer (Swiss Alps)- a dendrogeomorphological approach. *Z. Geomorph*: 49, 89-106.
- Stoffel, M., Scheuwly, D., Bollschweiler, M., Lièvre I., Delaloye, R., Myint, M., Monbaron, M. (2005b). Analyzing rockfall activity (1600-2002) in a protection forest- a case study using dendrogeomorphology. *Geomorphology*: 68, 224-241.
- Stokes, M. y Smiley, T. (1996). An Introduction to Tree-Ring Dating. The University of Arizona Press. USA. 73 p.
- Strunk, H. (1997). Dating of geomorphological processes using dendrogeomorphological methods. *Catena*: 31, 137-151.
- Sulpizio, R. (2005). Three empirical method for the calculation of distal volume of tephra-fall deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*: 145, 315-336.
- Tanarro, L.M; Zamorano, J.J. y Palacios, D. (2004). Control de la deglaciación del volcán Popocatepetl (México) por fotogrametría como aplicación de la prevención de lahares. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec.Geol.)*: 99 (1-4), 105-117.
- Thouret, J.-C., 1999, Volcanic geomorphology - an overview: *Earth-Science Reviews*: 47, 95-131.

- Thouret, J.C; Juviné, E; Gourgaud, A; Boivin, P; Dávila, J. (2002). Reconstruction of the AD 1600 Huaynaputina eruption based on correlation of geologic evidence with early Spanish chronicles. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*: 115, 529-570.
- Valentine, G.A., Jonathan J. K., Perry, F. V. y Heiken, G. (2007). Eruptive and geomorphic processes at the Lathrop Wells scoria cone volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*: 161, 57-80.
- Van Westen C.J. (1997). Modelling erosion from pyroclastic flow deposits on Mount Pinatubo, Filipinas. Department of Earth Resources Surveys, International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation (ITC). ILWIS applications Guide. 352 p.
- Vandekerckhove, L., Muys, B., Poesen, J., De Weerd, B., Coppé, N. (2001). A method for dendrochronological assessment of medium-term gully erosion rates. *Catena*: 45, 123-161.
- Vázquez-Selem, L. (2000). Glacial chronology of Iztaccíhuatl volcano, central Mexico. A record of environmental change on the border of the tropics. Tesis de doctorado en Geografía; Arizona State University, Tempe Arizona, USA. 257 pp.
- Villalba, R. (2000). Métodos en dendrogeomorfología y su potencial uso en América del sur. Dendrogeomorfología en América Latina. F.A. Roig (comp); EDIUV, Mendoza, Argentina. p. 103 -134.
- Villanueva, J., Cerano, J., Stahle, D.W., Therrell, M.D., Cleaveland, M. K. y Sánchez, I. (2004). Elementos básicos de la dendrocronología y sus aplicaciones en México. INIFAP, CENID-RASPA. Folleto Técnico No. 2, Gómez Palacio, Dgo. 37 p.
- Villanueva, J., Cerano, J., Stahle, D.W., Therrell, M.D., Vázquez, L., Moran, M. y Luckman, B.H. (2006). Árboles viejos del centro-norte de México. Importancia ecológica y paleoclimática. INIFAP, CENID-RASPA. Folleto Científico 20, Gómez Palacio, Dgo. 46 p.
- Villanueva, J; Cerano, J; Stahle, D.W., Estrada, J. y Constante, V. (2008). Potencial Dendrocronológico de *Pseudotsuga menziesii* (Mirb) Franco y reconstrucciones de precipitación y flujo en México. INIFAP, CENID-RASPA. Folleto Científico No. 23, Gómez Palacio, Dgo. 49 p.
- Villanueva, J., Cerano, J., Constante, V., Montes, M.C.L.E. y Vázquez, L. (2009). Muestreo Dendrocronológico: colecta, preparación y procesamiento de núcleos de crecimiento y secciones transversales. INIFAP, CENID-RASPA. Folleto Técnico 13, Gómez Palacio, Dgo. 49 p.
- White, S. E. (1962). El Iztaccíhuatl. Acontecimientos volcánicos y geomorfológicos en el lado oeste durante el Pleistoceno Superior. México, I.N.A.H., 80 pp.

- Wiesner, M; Wetzel, A; Catane, S; Listando, E; Mirabueno, H. (2004). Grain size, aerial thickness distribution and control on sedimentation of the 1991 Mount Pinatubo tephra layer in the South China Sea. *Bull Volcanol*: 66, 226-242.
- Wilson, C.J.N. (1991). Ignimbrite morphology and the effects of erosion: a New Zealand case study. *Bull Volcanol*: 53, 635-644.

ANEXOS

Anexo C1



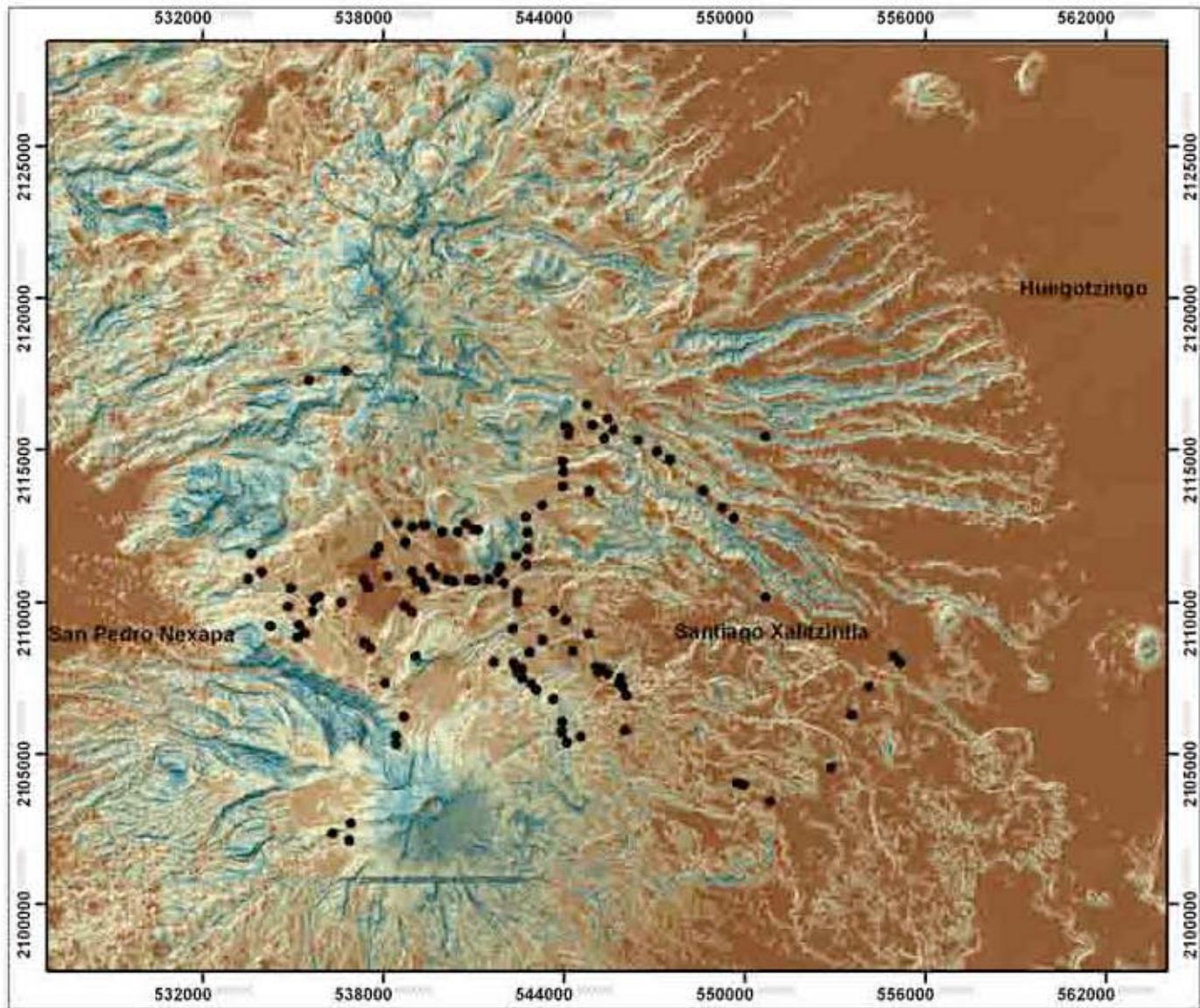
Mapa altimétrico

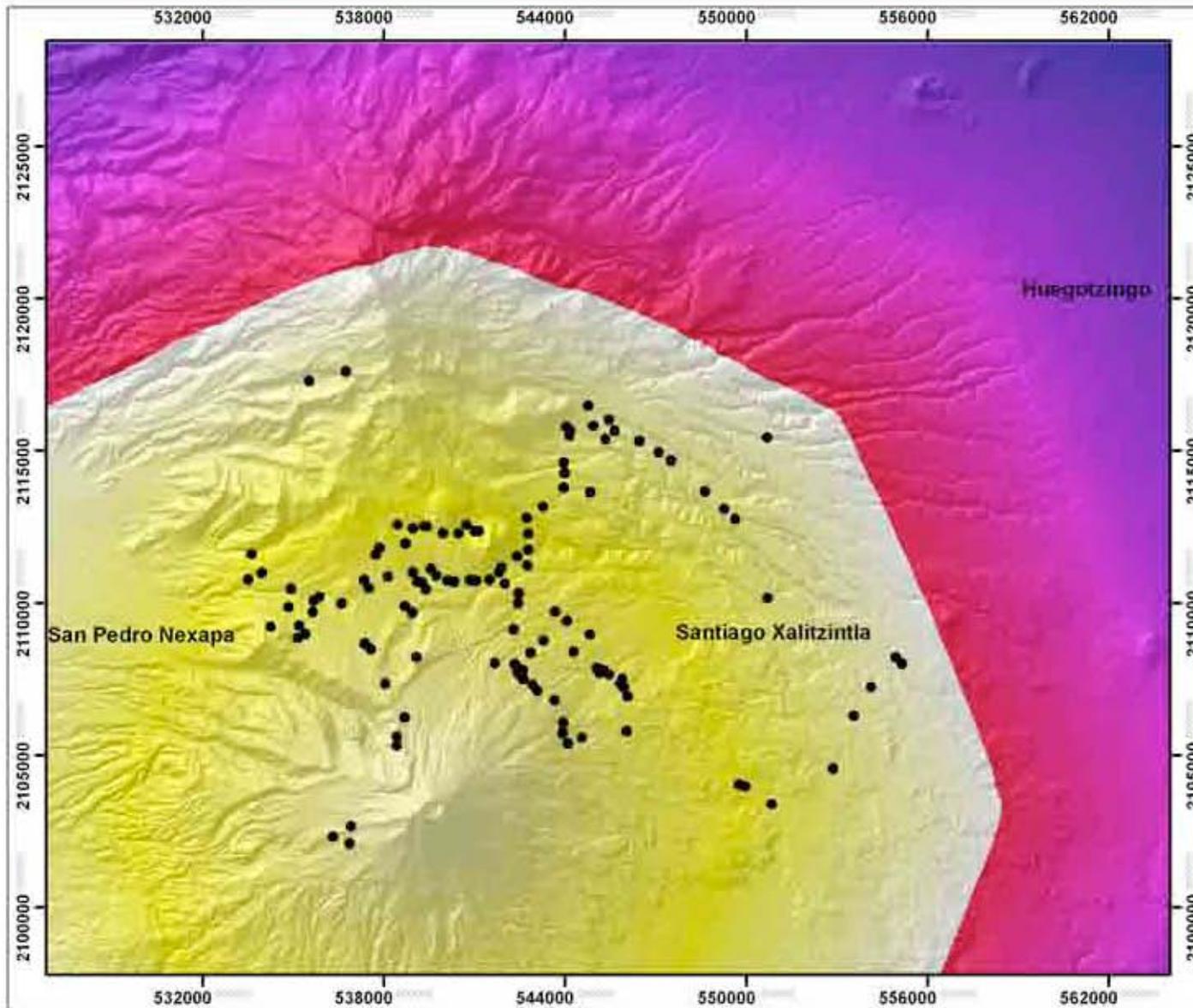
Valores en msnm.



● Sitios de muestreo







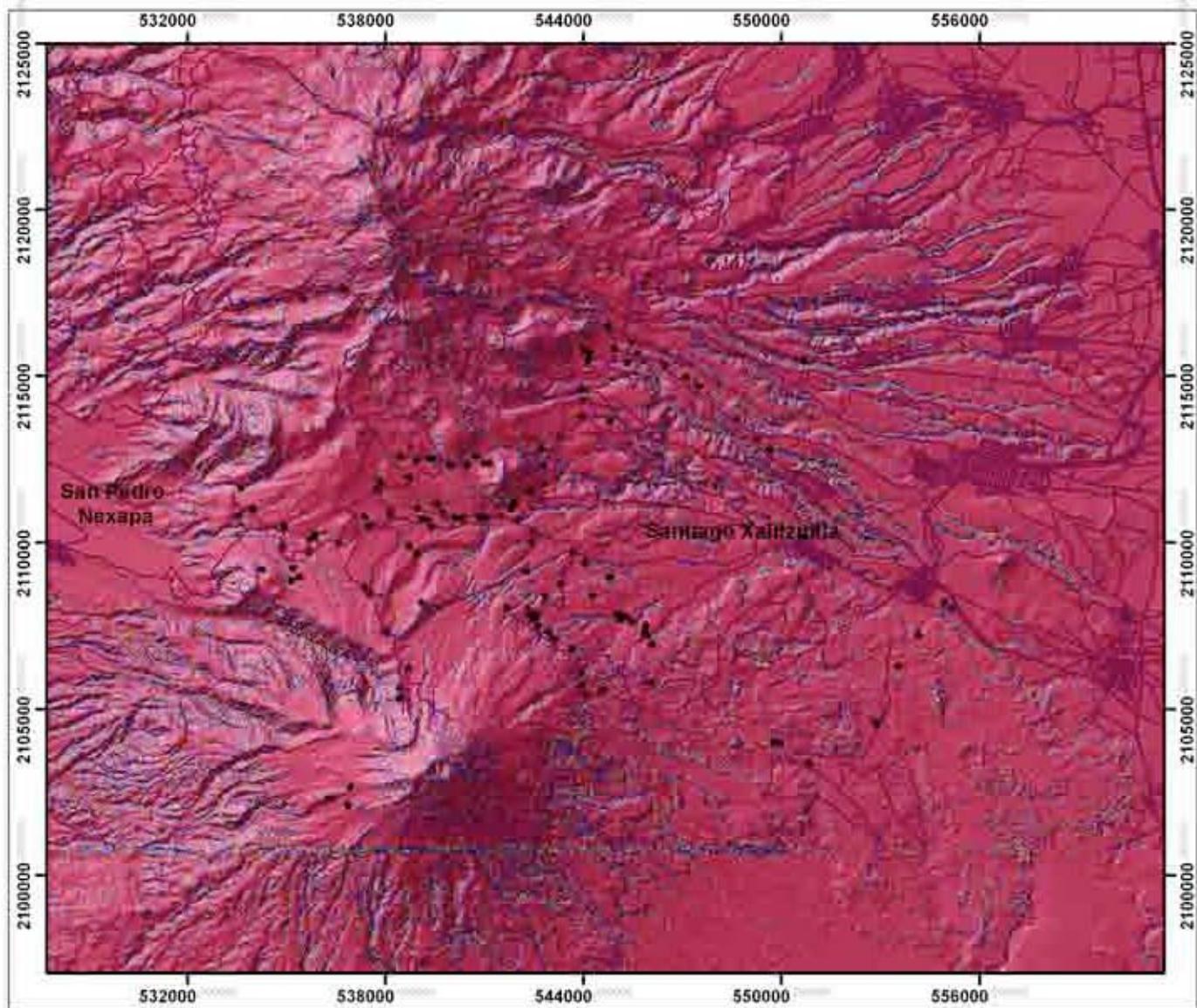
Mapa de distancias

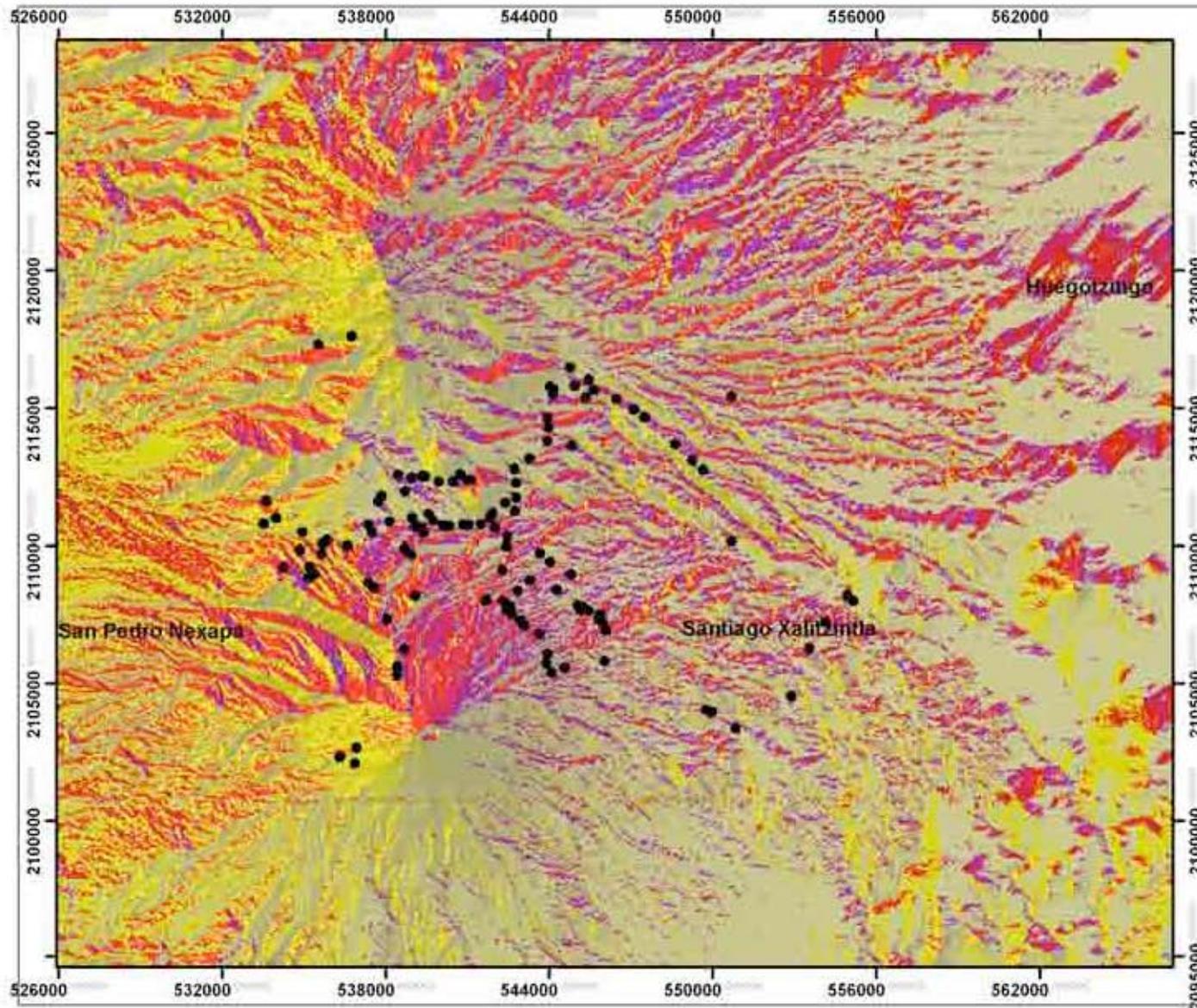
Valores en metros



● Sitios de muestreo







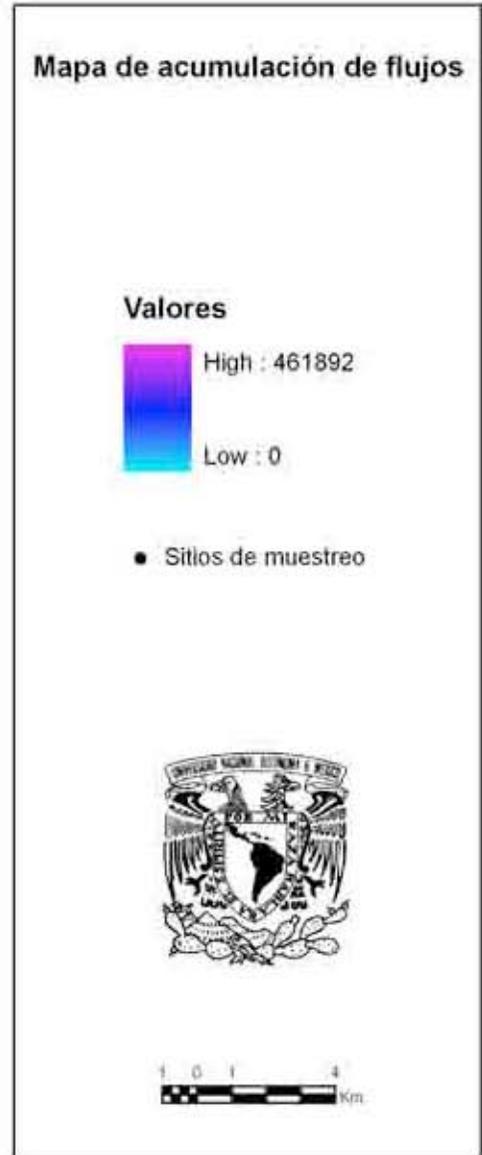
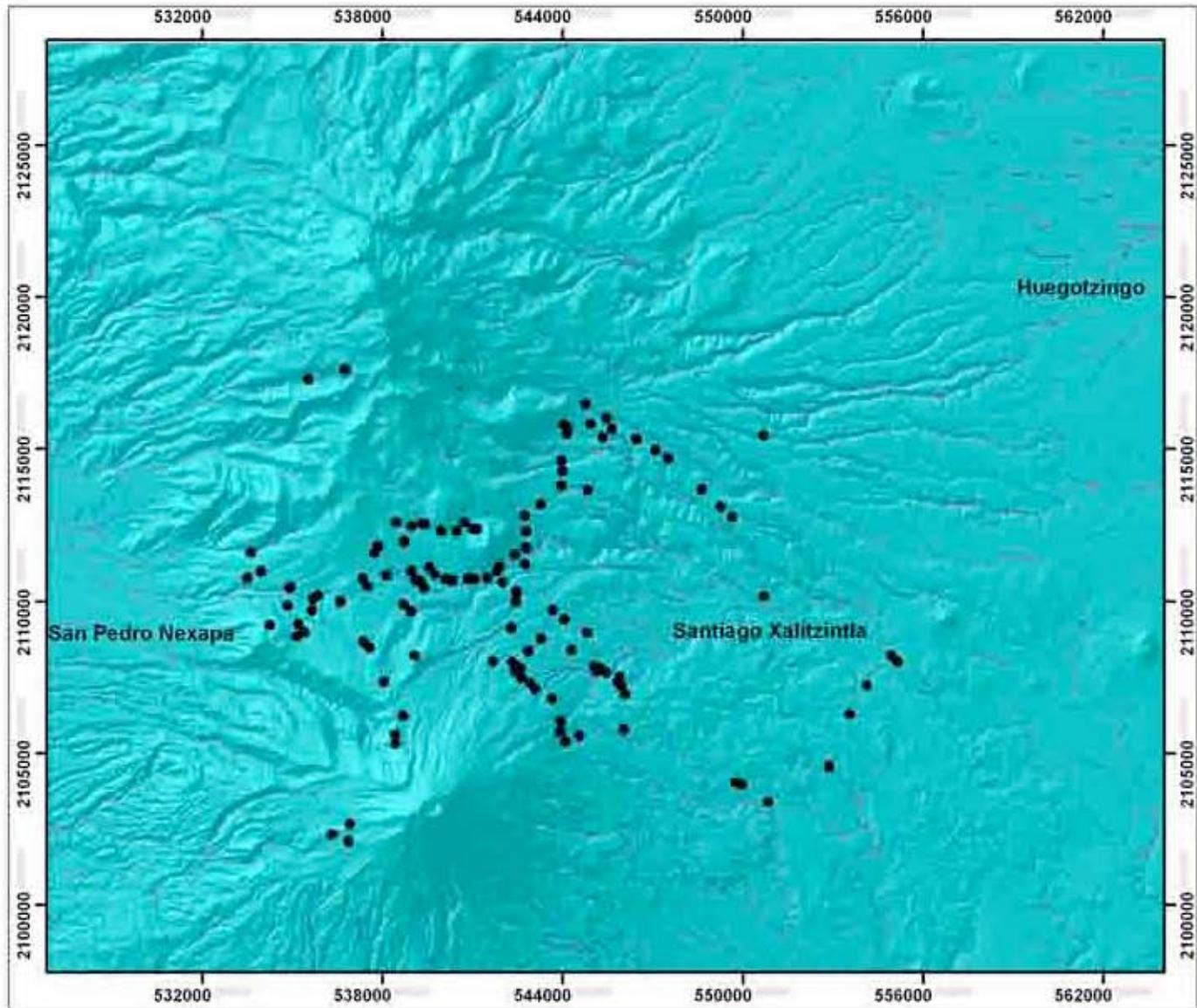
Mapa de dirección de flujos

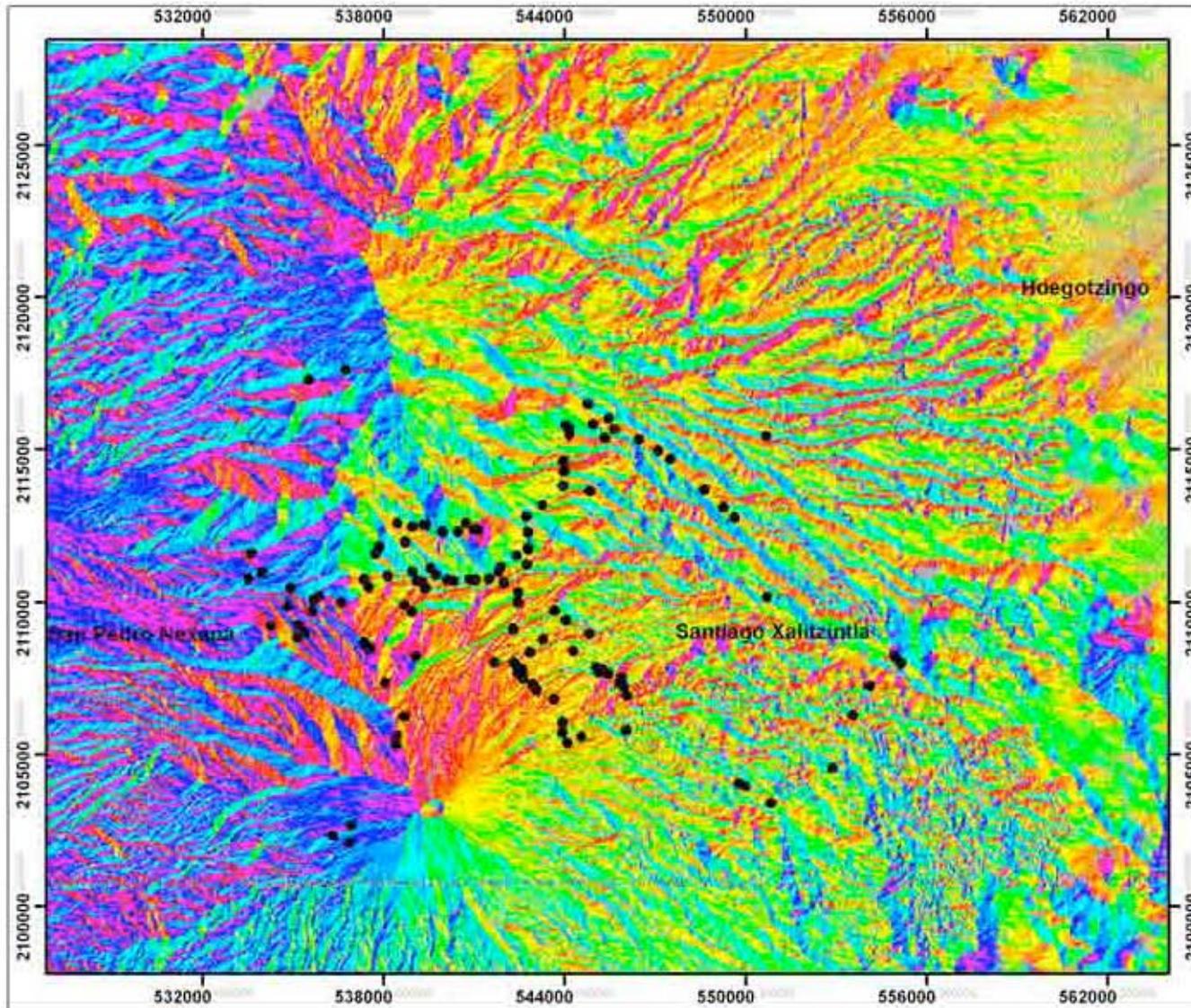
Valores

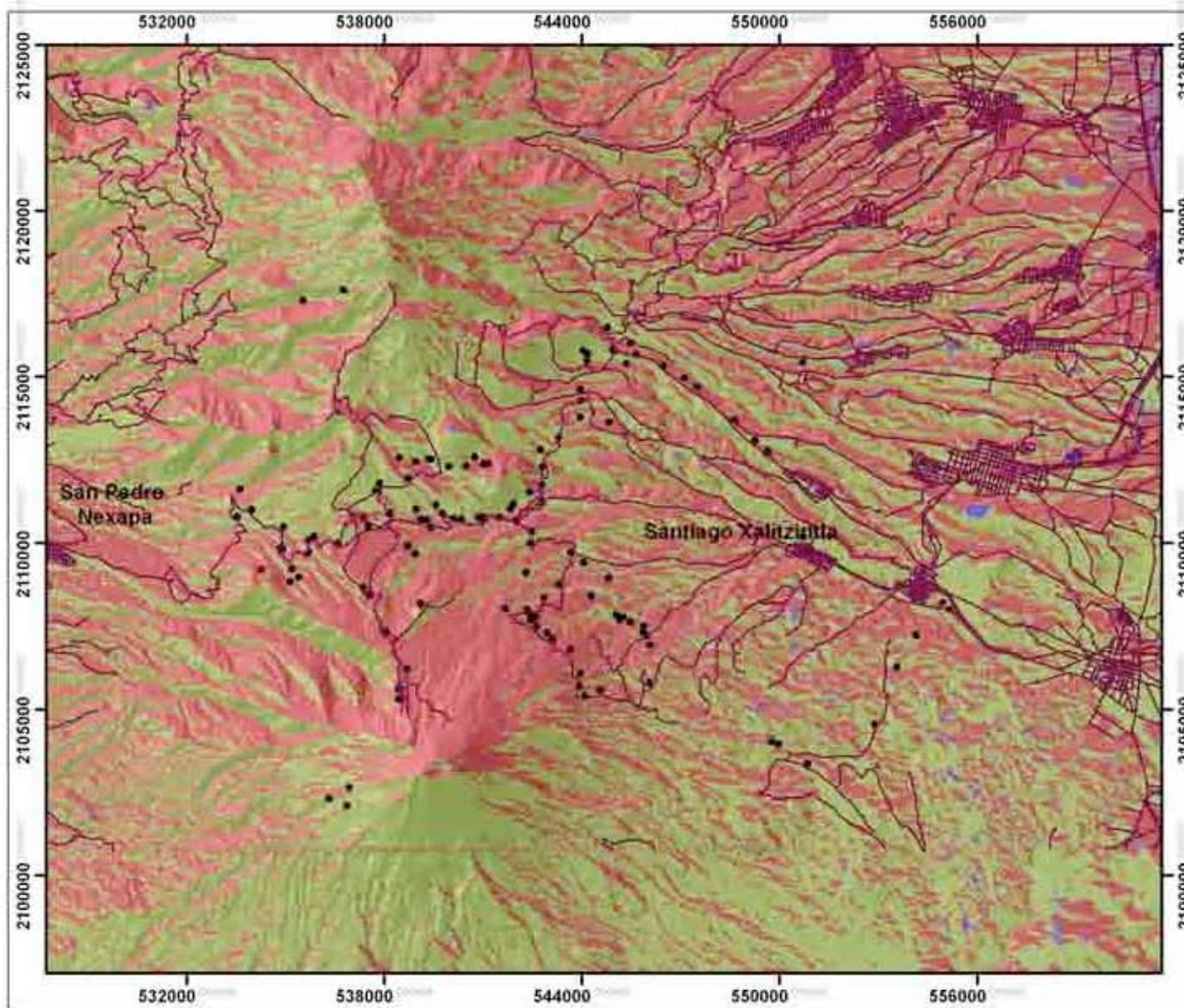
- 1 - 4 (SE)
- 4 - 16 (SW)
- 16 - 64 (NW)
- 64 - 164 (NE)
- 164 - 255 (Plano)

● Sitios de muestreo









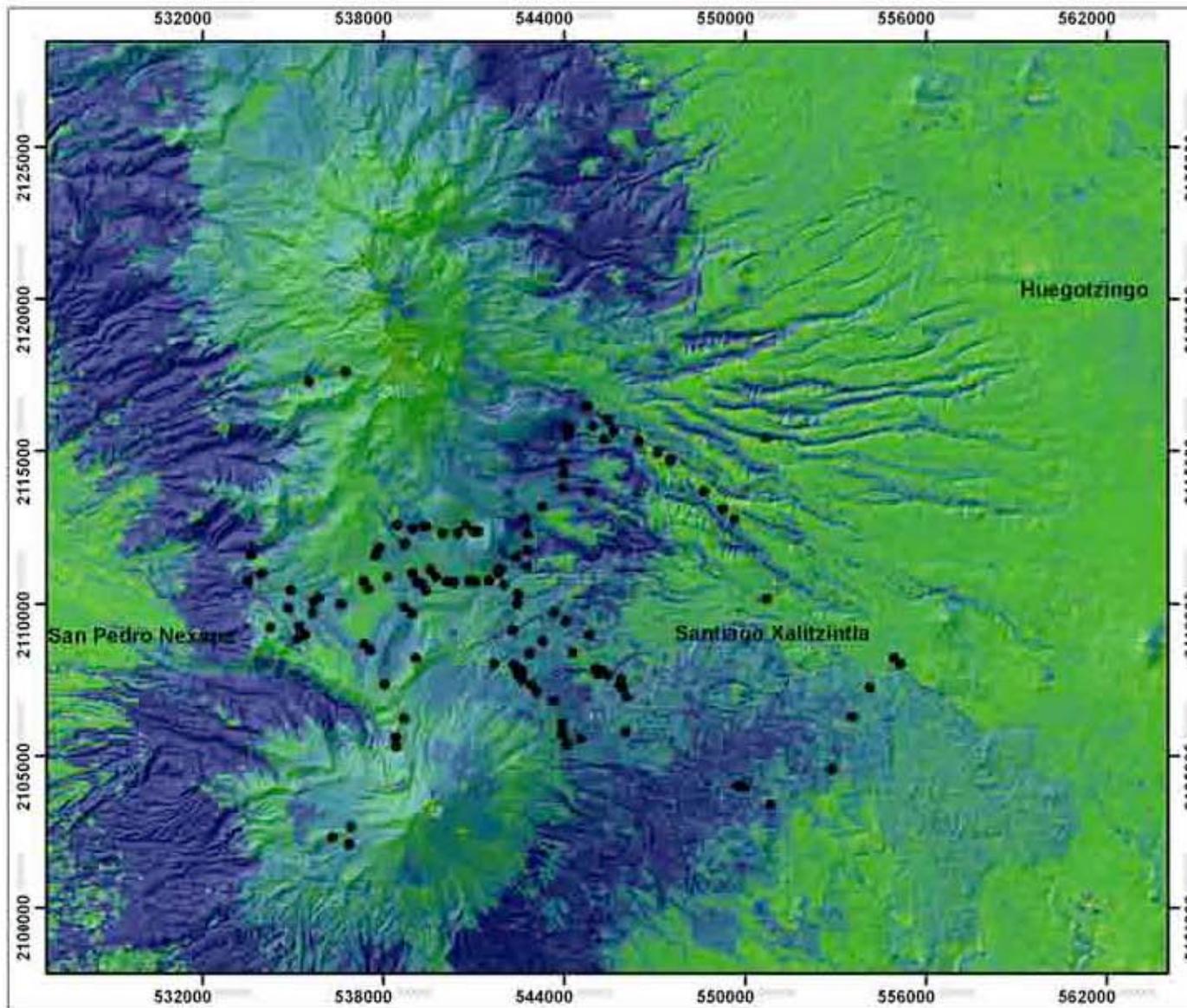
Mapa de orientación de laderas en cuadrantes N-S

Legend

- 90 (Norte)
- 1 (Plano)
- 90 (Sur)

- Sitios de muestreo



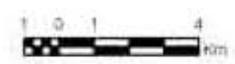


Mapa de Índice de Vegetación de diferencia Normalizado (NDVI)

Valores



● Sitios de muestreo



Po- 95287	545885	2107523	Caída	-1.9	2994	15.391	8487.741	64	1	2.603	90	37.1	-0.008	-0.0
Po- 95286	545446	2107645	Caída	36.6	3031	15.504	8102.255	64	0	22.521	90	44.6	0.059	1.0
Po- 95181	542435	2107700	Caída	24.2	3485	15.047	6070.44	64	2	35.538	90	134.2	0.001	1.0
Po- 95190	545124	2107706	Caída	29.7	3033	5.368	7806.515	1	3	86.186	90	49.7	-0.025	-0.0
Po- 95179	542581	2107792	Caída	23.3	3455	9.257	6214.151	4	0	122.471	90	128.3	-0.05	-0.0
Po- 95284	545241	2107798	Caída	36.2	3018	0	7968.309	1	331	-1	-90	48.2	-0.025	0.0
Po- 95191	545036	2107859	Caída	35.7	3044	8.294	7797.167	2	7	120.964	-1	52.7	0.025	-3.0
Po- 95183	542406	2107884	Caída	23.5	3480	14.278	6231.729	64	0	65.323	-90	130.5	-0.062	0.0
Po- 95180	542318	2108007	Caída	38.8	3500	18.403	6309.214	64	1	5.389	90	128.8	-0.026	0.0
Po- 95196	555148	2108010	Caída	-2.9	2424	0.716	17995.502	8	0	180	90	3.1	-0.014	0.0
Po- 95189	541675	2108036	Caída	21.3	3580	24.136	6058.18	1	0	120.141	-90	133.3	-0.081	-0.0
PO-9441	539073	2108215	Caída	18.6	3920	35.264	5699.294	32	8	315	-90	56.6	-0.068	0.0
PO-9486	554943	2108224	Caída	-4.5	2420	3.036	17862.58	8	18	225	90	3.5	-0.049	0.0
Po- 95178	542843	2108377	Caída	6	3360	36.219	6906.111	32	0	332.56	-90	106	-0.097	-0.0
Po- 95177	544275	2108411	Caída	-17.5	3165	8.531	7597.971	1	5	90	90	72.5	0.045	4.0
PO-9443	537553	2108488	Caída	-0.6	3796	5.272	6515.039	64	27	331.699	90	20.4	-0.083	0.0
PO-9452	537348	2108672	Caída	0.6	3786	3.2	6777.722	32	0	296.565	90	18.6	0.014	-1.0
Po-95141	543280	2108777	Caída	80.8	3240	8.369	7505.236	64	1	12.265	90	90.8	-0.074	0.0
Po- 95163	535127	2108852	Caída	0.3	3600	12.315	8072.367	64	19	336.371	90	7.3	0.001	0.0
Po- 95192	544800	2108965	Caída	50.8	3040	14.011	8395.903	1	0	112.068	-90	59.8	-0.045	-0.0
Po-95162	535390	2108976	Caída	3.1	3629	9.257	7964.307	16	1	265.601	90	8.1	-0.013	0.0
PO-95111	542286	2109144	Caída	30.9	3343	5.644	7455.407	2	1	124.695	-90	93.9	-0.017	1.0
Po- 95164	534249	2109219	Caída	-0.8	3580	28.226	8951.959	32	0	332.241	-90	5.2	-0.073	0.0
Po-95161	535184	2109252	Caída	-0.4	3585	5.076	8328.061	16	0	309.289	-90	7.6	0.051	1.0
Po- 95193	544039	2109425	Caída	11.6	3127	8.56	8490.253	64	1	48.366	-90	73.6	-0.034	-0.0
Po-95138	538924	2109690	Caída	7.5	3634	14.475	7237.162	2	5	96.953	-90	39.5	-0.081	-0.0
Po-9456	535651	2109714	Caída	0.8	3560	31.043	8544.745	64	0	344.954	90	8.8	0.004	0.0
PO-9488	543658	2109731	Caída	-3.1	3157	4.975	8627.566	1	605	68.962	90	76.9	0.01	-
Po-95160	534833	2109866	Caída	1.8	3468	21.768	9074.662	64	0	39.92	90	6.8	0.021	0.0

Po-95136	538690	2109904	Caída	0.7	3635	4.52	7523.46	128	0	18.435	-90	34.7	-0.039	0.4
PO-9451	536586	2109992	Caída	-0.3	3620	8.111	8432.063	64	12	52.125	90	12.7	-0.032	7.4
PO-95112	542430	2110005	Caída	6.6	3300	17.11	8384.12	64	1	5.826	90	81.6	0.016	-5.2
Po-9455	535680	2110083	Caída	1.9	3550	18.263	8913.587	32	1	322.696	90	8.9	-0.035	2.3
Po- 97396	550697	2110170	Caída	-1	2610	29.654	14423.728	2	0	162.759	90	11	-0.057	0
PO-9454	535855	2110206	Caída	1.3	3553	18.208	8955.265	64	0	345.7	90	9.3	0.002	-1.6
PO-95105	542459	2110343	Caída	7.2	3311	8.188	8734.205	1	11	92.49	90	77.2	-0.025	0.8
Po-9479	539390	2110459	Caída	11.1	3560	10.037	7926.505	1	1	47.862	90	41.1	-0.042	-0.2
Po-9457	534919	2110481	Caída	4.1	3493	18.856	9640.259	32	2	304.563	-90	7.1	-0.114	-2.4
PO-9490	537491	2110486	Caída	5.4	3660	4.319	8547.025	4	0	114.444	90	17.4	-0.03	0.7
PO-95102 (cont)	541990	2110649	Caída	11.8	3321	2.53	8846.821	4	1	171.87	-90	71.8	-0.037	-0.7
Po-95137	539273	2110674	Caída	-0.9	3553	9.376	8163.33	128	7	29.476	90	38.1	-0.065	1.7
Po-95139	539097	2110704	Caída	3.4	3564	3.239	8252.064	2	2	96.34	90	35.4	-0.044	3.7
PO-9482	540325	2110707	Caída	11	3493	3.851	8254.718	1	5	68.199	-90	51	-0.095	0.3
Po-9481	540091	2110737	Caída	-7	3506	5.755	8218.354	8	1	209.745	-90	48	-0.085	-
PO-9593	540967	2110739	Caída	-1.8	3408	13.807	8533.503	128	2	82.694	90	60.2	-0.049	-0.6
PO-9593 bis	540967	2110739	retrabajo	26.2	3408	13.807	8533.503	128	2	82.694	-90	60.2	-0.038	-0.7
PO-9594	541055	2110739	Caída	11.3	3390	13.807	8563.783	1	2	82.694	90	61.3	-0.043	-0.3
Po-95148	537344	2110762	Caída	0.2	3660	4.289	8892.039	1	4	90	-90	16.2	-0.057	0.2
PO-9592	540850	2110770	Caída	4.4	3434	11.396	8504.519	128	0	60.255	90	58.4	-0.06	-0.8
PO-95104	541493	2110771	Caída	21.3	3342	2.53	8760.757	2	0	98.13	90	66.3	-0.06	-0.8
Po-9460	533516	2110786	Caída	-0.1	3310	13.217	10639.191	4	42	205.201	90	3.9	-0.024	0
PO-9450	538133	2110856	Caída	0.8	3625	4.045	8674.26	128	2	45	90	20.8	-0.081	0.6
Po-9480	539740	2110890	Caída	2.3	3499	1.132	8270.021	1	15817	18.435	90	42.3	-0.063	-0.6
Po-5458	533954	2111002	Caída	2.4	3414	11.103	10585.699	16	1	232.765	-90	4.9	-0.074	-0.6
PO-9458	533954	2111002	Caída	2.4	3414	11.103	10585.699	16	1	232.765	-90	4.9	0.06	-0.3
Po-95144	538951	2111011	Caída	1.3	3580	13.387	8572.69	4	0	156.801	90	31.3	-0.092	-0.6
Po- 95305	541814	2111018	Caída	0.8	3320	14.053	9134.119	4	2	177.138	90	65.8	-0.055	-1.3

Po-95142	539564	2111136	Caída	-1.8	3527	11.533	8548.578	2	1315	130.03	-90	38.2	-0.043	0.3
Po- 95306	541901	2111172	Caída	-0.7	3350	29.206	9329.729	2	0	116.565	-90	64.3	-0.043	0.3
Po- 95307	542397	2111542	Caída	3.2	3328	20.388	9920.271	1	0	109.654	-90	63.2	-0.042	0.3
Po-95149	537722	2111593	Caída	-0.2	3680	8.531	9562.094	1	2	90	-90	16.8	-0.046	0.3
PO-9459	533602	2111616	Caída	1	3290	26.565	11339.938	64	4	0	-90	4	-0.063	-2.3
Po-95130	542777	2111758	Caída	7.8	3180	5.711	10278.334	4	12081	90	-90	62.8	-0.016	0.3
Po-95150	537839	2111808	Caída	-0.1	3665	18.116	9739.738	2	2	133.452	-90	16.9	-0.066	-1.3
Po-95151	538715	2111964	Caída	1.2	3657	5.755	9588.668	2	1	119.745	90	21.2	-0.032	-0.0
Po-95131	542775	2112280	Caída	11.2	3240	14.011	10823.778	16	7	247.932	90	57.2	0.099	-0.3
Po-95154	539941	2112304	Caída	13.9	3600	24.769	9766.425	4	0	204.829	90	32.9	-0.072	0.0
Po-95155	540467	2112306	Caída	19.3	3573	9.257	9924.963	128	111	57.529	-90	38.3	0	2.0
Po-95156	540993	2112368	Caída	9.5	3560	19.92	10190.383	32	5	315	-90	42.5	-0.033	0.3
Po-95157	541139	2112369	Caída	17.9	3586	18.184	10251.309	32	0	338.806	-90	43.9	0.063	-0.0
Po-95153	538947	2112456	Caída	-0.3	3610	12.067	10023.934	128	9	37.875	-90	20.7	-0.053	0.3
Po-95159	539415	2112518	Caída	7.3	3588	23.522	10020.063	8	0	237.907	90	25.3	-0.032	-0.3
Po-95152	538451	2112578	Caída	0.1	3674	9.585	10285.582	1	4	128.991	90	18.1	-0.034	1.3
Po-95158	540730	2112583	Caída	14.9	3554	11.278	10314.047	2	0	147.804	90	37.9	-0.05	-2.0
Po- 95330	549641	2112758	Caída	-0.5	2768	7.125	14661.768	128	1	36.87	90	14.5	-0.019	0.3
Po-95132	542716	2112802	Caída	-4.7	3295	13.217	11322.039	2	9	115.201	-90	51.3	-0.024	-0.0
Po- 95329	549260	2113095	Caída	-1.6	2808	10.971	14621.421	4	10	181.848	-90	15.4	-0.039	-0.3
Po-95133	543270	2113173	Caída	-0.5	3263	8.428	11916.422	4	24	152.354	-90	49.5	-0.019	0.0
Po- 95310	544818	2113637	Caída	31.6	3084	15.047	13050.189	128	0	35.538	90	41.6	-0.129	-0.3
Po- 95328	548616	2113678	Caída	0.8	2860	3.54	14871.067	128	1	45	-90	16.8	0.035	-1.0
Po- 95309	543941	2113789	Caída	10	3175	12.915	12815.46	1	0	107.447	-90	43	-0.132	0.0
Po- 95308	543969	2114281	Caída	23	3175	5.885	13330.736	128	0	75.964	-90	38	-0.031	-0.3
Po- 95311	543939	2114619	Caída	-0.3	3160	28.723	13673.901	2	0	135	90	34.7	0.042	-3.3
Po- 95327	547503	2114689	Caída	0.6	2880	30.679	15384.865	128	12	41.583	90	18.6	-0.148	-1.3
Po- 95326	547093	2114965	Caída	4.2	2940	28.839	15475.137	128	14	26.274	-90	19.2	0.039	0.3
Po- 95325	546449	2115332	Caída	9.9	2951	25.164	15546.665	128	10	33.056	90	19.9	-0.007	-0.3

Po- 95321	545339	2115391	Caída	-5.5	3000	4.045	15028.887	1	6143	135	-90	25.5	0.09	-4.7
Po-95320	550685	2115435	Caída	5.1	2690	33.946	17606.211	4	7	158.199	-90	9.6	0.103	0.6
Po- 95313	544141	2115480	Caída	6.4	3115	7.877	14619.212	1	0	71.565	90	26.4	-0.12	2.3
Po- 95324	545631	2115668	Caída	4	3040	12.765	15442.906	64	8	24.444	90	22	-0.105	-0.3
Po-95135	544170	2115695	Caída	-11.4	3145	14.724	14836.941	4	3	154.654	90	24.6	0.041	-3.2
Po- 95315	544024	2115787	Caída	-3.7	3190	12.915	14873.046	4	0	162.553	-90	23.3	-0.019	-5.2
Po- 95322	544929	2115820	Caída	1.6	3097	7.684	15292.387	1	0	76.608	-90	22.6	0.054	1.0
Po- 95323	545454	2116036	Caída	0	3006	7.213	15723.466	16	0	249.775	90	20	0.057	-0.4
Po- 95317	544752	2116496	Caída	3.1	3125	14.772	15886.431	2	0	148.57	90	19.1	-0.04	-0.6
L-3	542743	2111241	Caída	10	3217	7.486	9764.557	128	5	2.726	-90	68	-0.013	0.7
L-22	535520	2117305	Caída	-21	3790	3.036	16332.422	8	1171	225	-90	4.7	-0.089	-1.0
L-25	536746	2117621	Caída	2.4	4180	48.19	16174.342	4	7	206.565	90	6.4	-0.109	3
L-44	539327	2112530	Caída	0.3	3560	7.956	10021.714	4	16871	153.435	-90	24.4	-0.01	-3.3

*** Los valores obtenidos de cut/fill se obtuvieron de las variables espesor teórico y real. No obstante, los datos de espesor real no se muestran en la tabla por no ser de dominio público y están sujetos a la disposición del autor. Los datos de espesor real fueron proporcionados por Claus Siebe.**

Anexo C3. Matriz de correlación de Pearson

		Cut_fill	Altitude	Slope	Distance	Flow_dir	Flow_acc	Aspect_rot	Thick_ estimado	Thick_real	NDVI	Shape
Cut_fill	Pearson Correlation	1	.035	.111	-0.316(**)	.122	-.073	.189(*)	.505(**)	-.002	-.006	.110
	Sig. (2-tailed)		.695	.220	.000	.176	.418	.038	.000	.986	.945	.221
	N	125	125	125	125	125	125	120	125	125	125	125
Altitude	Pearson Correlation	.035	1	.238(**)	-0.678(**)	.030	.024	.162	.156	.159	.185(*)	.187(*)
	Sig. (2-tailed)	.695		.007	.000	.738	.790	.078	.083	.077	.039	.036
	N	125	125	125	125	125	125	120	125	125	125	125
Slope	Pearson Correlation	.111	.238(**)	1	-.094	.063	-.180(*)	.140	.121	.076	-.064	.059
	Sig. (2-tailed)	.220	.007		.299	.484	.045	.127	.177	.398	.476	.513
	N	125	125	125	125	125	125	120	125	125	125	125
Distance	Pearson Correlation	-0.316(**)	-0.678(**)	-.094	1	-.054	.021	-.254(**)	-0.500(**)	-0.394(**)	.067	-.117
	Sig. (2-tailed)	.000	.000	.299		.549	.815	.005	.000	.000	.457	.195
	N	125	125	125	125	125	125	120	125	125	125	125
Flow_dir	Pearson Correlation	.122	.030	.063	-.054	1	-.127	.624(**)	.040	-.026	.018	.003
	Sig. (2-tailed)	.176	.738	.484	.549		.157	.000	.659	.776	.841	.972
	N	125	125	125	125	125	125	120	125	125	125	125
Flow_acc	Pearson Correlation	-.073	.024	-.180(*)	.021	-.127	1	.056	-.010	.031	.046	-.132
	Sig. (2-tailed)	.418	.790	.045	.815	.157		.544	.915	.729	.613	.142
	N	125	125	125	125	125	125	120	125	125	125	125

ANEXO C2. Base de datos biofísica

ID	Coordenada (X)	Coordenada (Y)	Pómez	* Cut/Fill (cm)	ALTITUDE (Altimetría) msnm	SLOPE (Pendientes) °	DISTANCE (Distancias) m	FLOW_DIR (Dirección de flujos)	FLOW_ACC (Acumulación de flujos)	ASPECT (orientación de laderas) azimut	ASPECT_ROT (cuadrantes)	THICK_THEO (estimado)	NDVI	SHAPE (morfología)
Po- 98446	536864	2102100	Caída	4.4	4140	17.031	3592.826	16	5	268.831	-90	6.9	-0.048	-0.0
Po- 98504	536309	2102329	Caída	-2	4080	26.565	4051.58	4	3	180	-90	5	-0.07	0.0
Po- 98448	536916	2102668	Caída	2.4	4225	17.393	3322.672	8	0	241.39	-90	8.4	-0.057	0.0
Po- 95239	550835	2103387	Caída	2	2564	5.755	11987.632	1	1	60.255	90	4	-0.019	0.0
Po- 95237	549957	2103968	Caída	1.5	2637	8.647	11272.977	1	6	99.462	-90	6	0.023	1.0
Po- 95238	549752	2104029	Caída	1.9	2690	10.971	11087.201	1	18	88.152	-90	6.4	0.01	-0.0
Po- 95279	552878	2104561	Caída	-0.3	2480	5.368	14352.532	4	280	93.814	90	3.2	0.008	-1.0
Po- 98507	538422	2105306	Caída	0.2	4253	17.581	2936.119	16	41	247.989	-90	49.2	-0.001	-1.0
Po- 95233	544078	2105398	Caída	-2.2	3434	18.004	5754.138	1	0	90	-90	57.8	-0.074	-1.0
Po- 95234	544545	2105584	Caída	-12.6	3320	19.544	6301.405	64	0	63.886	90	47.4	0.024	0
Po- 98508	538421	2105619	Caída	-0.8	4250	28.839	3249.076	128	0	26.274	90	49.2	0.009	0.0
Po- 95186	543901	2105736	Caída	17.5	3486	18.004	5693.894	1	20	90	90	70.5	-0.058	1.0
Po- 95292	546035	2105802	Caída	-9.7	3077	6.855	7915.489	4	2	171.027	90	23.3	-0.035	-1.0
Po- 95187	543930	2106074	Caída	22.3	3440	33.946	5888.388	64	0	21.801	-90	74.3	0.002	1.0
Po- 96387	538680	2106234	Caída	38.3	4065	15.27	3771.641	1	8	74.055	90	63.3	0.04	4.0
Po- 95281	553545	2106284	Caída	-0.9	2505	4.975	15662.295	2	0	111.038	90	4.1	-0.081	-1.0
Po- 95188	543636	2106811	Caída	77	3446	19.942	5906.752	128	0	47.793	-90	92	-0.001	-0.0
Po- 95290	546061	2106940	Caída	24.1	3037	8.589	8416.697	128	0	24.444	90	31.1	0.022	-3.0
Po- 95185	543080	2107117	Caída B	93.1	3510	30.665	5755.7	1	7	71.565	90	118.1	-0.031	0
Po- 95289	545944	2107216	Caída	27.5	3015	19.112	8404.796	2	11	140.856	90	34.5	-0.083	0.0
Po- 95282	554127	2107238	Caída	-8	2520	4.659	16652.045	16	0	265.601	-90	4	-0.029	-1.0
Po- 95283	554127	2107238	Caída	-4	2520	4.659	16652.045	16	0	265.601	-90	4	-0.084	-2.0
Po- 95184	542933	2107301	Caída	3.5	3485	15.232	5896.387	64	1	9.246	-90	123.5	-0.084	-2.0
Po- 95288	545827	2107339	Caída	6.2	3045	10.527	8342.587	128	12	70.346	90	37.2	0.043	-2.0
PO-9442	538052	2107352	Caída	6.7	3880	2.725	5170.096	128	541	23.199	90	33.7	-0.076	-1.0
Po- 95182	542611	2107516	Caída	-6.5	3490	22.851	5951.356	1	6	35.34	90	133.5	-0.048	-6.0

Aspect_rot	Pearson Correlation	.189(*)	.162	.140	-.254(**)	.624(**)	.056	1	.169	.086	-.005	.086
	Sig. (2-tailed)	.038	.078	.127	.005	.000	.544		.064	.351	.954	.348
	N	120	120	120	120	120	120	120	120	120	120	120
Thick_estimado	Pearson Correlation	.505(**)	.156	.121	-.500(**)	.040	-.010	.169	1	.862(**)	-.058	-.056
	Sig. (2-tailed)	.000	.083	.177	.000	.659	.915	.064		.000	.520	.532
	N	125	125	125	125	125	125	120	125	125	125	125
Thick_real	Pearson Correlation	-.002	.159	.076	-.394(**)	-.026	.031	.086	.862(**)	1	-.063	-.130
	Sig. (2-tailed)	.986	.077	.398	.000	.776	.729	.351	.000		.488	.148
	N	125	125	125	125	125	125	120	125	125	125	125
NDVI	Pearson Correlation	-.006	-.185(*)	-.064	.067	.018	.046	-.005	-.058	-.063	1	-.031
	Sig. (2-tailed)	.945	.039	.476	.457	.841	.613	.954	.520	.488		.733
	N	125	125	125	125	125	125	120	125	125	125	125
Shape	Pearson Correlation	.110	.187(*)	.059	-.117	.003	-.132	.086	-.056	-.130	-.031	1
	Sig. (2-tailed)	.221	.036	.513	.195	.972	.142	.348	.532	.148	.733	
	N	125	125	125	125	125	125	120	125	125	125	125

** Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).

* Correlation is significant at the 0.05 level (2-tailed).

C4. Coeficientes de correlación

Model		Unstandardized Coefficients		Standardized Coefficients	t	Sig.	Collinearity Statistics	
		B	Std. Error	Beta	Tolerance	VIF	B	Std. Error
1	(Constant)	93.685	25.632		3.655	.000		
	Altitude	-.019	.006	-.427	-3.050	.003	.375	2.663
	Slope	.231	.178	.117	1.297	.197	.905	1.105
	Distance	-.003	.001	-.579	-4.083	.000	.367	2.725
	Flow_dir	.034	.041	.093	.815	.417	.563	1.775
	Flow_acc	.000	.001	-.014	-.159	.874	.911	1.097
	NDVI	-8.223	29.907	-.024	-.275	.784	.975	1.026
	Shape	.894	.825	.095	1.083	.281	.954	1.048
	Aspect_rot	.010	.041	.029	.247	.806	.522	1.916
2	(Constant)	93.801	25.510		3.677	.000		
	Altitude	-.019	.006	-.429	-3.080	.003	.377	2.652
	Slope	.237	.173	.120	1.366	.175	.946	1.057
	Distance	-.003	.001	-.580	-4.121	.000	.369	2.712
	Flow_dir	.035	.040	.097	.870	.386	.588	1.700
	NDVI	-8.379	29.760	-.024	-.282	.779	.976	1.025
	Shape	.903	.820	.096	1.101	.273	.958	1.044
	Aspect_rot	.009	.040	.026	.220	.826	.544	1.839
	3	(Constant)	94.548	25.176		3.755	.000	
Altitude		-.019	.006	-.432	-3.143	.002	.383	2.613
Slope		.240	.172	.122	1.397	.165	.954	1.048
Distance		-.003	.001	-.588	-4.356	.000	.397	2.519
Flow_dir		.041	.031	.113	1.318	.190	.991	1.009

	NDVI	-8.282	29.632	-.024	-.280	.780	.976	1.025
	Shape	.918	.813	.098	1.129	.261	.966	1.036
4	(Constant)	94.207	25.045		3.762	.000		
	Altitude	-.019	.006	-.428	-3.144	.002	.387	2.585
	Slope	.240	.171	.122	1.401	.164	.954	1.048
	Distance	-.003	.001	-.588	-4.372	.000	.397	2.519
	Flow_dir	.041	.031	.112	1.321	.189	.991	1.009
	Shape	.913	.810	.097	1.127	.262	.966	1.035
5	(Constant)	91.883	24.989		3.677	.000		
	Altitude	-.018	.006	-.412	-3.039	.003	.391	2.557
	Slope	.230	.171	.117	1.345	.181	.956	1.046
	Distance	-.003	.001	-.591	-4.388	.000	.397	2.518
	Flow_dir	.040	.031	.112	1.312	.192	.991	1.009
6	(Constant)	92.379	25.064		3.686	.000		
	Altitude	-.018	.006	-.408	-2.996	.003	.391	2.555
	Slope	.247	.171	.125	1.445	.151	.962	1.040
	Distance	-.003	.001	-.590	-4.369	.000	.397	2.518
7	(Constant)	92.322	25.180		3.666	.000		
	Altitude	-.017	.006	-.384	-2.829	.006	.397	2.518
	Distance	-.003	.001	-.591	-4.356	.000	.397	2.518

a Dependent Variable: Cut_fill

Anexo C5. Matriz de correlación de Pearson

Flow_acc	Pearson Correlation Sig. (2- tailed) N	-.073 .418 125	.024 .790 125	-.180(*) .045 125	.021 .815 125	-.127 .157 125	1 125	-.065 .474 125	-.010 .915 125	.031 .729 125	.046 .613 125	-.132 .142 125
Aspect	Pearson Correlation Sig. (2- tailed) N	-.261(**) .003 125	.197(*) .028 125	.149 .098 125	.061 .499 125	-.363(**) .000 125	-.065 .474 125	1 125	-.351(**) .000 125	-.254(**) .004 125	.020 .824 125	-.015 .868 125
Thick_ estimado	Pearson Correlation Sig. (2- tailed) N	.505(**) .000 125	.156 .083 125	.121 .177 125	-.500(**) .000 125	.040 .659 125	-.010 .915 125	-.351(**) .000 125	1 125	.862(**) .000 125	-.058 .520 125	-.056 .532 125
Thick_real	Pearson Correlation Sig. (2- tailed) N	-.002 .986 125	.159 .077 125	.076 .398 125	-.394(**) .000 125	-.026 .776 125	.031 .729 125	-.254(**) .004 125	.862(**) .000 125	1 125	-.063 .488 125	-.130 .148 125
NDVI	Pearson Correlation Sig. (2- tailed) N	-.006 .945 125	-.185(*) .039 125	-.064 .476 125	.067 .457 125	.018 .841 125	.046 .613 125	.020 .824 125	-.058 .520 125	-.063 .488 125	1 125	-.031 .733 125
Shape	Pearson Correlation Sig. (2- tailed) N	.110 .221 125	.187(*) .036 125	.059 .513 125	-.117 .195 125	.003 .972 125	-.132 .142 125	-.015 .868 125	-.056 .532 125	-.130 .148 125	-.031 .733 125	1 125

N	125	125	125	125	125	125	125	125	125	125	125
---	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

** Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).

* Correlation is significant at the 0.05 level (2-tailed).

Anexo C6. Coeficiente de Correlación

Coefficients(a)

Model		Unstandardized Coefficients		Standardized Coefficients	t		Sig.	
		B	Std. Error	Beta	B	Std. Error		
1	(Constant)	6.654	13.822		.481		.631	
	Altitude	.000	.004	-.004	-.039		.969	
	Slope	.184	.178	.099	1.037		.302	
	Flow_acc	.000	.001	-.041	-.436		.663	
	NDVI	1.366	32.089	.004	.043		.966	
	Shape	.918	.875	.098	1.049		.296	
	Aspect_rot	.003	.017	.016	.175		.861	
	(Constant)	6.133	3.001	.098	2.044		.043	
	Slope	.183	.172		1.062		.290	

	Flow_acc	.000	.001	-.041	-.444	.658
	NDVI	1.583	31.460	.005	.050	.960
	Shape	.912	.855	.098	1.066	.288
	Aspect_rot	.003	.017	.016	.179	.858
3	(Constant)	6.091	2.869		2.123	.036
	Slope	.182	.171	.098	1.065	.289
	Flow_acc	.000	.001	-.041	-.444	.658
	Shape	.911	.851	.098	1.070	.287
	Aspect_rot	.003	.017	.016	.181	.857
4	(Constant)	6.141	2.845		2.159	.033
	Slope	.181	.170	.097	1.062	.290
	Flow_acc	.000	.001	-.043	-.463	.645
	Shape	.922	.845	.099	1.091	.277
5	(Constant)	5.832	2.756		2.116	.036
	Slope	.194	.167	.104	1.164	.247
	Shape	.971	.836	.104	1.161	.248
6	(Constant)	5.405	2.735		1.976	.050
	Slope	.206	.167	.111	1.233	.220
7	(Constant)	8.214	1.517		5.414	.000

a Dependent Variable: Cut_fill

ANEXO- D1

BARRANCO A - Afluente "Pela Gallina"

Muestra	Unidad Geomorfológica	Fecha de colecta	Especie de árbol	Año inicial	Año final	Edad del árbol (años)	*Periodo de estabilización, germinación y crecimiento (años)	Años cal. y edad mínima de relieve (A.P.)		Características de la muestra	DAP (cm)	A (n)
								Años	Fecha			
PO-01	Cabecera de barranco (1)	23/02/2007	<i>Pinus hartwegii</i>	1922	2006	84	10	94	1912	Completa (Núcleo)	S/Dato	
PO-02	Ladera de barranco(1)	23/02/2007	<i>Pinus hartwegii</i>	1803	2006	203	10	213	1793	Completa (Núcleo)	S/Dato	
PO-03	Cabecera de barranco(2)	15/09/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1873	2006	133	10	143	1863	Completa (Núcleo)	S/Dato	
PO-04	Cabecera de barranco (2)	15/09/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1893	2006	113	10	123	1883	Completa (Núcleo)	S/Dato	
PO-05	Cabecera de barranco (2)	15/09/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1885	2006	121	10	131	1875	Completa (Núcleo) ocoteado	S/Dato	
PO-06	Parteaguas	15/09/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1885	2006	121	10	131	1875	Completa (Núcleo)	S/Dato	

PO-07	Fondo de barranco(confluencia)	15/09/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1911	2006	95	10	105	1901	Completa (Núcleo)	S/Dato
PO-08	Fondo de barranco(1)	15/09/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1888	2006	123	10	133	1873	Completa (Núcleo)	S/Dato
PO-09	Fondo de barranco(1)	15/09/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1902	2006	103	10	113	1893	Completa (Núcleo)	S/Dato
PO-10	Ladera de barranco(1)	15/09/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1935	2006	71	10	81	1925	Completa (Núcleo)	S/Dato
PO-11	Cabecera de barranco (1)	15/09/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1894	2006	112	10	122	1884	Completa (Núcleo)	S/Dato
PO-12	Ladera de barranco(1)	15/09/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1921	2006	85	10	95	1911	Completa (Núcleo)	S/Dato

BARRANCO B - Afluente "Pela Gallina"

Muestra	Unidad Geomorfológica	Fecha de colecta	Especie de árbol	Año inicial	Año final	Edad del árbol (años)	*Periodo de estabilización, germinación y crecimiento (años)	Años cal. y edad mínima de relieve (A.P.)		Características de la muestra	DAP (cm)	A (n)
								Años	Fecha			
PO-13 a	Ladera	19/01/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1893	2007	114	10	124	1883	Incompleta (s/núcleo)	S/Dato	
PO-13 b	Ladera	19/01/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1879	2007	128	10	138	1869	Completa (Núcleo)	S/Dato	
PO-14 a	Ladera	19/01/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1884	2007	123	10	133	1874	Completa (Núcleo)	S/Dato	
PO-14 b	Ladera	19/01/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1881	2007	126	10	136	1871	Completa (Núcleo)	S/Dato	
PO-15 a	Cabecera barranco	19/01/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1910	2007	97	10	107	1900	Completa (Núcleo)	S/Dato	
PO-15 b	Cabecera barranco	19/01/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1909	2007	98	10	108	1899	Completa (Núcleo)	S/Dato	
PO-16 a	Ladera	19/01/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1906	2007	101	10	111	1896	Incompleta (s/núcleo)	S/Dato	
PO-16 b	Ladera	19/01/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1892	2007	115	10	125	1882	Completa (Núcleo)	S/Dato	
PO-17 a	Ladera	19/01/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1911	2007	96	10	106	1901	Incompleta (s/núcleo)		172
PO-17 b	Ladera	19/01/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1896	2007	111	10	121	1886	Completa (Núcleo)		172
PO-18 a	Ladera	19/01/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1903	2007	104	10	114	1893	Completa (Núcleo)		113
PO-18 b	Ladera	19/01/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1907	2007	100	10	110	1897	Completa (Núcleo)		113
PO-19 a	Ladera	19/01/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1919	2007	88	10	98	1909	Incompleta (s/núcleo)	S/Dato	
PO-19 b	Ladera	19/01/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1905	2007	102	10	112	1895	Completa (Núcleo)	S/Dato	

PO-20 a	Terraza	19/01/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1901	2007	106	10	116	1891	Incompleta (s/núcleo)	100
PO-20 b	Terraza	19/01/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1898	2007	109	10	119	1888	Incompleta (s/núcleo)	100
PO-21	Ladera	19/01/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1912	2007	95	10	105	1902	Incompleta (s/núcleo), árbol seco	S/Dato
PO-22 a	Cabecera barranco afluente	19/01/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1937	2007	70	10	80	1927	Incompleta (s/núcleo), inclinado	S/Dato
PO-22 b	Cabecera barranco afluente	19/01/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1938	2007	69	10	79	1928	Incompleta (s/núcleo), inclinado	S/Dato
PO-23 a	Ladera	19/01/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1892	2007	115	10	125	1882	Incompleta (s/núcleo), incendio	166
PO-23 b	Ladera	19/01/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1890	2007	117	10	127	1880	Incompleta (s/núcleo), incendio	166

BARRANCO D - Huiloac												
Muestra	Unidad Geomorfológica	Fecha de colecta	Especie de árbol	Año inicial	Año final	Edad del árbol (años)	*Periodo de estabilización, germinación y crecimiento (años)	Años cal. y edad mínima de relieve (A.P.)		Características de la muestra	DAP (cm)	A (n)
								Años	Fecha			
PO-24	Terraza antigua (T1)	19/02/2008	<i>Pinus ayacahuite</i>	1856	2007	151	10	161	1846	podrido (S/núcleo)	165	
PO-25	Terraza antigua (T1)	19/02/2008	<i>Pinus ayacahuite</i>	1955	2007	52	10	62	1945	Incompleta (s/núcleo)	160	
PO-26 a	Terraza joven	19/02/2008	<i>Pinus ayacahuite</i>	1966	2007	41	10	51	1956	Completa (Núcleo)	132	
PO-26 b	Terraza joven	19/02/2008	<i>Pinus ayacahuite</i>	1963	2007	44	10	54	1953	Completa (Núcleo)	132	
PO-27	Terraza antigua (T1)	19/02/2008	<i>Pinus ayacahuite</i>	1925	2007	82	10	92	1915	Incompleta (s/núcleo)	200	
PO-54	Terraza antigua (T1)	28/10/2008	<i>Pinus ayacahuite</i>	1910	2007	97	10	107	1900	Incompleta (s/núcleo)	200	
PO-28 a	Terraza joven	19/02/2008	<i>Pinus ayacahuite</i>	1966	2007	41	10	51	1956	Incompleta (s/ núcleo), impacto debrís	S/Dato	
PO-28 b	Terraza joven	19/02/2008	<i>Pinus ayacahuite</i>	1945	2007	62	10	72	1935	Completa (c/núcleo), impacto debrís	S/Dato	
PO-29	Terraza antigua (T1)	19/02/2008	<i>Pinus ayacahuite</i>	1877	2007	130	10	140	1867	Completa (Núcleo)	100	
PO-30	Terraza antigua (T1)	19/02/2008	<i>Pinus ayacahuite</i>	1947	2007	60	10	70	1937	Completa (Núcleo)	145	
PO-31	Terraza 2-joven	19/02/2008	<i>Pinus ayacahuite</i>	1956	2007	51	10	61	1946	Completa (Núcleo)	170	

PO-32	Terraza 2-joven	19/02/2008	<i>Pinus ayacahuite</i>	1940	2007	67	10	77	1930	Completa (Núcleo)	200
PO-33 a	Terraza antigua (T1)	19/02/2008	<i>Abies religiosa</i>	1965	2007	42	10	52	1955	Incompleta (s/núcleo)	205
PO-33 b	Terraza antigua (T1)	19/02/2008	<i>Abies religiosa</i>	1966	2007	41	10	51	1956	Incompleta (s/núcleo)	205
PO-34	Terraza antigua (T1)	19/02/2008	<i>Pinus ayacahuite</i>	1966	2007	41	10	51	1956	Incompleta (s/ núcleo), podrido	100
PO-35 a	Terraza	19/02/2008	<i>Pinus ayacahuite</i>	1956	2007	51	10	61	1946	Incompleta (s/núcleo)	140
PO-35 b	Terraza	19/02/2008	<i>Pinus ayacahuite</i>	1945	2007	62	10	72	1935	Completa (Núcleo)	140

BARRANCO C - "La Venta"												
Muestra	Unidad Geomorfológica	Fecha de colecta	Especie de árbol	Año inicial	Año final	Edad del árbol (años)	*Periodo de estabilización, germinación y crecimiento (años)	Años cal. y edad mínima de relieve (A.P.)		Características de la muestra	DAP (cm)	A (n)
								Años	Fecha			
PO-36 a	Terraza antigua	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1870	2007	137	10	147	1860	Incompleta (s/núcleo)	180	
PO-36 b	Terraza antigua	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1857	2007	150	10	160	1847	Completa (Núcleo)	180	
PO-37 a	Terraza	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1891	2007	116	10	126	1881	Completa (Núcleo)	200	
PO-37 b	Terraza	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1914	2007	93	10	103	1904	Incompleta (s/núcleo)	200	
PO-38 a	Terraza joven	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1958	2007	49	10	59	1948	Completa (Núcleo)	100	
PO-38 b	Terraza joven	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1961	2007	46	10	56	1951	Completa (Núcleo)	100	
PO-39 a	Terraza joven	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1943	2007	64	10	74	1933	Incompleta (s/núcleo)	135	
PO-39 b	Terraza joven	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1927	2007	80	10	90	1917	Completa (Núcleo)	135	
PO-40 a	Terraza	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1921	2007	86	10	96	1911	Completa (Núcleo)	102	
PO-40 b	Terraza	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1921	2007	86	10	96	1911	Incompleta (s/núcleo)	102	
PO-41	Terraza	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	?1923	2007	84	10	94	1913	podrido-toma de lado	122	
PO-42 a	Terraza	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1939	2007	68	10	78	1929	Completa (Núcleo)	73	
PO-42 b	Terraza	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1939	2007	68	10	78	1929	Completa (Núcleo)	73	
PO-43		20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	?	2007	?	10			no se pudo colectar		
PO-44 a	Terraza	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1978	2007	29	10	39	1968	Completa (Núcleo)	88	

PO-44 b	Terraza	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1979	2007	28	10	38	1969	Completa (Núcleo)	88
PO-45 a	Terraza	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1887	2007	120	10	130	1877	Incompleta (s/núcleo)	132
PO-45 b	Terraza	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1877	2007	130	10	140	1867	Completa (Núcleo)	132
PO-46 a	Terraza joven	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1917	2007	116	10	126	1881	Completa (Núcleo)	119
PO-46 b	Terraza joven	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1895	2007	112	10	122	1885	Incompleta (s/núcleo)	119
PO-47 a	Terraza joven	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1915	2007	92	10	102	1905	Completa (Núcleo)	118
PO-47 b	Terraza joven	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1915	2007	92	10	102	1905	Incompleta (s/núcleo)	118
PO-48 a	Terraza antigua	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1901	2007	106	10	116	1891	Completa (Núcleo)	178
PO-48 b	Terraza antigua	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1903	2007	104	10	114	1893	Incompleta (s/núcleo)	178
PO-49 a	Terraza joven	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1926	2007	81	10	91	1916	Completa (Núcleo)	85
PO-49 b	Terraza joven	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1925	2007	82	10	92	1915	Completa (Núcleo)	85
PO-50 a	Terraza joven	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1889	2007	118	10	128	1879	Completa (Núcleo)	172
PO-50 b	Terraza joven	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1917	2007	90	10	100	1907	Incompleta (s/núcleo)	172
PO-51 a	Terraza joven	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1980	2007	27	10	37	1970	Completa (Núcleo)	57
PO-51 b	Terraza joven	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1981	2007	26	10	36	1971	Completa (Núcleo)	57
PO-52 a	Terraza joven	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1950	2007	57	10	67	1940	Completa (Núcleo)	94
PO-52 b	Terraza joven	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1964	2007	40	10	50	1957	Incompleta (s/núcleo)	94
PO-52 c	Terraza joven	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1951	2007	56	10	66	1941	Completa (Núcleo)	94
PO-53 a	Terraza joven	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1896	2007	111	10	121	1886	Incompleta (s/núcleo)	S/Dato
PO-53 b	Terraza joven	20/02/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1875	2007	132	10	142	1865	Completa (Núcleo)	S/Dato

BARRANCO E - "Sin nombre"												
Muestra	Unidad Geomorfológica	Fecha de colecta	Especie de árbol	Año inicial	Año final	Edad del árbol (años)	*Periodo de estabilización, germinación y crecimiento (años)	Años cal. y edad mínima de relieve (A.P.)		Características de la muestra	DAP (cm)	A (n)
								Años	Fecha			

PO-55 a	Relleno debris flows	28/10/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1863	2007	144	10	154	1853	Incompleta (s/núcleo)	158
PO-55 b	Relleno debris flows	28/10/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1897	2007	110	10	120	1887	Incompleta (s/núcleo), rota	158
PO-56 a	Relleno debris flows	28/10/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1892	2007	115	10	125	1882	Completa (Núcleo)	140
PO-56 b	Relleno debris flows	28/10/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1893	2007	114	10	124	1883	Completa (Núcleo)	140
PO-57 a	Terraza joven, relleno debris flows	28/10/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1896	2007	111	10	121	1886	Incompleta (s/núcleo), rota	121
PO-57 b	Terraza joven, relleno debris flows	28/10/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1849	2007	158	10	168	1839	Completa (Núcleo)	121
PO-58 a	Terraza joven, relleno debris flows	28/10/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1861	2007	146	10	156	1851	Completa (Núcleo)	155
PO-58 b	Terraza joven, relleno debris flows	28/10/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1920	2007	87	10	97	1910	Incompleta (s/núcleo), rota	155
PO-59 a	Terraza joven, relleno debris flows	28/10/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1806	2007	201	10	211	1796	Completa (Núcleo)	143
PO-59 b	Terraza joven, relleno debris flows	28/10/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1801	2007	206	10	216	1791	Completa (Núcleo)	143
PO-60 a	Fondo relleno debris flows	28/10/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1909	2007	98	10	108	1899	Incompleta (s/núcleo), rota	152
PO-60 b	Fondo relleno debris flows	28/10/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1904	2007	103	10	113	1894	Completa (Núcleo)	152
PO-61a	Terraza joven R	28/10/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1917	2007	90	10	100	1907	Completa (Núcleo)	89
PO-61b	Terraza joven R	28/10/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1919	2007	88	10	98	1909	Completa (Núcleo)	89
PO-62 a	Terraza joven L	28/10/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1933	2007	74	10	84	1923	Completa (Núcleo)	75
PO-62 b	Terraza joven L	28/10/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1931	2007	76	10	86	1921	Completa (Núcleo)	75
PO-63 a	Fondo relleno debris flows	28/10/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1914	2007	93	10	103	1904	Completa (Núcleo)	105
PO-63 b	Fondo relleno debris flows	28/10/2008	<i>Pinus hartwegii</i>	1920	2007	87	10	97	1910	Incompleta (s/núcleo)	105

* Valor promedio aproximado