



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MEXICO**

PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN GEOGRAFÍA

**IMPACTO DE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA EN EL LÍMITE  
SUPERIOR DEL BOSQUE DEL POPOCATÉPETL**

**TESIS**

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

MAESTRA EN GEOGRAFÍA

PRESENTA:

ALEJANDRA FRANCO CORONA

DIRECTOR DE TESIS

DR. LORENZO VÁZQUEZ SELEM

INSTITUTO DE GEOGRAFÍA, UNAM

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX., MAYO, 2018



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

*Eduardo Galeano dijo que "...cada día tiene una historia y nosotros somos las historias que vivimos..." pues bien:*

*Cada árbol también tiene una historia que contar*

## *Agradecimientos*

Al Dr. Lorenzo Vázquez Selem, por seguir de cerca mis pasos y por impulsarlos siempre, este trabajo no sería una realidad sin tus enseñanzas, sin tu continuo apoyo, sin tu ayuda, gracias por la confianza depositada en mí y también por ser un gran maestro de quien he aprendido tanto. Doc., gracias por ayudarme a conseguir una meta más.

A los revisores de este trabajo, al Dr. José Villanueva, por sus observaciones y comentarios que sin duda pueden enriquecer este trabajo a corto o largo plazo, muchas gracias. Al Dr. Alejandro Velázquez, por aceptar ser miembro del jurado y por la dedicación a la revisión de este trabajo, gracias.

Al Dr. Osvaldo Franco, por enseñarme el mundo de la dendro y por seguir tan de cerca mis logros académicos, por ser un compañero pero también un amigo. Hoy tengo el agrado de que hayas revisado mi trabajo, con tus comentarios, observaciones y aportaciones, esta tesis ha sido enriquecida ¡gracias Osva!

Quiero agradecer al Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA) en donde tuve la oportunidad de realizar una estancia académica como parte de mis estudios de maestría, pero especialmente quiero hacer mención al Dr. Ricardo Villalba, quien me recibió y estuvo a cargo como co-tutor durante mi estancia en Mendoza, Argentina. Gracias Doc., por enseñarme tanto de dendrocronología, por estar siempre al pendiente de mis avances académicos y por tener especial cuidado en que cumpliera los objetivos de la estancia. Gracias por ser un gran académico, pero sobre todo una gran persona, de quien sin duda aprendí tanto.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada durante los estudios de maestría, ya que gracias a ella pude dedicarme de tiempo completo a la investigación del cual es producto esta tesis.

A la beca otorgada para la finalización de esta investigación que fue realizada gracias al Programa UNAM-PAPIIT Clave IN109216 "Glaciaciones y paleoclimas del centro de México durante los últimos 13 mil años".

Al Ing. Alfredo Rodríguez Manjarrez de la Sección de Mecánica del Centro de Ciencias de la Atmósfera de la UNAM, por el apoyo y el espacio facilitado para el lijado de las muestras para análisis dendrocronológico.

A mis compañeros dendrocronólogos del IANIGLA: Ana Srur, Mili Rodríguez, Euge Ferrero, Euge Marcotti, Paula Rodríguez, Lena Hellman, Lucas Bianchi, Sol Montepeluso Any e Ignacio Mundo, quienes siempre hicieron agradables las convivencias dentro del laboratorio, así como por aquellas aventuras en las campañas a Patagonia, por las vivencias y la compañía durante mi estancia allá en el sur.

A mi alma mater la Universidad Nacional Autónoma de México, por la gran oportunidad y el orgullo de seguir perteneciendo a ella y por darme la satisfacción de obtener un grado más en el proceso de mi preparación académica.

Y finalmente al Posgrado en Geografía y a su planta docente quiénes me han formado como Maestra en Geografía y al Instituto de Geografía por tener siempre un lugar para mí.

## *Dedicatoria*

Para mi mejor ejemplo, mi madre, Ángeles Corona, quién siempre ha sido un aliciente para que continúe superándome dando siempre lo mejor de mí. A mis hermanos, Fernanda, Gustavo y Magali, por su constante apoyo no importando las distancias.

A mi familia por todo el apoyo brindado en los buenos y malos momentos. Pero en especial a mis prim@s y sobrin@s, la superación constante que intento hacer en mi vida personal y académica es por ustedes, porque se den cuenta de que es posible lograr nuestras metas cuando se las visualiza y se lucha por ello, para todos ustedes que forman parte de mis logros.

Para mis hermanas adquiridas en esta aventura geográfica, Adri, Estef, Dianis, Sandy y Jezie, juntas hemos superado grandes retos, pero también sumado muchos triunfos, y este es uno que también es suyo y hoy comparto con ustedes.

A mis compañeros/amigos del Posgrado en Geografía con quienes compartí este reto y aventura que fue estudiar la maestría, a ellos porque a pesar de ser de diferentes orientaciones (ambiental, geomática, ordenamiento territorial o sociedad y territorio) sabemos que la Geografía es una sola y no importando nuestros distintos enfoques, posturas o ideas, nos consideramos geógrafos, así sin motes, unos de formación y otros por azares del destino: Victoria, *che* Melisa, Cris Alonso, Maryo, Teresita, Bety, Paty, Tania, Yudis, tocayo (Alex), Vic Escudero, Vic Ríos, Luis, Lulú, Violeta, Gabriel, Alma, Antonio, JuanMa.

A la bandera: Itzel, Arturo, Yordan, Juan Carlos y a Diana (mi abogada ahora Geógrafa de cabecera), por cruzarse en mi camino o quizá yo en el suyo, por tantas risas y tantas locuras que hemos hecho y compartido y que hicieron más amena la maestría, ¡los quiero amigos!

A mis grandes amigas del IGg Laura Alicia, Isela, Mynjell y Norma que hacen más divertido el andar día a día por el instituto. A aquellas personas que el Posgrado me permitió conocer, grandes investigadores y ahora grandes amigos también, Eduardo, Julieta, Andrés y Gina.

Al *dendro-team*, por todas las aventuras, la amistad y el aprendizaje que hemos compartido en las montañas: Andrea Yoali, Andrés Prado, Salvador Ponce, Osva Franco, Julián Cerano, Lorenz, Jesús.

El trabajo de campo fue fundamental para esta investigación, por toda la ayuda brindada, porque fueron mi segunda mano y por hacerlo tan divertido ¡muchas gracias amigos!: al *dendro-team* y a mi Bonis, Cris, Pirru, Itzi, Bety, Juls, Laus, Lalo y Andrés Argüelles.

Gracias a las personas que llegan a mi vida y a los que permanecen en ella. ¡¡¡Y gracias a ti vida por todo lo que me das!!!

# ÍNDICE

**Resumen**

**Abstract**

<b>INTRODUCCIÓN</b> .....	1
Hipótesis.....	2
Objetivo general.....	2
Objetivos particulares.....	3
Estructura del trabajo .....	3
<b>CAPITULO 1. MARCO CONCEPTUAL Y ANTECEDENTES</b> .....	5
1.1 El Límite Superior del Bosque del volcán Popocatepetl.....	5
1.1.1 Dinámica y características biofísicas del <i>Timberline</i> y del <i>Treeline</i> de 1994 a 2014.....	12
1.2 Dendrocronología como técnica de estudio .....	16
1.2.1 Dendrogeomorfología y su relación en el estudio de la vegetación.....	17
1.2.2 Antecedentes de estudios dendrocronológicos y dendrogeomorfológicos en México con <i>Pinus hartwegii</i> .....	21
1.3 La vegetación en ambientes volcánicos activos .....	23
<b>CAPÍTULO 2. ASPECTOS FÍSICO-GEOGRÁFICOS DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL.</b>	28
2.1 Área de estudio.....	28
2.2 Geología y Geomorfología.....	29
2.3 Evolución de la actividad volcánica del Popocatepetl .....	30
2.3.1 Holoceno Tardío.....	31
2.3.2 Época Prehispánica .....	34
2.3.3 Eventos eruptivos durante el período colonial español .....	35
2.3.4 Eventos eruptivos durante el siglo XIX al XX.....	36
2.3.5 Actividad volcánica a partir de 1994.....	38
2.4 Marco biofísico .....	42
2.4.1 Pisos climáticos y vegetación de la Sierra Nevada .....	42
2.4.2 <i>Pinus hartwegii</i> .....	45
2.4.3 La Temperatura ambiente y su relación con la posición del LSB.....	47

2.4.4 Temperatura del suelo .....	50
2.5 El <i>Timberline</i> y el <i>Treeline</i> : su relación con el desarrollo edáfico .....	52
<b>CAPÍTULO 3. MATERIALES Y MÉTODOS</b> .....	55
3.1 Diseño de muestreo dendrocronológico .....	55
3.1.1 Transectos altitudinales en laderas .....	55
3.1.2 Perfiles transversales en las barrancas.....	58
3.2 Análisis dendrocronológico.....	59
3.2.1 Análisis dendrocronológico en laboratorio: COFECHA y Cofechado .....	60
3.2.2 ARSTAN.....	62
3.2.3 Estimación del crecimiento (recolonización de <i>Pinus hartwegii</i> ).....	64
3.2.4 Calibración de las edades del arbolado .....	66
3.3 Homogenización de datos climáticos .....	68
3.4 Análisis edafológico.....	72
<i>Descripción de perfiles de suelo</i> .....	72
<i>Análisis de laboratorio</i> .....	72
<b>CAPÍTULO 4. RESULTADOS</b> .....	74
4.1. Cambios recientes en el Límite Superior del Bosque del Popocatepetl (1994-2017) .....	75
4.2 Resultados de los transectos altitudinales .....	76
4.2.1 Transecto 1 .....	77
4.2.2 Transecto 2 .....	84
4.2.3 Estimación de crecimiento de <i>Pinus hartwegii</i> .....	90
4.2.4 Cronología de referencia de los transectos (CRT) .....	92
4.3 Crecimiento radial de <i>Pinus hartwegii</i> asociados al clima.....	95
4.4 Resultados de árboles con impacto (fenómenos hidro-volcánicos identificados en los anillos de crecimiento).....	99
4.5 Resultados de árboles situados en las laderas de las barrancas.....	102
4.6 Resultados de los perfiles de suelo.....	104
<b>CAPÍTULO 5. DISCUSIÓN GENERAL Y CONCLUSIONES</b> .....	112
5.1 Cambios en el LSB del Popocatepetl .....	112
5.2 Dendrocronología.....	113

<i>Análisis de los Transectos altitudinales</i> .....	113
<i>Cronología de Referencia de los Transectos</i> .....	113
<i>Relación con parámetros climáticos</i> .....	116
<i>Análisis de árboles con impacto en la barranca Tenenepanco-Huiloac</i> .....	117
<i>Análisis de perfiles transversales en las barrancas</i> .....	118
5.3 Análisis de suelo .....	118
5.4 Conclusión general.....	120
5.5 Alcances y nuevas vías de investigación.....	122
<b>BIBLIOGRAFÍA</b> .....	123
<b>ANEXOS</b> .....	128

# ÍNDICE DE FIGURAS

## CAPÍTULO 1. MARCO CONCEPTUAL Y ANTECEDENTES

Figura 1. 1 Distribución por latitud del <i>Treeline</i> en el mundo.....	6
Figura 1. 2 <i>Treeline</i> difuso de dos montañas en México.....	9
Figura 1. 3 <i>Treeline</i> abrupto de dos montañas en el mundo.....	10
Figura 1. 4 <i>Treeline</i> en forma de krummholz.....	11
Figura 1. 5 Individuos del <i>Treeline</i> en forma de islas.....	11
Figura 1. 6 Trazo del <i>Timberline</i> del Popocatépetl en 1995 y 2014.....	14
Figura 1. 7 Estructura celular de la madera tardía y de la madera temprana.....	17
Figura 1. 8 Esquema del sistema “proceso-evento-respuesta”.....	18
Figura 1. 9 Estructuras celulares con disturbios en anillos de crecimiento.....	20
Figura 1. 10 Impactos visibles en árboles como consecuencia de un flujo de detritos.....	20
Figura 1. 11 Efectos de la actividad eruptiva del Popocatépetl en el LSB.....	25

## CAPÍTULO 2. ASPECTOS FÍSICO-GEOGRÁFICOS DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL

Figura 2. 1 Mapa de localización del volcán Popocatépetl.....	28
Figura 2. 2 Distribución altitudinal de la vegetación en la Sierra Nevada.....	43
Figura 2. 3 Bosque de <i>Pinus hartwegii</i> del Popocatépetl.....	46
Figura 2. 4 Temperatura media del Iztaccíhuatl a la altitud del <i>Treeline</i> .....	48
Figura 2. 5 Temperatura media del suelo y duración de la temporada de crecimiento en el LSB de 40 sitios en todo el mundo.....	50

## CAPÍTULO 3. MATERIALES Y MÉTODOS

Figura 3. 1 Esquema metodológico de la investigación.....	56
Figura 3. 2 Proceso de extracción de muestras dendrocronológicas.....	57
Figura 3. 3 Transectos en donde se realizó el muestreo dendrocronológico.....	58
Figura 3. 4 Preparación de núcleos de crecimiento.....	60
Figura 3. 5 Sistema de medición Velmex.....	61
Figura 3. 6 Cronologías de la Serie de Referencia del Transecto 1 generadas por ARSTAN.....	63
Figura 3. 7 Plantillas estandarizadas para calibrar la edad de los árboles.....	67
Figura 3. 8 Comparación de los datos de temperatura media anual homogeneizada para el mes de abril.....	69
Figura 3. 9 Mapa de temperaturas interpoladas para la región Izta-Popo.....	71
Figura 3. 10 Localización de los perfiles de suelo analizados.....	73

## CAPÍTULO 4. RESULTADOS

Figura 4. 1 Diferencia de medias y fluctuación del <i>Timberline</i> y del <i>Treeline</i> del Popocatepetl en tres periodos (1955, 1995 y 2014).....	75
Figura 4. 2 Datos con la salida generada por COFECHA para las series del Transecto 1 .....	77
Figura 4. 3 <i>Frost ring</i> en el año 1917.....	79
Figura 4. 4 Relación entre la edad de los individuos de <i>Pinus hartwegii</i> y su altitud a lo largo del Transecto 1 .....	80
Figura 4. 5 Mapa de interpolación de edades para las muestras del Transecto 1 .....	82
Figura 4. 6 Límite del escalón topográfico que inhibe el ascenso del <i>Timberline</i> .....	83
Figura 4. 7 Salida con los datos de COFECHA para las series del Transecto 2 .....	84
Figura 4. 8 Relación entre la edad de los individuos de <i>Pinus hartwegii</i> y su altitud a lo largo del Transecto 2.....	85
Figura 4. 9 Relación entre la edad de los individuos de <i>Pinus hartwegii</i> y su altitud a lo largo del Transecto 2, incluyendo los pinos establecidos en el depósito de flujo piroclástico del año 2001 ...	87
Figura 4. 10 Mapa de interpolación de edades para las muestras del Transecto 2.....	88
Figura 4. 11 Relación entre la edad de los individuos de <i>Pinus hartwegii</i> y su altitud a lo largo del Transecto 2, incluyendo los pinos establecidos en el depósito de flujo piroclástico del año 2001 y la recolonización de pinos debajo del <i>Timberline</i> .....	89
Figura 4. 12 Relación entre la altura y la edad para individuos de <i>Pinus hartwegii</i> que crecen en el flujo piroclástico de 2001 (Población 1) .....	90
Figura 4. 13 Relación entre la altura y la edad para todos los individuos de <i>Pinus hartwegii</i> que crecen sobre el flujo piroclástico de 2001 (Población1 y Población 2) .....	91
Figura 4. 14 Cronología de referencia de los Transectos 1 y 2 .....	93
Figura 4. 15 Matriz de correlación del IAA y la precipitación acumulada .....	95
Figura 4. 16 Índice de correlación de Pearson entre la precipitación y el IAA.....	96
Figura 4. 17 Variación anual del IAA de <i>Pinus hartwegii</i> del LSB del Popocatepetl y de la precipitación normalizada en el período 1961-2011 .....	97
Figura 4. 18 Muestras de <i>Pinus hartwegii</i> con impacto con formación del leño de compresión....	100
Figura 4. 19 Cambios en el crecimiento de los anillos de un mismo árbol.....	100
Figura 4. 20 Cambios en el crecimiento de anillos .....	101
Figura 4. 21 Cronología estandarizada de la serie maestra en el segmento que cubre a partir de 1940 .....	102
Figura 4. 22 Cronología estándar de la serie maestra de perfiles transversales a la barranca de Tenenepanco-Huiloac.....	103
Figura 4. 23 Perfil POTIM-1 con la delimitación de los horizontes identificados.....	105
Figura 4. 24 Tipos de erosión observada en la ladera norte del Popocatepetl.....	106
Figura 4. 25 Perfil POTIM-2 con la delimitación de los horizontes identificados.....	107
Figura 4. 26 Perfil topográfico a través del LSB.....	110
Figura 4. 27 Perfil POTIM-3, en donde se indentifica la acumulación de ceniza de las erupciones del Popocatepetl de los últimos 23 años.....	111

## **CAPÍTULO 5. DISCUSIÓN GENERAL Y CONCLUSIONES**

Figura 5. 1 Diferencias de medias del <i>Timberline</i> del Iztaccíhuatl y el Popocatépetl en tres períodos (1955, 1992/1995, 2012/2014).....	117
---	-----

## **ÍNDICE DE TABLAS**

### **CAPÍTULO 1. MARCO CONCEPTUAL Y ANTECEDENTES**

Tabla 1. 1 Altitud media y desviación estándar del <i>Timberline</i> y del <i>Treeline</i> del Iztaccíhuatl y Popocatépetl .....	8
Tabla 1. 2 Promedios de la altitud del LSB en el Popocatépetl en 1955, 1995 y 2014.....	13

### **CAPÍTULO 2. ASPECTOS FÍSICO-GEOGRÁFICOS DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL**

Tabla 2. 1 Resumen de la actividad eruptiva durante el Holoceno tardío en el Popocatépetl.....	34
Tabla 2. 2 Síntesis de la actividad eruptiva del Popocatépetl durante los últimos 800 años.....	38
Tabla 2. 3 Resumen de la dinámica eruptiva del Popocatépetl a partir de 1994 .....	42

### **CAPÍTULO 4. RESULTADOS**

Tabla 4.1 Estadísticos de ARSTAN con los valores Rbar y EPS para el Transecto 1.....	78
Tabla 4.2 Estadísticos de ARSTAN con los valores Rbar y EPS para el Transecto 2.....	85
Tabla 4.3 Estadísticos de ARSTAN para la Cronología de Referencia de los Transectos.....	94
Tabla 4.4 Resultados de laboratorio del porcentaje de C y N para los perfiles de suelo.....	108

## Resumen

El Límite Superior del Bosque (LSB) compuesto por el *Timberline* y el *Treeline*, es uno de los ecotonos más notables de las zonas de montaña de todo el mundo. Su posición está determinada por diversos factores, siendo la temperatura la que más incide. El análisis del LSB es un tema de interés global porque permite evaluar de manera directa el efecto del calentamiento global en la vegetación.

El objetivo de esta investigación es identificar la influencia de la actividad eruptiva en la dinámica del LSB del volcán Popocatepetl, comparándola con la influencia del clima, con énfasis en la fase reciente (1994-hoy) de actividad y en el uso de métodos dendrocronológicos para analizar el crecimiento de individuos de *Pinus hartwegii*.

El estudio se llevo a cabo a través de la delimitación de dos transectos altitudinales en la ladera norte del volcán, una de las más afectadas por procesos volcano-geomorfológicos. En cada transecto se seleccionaron individuos arbóreos para fecharlos utilizando técnicas dendrocronológicas y analizar posibles efectos de fenómenos volcánicos en los anillos de crecimiento. Con ello ha sido posible analizar la configuración del LSB en un período pre-eruptivo (hasta 1994) y post-eruptivo (posterior a 1994). Se encontró que entre 1955 y 1994 el LSB ascendió 46 m, mientras que entre 1994 y 2014 se registró un descenso de 8 m que puede atribuirse a la actividad volcánica.

A partir del análisis dendrocronológico se construyó una cronología de referencia en la cual se identificó que el crecimiento de la especie está asociado a factores ambientales y también a la dinámica volcánica. Un hallazgo importante es que en el Popocatepetl se observó una rápida recolonización de *Pinus hartwegii* en superficies geomórficas jóvenes y con poco desarrollo edáfico, es decir, creadas como consecuencia de fenómenos volcánicos (lahares y flujos piroclásticos) suscitados en 1997 y 2001.

Por otra parte, con los individuos que recolonizan estas superficies se han realizado estimaciones de crecimiento de la especie. Así mismo, un análisis edafológico por debajo y por encima del *Timberline* permitió conocer las características particulares de los suelos. Se observó que la dinámica del sitio, la volcánica y la geomorfológica, inhiben el ascenso y colonización de *Pinus hartwegii* en algunos sectores de la montaña. Sin embargo, de existir una estabilidad del sitio, la especie tendrá la oportunidad de establecerse en altitudes mayores, como respuesta a la variabilidad climática tal como sucede en su vecino volcán Iztaccíhuatl.

## Abstract

The Upper Forest Limit (LSB) is one of the most visible ecotones in the mountain areas of the world. It is formed by the *Timberline* and the *Treeline* and its position is influenced by many factors, the temperature being the most important one. Investigations of the LSB are relevant because they allow to assess directly the consequences of global warming upon vegetation.

The main aim of this research is to identify the influence of the eruptive activity of an active volcano (Popocatepetl, central México) in the dynamics of the LSB and to compare it with the climate influence. The emphasis was upon the recent volcanic activity (1994-today), using dendrochronological methods to analyze the growth of tree rings of *Pinus hartwegii*.

By comparing aerial photographs and satellite imagery of the last ~60 years it was possible to analyze the configuration of the LSB in a pre-eruptive period (before 1994) and post-eruptive period (after 1994). Between 1955 and 1994 the LSB ascended 46 m, while between 1994 and 2014 the LSB decrease 8 m, what could be product of volcanic activity. In addition, two altitudinal transects were designed for dendrochronological sampling in the north flank of the volcano, one of the areas most affected by geomorphological-volcanic processes. In each transect individual trees were selected for dating, using dendrochronological techniques and analyzing the possible effects of volcanic phenomena in the tree rings.

A reference chronology was built based on dendrochronological analysis. The results indicate that the growth of the species is associated to both environmental factors and volcanic processes (or dynamism). A rapid recolonization of *Pinus hartwegii* was observed on young geomorphic surfaces with little soil development, produced by volcanic phenomena (lahars and pyroclastic flows) in 1997 and 2001.

On the other hand, the individuals that recolonize these surfaces were used to estimate the growth of the species. Furthermore, soil analyses below and above the *Timberline* show the particular characteristics of the soils. Overall the results indicate that the dynamism of the site, volcanic and geomorphological, limit the colonization of *Pinus hartwegii* in some sectors of the mountain. However, if stability ensues the species will have the conditions to settle at higher altitudes in response to the climate variability, as in the neighboring Iztaccíhuatl volcano.

# INTRODUCCIÓN

El Límite Superior del Bosque (LSB) es uno de los ecotonos más notables de las zonas montañosas en todo el mundo. Su altitud, morfología y dinámica han llamado la atención de investigadores de diversas disciplinas en años recientes, relacionándolo con diversos factores regionales y locales que inciden en su posición, sobre todo con variables climáticas.

Se ha demostrado en diversos estudios a escala global (Beaman, 1962; Lauer y Klaus, 1975; Körner y Paulsen, 2004) que la temperatura es la variable que más incide en la posición del LSB, por lo que el ascenso de la vegetación en sus límites arbóreos es explicado como una consecuencia del cambio climático, en específico como respuesta a la variabilidad de las temperaturas regionales.

En México estudios sobre la dinámica del LSB han sido realizados en los últimos años (Torres Beltrán, 2013; Franco Corona, 2015), y con análisis de comparación multitemporal de hasta 60 años, se ha demostrado que existe una dinámica en el límite de la vegetación arbórea, mostrando ascenso en el caso del Iztaccíhuatl y descenso en un volcán activo como es el Popocatepetl. En este último caso, ha sido posible analizar la configuración del LSB en un período pre-eruptivo (respecto a la actividad iniciada en 1994) y uno post-eruptivo, observando los cambios espaciales del LSB en el tiempo. En este sentido, se ha determinado que no sólo los factores climáticos junto con otros factores biofísicos controlan la posición del LSB, también otros como los geomorfológicos, relacionados con la topografía y la dinámica del sitio, influyen.

No obstante, se ha prestado poca o nula atención a la influencia que la actividad eruptiva tiene en la posición del LSB en montañas volcánicas activas. En el volcán Popocatepetl existe un reciente período de actividad eruptiva desde diciembre de 1994, por lo que desde hace 23 años se han presentado diversos fenómenos volcánicos como lahares, caída de ceniza, flujos piroclásticos e incendios forestales asociados a la actividad, que pueden afectar a la vegetación de forma puntual y diferenciada (Franco Corona, 2015). Si bien la actividad volcánica es uno de los fenómenos que más afectan a la vegetación y se da por hecho un efecto e impacto negativo en ella, es importante determinar en qué medida el LSB actual depende del clima y ha sido influido por la actividad volcánica, para así identificar áreas que potencialmente pueden ser ocupadas por el bosque y otras donde esto no ocurriría de manera natural. Por lo tanto, no sólo los fenómenos de escala regional o global como el clima influyen en la posición altitudinal de la vegetación, son los factores de escala local los que terminan siendo determinantes. En este sentido, en volcanes activos es posible que el LSB también sea determinado por fenómenos volcánicos que episódicamente afectan a la vegetación. El presente proyecto se orienta justamente a explorar la relación entre la actividad

volcánica y la configuración del LSB en las montañas, tema que aún no ha sido estudiado, respondiendo a la pregunta ¿Cuál es el efecto en la vegetación (crecimiento y posición) en un ambiente volcánico activo?

Con el uso de la dendrocronología se investigará el impacto de fenómenos volcánicos del Popocatepetl de los últimos años y de periodos eruptivos anteriores (potencialmente de los últimos 200-300 años) en la configuración del LSB. El estudio es relevante y original porque (a) permitiría identificar el papel de la actividad eruptiva en la conformación y altitud del LSB en volcanes activos, por medio de técnicas dendrogeomorfológicas; y (b) puede aportar nuevos datos sobre la cronología eruptiva del volcán, al identificar, con precisión anual eventos de actividad de los últimos siglos no reportados en la literatura.

El estudio puede además aportar información relevante a las autoridades del Parque Nacional Iztapalapa Zoquiapan sobre la posición y movilidad del bosque de *Pinus hartwegii*, especie que en el centro de México conforma el LSB. Al identificar al vulcanismo actual y reciente como factor natural de control del LSB, se proporcionarán bases científicas sobre zonas donde no se justifican y donde sí se justifican esfuerzos de reforestación.

## **Hipótesis**

De acuerdo con lo anterior se ha planteado la siguiente hipótesis de estudio:

Los individuos arbóreos de *Pinus hartwegii* de la ladera N y NE del Popocatepetl han sido afectados en su crecimiento por los diversos fenómenos volcánicos característicos de los últimos 23 años. Esto ha influido en el establecimiento, posición y configuración del LSB desde 1994 a la fecha, lo cual es susceptible de caracterizarse utilizando técnicas de dendrocronología y dendrogeomorfología, que permitan determinar la edad del arbolado y los disturbios en el patrón de anillos de crecimiento.

## **Objetivo general**

Para poner a prueba dicha conjetura se ha determinado el siguiente objetivo general: identificar la influencia de la actividad eruptiva en la dinámica del Límite Superior del Bosque del volcán Popocatepetl, tanto de la fase reciente (1994-hoy) como de periodos anteriores (últimos 200-300 años), comparándola con la influencia del clima y la dendrocronología.

## Objetivos particulares

- Cartografiar detalladamente la posición del *Timberline*, *Treeline* y *Tree species line* (componentes del LSB) en toda la extensión del Popocatepetl.
- Determinar la edad del arbolado y su relación con la altitud de individuos de *Pinus hartwegii* en las laderas N y NE (las más dinámicas del Popocatepetl) en un transecto altitudinal a través del LSB.
- Identificar en los anillos de crecimiento de individuos de *Pinus hartwegii* el impacto de los eventos volcánicos desde 1994 a la fecha de muestreo aplicando técnicas de dendrogeomorfología.
- Conocer el comportamiento en el crecimiento de los individuos arbóreos en relación con los lahares y flujos piroclásticos que se han emplazado en las barrancas del sector N y NE del volcán.
- Identificar en los anillos de crecimiento de individuos de *Pinus hartwegii* la posible influencia de eventos volcánicos antiguos (últimos 200-300 años) aplicando técnicas de dendrogeomorfología.

## Estructura del trabajo

El presente trabajo está organizado en cuatro capítulos. En el primero de ellos se abordan los aspectos teóricos que fundamentan la investigación, así como todos los conceptos utilizados, y se presente un resumen del estado del arte en relación con las investigaciones sobre el LSB, en general y en México. El segundo capítulo es referente a las características físico-geográficas del sitio de estudio, así mismo se hace un resumen de la actividad volcánica del Popocatepetl desde el Holoceno tardío a la actualidad, al identificar los períodos y fechas en donde hubo importante actividad volcánica para luego relacionar éstos con los anillos de crecimiento (potencialmente de los últimos 200 años). En el tercer capítulo se desglosan los materiales y métodos para llevar a cabo los objetivos de estudio, dando énfasis en la explicación de lo referente a la dendrocronología, técnica que respalda los resultados de este trabajo, además se explica a detalle los criterios de muestreo dendrocronológico y el análisis de perfiles de suelo en el LSB. En el último capítulo se abordan los resultados obtenidos, tanto los estadísticos como los dendrocronológicos, así mismo se hace referencia a las diversas pruebas estadísticas como *T-student* para realizar estimaciones de

crecimiento arbóreo, la obtención del mapa de edades interpoladas en el LSB, y los resultados arrojados respecto al análisis de los perfiles de suelo.

En otro apartado se abordan la discusión y las conclusiones a las que se llegó en este trabajo, mencionando además las limitaciones y alcances de esta investigación.

# CAPITULO 1. MARCO CONCEPTUAL Y ANTECEDENTES

## 1.1 El Límite Superior del Bosque del volcán Popocatepetl

El Límite Superior del Bosque (LSB) es el límite máximo altitudinal al que se establece la vegetación arbórea y su posición varía latitudinalmente (Figura 1.1). Está conformado por dos sublímites definidos por la densidad de árboles existentes en ellos, el primero es el *Timberline* y el segundo el *Treeline*. Por lo tanto, el LSB no es un límite abrupto, es una zona de transición dada por la densidad arbórea.

Definir los sublímites que conforman el LSB resulta complejo debido al manejo que se hace de los conceptos en la literatura, en donde en muchas ocasiones encontramos equivalencias como *Timberline-Forest line* o *Treeline-Forest line*. Cabe mencionar que el uso de estos términos es de acuerdo al criterio utilizado en el estudio, por lo que resulta complicado hacer una definición puntual de los conceptos clave al estudiar el LSB. Así mismo, la traducción al español sólo sería un acercamiento a lo que se intenta expresar, el hecho de no existir una palabra equivalente, sino un conjunto de al menos 3 términos para expresar las ideas de *Treeline* y *Timberline*, nos llevan a utilizar en este estudio dichos términos tal cual se manejan en inglés. Así mismo, estas definiciones han sido utilizadas en México con anterioridad al estudiar el LSB (Beaman, 1962; Lauer y Klaus, 1975; Lauer, 1978; Körner y Paulsen, 2004; Torres Beltrán, 2013; Franco Corona, 2015) y son de uso generalizado.

*Timberline* es el concepto que se utiliza en esta tesis para referirse al Límite Superior del Bosque de mayor densidad, el cual en muchas ocasiones es maderable y por lo tanto puede ser también un límite forestal; el bosque por debajo de este límite es más o menos cerrado pero a su vez es un continuo de la vegetación arbórea, el crecimiento de los árboles por debajo de este límite es vertical (Beaman, 1962; Lauer y Klaus, 1975).

El *Treeline* es el Límite Superior de los Árboles, y de acuerdo con Körner (2012) es quizá el límite arbóreo más estudiado a escala global. No termina de manera abrupta, es una zona de transición entre el *Timberline* y el *Tree species line*. Los árboles en el *Treeline* pueden tener tallas de hasta 3 metros de altura (Körner, 2012) y de acuerdo con Sveinbjörnsson (2000) este límite es disperso y es la máxima distribución arbórea ubicándose por encima del *Timberline*, ya sea en forma de islas o de manera dispersa. En otros estudios (Körner, 2012) se aborda un tercer concepto, *Tree species line*, que más que un límite son aquellos individuos que se encuentran en las cotas de mayor altitud muy por encima del *Treeline*, es decir, son individuos aislados. Por lo tanto más que un límite (rasgo

lineal) se presenta en forma de individuos dispersos (rasgos puntuales) de manera secundaria respecto a los otros dos límites.

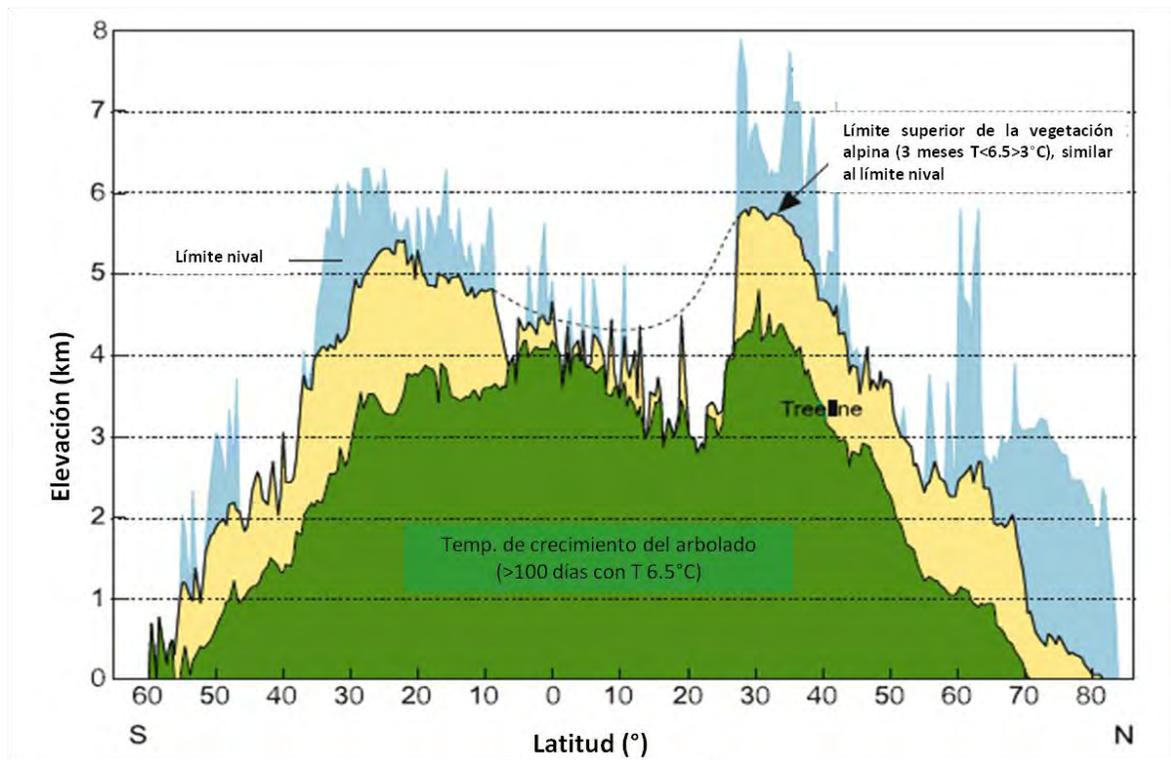


Figura 1.1. Distribución por latitud del *Treeline* en el mundo (Tomada y modificada de Körner, 2012).

Por lo tanto, las zonas o límites de mayor observación son el *Timberline* y el *Treeline* y la visibilidad del *Tree species line* está dada por la escala a la que se esté trabajando.

De acuerdo a lo anterior y considerando los diferentes criterios, en este trabajo se entiende que el LSB es el límite máximo altitudinal al que se establece la vegetación arbórea, y está conformado por dos sublímites:

-*Timberline* o límite del bosque cerrado pero continuo de la vegetación arbórea

-*Treeline* que es el límite superior de los árboles, ya que se encuentran en pequeños grupos o aislados por encima del bosque cerrado.

En su conjunto ambos límites conforman el Límite Superior del Bosque (LSB). Por otro lado, aquellos individuos que logran alcanzar mayores altitudes son considerados como parte del:

-*Tree species line*, formado por árboles aislados ubicados por encima del *Treeline*, más que un límite, son individuos arbóreos que pueden ser visibles en imágenes aéreas como las ortofotos digitales de INEGI y las imágenes satelitales de Google Earth

En el centro de México el LSB y el *Tree Species Line* está compuesto por la especie *Pinus hartwegii* y es uno de los límites a mayor altura en el mundo, alcanzando altitudes en torno a 4,000 msnm.

Durante el siglo XX se ha observado que este límite y su posición son fluctuantes y dinámicos en el tiempo, guardando una estrecha relación con diversas variables climáticas, específicamente con la temperatura. Trabajos como los de Körner y Paulsen (2004) y Körner (2012), han demostrado que a nivel mundial este límite está ascendiendo, colonizando cotas de mayor elevación en respuesta a la variabilidad climática de las regiones. Por esta razón, la posición y dinámica del LSB se consideran buenos indicadores climáticos a escalas decenales, y ahí radica la importancia de su estudio.

El análisis de la fluctuación y dinámica del LSB en México comenzó a ser objeto de estudio desde que Farrington (1897) identificó una movilidad del *Timberline* y del *Treeline* en la ladera oeste del volcán Popocatepetl. Durante el siglo XX Beaman (1962) y Lauer y Klaus (1975) reportan que el LSB se establecía a 4,000 msnm para las montañas del centro de México. Así mismo, en ambos trabajos se llega a la conclusión de que su posición está relacionada con la isoterma de 6°C.

Por otra parte, investigaciones más recientes han comparado multitemporalmente la fluctuación y dinámica de este límite y de la especie que lo conforma, identificando su dinamismo en relación con diversas variables biofísicas. Torres Beltrán (2013) indica que el LSB del volcán Iztaccíhuatl está ascendiendo en respuesta a una variabilidad climática de la región del volcán, lo cual demuestra con un análisis dendrocronológico, a través de un transecto altitudinal en un sector de la montaña, en donde determinó que los individuos más longevos se encuentran en cotas de menor altitud y los más jóvenes, así como los renuevos de *Pinus hartwegii*, se encuentran en altitudes mayores. El LSB para el Iztaccíhuatl fue establecido en  $3,983 \pm 66$  msnm en 1955 por Beaman (1962) y en  $4,013 \pm 83$  msnm para el 2012 por Torres Beltrán (2013).

Franco Corona (2015) identificó en su análisis espacial del LSB del Popocatepetl, que el *Timberline* seguía la misma tendencia que el Iztaccíhuatl, es decir, ascender y colonizar cotas de mayor altitud en respuesta a un cambio regional en la temperatura de la zona del volcán. En 1955 se encontraba a  $3,911 \pm 82$  msnm (Beaman, 1962) y en 1994 a  $3,780 \pm 124$  msnm. En cuanto al *Treeline* es un límite que de 1955 a 2014 permanece bajo y cede en altitud en comparación con el *Timberline*.

Por otra parte, Franco Corona y Torres Beltrán (2016) identificaron en una comparación espacial del LSB del Iztaccíhuatl y el Popocatepetl, y con base en el análisis de las estaciones meteorológicas cercanas a la zona de estudio, que la temperatura es la variable que incide en el establecimiento del LSB de ambos volcanes, en donde se observa que la temperatura regional tiene un ligero ascenso a partir de 1980. Sin embargo, es la dinámica eruptiva actual la que modifica la posición y establecimiento del LSB del Popocatepetl. En este sentido, se observó que el LSB del Iztaccíhuatl siempre ha estado a mayor elevación respecto del Popocatepetl por encontrarse el primero inactivo desde hace varias decenas de miles de años, situación que ha permitido una estabilización del ambiente y ascenso altitudinal de *Pinus hartwegii* en su límite superior (Tabla 1.1).

Popocatepetl			Iztaccíhuatl		
Límite	Media (msnm)	Desviación estándar	Límite	Media (msnm)	Desviación estándar
<i>Timberline 1955</i>	3,734	130	<i>Timberline 1955</i>	3,983	66
<i>Treeline 1955</i>	3,894	101	<i>Treeline 1955</i>	4,005	72
<i>Timberline 1995</i>	3,780	124	<i>Timberline 1993</i>	3,996	72
<i>Treeline 1995</i>	3,886	111			
<i>Timberline 2014</i>	3,772	129	<i>Timberline 2012</i>	4,013	83
<i>Treeline 2014</i>	3,864	115	<i>Treeline 2012</i>	4,072	74

**Tabla 1.1. Altitud media y desviación estándar del *Timberline* y del *Treeline* de los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatepetl (basado en Franco Corona y Torres Beltrán, 2016).**

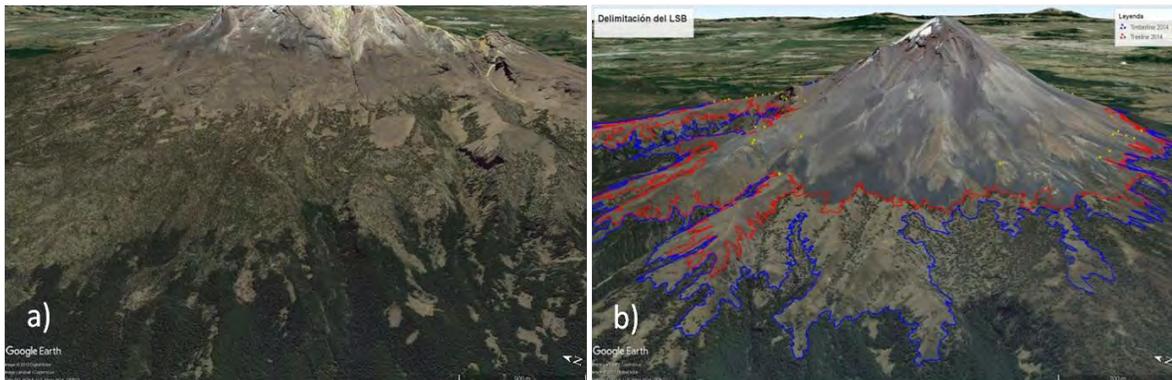
De acuerdo con Harsch y Bader (2011) la baja temperatura en el período de crecimiento de los árboles, es un factor que a nivel global influye en la posición del LSB, al menos en los bosques de coníferas del hemisferio norte. Por lo tanto, se espera que el *Treeline* avance en respuesta al cambio climático específicamente debido a la variabilidad de las temperaturas regionales. No obstante, como se ha mencionado, existen otros mecanismos que controlan el establecimiento y dinamismo del LSB. De manera destacada, las variables geomorfológicas influyen en la posición y configuración del LSB de las montañas. Los procesos geomorfológicos y la topografía del sitio le dan un aspecto y configuración particular al *Timberline* y *Treeline*, adquiriendo distintas formas como consecuencia de los factores locales que controlan el LSB en las montañas.

El **establecimiento** del bosque entonces está relacionado con factores de escala global, como la temperatura, mientras que el **dinamismo** se relaciona con factores más regionales o locales, y son estos factores los que dan una forma característica al *Treeline*. De este modo, el ascenso del LSB

por el incremento de la temperatura (variabilidad climática) es un proceso de escala global, en tanto que los factores de la dinámica ambiental local como la topografía, exposición del sitio, ocurrencia de disturbios o fenómenos puntualizados (deslizamientos, erupciones volcánicas, incendios, etc) influyen en conjunto con la interacción de cambios climáticos, de tal manera que la posición del *Treeline* a escala local es una consecuencia de la interacción de procesos globales y dinámica local. Por lo tanto, **dinamismo** y **establecimiento**, se encuentran estrechamente relacionados.

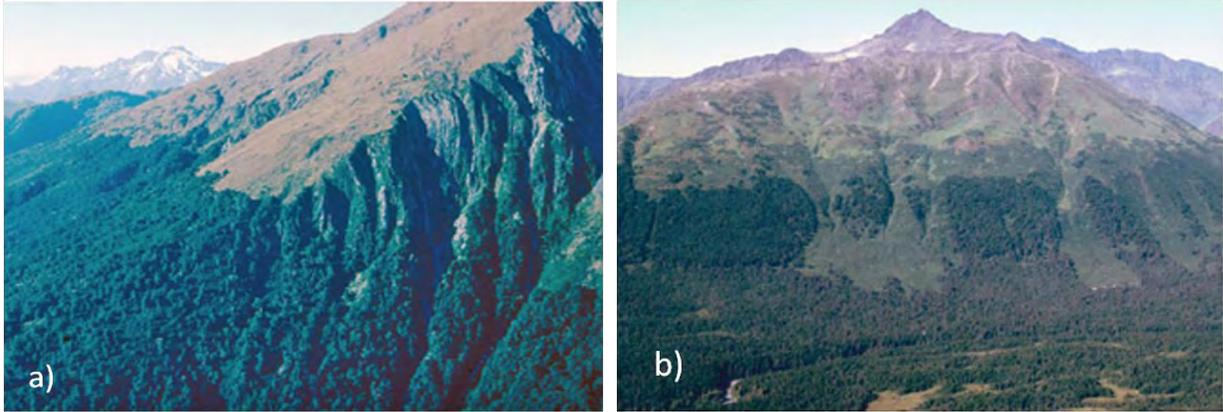
En este sentido se pueden distinguir 4 tipos de *Treeline* con base en su forma:

**1) Difuso**, cuya característica principal es la limitación relacionada con las bajas temperaturas en el período de crecimiento de las especies; este tipo de *Treeline* se caracteriza por una disminución gradual de la altura de los árboles conforme se asciende en altitud (Figura 1.2). En los límites difusos también se observa una disminución en la densidad de los árboles a lo largo del ecotono del *Treeline* que se relaciona con la limitación en la dispersión de semillas y a las bajas temperaturas, propiciando una baja tasa de crecimiento y disminuyendo gradualmente en altitud la cantidad de árboles.



**Figura 1.2.** *Treeline* difuso en montañas del centro de México. a) Volcán Iztaccihuatl en donde se observa una disminución de la densidad arbórea a lo largo del ecotono de *Pinus hartwegii*. b) LSB del Popocatepetl trazado desde Google Earth, se observa la forma difusa y en islas del *Treeline*.

**2) Abrupto**, esta forma se caracteriza por tener un bosque continuo de >3m de altura que limita directamente con la vegetación alpina, en esta forma de *Treeline* los árboles cambian la altura y la densidad drásticamente (Figura 1.3). La forma que adquiere este tipo de *Treeline* está más relacionada con rasgos geomorfológicos que representan un límite para el desarrollo de los árboles.



**Figura 1.3. *Treeline* abrupto en dos montañas del mundo. a) Mount Brewster, Nueva Zelanda. b) *Treeline* abrupto cerca de Anchorage, Alaska (Tomadas de Körner, 2012).**

**3) *Krummholz***, se caracteriza por árboles de tallos múltiples con atrofia ó deformidad severa. El término *Krummholz* se aplica a las formas de crecimiento de tipo arbustivo que se encuentran en el ecotono de vegetación alpina (Holtmeier, 1981). El crecimiento en este tipo de *Treeline* puede ocurrir en parches agrupados (islas) por encima del *Timberline* y más bien definido por la presencia de individuos tipo *Krummholz*, que no cumplen necesariamente con la definición convencional de "árbol", ya que rara vez alcanzan una talla de más de 3 metros y a menudo presentan un carácter arbustivo (Figura 1.4) en cuyo caso la clasificación sería "*Treeline* de *Krummholz*". El *krummholz* se encuentra en sitios con exposición al viento, por lo que el fenómeno de *dieback*<sup>1</sup> es más evidente y la forma de los árboles se da en respuesta a los vientos dominantes. Investigaciones recientes (Harsch y Bader, 2011) han demostrado que a pesar de que el ascenso altitudinal es menos común en esta forma de *Treeline*, se ha observado un desarrollo más vertical del tallo en los árboles, y el reclutamiento de semillas aparentemente se relaciona con mejores condiciones invernales, es decir, temperaturas más óptimas, por lo que colonizar cotas de mayor altitud en respuesta al cambio climático es factible que ocurra en esta forma de *Treeline*, a menos que los factores climáticos locales limiten el desarrollo del tallo y la supervivencia de las semillas no mejore.

<sup>1</sup> En español llamada "muerte regresiva". Es un proceso de muerte en las plantas que se caracteriza porque los tejidos se secan progresivamente desde las puntas de las ramas hacia el interior. Es causada por una variedad de factores estresantes como el viento, la nieve, las heladas, el exceso de radiación, entre otros.

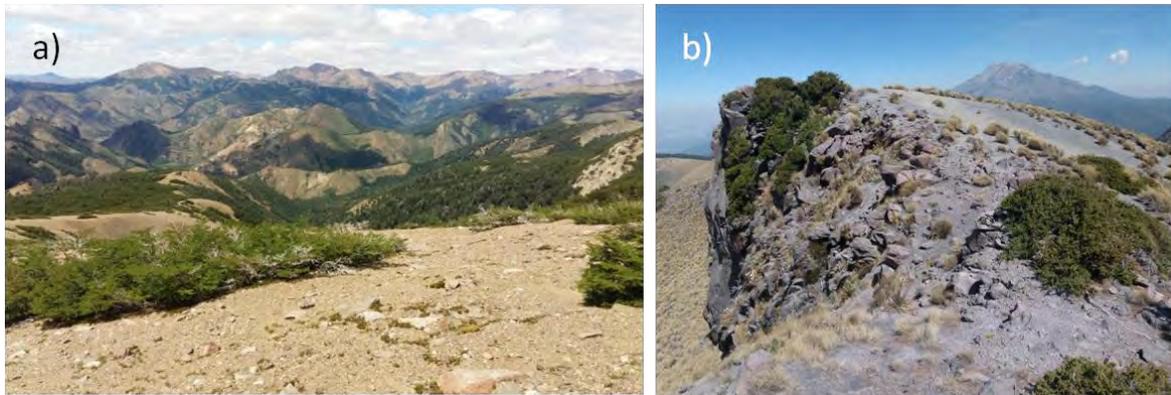


Figura 1.4. Forma de krummholz en el *Treeline* de dos montañas del mundo. a) Cerro Chahuaco, Bariloche, Argentina en donde el *Treeline* en krummholz está compuesto por *Nothofagus pumilio*. b) *Treeline* en krummholz de *Juniperus monticola*, arbusto de alta montaña del volcán Popocatepetl que coexiste con *Pinus hartwegii* en zonas del *Treeline* con afloramientos de roca; al fondo de la fotografía se observa el volcán Iztaccíhuatl.

4) **Islas**, los árboles en este tipo de límite se encuentran en parches agrupados o como tiras lineales (como dedos) de *Krummholz* y se localizan por encima del *Timberline*. La dirección, la forma y el tamaño de las especies son controlados por la mortalidad de la semilla pero también están influenciadas por la topografía del sitio (Figura 1.5). Así mismo, la forma que adquieren los árboles está determinada por el fenómeno *dieback* y como resultado de esto, la estatura del árbol es menor y la muerte regresiva mayor en el lado del barlovento.

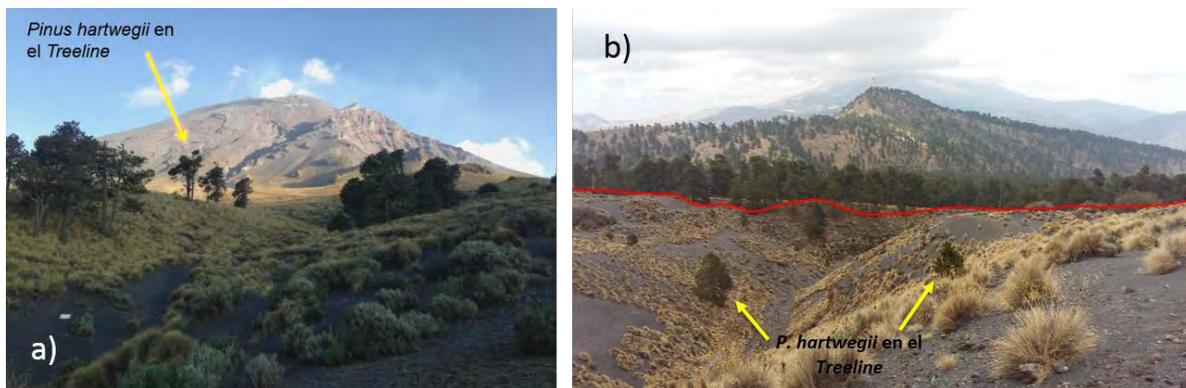


Figura 1.5. Individuos del *Treeline* que se encuentran en islas o aislados, ladera norte del Popocatepetl. a) Vista desde el *Timberline* hacia arriba. b) Vista desde el *Treeline* hacia abajo, en línea roja se observa el bosque cerrado (*Timberline*).

### **1.1.1 Dinámica y características biofísicas del *Timberline* y del *Treeline* de 1994 a 2014**

A partir de 1995 y hasta 2014 en el Popocatepetl hay un descenso generalizado y estadísticamente significativo de 8 m en la altitud promedio del *Timberline*, muy probablemente relacionado con la reactivación y el reciente período eruptivo, ya que los eventos volcánicos han afectado periódicamente a los individuos del LSB. Este descenso concuerda con las propuestas de Franco Corona y Torres Beltrán (2016) de que es la dinámica eruptiva actual la que controla el LSB del Popocatepetl influyendo en su posición y establecimiento.

Por otro lado, en el Popocatepetl son los factores de escala global como la temperatura lo que determina la forma del LSB, en tanto el dinamismo del *Timberline* y del *Treeline* se asocian a factores geomorfológicos y en este caso volcánicos, es decir, factores de escala más local, que han modificado la posición y configuración del LSB del volcán. Con base en Harsch y Bader (2011) se ha identificado que la forma que adquiere el *Treeline* del Popocatepetl es debida a la influencia de dichos factores, presentándose *Treelines* de tipo abrupto, difuso y en islas según el sector de la montaña que se analice. Es abrupto dado que la variación del LSB se relaciona con la topografía del volcán; por ejemplo, en la ladera NW se encuentran la cresta Yolochochitl y la barranca Nexpayantla, en esta ladera el *Treeline* y el *Timberline* terminan de manera abrupta y la posición del LSB es variada ocasionada por las pendientes escarpadas y los acantilados. Por otro lado, el LSB en el volcán también es difuso, ya que la altura y densidad del arbolado disminuyen a través del ecotono del *Timberline*. Por último se presenta la forma de islas, es decir de arbolado disperso por encima del *Timberline*. En la ladera oeste por ejemplo, la granulometría, la naturaleza xérica y la inestabilidad de los depósitos de ceniza volcánica determinan la baja altitud del *Timberline* restringiendo la colonización de árboles en cotas de mayor elevación (Beaman, 1962) por lo que el arbolado se encuentra disperso en gran parte del depósito de cenizas sin formar un bosque continuo.

Sin embargo, es importante mencionar que el descenso del LSB de 1995 a 2014 identificado por Franco Corona (2015) es generalizado, es decir, es un promedio obtenido para todas las laderas del volcán (Tabla 1.2 y Figura 1.6). No obstante, en una comparación a escala detallada acerca del dinamismo del *Timberline*, se pudo observar que el descenso es más drástico en algunos sectores de la montaña. Por lo tanto, de 1955 a 2014 no ha habido una tendencia unidireccional en el comportamiento del LSB del Popocatepetl.

Límite	Media (msnm)	Desviación estándar	Error estándar	Máximo	95% de intervalo de confianza	
					Límite superior	Límite inferior
<i>Timberline</i> 1955	3734	130	1.18	4073	3737	3731
<i>Treeline</i> 1955	3894	101	1.37	4106	3897	3891
<i>Timberline</i> 1995	3780	124	1.16	4063	3781	3777
<i>Treeline</i> 1995	3886	111	1.74	4123	3890	3883
<i>Timberline</i> 2014	3772	129	1.21	4066	3774	3769
<i>Treeline</i> 2014	3864	115	1.36	4099	3867	3861

Tabla 1.2. Promedios obtenidos de la altitud del LSB en el Popocatepetl en 1955, 1995 y 2014 (Tomado de Franco Corona, 2015).

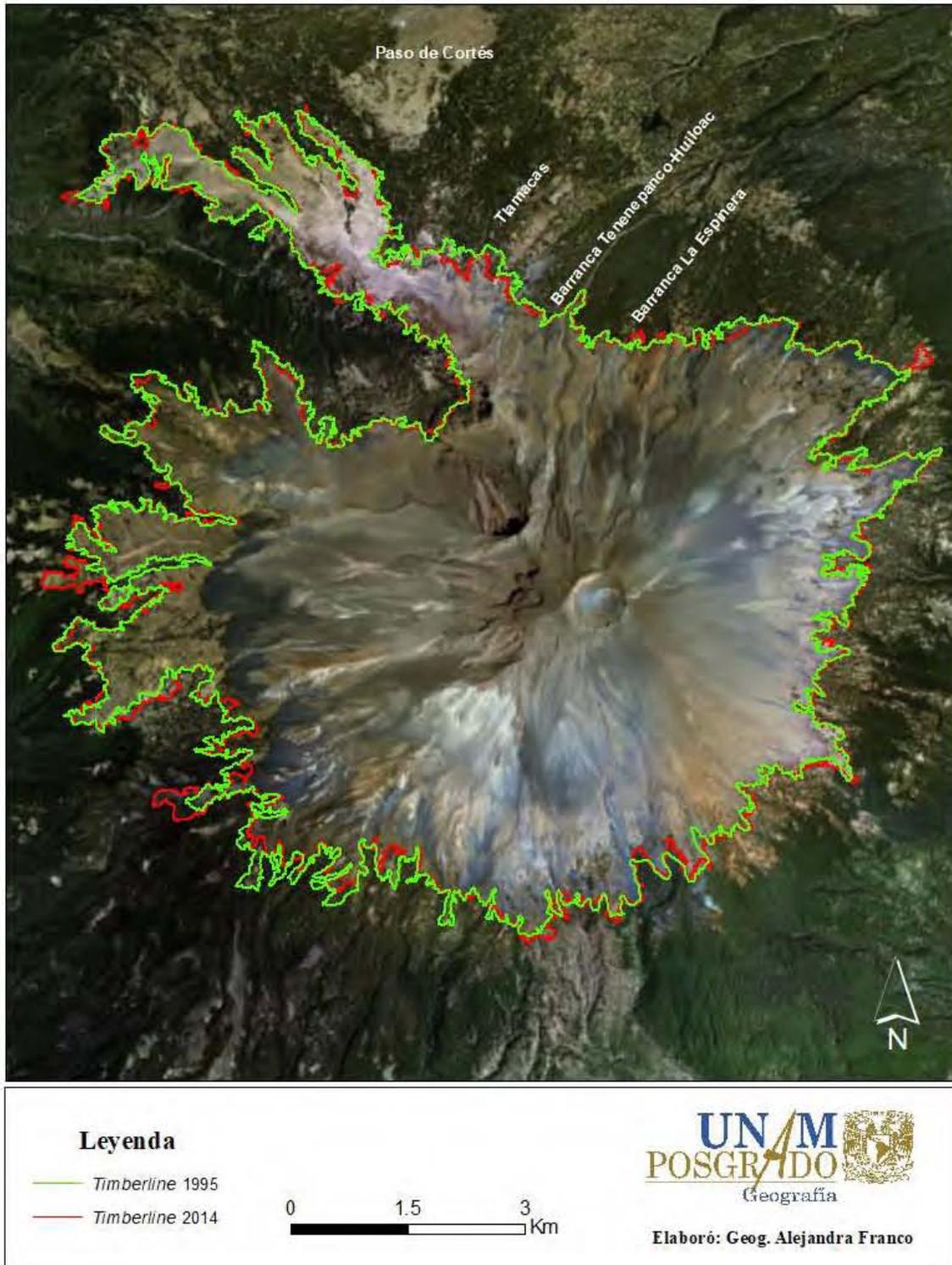


Figura 1.6. Trazo del *Timberline* del Popocatepetl en 1995 y 2014 .Se puede observar un cambio ligero en algunas laderas del volcán. Imagen de Google Earth de abril de 2014.

A grandes rasgos, el *Timberline* presenta un ascenso general de 1955 a 1994, y un ligero descenso (8 m) entre 1995 y 2014, que coincide con la reciente etapa de actividad eruptiva. El *Treeline* registra un descenso más pronunciado entre 1995 y 2014 (22 metros). Cabe mencionar que los cambios altitudinales observados en el LSB del Popocatepetl son estadísticamente significativos en 0.05 ya que tienen un nivel de significancia del 0.000 (Franco Corona, 2015).

Continuando con Franco Corona (2015) se encontró que en el Popocatepetl, los mayores niveles de altitud del LSB se dan en las laderas con exposición al sur, así como en las orientadas al este. Así mismo, el *Timberline* tiene cierta afinidad con laderas de pendiente baja. En cambio el *Treeline* muestra una relación positiva (aunque baja) con la pendiente. De manera general, el *Timberline* prefiere las laderas menos escarpadas en comparación con el *Treeline* en donde los individuos arbóreos prefieren laderas inclinadas, lo que explica la manera dispersa de su posición.

Otras variables como la radiación solar tienen una correlación negativamente débil con la altitud del LSB. En general, la relación negativa es difícil de interpretar, pues sugiere que a menor radiación solar mayor altitud del LSB. La correlación entre la acumulación del flujo de agua y la altitud del *Treeline* y del *Timberline* es muy baja en todos los casos, sugiriendo que el LSB depende poco de esta variable, lo cual es coherente con la muy baja correlación encontrada entre la altitud del LSB y la morfología de laderas (Franco Corona, 2015).

Siguiendo a Franco Corona (2015) en el *Treeline* se ha encontrado de 1995 a 2014 un descenso significativo de 21 metros (3,820 a 3,799 msnm) en el NW del volcán y un aumento de 23 m en el sur del volcán. En cuanto al *Timberline* el descenso se da en el NE del volcán con 52 m y el ascenso en 22 m en esta misma ladera.

En observaciones preliminares dendrocronológicas realizadas entre 2014-2015 en campo, se observó que la ladera norte, a pesar de ser de las más afectadas por la dinámica volcánica actual, hay individuos de *Pinus hartwegii* que superan los 20 años de edad. Aparentemente los individuos del *Timberline* se han mantenido estables, en tanto que individuos del *Treeline* parecen no ser afectados, pues tienden a colonizar rápidamente los depósitos recientes de lahares, continuando un ascenso de este límite del Popocatepetl para el sector norte.

## 1.2 Dendrocronología como técnica de estudio

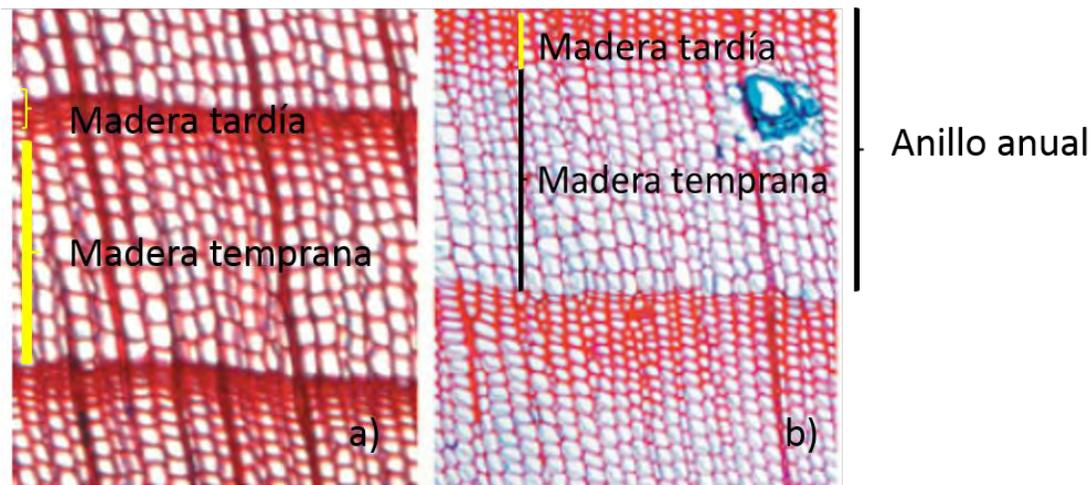
La palabra "dendrocronología" se deriva del griego, donde "dendros" significa árbol, "cronos" tiempo y "logos" conocimiento. Por lo tanto, la dendrocronología es la técnica que se encarga del estudio y conocimiento de la edad de los árboles, implicando el tiempo y la asignación de fechas a los acontecimientos particulares (Fritts, 1976; Villanueva *et al.*, 2004). Así mismo y de acuerdo con Stokey y Smiley (1996) la dendrocronología es el estudio de la secuencia cronológica de los anillos de los árboles, que es posible por el hecho de que en muchos árboles el crecimiento anual es visible a través de sus anillos en una sección transversal, presentándose variaciones en su tamaño.

En las gimnospermas (plantas que no producen flores), es decir, las coníferas, el crecimiento de los anillos están formados por traqueidas, que son células orientadas verticalmente con paredes celulares relativamente lignificadas (Villanueva *et al.*, 2004). Las traqueidas a lo largo de la porción interna del anillo son anchas y con paredes celulares delgadas. Las células anchas forman la madera temprana (madera de primavera) que en consecuencia tiene una tonalidad más clara, es de baja densidad y de constitución porosa. En alguna sección de la parte media del anillo, las traqueidas se vuelven más planas, con paredes gruesas y de tonalidad más oscura, a esta sección se le denomina madera tardía o madera de verano, que se forma en la segunda mitad del período de crecimiento de las especies (Figura 1.7). La transición entre madera temprana y tardía puede ser gradual en algunas especies y abrupta en otras. En su conjunto, la madera temprana y la madera tardía forman un anillo de crecimiento anual. Por lo tanto, el contraste entre la madera tardía de un año y la temprana del año siguiente es lo que delimita un anillo de crecimiento anual.

Las variaciones en el ancho de algunos de los anillos de crecimiento de los árboles se relacionan con la influencia de la dinámica climática y con las condiciones más locales y regionales del sitio en donde se desarrollan y crecen (Villanueva *et al.*, 2004).

De acuerdo con Fritts (1976) estos patrones de anillos anchos y estrechos se pueden observar no sólo en los árboles vivos de un sitio sino también en individuos arbóreos que crecen en zonas aledañas. Por ejemplo, la secuencia anual de clima favorable y desfavorable en el arbolado es registrada en un patrón de anillos de crecimiento en un gran número de árboles de cierta zona. Por lo tanto, analizando los anillos de crecimiento como información climática se puede obtener una visión de cómo ha sido el clima en el pasado. A esto se le conoce como dendroclimatología.

En México, el uso de la dendrocronología es relativamente reciente, y a pesar de que es cada vez más frecuente, se ha aplicado sobre todo para reconstrucciones paleoclimáticas, para analizar patrones de circulación atmosférica global que afectan al país en una escala más regional como el ENSO (por sus siglas en inglés) y para determinar el impacto ecológico de los incendios. Estos enfoques han buscado ampliar el conocimiento de los árboles sensibles al clima. La mayoría de estas investigaciones se han enfocado en realizar cronologías para desarrollar reconstrucciones históricas de precipitación y flujos de agua en regiones del norte y noreste de México (Villanueva *et al.*, 2004).



**Figura 1.7. Madera tardía y madera temprana observadas desde su estructura celular en dos especies de pino. a) *Picea abies* y b) *Pinus cembra*, en ambas se puede observar la estructura celular de lo que conforma un anillo de crecimiento anual (Tomadas y modificadas de Stoffel y Bollschweiler, 2008).**

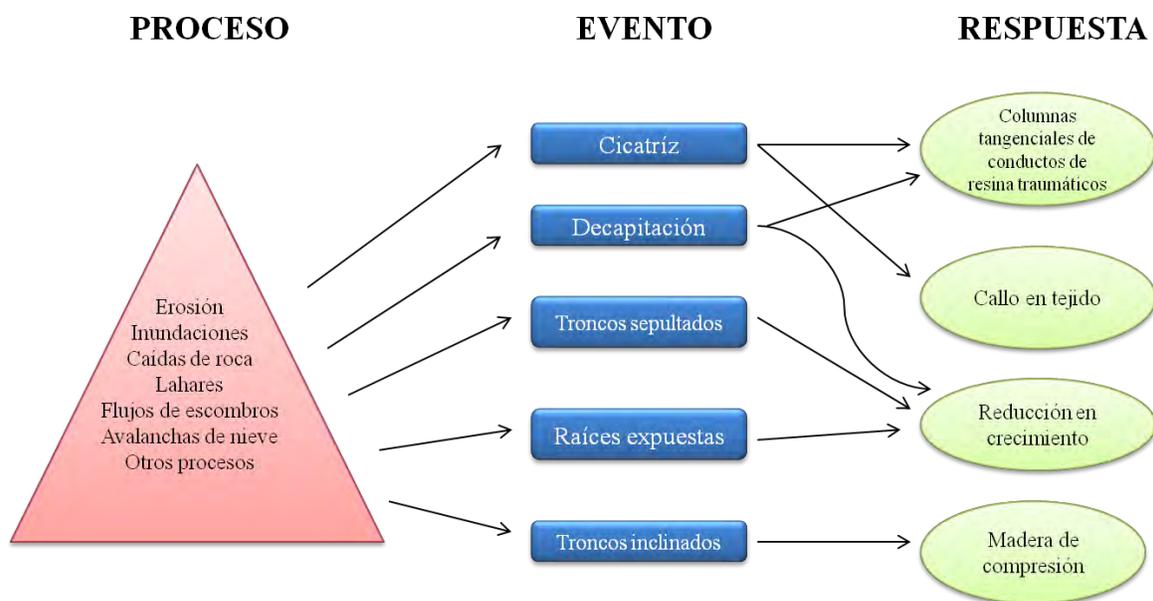
La dendrocronología es una técnica de la cual se puede obtener información invaluable por el registro en los anillos de los árboles. Estudios con esta perspectiva y más particularmente, para evaluar procesos y fenómenos geomorfológicos recientes, es decir, con un enfoque dendrogeomorfológico, nos brindan excelentes resultados, a bajo costo y con un rango de error aceptable.

### **1.2.1 Dendrogeomorfología y su relación en el estudio de la vegetación**

La dendrogeomorfología es un enfoque de la dendrocronología que inició en 1971 con Alestalo (citado en Stoffel y Corona, 2014) quien relacionó los daños causados en los árboles como consecuencia de procesos geomorfológicos, con ciertos patrones en sus anillos de crecimiento. Bajo este supuesto se define a la dendrogeomorfología como la técnica que estudia la relación entre los

procesos geomorfológicos y los anillos de crecimiento de los árboles (Shroeder, 1980) aplicando principios ecológicos y dendrocronológicos en el estudio de procesos geomorfológicos (Villalba, 2000) y se encarga de identificar y fechar dichos procesos a partir de los disturbios en los anillos de crecimiento (Franco Ramos, 2014).

Esta disciplina se basa en el principio de Shroeder (1980) según el cual a partir del sistema **proceso-evento-respuesta** (Figura 1.8) se pueden datar y reconstruir eventos geomorfológicos de un sitio, con exactitud y precisión anual o estacional en los últimos cientos de años (Franco Ramos, 2014). Este principio es útil en la gestión de información ya que cualquiera de esos eventos puede producir una o más respuestas de crecimiento, la mayoría de las cuales puede ser fechada con precisión, ya que la información dendrocronológica tiene carácter de datación absoluta con un nivel de resolución anual, o en ciertos casos estacional (Villalba, 2000). Los eventos geomorfológicos afectan a los individuos arbóreos y esto produce variaciones en el crecimiento (Stoffel *et.al.*, 2008).



**Figura 1.8.** Esquema en donde se describe el sistema “proceso- evento- respuesta” utilizado en dendrogeomorfología (Tomado y modificado de Franco Ramos, 2014)

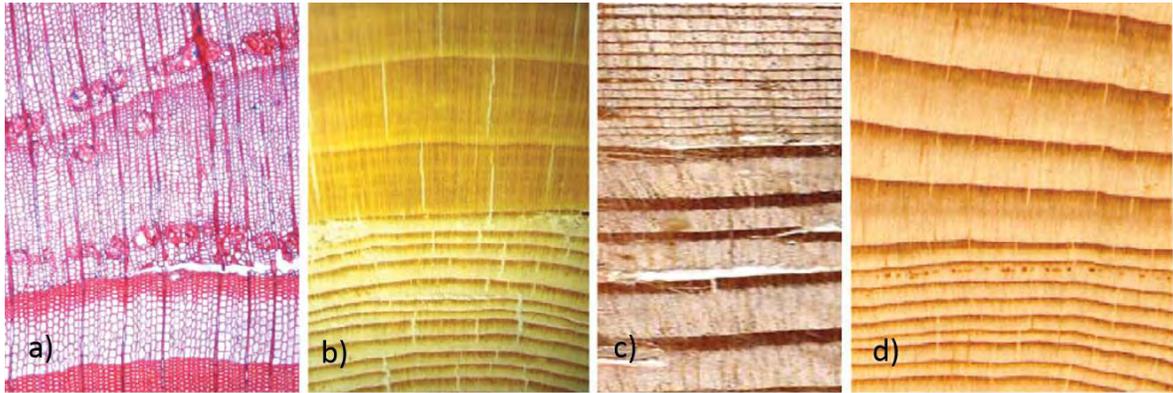
La dendrocronología aplicada a la geomorfología empieza a ser utilizada recientemente en México para fechar y analizar procesos geomorfológicos y formas del relieve (Franco Ramos, 2009).

De acuerdo con Shroeder (1980) la vegetación ante un evento geomorfológico puede verse afectada después de ocurrido el evento. Los árboles pueden inclinarse, presentar cortes o decapitación, ser golpeados, enterrados, quedar con las raíces expuestas, entre otros efectos visibles. Se pueden

producir una o más respuestas que pueden ser perceptibles en los anillos de crecimiento de los árboles.

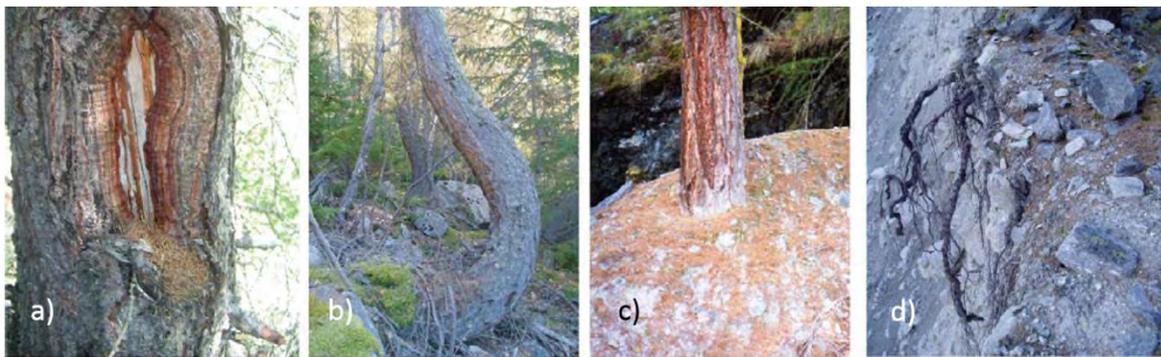
Así mismo, un árbol que ha sido impactado por un evento, fisiológicamente puede generar una o más respuestas reflejadas en el crecimiento (Figura 1.9), por lo que la mayoría de estos eventos pueden ser fechados con precisión. Algunas de las señales que los árboles generan en sus anillos son:

1. **Cicatrices de impacto:** provocadas como consecuencia de un evento geomórfico (flujos de escombros, avalanchas de nieve, procesos de ladera, lahares, entre otros) que ocasiona una lesión o herida externa en el árbol y que posteriormente se ve reflejado en el segmento lesionado y en los anillos de crecimiento.
2. **Madera de reacción:** en las coníferas, los árboles inclinados como consecuencia de un disturbio comienzan a formar leño de reacción en la madera, denominado leño de compresión. Este leño se forma en aquella cara del fuste orientado hacia abajo (crecimiento hipotrópico).
3. **Supresión del crecimiento:** es una consecuencia del evento, los anillos subsecuentes a él serán angostos dada la limitada disponibilidad de nutrientes y agua, entre otras cosas.
4. **Liberación en el crecimiento:** debido a un disturbio el crecimiento aumenta por la generación del leño de compresión. Mientras que en la cara afectada, se observa el impacto del evento dado por un decremento en el crecimiento.
5. **Filas tangenciales de ductos de resina traumáticos (TRD por sus siglas en inglés):** debido a la lesión se producen ductos de resina traumáticos, extendiéndose tanto de manera tangencial como axial desde la lesión a pocos días de producido el evento.
6. **Terminación del anillo y nuevo crecimiento calloso:** para minimizar el daño, después de una lesión, el árbol lesionado casi de inmediato comienza con la producción de tejido calloso, células de cambium que crecen al borde de la lesión con el propósito de curar la herida por completo. Dicha curación dependerá en gran medida de la tasa de crecimiento anual, la edad del árbol y el tamaño de la cicatriz (Stoffel y Boschweiller, 2008).
7. **Cambios estructurales y morfológicos diversos en la madera externa o interna:** los procesos geomorfológicos y la intensidad de éstos pueden generar diversas reacciones en el crecimiento, tanto en el tallo como en las raíces expuestas, decapitación, inclinación o enterramiento del tallo, entre otros.



**Figura 1.9.** Estructuras celulares en donde se observan disturbios a) Filas tangenciales de ductos de resina traumáticos. b) Después de la inclinación los árboles forman leño de reacción y se observa un cambio en la coloración de la madera. c) Al reducirse el suministro de agua y nutrientes se producirá una reducción repentina y abrupta en el crecimiento anual a partir del disturbio. d) Algunos árboles pueden reaccionar con un incremento óptimo al morir sus árboles vecinos, por lo que tendrán menos competencia y el crecimiento se verá reflejado en anillos de crecimiento más anchos (Tomado de Bollschweiler y Stoffel, 2010).

Cabe mencionar, que los procesos geomorfológicos también pueden matar a los árboles en el paisaje y dejar intactos árboles aledaños o vecinos. Este fenómeno de coexistencia de árboles afectados o no, vivos o muertos, se puede observar con caídas de roca, flujos de escombros, lahares, deslizamientos y avalanchas de nieve (Figura 1.10).



**Figura 1.10.** Impactos visibles en árboles consecuencia de un flujo de detritos a) Cicatriz de impacto por el material transportado. b) La presión del flujo puede inclinar el árbol. c) El material del flujo se deposita alrededor del árbol sepultándolo. d) La movilización del material en conjunto con la erosión deja expuestas las raíces de los árboles (Tomado de Bollschweiler y Stoffel, 2010).

En este trabajo y con un enfoque dendrocronológico y dendrogeomorfológico se pretende caracterizar el impacto de la actividad volcánica reciente del Popocatepetl, es decir, a partir de 1994 en individuos de *Pinus hartwegii* pertenecientes al *Timberline* y al *Treeline* y determinar así el efecto de la dinámica volcánica en el LSB. Así mismo, se realizará una cronología de referencia con árboles aparentemente no afectados por procesos volcánicos, y fechar así con precisión los eventos generados por la actividad eruptiva del Popocatepetl.

Para ello se replicarán las técnicas reseñadas desde Fritts (1976), Stokes y Smiley (1968), por Stoffel y Bollschweiler (2009) y Stoffel y Corona (2014).

### **1.2.2 Antecedentes de estudios dendrocronológicos y dendrogeomorfológicos en México con *Pinus hartwegii***

La especie de *Pinus hartwegii* es una conífera que constituye el LSB de México y desarrolla anillos anuales bien definidos, habiéndose demostrado su potencial dendrocronológico y dendrogeomorfológico en diversos estudios.

Biondi *et al.* (2003) identifican la erupción del volcán de Colima de 1913 por los disturbios en anillos de crecimiento de la especie en cuestión. Biondi y Hartsough (2010) utilizan la especie para relacionar el crecimiento promedio anual de los anillos y su relación con la precipitación de Junio, en el volcán de Colima.

Franco Ramos (2009) utiliza la dendrocronología en tres especies de pino -incluyendo *Pinus hartwegii*- para datar la edad y dinámica de los barrancos en la ladera norte del volcán Popocatepetl. La misma especie ha sido utilizada para datar caídas de rocas en el volcán Cofre de Perote por Franco Ramos (2014), aplicando con ello un enfoque dendrogeomorfológico.

Bollschweiler *et al.* (2010) realizan un estudio dendrogeomorfológico en la barranca Huiloac del Popocatepetl, entre los 3,800 a los 3,150 msnm, donde reconocen eventos laháricos históricos y recientes analizando para ello *Abies religiosa*, *Pinus hartwegii* y *Pinus ayacahuite*.

Biondi y Hartsough (2010) utilizan la especie para relacionar el crecimiento promedio anual de los anillos y su relación con la precipitación de Junio, en el volcán de Colima.

Por su parte, Jasso Flores (2014) emplea la dendrocronología en *Pinus hartwegii* relacionando el ancho de anillo de la especie con los pisos de vegetación en un gradiente altitudinal en el Parque Nacional Izta- Popo Zoquiapan.

Otro enfoque de la dendrocronología que ha sido utilizado para el análisis de las erupciones volcánicas es la dendroquímica. Sheppard *et al.* (2008) exploran esta técnica en otra especie de pino con el propósito de conocer los efectos de la actividad volcánica en los árboles, identificando no sólo disturbios en el ancho de anillos de crecimiento, sino cambios en la concentración de azufre y fósforo asociados a las emisiones de cenizas del volcán Parícutín de 1943.

Así mismo, Cruz-Muñoz *et al.* (2008) realizan un análisis de dendroquímica en árboles de Paso de Cortés (entre el volcán Popocatepetl e Iztaccíhuatl) para identificar la variación en la composición de las concentraciones de fósforo, azufre y potasio, asociados a emisiones del Popocatepetl. Estudios de dendroquímica en ambientes volcánicos activos se pueden utilizar para obtener la composición elemental de los anillos de los árboles y tabular las variaciones de concentración en los anillos a través de los años (Cruz-Muñoz *et al.*, 2008), por lo que la dendroquímica puede utilizarse para identificar y datar erupciones volcánicas del pasado reciente y más remoto.

Villanueva *et al.* (2013) han desarrollado una red dendrocronológica para *Pinus hartwegii*, la cual está integrada por 2 cronologías regionales, una para el centro y otra para el noreste del país, realizando con ello reconstrucciones dendroclimáticas explorando la causa de la variabilidad hidroclimática histórica como consecuencia del fenómeno ENSO.

Astudillo Sánchez *et al.* (2016) realizó una cronología con *Pinus hartwegii* que cubre 308 años (1705-2012) y es una de las más longevas obtenidas para esta especie de pino. Así mismo, demuestra en su estudio que esta especie y su crecimiento radial está estrechamente relacionada con el clima, por lo que destaca la vulnerabilidad potencial de esta especie ante el cambio climático, situación que demuestra lo establecido por Körner y Paulsen (2004) y Körner (2012) respecto al impacto en las comunidades vegetales y su LSB.

Cerano Paredes (2017) realizó una relación clima-incendios para caracterizar la frecuencia de estos eventos de manera histórica en México estableciendo un régimen de ocurrencia, y una de las especies que utilizó fue *Pinus hartwegii*.

El potencial dendrocronológico de la especie ha sido demostrado con aplicaciones desde diferentes perspectivas. Así mismo, el potencial dendrogeomorfológico es factible, habiéndose aplicado la dendrocronología con un enfoque a la geomorfología en muy pocos estudios, por lo que este trabajo busca contribuir aún más a las cronologías generadas hasta ahora en *Pinus hartwegii* y seguir fomentando de manera general el desarrollo de estudios con un enfoque dendrocronológico y dendrogeomorfológico en México.

### 1.3 La vegetación en ambientes volcánicos activos

*Pinus hartwegii* es la especie que compone el LSB del Popocatepetl, coexiste a su vez con otras comunidades vegetales (en altitudes superiores) como lo son los zacatonales o vegetación tropoalpina, así como con otras especies de pino (principalmente *Pinus moctezumae*) y con oyamel (*Abies religiosa*) en altitudes inferiores.

Estas comunidades se han visto afectadas por los fenómenos volcánicos característicos de la dinámica eruptiva reciente del Popocatepetl, como son: caída de ceniza, flujos piroclásticos y lahares, mismos que han incidido en la configuración y emplazamiento del *Timberline* y del *Treeline* del volcán.

Rangel Ríos (2011) menciona que los fenómenos volcánicos representan un disturbio catastrófico al ocasionar un cambio total en la estructura de una comunidad por la destrucción de los elementos bióticos y abióticos del paisaje afectado. No obstante, propician el inicio de la sucesión primaria, es decir, la creación de nuevos sustratos de suelo y el crecimiento pionero de plantas. Para que esto suceda, es indispensable que existan condiciones óptimas de humedad, temperatura, radiación solar, así como de nutrientes en el suelo para que las semillas germinen. La fuente de semillas puede provenir de las plántulas preexistentes al disturbio, así como del resto de la vegetación que no murió durante él.

Siguiendo a Rangel Ríos (2011), los disturbios provocados por erupciones volcánicas dañan la composición y la estructura de las comunidades vegetales en función de la intensidad y del área afectada. Por lo tanto, la tasa de recuperación de las comunidades vegetales y su recubrimiento o recolonización en ambientes volcánicos activos dependerán del fenómeno volcánico, del impacto y de la intensidad del mismo, así como de variables biofísicas como las climáticas y de los componentes abióticos que afectan localmente al sitio.

La temperatura y la humedad condicionan o limitan el rápido crecimiento de la vegetación. Se sabe que elevadas cantidades de humedad y temperaturas altas benefician el desarrollo temprano de las plantas, y por esta razón la sucesión es rápida en áreas volcánicas tropicales y lenta en elevadas altitudes y latitudes, así como en zonas áridas y semiáridas (Rangel Ríos, 2011). No obstante, estos factores biofísicos que pueden limitar el crecimiento de la vegetación son locales, y se necesitan más investigaciones al respecto.

Los fenómenos volcánicos influyen en la colonización de la vegetación y en la rapidez con la que ésta puede ocurrir. Por esta razón la sucesión primaria es lenta en las lavas, misma que puede

mejorar si hay depositación de ceniza y acumulación de materia orgánica dado que el material más fino ayuda al desarrollo de las plantas. Los piroclastos y el contenido de tefra resultan poco favorables para que la sucesión ocurra, debido a la limitada retención de agua, la pobreza de nutrientes y por la inestabilidad. Por otra parte, los lahares, quizá son de los fenómenos más destructivos, ya que configuran por completo el paisaje, desproveen de nutrientes a la zona al sepultar al suelo preexistente (Rangel Ríos, 2011).

Destacan como trabajos pioneros para México y el mundo los de Egger (1948, 1959, 1963, 1969), quien estudió el impacto de la caída de ceniza en las comunidades vegetales y la sucesión primaria alrededor del volcán Parícutín durante y después de la actividad eruptiva (1943-1952).

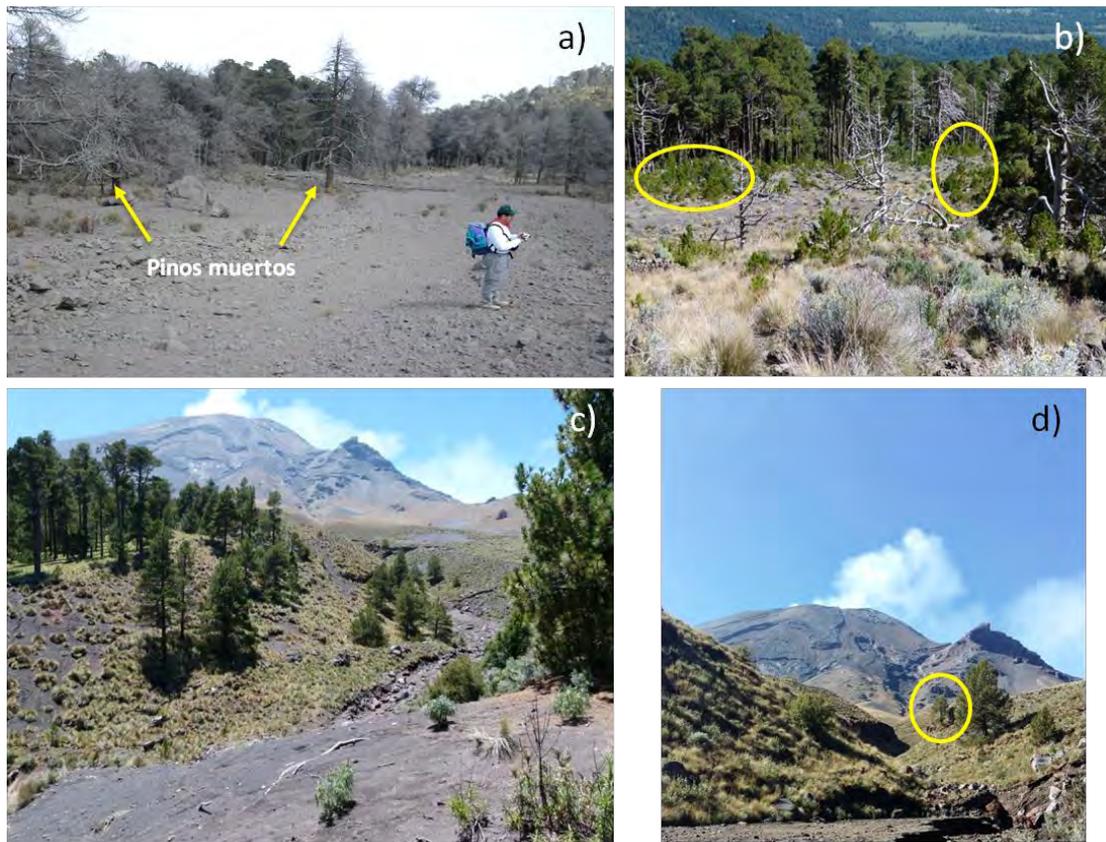
En el volcán Popocatepetl han ocurrido dos lahares (1997, 2001) en esta reciente fase eruptiva iniciada en diciembre de 1994, misma que ha sido muy dinámica y fluctuante. Estos fenómenos afectaron la ladera Norte del volcán y se desplazaron por la barranca de Tenenepanco-Huiloac afectando severamente a la vegetación que en ella se encontraba. Así mismo, un flujo piroclástico ocurrido en enero de 2001 en el mismo sector del volcán, afectó la barranca La Espinera y a la vegetación aledaña a la zona (Figura 1.11 a y b).

El impacto provocado por fenómenos volcánicos frecuentemente amenaza a la vegetación y a los ecosistemas dañándolos esporádicamente. Al analizar la dinámica del LSB en un ambiente volcánico activo se da por hecho que existe un impacto negativo en la vegetación al estar cediendo a los diversos fenómenos eruptivos. En este sentido, algunos estudios se han enfocado a explorar las primeras etapas de sucesión de las plantas después de un disturbio o perturbación a pequeña escala. Sin embargo, aún son pocos los trabajos que existen en México al respecto. Rangel Ríos (2011), Barba Escoto (2014) y García Romero *et al.* (2015) han demostrado una rápida recolonización de la vegetación en la barranca Tenenepanco-Huiloac afectada por los fenómenos laháricos en la ladera norte del Popocatepetl. Al analizar la dinámica del LSB Franco Corona (2015) sugiere que si bien hay un retroceso del *Timberline* y del *Treeline* desde 1994, éste es diferenciado en toda la montaña, por lo que el bosque y su LSB aparentemente tienen una capacidad de recuperación rápida. Por esta razón es importante realizar estudios e investigaciones que profundicen el impacto local de la dinámica eruptiva en la vegetación de ambientes volcánicos activos.

Así mismo, se ha observado que sobre depósitos de lahar existe una rápida recolonización de diversas especies, entre ellas, *Pinus hartwegii*. Rangel Ríos (2011) destaca que después de los lahares de 1997 y 2001 en el Popocatepetl, las primeras plantas se establecieron y crecieron en microsítios que proporcionaban alguna protección física, facilitando con ello el aumento de los

recursos orgánicos disponibles. Por otro lado, la colonización fue muy lenta en los sitios que estaban aislados y en aquellos afectados por los lahares.

Dicho lo anterior se puede decir que la colonización de la vegetación y de nuevos individuos arbóreos en el LSB está influida por la geomorfología del sitio y la dinámica del mismo. García Romero *et al.* (2015) sugieren que la colonización temprana y los procesos de la sucesión primaria dependen de la litología y la morfología de los depósitos de lahar, y observan que después de 10 años de ocurrido el lahar de 2001 existía un desarrollo significativo de la vegetación en la barranca de Tenenepanco-Huiloac (Figura 1.11 c y d).



**Figura 1.11. Efectos de la actividad eruptiva del Popocatépetl en el LSB a partir de 1994. a) Borde de la barranca La Espinera al norte del volcán, la fotografía es de enero de 2005 y muestra algunos individuos muertos por el flujo piroclástico de enero de 2001 (señalados en amarillo) en el LSB del volcán. b) Pinos muertos por el flujo de 2001 que coexisten con los nuevos individuos que han recolonizado las superficies del flujo (círculos amarillos) en la barranca La Espinera. c) Barranca Tenenepanco-Huiloac al norte del volcán, en donde se observan individuos de *Pinus hartwegii* de diferente edad que sobrevivieron a los lahares de junio de 1997. d) Recolonización sobre depósitos recientes de lahar en la barranca Tenenepanco-Huiloac (círculo amarillo).**

No obstante, el crecimiento y colonización de la vegetación se verá limitado por aspectos propios del desarrollo edáfico como la disponibilidad de nutrientes en el suelo, la pedregosidad, la disponibilidad de luz, entre otros. En este sentido, el emplazamiento de los materiales, la estabilización de un ambiente luego de un disturbio y el tiempo que ello conlleve, así como la existencia de una capa de suelo más profunda, propiciarán el desarrollo de los procesos pedogenéticos, la acumulación de nutrientes, aumentando con ello las posibilidades de sostener una comunidad vegetal más compleja (Rangel Ríos, 2011).

El material aportado por los lahares parecer haber sido destructivo en un sentido mecánico. Sin embargo, la colonización en la barranca de Tenenepaco-Huiloac sugiere que los recursos son abundantes y que la diversidad depende no de la adaptación a las restricciones sino de la habilidad de proveerse de recursos. Las características de la vegetación adyacente a los lahares en la barranca muestran que los elementos dominantes son *Abies religiosa* y *Pinus sp.* (Barba Escoto, 2014).

A pesar de que el crecimiento y colonización de los individuos de pino puede verse limitado por su posición geomorfológica, por la dinámica dentro de la barranca, así como por la inestabilidad de las laderas, tal parece que al disminuir la actividad eruptiva del Popocatepetl, se podrían estar generando las condiciones propicias para el crecimiento de *Pinus hartwegii* y de otras especies vegetales.

En su nuevo entorno los árboles sobrevivientes no lesionados ante un evento, tienen menos competencia, más luz, disponibilidad de nutrientes y agua, y probablemente comenzarán a producir anillos de crecimiento más grandes. Sin embargo, varias observaciones indican que esta liberación en el crecimiento en los árboles supervivientes puede ser retrasada y por lo tanto esta reacción no siempre se puede utilizar para fechar o datar eventos pasados con precisión anual (Stoffel *et al.*, 2008).

De acuerdo con Rangel Ríos (2011) los individuos sin competencia en el sector Norte del Popocatepetl podrían ser el bosque de oyamel y pino, que serán las comunidades clímax que aportarán las semillas de las especies colonizadoras. Si el crecimiento de las plantas en la barranca Tenenepanco-Huiloac no es interrumpido por un nuevo disturbio natural o antrópico, se esperaría que en 100 años exista un bosque joven de oyamel y pino en el fondo de la barranca por las características en la fase de colonización de esos paisajes laháricos.

Por último, es importante hacer una estimación de la *écesis* (período de germinación de las plantas sobre superficies nuevas) de *Pinus hartwegii* en su LSB ya que proporcionaría información acerca

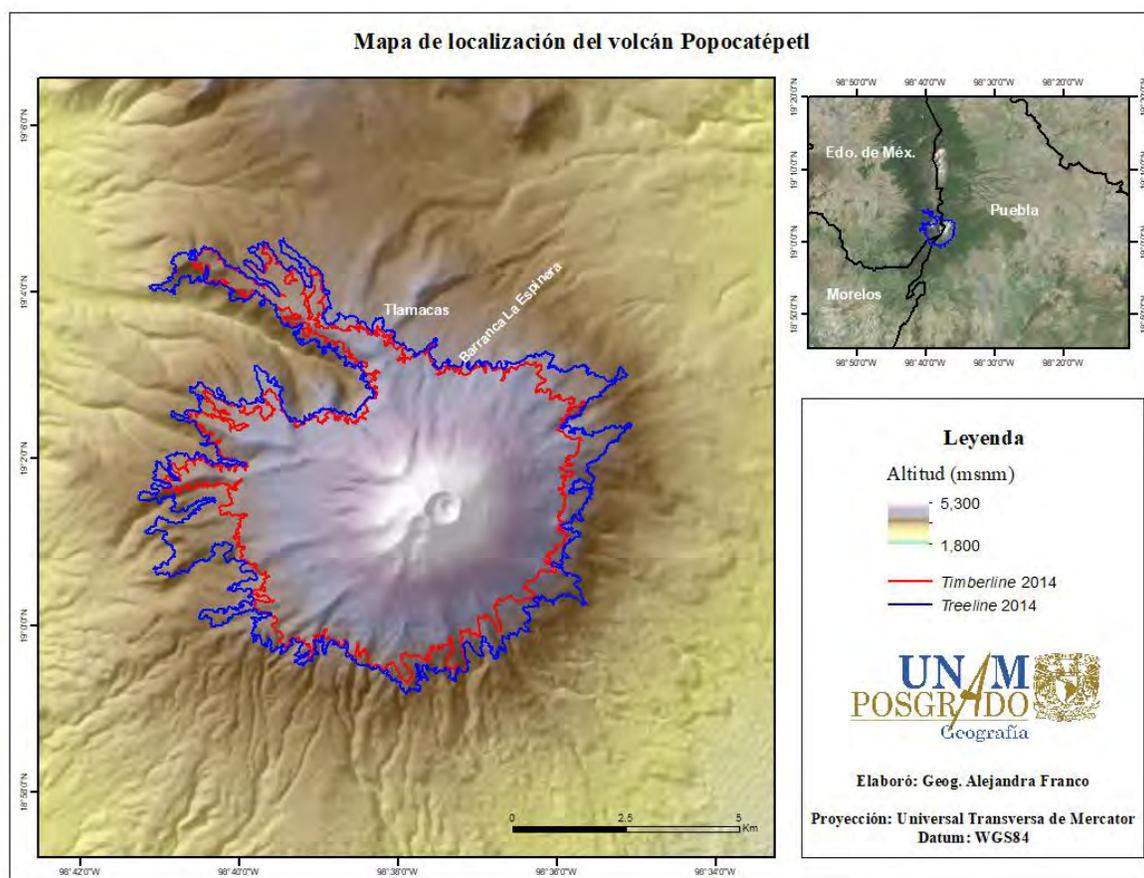
del ritmo de colonización vegetal post-volcánico, mismo que se identificará con el análisis dendrocronológico del presente trabajo. En este sentido, Pierson (2007) aporta datos interesantes de las edades mínimas en relieves volcánicos y asigna edades absolutas a las nuevas formas del relieve post-volcánico utilizando dendrocronología. De este modo se proponen dos momentos de **écesis** 1) período de germinación, que corresponde al número de años entre la formación-estabilización de la nueva superficie del relieve (año A) y la germinación de las semillas (año B) y 2) tiempo de crecimiento a la altura del pecho (1.30 m) que corresponde al número de años desde la germinación hasta el crecimiento del árbol a 1.30 m de altura (año C) (Franco Ramos, 2014).

## CAPÍTULO 2. ASPECTOS FÍSICO-GEOGRÁFICOS DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL

### 2.1 Área de estudio

El volcán Popocatepetl se localiza en el extremo sur de la Sierra Nevada, la cual se encuentra en la parte central de México, se estima que tiene 45 km de longitud y divide el drenaje entre la Cuenca de México hacia el oeste y la cuenca de Puebla al este. La Sierra Nevada está conformada, de sur a norte, por los volcanes Popocatepetl (5,452 msnm), Iztaccíhuatl (5,272 msnm) con varias aberturas volcánicas, Telapón (4,000 msnm) y Tláloc (4,150 msnm) (Macías *et al.*, 2005)

El Popocatepetl es el segundo volcán más alto del país, se localiza a 70 kilómetros de la Ciudad de México y a 40 km de la Ciudad de Puebla, y a una distancia menor de numerosas poblaciones (Figura 2.1).



**Figura 2.1.** Mapa de localización del volcán Popocatepetl en donde también puede observarse el LSB para el año 2014.

En lengua náhuatl Popocatépetl significa “la montaña que humea” y hace alusión a la importante actividad eruptiva que durante la época prehispánica observaron los pueblos nahuas del centro de México en diferentes momentos.

El volcán tiene una orientación de norte a sur, al igual que el resto de los estratovolcanes de la Sierra Nevada (Demant, 1978) y es uno de los más activos del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM). Las numerosas poblaciones que habitan a menos de 100 km del cráter, lo convierten en uno de los volcanes más peligrosos del planeta. Por lo tanto, es fundamental que se esté monitoreando constantemente por el dinamismo que se presenta en él de manera intensa y frecuente, motivo que lo hace un sitio de interés científico por la interacción de fenómenos y procesos endógenos y exógenos.

## **2.2 Geología y Geomorfología**

El Popocatépetl es un estratovolcán con un dinamismo muy importante desde su formación. De manera general se ha asumido que la actividad volcánica en la Sierra Nevada ha ocurrido de norte (volcán Tláloc) a sur (Popocatépetl) a lo largo del tiempo. Sin embargo, hallazgos recientes sugieren que ambos volcanes tuvieron un período de vulcanismo durante el Pleistoceno tardío (Macías *et al.*, 2012). De acuerdo a las características geológicas, petrológicas y vulcanológicas se ha identificado que el Popocatépetl está construido por al menos 3 estructuras o edificios volcánicos incluyendo la actual.

Las estructuras volcánicas que le anteceden fueron destruidas por erupciones extraordinariamente grandes: el primer edificio volcánico corresponde al volcán Nexpayantla o Primitivo, que se estima se construyó hace >400,000 años mediante la emisión de lavas con características andesíticas a dacíticas. De acuerdo con Macías *et al.* (2012) y Robin y Boudal (1987) una erupción ocurrida hace 200,000 años provocó el colapso del volcán dejando una caldera dentro de la cual inició la construcción de un nuevo volcán llamado El Fraile. Esta segunda estructura se originó por el emplazamiento de derrames andesíticos y dacíticos. El Fraile colapsó debido a una erupción tipo Besymiany o Santa Elena destruyendo la parte meridional de este volcán hace aproximadamente de 50,000 a 30,000 años A.P. (Macías, 2005). Esta erupción fue de grandes dimensiones y generó una avalancha de escombros que se emplazó al S-SW del cráter. Siebe y Macías (1995) reconocen al menos cuatro depósitos de erupciones tipo Santa Elena que cubren partes de la ladera sur del volcán, por lo tanto se trata de un abanico gigante de depósitos de avalancha que cubren una superficie de 600 Km<sup>2</sup>. De acuerdo con Franco Ramos (2009) existen escasas evidencias

relacionadas con la existencia de la segunda estructura volcánica debido a las explosiones posteriores y a la dinámica exógena, en especial a los avances y retrocesos glaciares del Pleistoceno Tardío y del Holoceno que modelaron el paisaje.

Después de la destrucción de El Fraile, comenzó la construcción de la tercera y más reciente estructura volcánica llamada Popocatepetl. El cono actual ha sido construido durante los últimos 23,000 años, tiene una elevación sobre el nivel del mar de 5,472 m, y una elevación relativa respecto a sus faldas de 3,000 msnm (Macías, 2005). El cono ha sido edificado por una serie de depósitos piroclásticos y coladas de lava.

Durante los últimos 20,000 años la historia geológica del volcán de acuerdo a Macías (2005) se sintetiza de la siguiente manera: erupción freatoplíniana ocurrida hace aproximadamente 14,000 años, evento que generó una serie de flujos piroclásticos así como pómez de caída de color anaranjado. Posiblemente este evento se originó en un cráter lateral situado en la barranca Nexpayantla al norte del volcán y los materiales producto de este evento se distribuyeron en los alrededores del volcán

Las erupciones de menores magnitudes en las que se producen flujos de lava y cenizas que se acumulan alrededor del cráter son las que contribuyen al paulatino crecimiento del edificio volcánico, pero estas erupciones contrastan con las de mayores magnitudes, como las plinianas, en las cuales se libera una gran cantidad de energía durante un lapso de tiempo muy corto provocando que el edificio volcánico sufra cambios dramáticos en su morfología, deformándolo o provocando su colapso, condicionando con ello la expresión del relieve. Por lo tanto, conocer la dinámica eruptiva del volcán nos dará indicio de cómo es afectado el paisaje y los ecosistemas aledaños al Popocatepetl.

### **2.3 Evolución de la actividad volcánica del Popocatepetl**

La historia eruptiva del volcán y la destrucción de los diferentes edificios volcánicos es una muestra de lo peligrosas y violentas que pueden llegar a ser las erupciones del Popocatepetl. El realizar una reconstrucción de la actividad eruptiva del Popocatepetl en los últimos milenios sirve como referente para conocer el dinamismo del volcán. Si bien, no existen árboles de la especie de *Pinus hartwegii* para ser datados, es necesario para esta investigación resaltar al menos el dinamismo de la actividad volcánica desde el Holoceno tardío (últimos 5,000 años). En este apartado se hará mención a las erupciones plinianas del Holoceno tardío, así como una breve descripción acerca de

la actividad del volcán desde la época prehispánica, durante el período colonial y finalizando en su más reciente reactivación a partir de 1994 y hasta 2016.

Desde este período la actividad del Popocatepetl se caracterizó por la existencia de recurrentes y voluminosas erupciones plinianas ocurridas entre el 3,195 y 2,830 a.C. (aproximadamente 5,000 años A.P.), 800 y 215 a.C. (2,800 a 2,200 años A.P.) y 675 y 1,095 d.C. (1,300 a 900 años A.P.). Estas edades promedio fueron determinadas por Siebe *et al.* (1996) con dataciones de carbono 14 de fragmentos de carbón y paleosuelos encontrados en diversos perfiles estratigráficos de suelo en los alrededores del volcán.

Durante la época prehispánica los aztecas registraron en códices y pictografías, la actividad del volcán en diferentes momentos, de ahí que su nombre en náhuatl signifique "montaña que humea", nombre que alude a la importante actividad observada al menos desde 1363. Posteriormente este registro fue ampliado durante la conquista española (1521) y la época colonial mexicana, dado que los españoles en las cartas que frecuentemente enviaban a la corona española, hacían mención a la actividad del Popocatepetl.

Con ayuda del análisis estratigráfico y de radiocarbono y gracias a los registros en los códices y los documentos pictóricos, diversos autores como Siebe *et al.* (1995 y 1996) y Martín del Pozzo *et al.* (2016) han logrado hacer una reconstrucción histórica de la actividad del volcán y de esta manera se ha obtenido información valiosa sobre las características de las erupciones históricas del Popocatepetl.

### **2.3.1 Holoceno Tardío**

Se han identificado tres eventos principales, y adicionalmente a esas erupciones explosivas, el Popocatepetl ha producido actividad de tipo efusivo (flujos de lava de composición andesítica) como la ocurrida hace 2,800 a 2,200 años A.P. (Macías, 2005).

La primer erupción pliniana reconocida por Siebe *et al.* (1996) y que se trata de la más antigua recibe el nombre de erupción **Pliniana Pre-Cerámica Superior** la cual comenzó con una secuencia de caída de ceniza, durante la fase principal de la erupción produjo un depósito de piedra pómez de color ocre, finalizando con el emplazamiento de flujos de ceniza distribuidos radialmente alrededor del volcán. Las fechas datadas con radiocarbono de esta erupción arrojan edades que oscilan entre  $3,195 \pm 75$  y  $2,830 \pm 65$  años a.C. (aproximadamente 5,000 años A.P.).

Cabe destacar que las edades obtenidas por Siebe *et al.* (1996) coinciden con el comienzo del calendario mesoamericano.

La segunda secuencia eruptiva pliniana ha sido nombrada por los autores como **Pliniana Cerámica Inferior**. Los vestigios de esta erupción se encuentran encima de la mencionada anteriormente. Sobre la superficie de esta erupción se han encontrado surcos agrícolas bien conservados y abundantes fragmentos de cerámica. Los análisis a material carbonizado pertenecientes a esta secuencia eruptiva arrojan edades que oscilan entre  $800 \pm 135$  y  $215 \pm 65$  años a.C. (2,800 a 2,200 años A.P.), esta erupción depositó un horizonte de caída rico en pómez en el flanco NE del volcán, sepultando con hasta 1 metro de espesor asentamientos prehispánicos que se encontraban en esta región (Macías, 2005). Comparada con la erupción precedente la emisión de cenizas fue menor así como los flujos de ceniza producidos. No obstante, hubo una generalizada caída de piedra pómez cuyas características eran angulares, de color ocre, y de composición andesítica. Esta erupción finalizó nuevamente con el emplazamiento radial de los flujos de ceniza y una removilización masiva de materiales por lahares que inundaron extensas áreas al este del Popocatepetl (Siebe *et al.*, 1996).

Seguida de esta erupción mayor, al menos ocurrió una de menor intensidad o intermedia de tipo efusivo que produjo la secuencia nombrada **Cerámica intermedia**; esta erupción incluyó el emplazamiento local de lavas, lahares, caída de piedra pómez y flujos de ceniza. El carbón vegetal de estos depósitos data de  $125 \pm 175$  y  $255 \pm 100$  d.C. (1,800 a 1,700 años A.P.) (Siebe *et al.*, 1996).

La última secuencia eruptiva llamada **Pliniana Cerámica Superior** comenzó con caída de menor intensidad de cenizas, flujos piroclásticos y pequeños lahares. Sus depósitos consisten en hasta 5 capas delgadas de coloraciones grises. Enseguida ocurrieron tres impulsos plinianos que provocaron la depositación de piedra pómez de color rosa-gris. Las fechas de radiocarbono dentro de esta secuencia eruptiva arrojaron edades de  $675 \pm 60$  y  $1,095 \pm 155$  d.C (1,300 a 900 años A.P.).

Se ha podido reconocer que las erupciones **Pliniana Cerámica Inferior** y **Pliniana Cerámica Superior** tuvieron un impacto directo en los asentamientos humanos de las Cuencas de México y Puebla. La erupción más antigua que se cree afectó directamente a las poblaciones de los alrededores del volcán ocurrió entre  $800 \pm 135$  y  $215 \pm 65$  años a.C. (2,800 a 2,200 años A.P.) y la más joven probablemente ocurrió alrededor de  $822 \pm 823$  d.C. (1,200 años A.P.), incluso esta última erupción cataclísmica coincide con el abandono de Cholula (800 d.C.). Se han encontrado vestigios de depósitos de lahar circundando importantes sitios arqueológicos. De acuerdo con Macías (2005)

estos depósitos están compuestos por los mismos materiales de los depósitos piroclásticos en partes más cercanas al volcán, y las edades datadas coinciden con el último evento pliniano del Popocatepetl.

El tiempo transcurrido entre estas dos últimas grandes erupciones oscila entre 1,038 y 1,622 años. De acuerdo con Siebe *et al.* (1996) este tiempo se aproxima al intervalo de recurrencia y haciendo una aproximación al futuro, esto significa que otra erupción cataclísmica con características plinianas podría ocurrir antes del siglo XXII, es decir, en los próximos 82 años. Sin embargo, los autores admiten que este supuesto es muy especulativo y se basa solamente en la información limitada obtenida con el análisis de radiocarbono en la secuencia estratigráfica.

Las erupciones plinianas descritas tuvieron una evolución similar, iniciando con erupciones hidromagmáticas bastante violentas. Las columnas plinianas generadas colapsaron provocando con ello flujos piroclásticos que bloquearon la red hidrográfica del Popocatepetl e Iztaccíhuatl, por lo que lluvias torrenciales durante y después de la erupción generaron lahares que se depositaron en las planicies cercanas como en la Cuenca de Puebla (Macías, 2005).

En la Tabla 2.1 se presenta un resumen de las erupciones ocurridas en el Holoceno tardío.

<b>ERUPCIONES PLINIANAS DEL POPOCATÉPETL EN EL HOLOCENO TARDÍO</b>		
<b>Erupción</b>	<b>Año</b>	<b>Características</b>
<b>Pliniana Pre-Cerámica Superior</b>	3,195±75 y 2,830±65 a.C. (aprox. 5,000 años A.P.)	Inicia con una explosión hidromagmática. Caída densa de ceniza. Se reconocen 7 capas de depósitos de esta erupción, en donde intercaladas se encuentra una capa de carbón. Hay un depósito de piedra pómez de color gris. Después de la erupción el material fue movilizadado por lahares que se extendieron >50km y llegaron a lugares como Cahlcatzingo, Cuautla e Izúcar, al sur del Popocatepetl. La erupción termina con el emplazamiento de flujos de ceniza que se distribuyen radialmente en el volcán.
<b>Pliniana Cerámica Inferior</b>	800±135 y 215±65 a.C. (2,800 a 2,200 años A.P.)	Emisión de ceniza en menor proporción. La fase principal de la erupción se inicia con una gruesa y generalizada caída de piedras pómez de gran tamaño, angulares, de composición andesítica, de color ocre. El eje de dispersión fue de este a noreste. La erupción terminó con el emplazamiento radial de los flujos de ceniza y la removilización masiva por lahares que inundan extensas áreas al este. Se han encontrado surcos agrícolas bien conservados y abundantes fragmentos de cerámica.
<b>Cerámica Intermedia</b>	125±175 y 255±100 d.C. (1,800 a 1,700 años A.P.)	Una erupción de menor proporción, intermedia entre la Pliniana Inferior y la Superior. Con el emplazamiento local de lavas, lahares, caída de piedra pómez y flujos de ceniza.

<p><b>Pliniana Cerámica Superior</b></p>	<p>675±60 y 1,095±155 d.C. (1,300 a 900 años A.P.)</p>	<p>A comparación de las primeras dos erupciones la caída de ceniza fue menor. Se reportan flujos piroclásticos y la formación de pequeños lahares. Los depósitos consisten en hasta 5 capas delgadas de color gris. Esta erupción fue seguida por explosiones hidromagmáticas. La piedra pómez depositada se caracteriza por ser fragmentos angulares de color rosa-gris, de composición similar a la primera erupción pliniana del Holoceno tardío.</p>
--	--	--

**Tabla 2.1. Resumen de la actividad eruptiva durante el Holoceno tardío en el Popocatepetl.**

### 2.3.2 Época Prehispánica

Durante la época prehispánica se realizó un mayor registro acerca de las erupciones del Popocatepetl, ya que éstas fueron representadas en los códices de los aztecas y en diferentes pictografías como un cerro con humo encima.

A continuación se hace una síntesis acerca de las erupciones del Popocatepetl durante la época prehispánica y colonial, con base en el análisis de Martín del Pozzo *et al.* (2016) que recopila la información contenida en documentos pictográficos e históricos, como códices, relatos e informes, crónicas religiosas, mapas y pinturas coloniales.

Estos autores describen y reconstruyen los eventos volcánicos en el Popocatepetl durante más de 800 años de actividad, así como el comportamiento de las personas en respuesta al fenómeno.

Martín del Pozzo *et al.* (2016) también han identificado una erupción de cerca de 800 años d.C. en los asentamientos ubicados al NE del volcán, mismos que fueron abandonados como consecuencia de las erupciones plinianas que produjeron una densa caída de pómez, y voluminosos lahares en el área. Estos depósitos sugieren que este tipo de energía explosiva y actividad ocurren aproximadamente una vez cada 1,000 a 3,000 años, mientras que las erupciones más pequeñas ocurren al menos una vez cada siglo. Es muy probable que esta erupción se relacione con el abandono de Cholula tal cual lo expresa Macías (2005) y por lo tanto tenga relación con la última erupción pliniana del Popocatepetl.

En el año 1346 los Tachoecalas reportaron humo que salía del volcán. En 1347 la actividad que se reporta es expulsión de ceniza y entonces esa cultura lo nombró "la montaña que humea", previamente fue llamada Xalliquehuac o "arena voladora" (Martín del Pozzo *et al.*, 2016; Macías, 2005).

En 1354 una erupción fue reportada siendo plasmada en códice que más tarde los frailes franciscanos recopilarían. En tanto que en 1363 los aztecas hicieron un registro de humo negro que salía del Popocatepetl. Así mismo, los relatos orales indican que los lahares eran recurrentes en la zona. El nombre de uno de los pueblos en el flanco NE del volcán, llamado Xalitzintla, significa "río de arena" confirmando la prevalencia de la recurrencia de los lahares (Martín del Pozzo *et al.*, 2016). La erupción de 1509 es mencionada en varios documentos, por lo que sugiere que fue un evento muy efusivo. Hacia 1510 ocurrió incandescencia y nuevamente densas emisiones de ceniza, así como fumarolas de grandes proporciones. En 1512 la actividad era similar.

### **2.3.3 Eventos eruptivos durante el período colonial español**

Uno de los referentes utilizados en el conocimiento histórico de la actividad eruptiva, son las cartas que el conquistador Hernán Cortés envía a la Nueva España.

En 1520 el conquistador menciona que se sentían fuertes terremotos como consecuencia de la actividad, así como caída densa de ceniza. Antes de 1528 la actividad cesó. Sin embargo, se reporta la caída de ceniza en 1530 y hacia 1539 comienza nuevamente una fase de erupciones, misma que destaca por la expulsión de ceniza, rocas e incandescencia en el cráter. La erupción de 1540 es mencionada en diversos documentos, caracterizada por la emisión de importante incandescencia, así como ruido y caída de ceniza en Cholula, Huejotzingo, Tlaxcala y Tetela del Volcán y otros pueblos cercanos al Popocatepetl, los pobladores relataban que el fuego quemaba las cosechas y los árboles, por lo que las personas consideraron alejarse (Martín del Pozzo *et al.*, 2016).

Así como en las erupciones plinianas del Holoceno tardío, los lahares secundarios eran muy comunes en la zona. En 1552 se reporta uno que amenazaba con destruir pueblos cercanos.

El análisis sugiere que la emisión de ceniza continúa hasta 1580, y las erupciones se caracterizan por ser explosiones efusivas, que incluso eran escuchadas hasta Tochimilco, un pueblo aproximadamente a 15km al SE del volcán.

En 1589 se reporta la salida de humo del cráter, lo que continuó hasta 1590 cuando la actividad se caracteriza por la expulsión de balísticos a los cuales la gente temía pensando que quemaran sus tierras. La emisión de cenizas fue continua hasta 1594 y a partir de esta fecha y hasta inicios del siglo XVII se considera que hubo un período de calma para el volcán, reanudando su actividad en 1615 con nuevas emisiones de ceniza (Martín del Pozzo *et al.*, 2016). Se vuelve a hacer mención de

actividad hasta 1664 con importante actividad incandescente, caída de ceniza y piedra pómez que cayeron en Puebla, a 50 km al este del volcán.

El volcán vuelve a entrar en un período de reposo hasta 1697 cuando ocurre un breve período de erupción con incandescencia. Después de esta fecha, se vuelve a reportar actividad hasta 1717 y 1720 con emisiones de ceniza. Cabe destacar que los reportes sobre la actividad eruptiva del volcán a inicios del siglo XIX comienzan a ser más especializados. Alexander von Humboldt en sus viajes por México, hace referencia al Popocatepetl como un volcán siempre activo. En 1804 lo reporta como un volcán que emitía ceniza y humo.

### **2.3.4 Eventos eruptivos durante el siglo XIX al XX**

Durante la guerra de independencia y la revolución mexicana muchos documentos se perdieron, estaban fuera de lugar o fueron quemados. Sin embargo, Martín del Pozzo *et al.* (2016) sugieren que sí el volcán hubiera estado activo en ese tiempo (1810-1910) de intervención e inestabilidad social en México, al menos algún registro de las erupciones hubiera sido preservado.

Por lo tanto, se considera que el Popocatepetl tuvo un período de reposo y calma durante más de 100 años hasta 1919 cuando los reportes indican la reactivación de un nuevo período eruptivo. Durante el siglo XX del cráter del Popocatepetl se explotaba azufre, y se cree que el volcán se reactiva como consecuencia de una detonación de dinamita ocurrida en el interior del cráter (CENAPRED, 2012), aunque es muy probable que el inicio de esta nueva fase de actividad con la consecuente explotación de dinamita sea una coincidencia.

Desde 1919 y hasta 1930 las explosiones y la actividad cesaron gradualmente. Se considera que el último evento eruptivo durante el siglo XX fue en 1938. Analizando los reportes desde la época prehispánica a la fecha se puede destacar que durante los últimos 800 años no han existido grandes flujos de lava como hace 2,200 años ni depósitos piroclásticos asociados con poderosas erupciones plinianas. No obstante, es posible que en 1509, 1540, 1580 y 1587, las erupciones puedan ser consideradas dentro del Índice de Explosividad Volcánica (VEI) en rango 3, debido a las descripciones de las columnas de ceniza tan altas y a la distribución generalizada de las mismas (Martín del Pozzo *et al.*, 2016). Sin embargo, basado en este estudio, se considera que la mayoría de las erupciones durante los últimos 800 años, han sido pequeñas, puesto que de haber sido más grandes, habrían influido en la ablación del glaciar, y en la mayoría de las descripciones, pictografías y códices, el Popocatepetl es representado con nieve. Hay que mencionar, sin embargo,

que durante la erupción de 1919 a 1921 el glaciar del lado norte retrocedió de 4,435 a 4,800 m (White, 1981).

Gracias al análisis citado hasta ahora, se ha concluido que los períodos de reposo varían de 7 a 129 años, y la duración de algunos períodos eruptivos duraron menos de un año pero algunos persistieron durante más de 30 años. En los años 1300s (siglo XIV) duraron casi 2 décadas, mientras que durante los años 1500s (siglo XVI) prevaleció una actividad eruptiva prolongada y casi continua. Durante los siglos XVIII y XIX sólo unas cuantas pequeñas erupciones fueron reportadas, todas duraron menos de 4 años. Las pictografías analizadas también hacen referencia a incandescencia, lo que indican que estos fenómenos ocurrieron al menos durante 1509-1510, 1540, 1580, 1592 y 1664. Generalmente, las grandes erupciones son referidas en diversos documentos, como es el caso de la erupción de 1519. En la Tabla 2.2 se hace una síntesis de las erupciones más destacadas descritas con anterioridad.

<b>ERUPCIONES DEL POPOCATÉPETL: ÚLTIMOS 800 AÑOS</b>		
<b>Erupción</b>	<b>Año</b>	<b>Características</b>
<b>Pre Colombino</b>	800 d.C.	Abandono de Cholula.
	1347	Vapor de agua, columnas de ceniza y fumarolas.
	1363	Reporte de lahares recurrentes.
	1509	Erupción muy efusiva.
	1510-1512	Incandescencia y emisiones densas de ceniza, fumarolas de grandes proporciones.
<b>Período colonial</b>	1519-1520	Fuertes terremotos como consecuencia de la actividad volcánica y caída densa de ceniza.
	1539	Nueva fase eruptiva caracterizada por la expulsión de ceniza, rocas e incandescencia.
	1540	Fuerte incandescencia y expulsión de piedra pómez, la emisión de ceniza era más frecuente de lo habitual.
	1580-1587	Explosiones efusivas que se percibieron a 15 km al SE del volcán en Tochimilco.
	1589-1592	Se reporta la emisión de balísticos e incandescencia.
	1594	A partir de esta fecha y hasta inicios del s. XVII el volcán entra en un período de calma.
	1615	Se reanuda la actividad volcánica.
	1664	Incandescencia, caída de ceniza y piedra pómez que se emplaza en Puebla a 50 km al este del volcán.
	1697	Se reportan balísticos; el volcán entra en un período de calma hasta 1697.
	1717-1720	Erupción con incandescencia.
1804	Emisiones de ceniza. El volcán nuevamente se encuentra en erupción. Alexander von Humboldt se refiere al Popocatepetl como un volcán siempre activo que emitía ceniza y humo.	
<b>Siglo XX</b>	1919-1921	Reactivación de un nuevo período eruptivo.
	1921-1930	Cese de la actividad volcánica.
	1938	Se reporta una explosión importante.
	1947	Fuertes sismos en relación a la actividad volcánica, expulsión de ceniza y vapor

**Tabla 2.2. Síntesis de la actividad eruptiva del Popocatépetl durante los últimos 800 años (basado en Martín del Pozzo *et al.*, 2016).**

### **2.3.5 Actividad volcánica a partir de 1994**

El Popocatépetl entró en una nueva fase de actividad eruptiva en diciembre de 1994, misma que continua hasta ahora (2018) y que se ha caracterizado por ser muy dinámica en cuanto a actividad, violencia, material expulsado, etc. Actualmente es el segundo volcán más activo de México, por lo que es constantemente monitoreado por el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) organismo que se encarga entre otras cosas de emitir un boletín diario acerca de la actividad del volcán, por esta razón los reportes son más completos a partir de este reciente periodo eruptivo.

Sí bien la actividad del Popocatépetl ha sido muy variante y dinámica desde el Holoceno tardío, y el propósito de este trabajo es determinar a través de la dendrocronología el impacto de la actividad volcánica en individuos de *Pinus hartwegii* pertenecientes al LSB, para caracterizar el efecto del vulcanismo en los anillos de los árboles es necesario conocer la fecha en que dichos eventos ocurrieron, por lo tanto es necesario hacer una breve síntesis de la actividad volcánica más reciente (a partir de 1994). En un volcán activo como el Popocatépetl las explosiones y la actividad misma tienen gran significado geomorfológico, ya que no sólo se modela la morfología del volcán sino también en este caso el LSB se puede estar modificando debido a que el bosque puede estar cediendo a la presión de la actividad eruptiva (Franco Corona, 2015).

La actividad de los últimos 23 años se ha caracterizado por la exhalación de ceniza, flujos piroclásticos, expulsión de material incandescente, temores armónicos, sismos de origen volcanotectónicos, entre otros. Todos estos fenómenos no han ocurrido de manera conjunta, y algunos están asociados a fases en donde el volcán ha aumentado su actividad.

Desde 1993 el Popocatépetl comenzó a mostrar un incremento en su actividad fumarólica y sísmica (CENAPRED, 2001). Sin embargo, es el 21 de diciembre de 1994 que se produce la primera emisión de cenizas, vapor de agua y gases, que se elevaban hasta alturas de 2 a 3 km del cráter (Macías, 2005; CENAPRED, 2012), en conjunto toda esta actividad marca el inicio de la más reciente fase eruptiva del volcán.

A pesar de que en 1995 hubo una disminución en la actividad volcánica, la caída de piroclastos tuvo como consecuencia que los remanentes de glaciación quedarán cubiertos en un 50% de su superficie

por ceniza, lo que favoreció la ablación dando origen al primer lahar en abril de 1995. De acuerdo con Muñoz (2007), el lahar recorrió 3 km desplazándose por la barranca de Huiloac, al noroeste del volcán.

Durante 1996 la actividad explosiva continuó y se identificó a partir de entonces la construcción de un primer domo. Esta particularidad de construcción y destrucción de domos son muy característicos del volcán hasta la fecha. Las columnas de ceniza también fueron parte importante de la actividad durante ese año.

El 11 de junio de 1997 ocurre la explosión más conocida del volcán Popocatepetl. Debido a esta explosión se produce el decremento en el volumen y área del glaciar con la caída de piroclastos incandescentes sobre su superficie, lo que propició que se liberara una gran cantidad de agua proveniente de la ablación de la masa de hielo originando un lahar el 13 y 14 de junio, incorporando material no consolidado a lo largo de sus trece kilómetros de recorrido (Franco Ramos, 2005; Muñoz, 2007). No obstante, el 30 de junio de ese mismo año se registró una de las explosiones más grandes registradas hasta entonces en la historia eruptiva del Popocatepetl, la columna eruptiva alcanzó 8 km por encima del cráter, provocando que la caída de ceniza llegara incluso a la Ciudad de México motivo por el cual el aeropuerto tuvo que ser cerrado cerca de 12 horas (CENAPRED, 2012). Así mismo, como consecuencia de este hecho, se originó un lahar que se desplazó por la barranca de Tenenpanco-Huiloac, recorriendo alrededor de 21 km, su trayectoria fue de los 4,200 m a los 2,400 msnm en donde finalizó, alcanzando a las poblaciones de Santiago Xalitzintla y San Nicolás de los Ranchos (Franco Ramos, 2005).

En diciembre de ese mismo año (1997) ocurrió una explosión importante que arrojó de acuerdo con Franco Ramos (2005) nubes densas de piroclastos y balísticos que ocasionaron incendios forestales en las laderas del volcán. En 1998 la expulsión de material incandescente que caía en su mayoría en la ladera NW provocó incendios forestales en la barranca Nexpayantla. En agosto de este mismo año se registró el sismo volcanotectónico más intenso registrado desde el inicio de la actividad en 1994. Se estima que la violencia de las explosiones y la fuerza con que es expulsado el material incandescente han llegado a recorrer alrededor de 4.5 km de distancia del cráter para provocar incendios en la zona boscosa (CENAPRED, 2012).

Durante 1999, hubo pequeños lahares que se emplazaron por las barrancas La Espinera y Tenenpanco (CENAPRED, 2012). En diciembre del año 2000 los episodios de tremor armónico se incrementaron y con ello se liberó la energía sísmica del volcán. Para el 15 de diciembre, la tasa tan alta de emisión de lava motivó a las autoridades de Protección Civil a declarar un incremento en el

nivel de alertamiento, por lo que se llevó a cabo una evacuación preventiva a las poblaciones más vulnerables, como Santiago Xalitzintla y San Pedro Benito Juárez, Puebla. Cerca de 41,000 personas abandonaron el área (CENAPRED, 2012).

Una de las últimas erupciones importantes fue la ocurrida el 22 de enero de 2001, el flujo piroclástico rico en escoria que se originó, erosionó el glaciar originando lahares que fluyeron alrededor de 15 km hacia el poblado de Santiago Xalitzintla (Macías, 2005). De acuerdo con CENAPRED (2012) el flujo removi6 cerca de 1 mill6n de m<sup>3</sup> de hielo. El lahar se desplaz6 sobre el flanco N-NW del volc6n hasta 6 km por las barrancas Tenenepanco, La Espinera y Tepetelonconcone deteni6ndose a s6lo 1 km de la poblaci6n de Santiago Xalitzintla (Mu6noz, 2007; CENAPRED, 2012). Durante este a6o, la actividad explosiva del volc6n tuvo mayor impacto en las laderas NE y NW.

A partir del 2002 la actividad volc6nica y el nivel de explosividad comenzaron a disminuir. El 2003 es el a6o donde se presentan los niveles m6s bajos de explosividad desde 1994. De acuerdo con Macías (2005), los per6odos de mayor intensidad eruptiva y actividad volc6nica se asocian con la formaci6n y destrucci6n de domos en el interior del cr6ter del Popocatepetl, por lo que el crecimiento y la formaci6n de domos se relacionan con una intensa actividad interna en el volc6n. Cabe mencionar que hasta el a6o 2003 y desde el inicio de la actividad volc6nica, pudieron contabilizarse, de acuerdo al monitoreo y a las diversas fuentes de informaci6n, la construcci6n-destrucci6n de 21 domos en el Popocatepetl, mismos que han contribuido a la expresi6n actual del relieve (Franco Corona, 2015).

De acuerdo con los reportes emitidos por CENAPRED (2012) para el a6o 2004 la actividad en general es baja y por lo tanto se reduce el nivel del sem6foro de alerta volc6nica al m6s bajo desde su reactivaci6n en 1994. No se identificaron deformaciones significativas en el cono, los cambios geoqu6micos en los manantiales no fueron relevantes y no se observaron cambios morfol6gicos importantes en el interior del cr6ter.

Hacia finales de 2005 el muestreo geoqu6mico mostr6 un aumento en el contenido de boro en los manantiales, se6al que suele acompa6ar el emplazamiento de domos en el cr6ter (CENAPRED, 2012). No obstante, la actividad volc6nica fue similar a la del 2004.

Durante el a6o 2006 se registr6 una explosi6n de gran amplitud (CENAPRED, 2012), se presentaron microsismos de origen volcanotect6nico, y por primera vez desde los eventos del 2000, un inclin6metro registr6 deformaciones significativas cambiando con ello el sem6foro de alerta

volcánica. A mediados del 2007 se detectó un ligero incremento en la actividad sísmica volcanotectónica, y la deformación del flanco norte del volcán siguió monitoreándose. En el 2008 se produce la destrucción del domo 30 y como consecuencia comienza un incremento en la actividad volcánica; en julio de este mismo año se detectan evidencias de deformación en el flanco SE del volcán que corresponde a una probable inclinación del cono volcánico (CENAPRED, 2012).

Después de la destrucción del domo 30, la actividad del Popocatepetl comienza a reducirse y empieza a ser más estable, sólo caracterizada por la formación de pequeños domos, y debido al tamaño de los mismos, al destruirse, los tremores eran de baja magnitud acompañados de pequeñas explosiones y exhalaciones, nada comparado con el período de mayor actividad antes del año 2000. Posteriormente hacia el 2010-2011 comienza una fase de recarga por explosiones de mayor intensidad asociadas con la formación de domos cada vez más grandes, incluso el 31 de agosto se registraron señales provenientes de los detectores de flujo cercanos a las cañadas del volcán, que se interpretaron como un flujo de agua con ceniza y fragmentos sólidos que transitaban por la cañada principal de Tenenepanco. Cabe destacar que en noviembre de 2011 se generó la propagación de una onda de choque y sónica que se percibió hasta más de 10 km del cráter del volcán, asociada a la destrucción del domo 34; esta explosión se detectó por los sensores sísmicos de lugares tan remotos como Laguna Verde, Veracruz (CENAPRED, 2012). Los episodios de tremor fueron similares a los de finales del 2000 y mucho mayores que a los de años anteriores. A partir del 2012 la actividad fue moderada, las exhalaciones fueron más esporádicas y de baja intensidad (Franco Corona, 2015).

El año 2013 se caracterizó por tener paulatinos incrementos en la intensidad de la actividad, destacando un incendio que afectó la zona de pastizales, ocasionado por una exhalación intensa que provocó una columna de ceniza de 4 km por encima del cráter, lanzando material incandescente en un radio de hasta 2 km (CENAPRED, 2012). Durante el 2014, la actividad fue muy fluctuante, y sólo puede mencionarse un ligero incremento hacia finales de febrero originado por la destrucción del domo 48.

Las variaciones en los anillos anuales de las plantas leñosas pueden ser utilizados para asignar fechas precisas a eventos geológicos o geomorfológicos, cuya formación se ha visto afectada en mayor o menor medida, y aplicando los principios de la dendrocronología se puede tener un acercamiento en relación a procesos morfodinámicos y morfocronológicos (Villalba, 2000). Con la reconstrucción histórica de la actividad eruptiva de los últimos 23 años será posible caracterizar el impacto en los individuos de *Pinus hartwegii*, y observar cómo está influyendo dicha actividad en el crecimiento, avance o retroceso del *Treeline* y del *Timberline* del Popocatepetl, asumiendo que el arbolado que se encuentra en estos límites y más cercanos al cráter y a la dinámica eruptiva, están

bajo un ambiente de estrés que los está afectando en su normal crecimiento, el cual se observará aplicando los principios dendrocronológicos.

En la Tabla 2.3 se hace una síntesis de la actividad más reciente del Popocatépetl.

<b>ERUPCIONES IMPORTANTES DEL POPOCATÉPETL: ÚLTIMOS 23 AÑOS</b>	
<b>Año</b>	<b>Características</b>
<b>1994</b>	El volcán entra en una nueva fase de actividad eruptiva caracterizada por la emisión de ceniza, flujos piroclásticos, expulsión de material incandescente.
<b>1995</b>	Ocurrencia del primer lahar consecuencia de la expulsión de piroclastos.
<b>1997</b>	Explosión intensa en el Popocatépetl que origina dos de sus lahares más conocidos que llegaron a poblaciones cercanas. Explosiones de hasta 8 km de altura por encima del cráter.
<b>1998</b>	Explosiones intensas, sismos de origen volcanotectónico.
<b>2000</b>	Se realiza una evacuación preventiva debido a la intensidad en la actividad volcánica.
<b>2001</b>	Erupción importante que originó lahares y flujos piroclásticos que recorrieron hasta 6 km y afectaron la ladera N-NW.
<b>2003</b>	Se presentan los niveles más bajos de explosividad desde 1994.
<b>2006</b>	Explosión de gran amplitud.
<b>2010-2011</b>	Explosiones de gran magnitud asociadas a la construcción y destrucción de domos.
<b>2013-2017</b>	Paulatinos incrementos en la actividad volcánica, exhalación de ceniza, vapor de agua, sismos de origen volcanotectónicos.

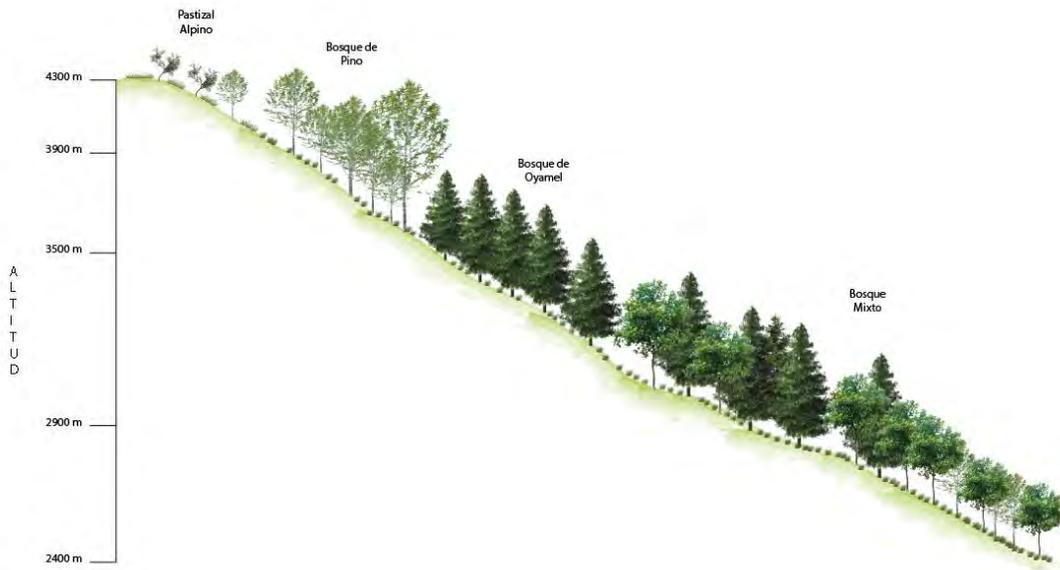
**Tabla 2.3. Resumen de la dinámica eruptiva del Popocatépetl a partir de 1994, sólo se resaltan los eventos más importantes.**

## **2.4 Marco biofísico**

### **2.4.1 Pisos climáticos y vegetación de la Sierra Nevada**

En las zonas de las altas montañas tropicales los factores que determinan la distribución de la vegetación y sus tipos son la altitud, el régimen de lluvias estacional, la notable oscilación diaria de las temperaturas diurnas y nocturnas, las heladas constantes así como la radiación ultravioleta alta, que son fenómenos que inciden en los procesos de soliflucción y crioturbación típicos de la zona de la Sierra Nevada (Almeida Leñero *et al.*, 2016).

A lo largo de un gradiente altitudinal (Figura 2.2) en la Sierra Nevada se pueden identificar las siguientes comunidades vegetales:



**Figura 2.2. Distribución de la vegetación por piso altitudinal en la Sierra Nevada (Tomada y modificada de Sánchez y López, 2003)**

-Bosque de encino que va desde los 2,800 a los 2,900 msnm, en donde predominan los bosques de oyamel (*Abies religiosa*) que crecen principalmente en las cañadas y bosques mixtos (*Quercus*) hasta los 3,400 m.

-Entre los 3,500 y 4,000 msnm se encuentra el bosque de pino caracterizado por dos especies, *Pinus moctezumae* y *Pinus ayacahuite*, pero la especie más importante de este estrato arbóreo es *Pinus hartwegii* misma que compone el límite de la vegetación arbórea en México.

-La vegetación alpina se encuentra entre el límite superior actual del bosque y el límite inferior de la nieve y el hielo a los 5,000 msnm en donde destaca el bioma tropalpino característico del borde norte del trópico, dominado fisonómicamente por macollos de gramíneas o zacatonos que incluye al zacatonal alpino relativamente seco (Giménez Azcárate *et al.*, 2009; Almeida Leñero *et al.*, 2016).

El LSB constituye la zona de separación entre el zacatonal alpino y subalpino, términos utilizados desde Beaman (1962) que hace referencia a las áreas de vegetación por encima y por abajo del *Timberline* (Giménez Azcárate *et al.*, 2009).

En la Sierra Nevada, el límite potencial de crecimiento de los árboles asociado al abrigo y protección de afloramientos rocosos se da a los 4,250 m, en donde se presenta vegetación de especies leñosas como *Juniperus monticola* y vegetación elíptica (Almeida Leñero *et al.*, 2016).

El aspecto xerofítico de la vegetación alpina en las montañas del centro de México durante la mayor parte del año está condicionado por la temperatura, las heladas más o menos frecuentes, la xericidad ambiental y la textura arenosa de los suelos (Almeida Leñero *et al.*, 2016).

De acuerdo con Giménez Azcárate *et al.* (2009) en los pisos del bosque de *Pinus hartwegii* y del zacatonal alpino, la notable oscilación diaria de las temperaturas y los procesos de soliflucción y crioturbación, son los factores que marcan la pauta en el funcionamiento ecológico del medio. *Pinus hartwegii* se establece en las mayores altitudes registradas para un pino en el mundo, por lo que también se le conoce como el pino de las alturas (Beaman, 1962; Lauer y Klaus, 1975; Lauer, 1978; Sánchez y López, 2003; Torres Beltrán, 2013; Franco Corona, 2015).

Para definir el tipo de clima de acuerdo a los pisos altitudinales en el Popocatepetl, se utilizaron los datos generales de la clasificación climática de Köppen modificada por García (1988). Además fueron considerados los estudios de Lauer y Klaus (1975) y Lauer (1978) en los que se demostró la oscilación térmica diaria, fenómeno básico de los climas de alta montaña.

Se ha observado que un incremento en el régimen pluviométrico conforme aumenta la altitud no es una característica de las altas montañas del centro de México, es decir, a partir de cierto nivel altitudinal la precipitación disminuye (García Romero, 1998) marcando una estacionalidad en la precipitación, típica de las zonas tropicales del hemisferio norte, con un período de lluvias que va de mayo a octubre, disminuyendo notablemente en época seca (Giménez Azcárate *et al.*, 2009).

La tendencia general en la variación de la precipitación en el Popocatepetl en función de la altitud se presenta de la siguiente manera: en la parte más baja del altiplano, alrededor de los 2,000 msnm la precipitación llega a los 800 mm anuales. Aproximadamente a los 3,400 m el régimen es de 1,350 mm, a partir de esta altitud se presenta una estabilización o reducción ligera de la precipitación media anual (Beaman, 1962). A partir de los 4,000 msnm la precipitación es de 800 a 900 mm y va disminuyendo paulatinamente. La relación entre la precipitación y la altitud se refleja en el ecotono de los pisos altitudinales de la Sierra Nevada. *Pinus hartwegii* es una especie tolerante a la falta de

humedad. No obstante, la disponibilidad hídrica del suelo en su nivel altitudinal es elevada la mayor parte del año, debido a la escasa evapotranspiración (Almeida Leñero *et al.*, 2016).

Una limitación en la humedad y la disponibilidad de agua, puede tener efectos negativos directos en el crecimiento de los árboles de importancia relativa. La baja disponibilidad de agua en el suelo durante diferentes períodos del año afectan el crecimiento arbóreo y el establecimiento de plántulas en todas las ecozonas en contraste, altos contenidos de agua afectan negativamente el crecimiento de árboles en el *Treeline* (Müller *et al.*, 2015).

Respecto al tipo de clima se encuentra lo siguiente: por debajo de los 4,000 msnm el tipo de clima es “Semi frío subhúmedo con lluvias en verano” (Cb’w2) con temperatura media anual entre 5° y 12°C. El segundo tipo de clima característico que se puede identificar entre los 4,000 y 5,100 msnm es “Frío con lluvias en verano” [E(T)CHw] la temperatura media anual oscila entre -2 y 5°C (García, 1988).

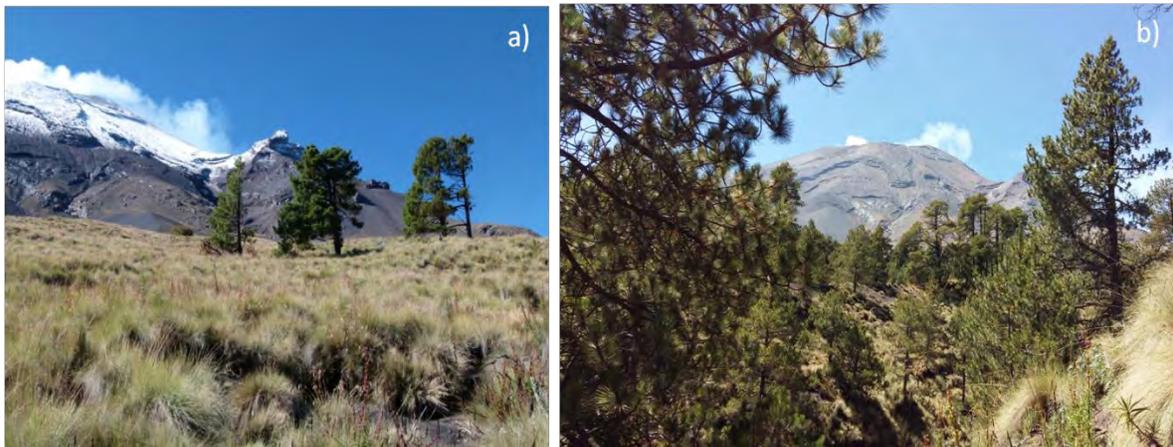
En el Popocatépetl el límite de la zona nival se encuentra a 4,950 msnm a excepción de la vertiente sur en donde no existe una capa de nieve permanente (Almeida Leñero *et al.*, 1994). A esta altitud existe un tipo de clima “Frío con lluvias en verano” (EFHw), la temperatura del mes más frío y del más cálido es inferior a los 0°C. Desde la mitad del siglo pasado se ha observado un retroceso de los frentes de los glaciares del Popocatépetl asociado al aumento de la temperatura regional, consecuencia de la variabilidad climática, fenómeno observado en otros glaciares del mundo (White, 1981; Almeida Leñero *et al.*, 2016). El retroceso del límite nival comenzó a ser más notable en el volcán debido a la intensa actividad a partir de 1994 (Delgado Granados, 1996; 1997).

Considerando los datos climáticos, el gradiente térmico de la región ha sido calculado en diferentes trabajos en -0.6°C por cada 100 metros de ascenso altitudinal (Lauer, 1978; Lauer y Stiehl, 1973; Torres Beltrán, 2013; Franco Corona, 2015).

#### **2.4.2 *Pinus hartwegii***

El pino de las alturas, *Pinus hartwegii*, es una especie que se localiza en las altas montañas del centro de México (Figura 2.3 a y b). Es la especie arbórea que alcanza mayor altitud y conforma el Límite Superior del Bosque (LSB) situado en promedio a los 4,000 msnm.

Almeida Leñero *et al.* (1994, 2004, 2016) observó que hay una tendencia gradual de las plantas para reducir su talla en altura de acuerdo a la altitud a la que se establece. En altitudes bajas forma asociaciones de estatura elevada (15 a 20 m) pero después de los 3, 500 m de altitud, la comunidad se hace menos densa y fisonómicamente distinta a partir de los 3, 900 m, en donde constituye un bosque achaparrado o en forma de *krummholz*, de 5 a 8 metros de altura, gradualmente el bosque se vuelve más aislado y en el *Treeline* los individuos arbóreos alcanzan en promedio estaturas de 3 m (Körner, 2012). La fisonomía achaparrada del pino está asociada al efecto que las nevadas tienen en sus ramas, ya que las ramas se pliegan y rompen por el peso de la nieve. Así mismo, el efecto del viento a la altitud del LSB propicia que *Pinus hartwegii* se mantenga a baja altura. Otra de las características que se puede observar en individuos del *Timberline* y del *Treeline* del Popocatepetl es el "efecto bandera" que es la ruptura e inclinación de las ramas en el lado expuesto a los vientos dominantes, presentando primero la copa ligeramente disimétrica y llegando, en los casos de mayor impacto, a la total desaparición de ramas en dicho lado y a tumbarse paralelamente al suelo (Ibarra-Benlloch, 1989) (Figura 2.3a). Este efecto ayuda a determinar la dirección dominante del viento en las altas montañas. La fisonomía y composición de la comunidad vegetal es la que determina la forma y tipo de *Treeline* como fue mencionado en el capítulo 1.



**Figura 2.3.** Bosque de *Pinus hartwegii* en el *Treeline* del Popocatepetl. a) Efecto bandera y total desaparición de ramas del lado del barlovento en individuos de *Pinus hartwegii* en la ladera norte del volcán. b) Individuos jóvenes y longevos de *Pinus hartwegii* en la barranca Tenenpanco-Huiloac en donde se observa arbolado longevo por debajo del *Timberline*, ladera norte del volcán.

*Pinus hartwegii* coexiste en el Popocatepetl con otras especies de pino, pero no tiene competencia con otras especies en su límite superior asociándose su ecotono con el del zacatonal alpino.

La edad de los pinos es un aspecto que también varía respecto a la altitud. Se han encontrado individuos de 120 años de edad por debajo de los 4,000 msnm en el bosque cerrado (*Timberline*) e individuos más jóvenes (64 años) por encima de ese nivel altitudinal, esto en el Iztaccíhuatl, un volcán a 16 km al norte del Popocatepetl y que se encuentra inactivo desde el Pleistoceno (Torres Beltrán, 2013).

Aproximadamente a los 4,200 msnm de acuerdo al análisis dendrocronológico de Torres Beltrán (2013) los individuos de *Pinus hartwegii* tienen anillos más anchos, incluso más que los individuos a menor altitud, lo cual se debe a la falta de competencia y a condiciones ambientales más favorables en años recientes. Se concluye que lo que sucede en el Iztaccíhuatl es un claro ejemplo de la tendencia de ascender el LSB, fenómeno provocado por el aumento local de la temperatura de regional, en donde el *Timberline* y el *Treeline* han colonizado cotas de mayor altura en respuesta a la variabilidad climática. Por lo tanto, el control del LSB en el Iztaccíhuatl puede considerarse de tipo climático y especialmente térmico. Así, alrededor de los 4,200 m existe buena calidad de sitio para *Pinus hartwegii* y poca competencia. No obstante, a los 4,300 m se presentan ya condiciones de estrés en el arbolado. A esa altitud se encontró en el Iztaccíhuatl anchos de anillo en general pequeños, aún en condiciones de nula competencia entre los individuos (Torres Beltrán, 2013).

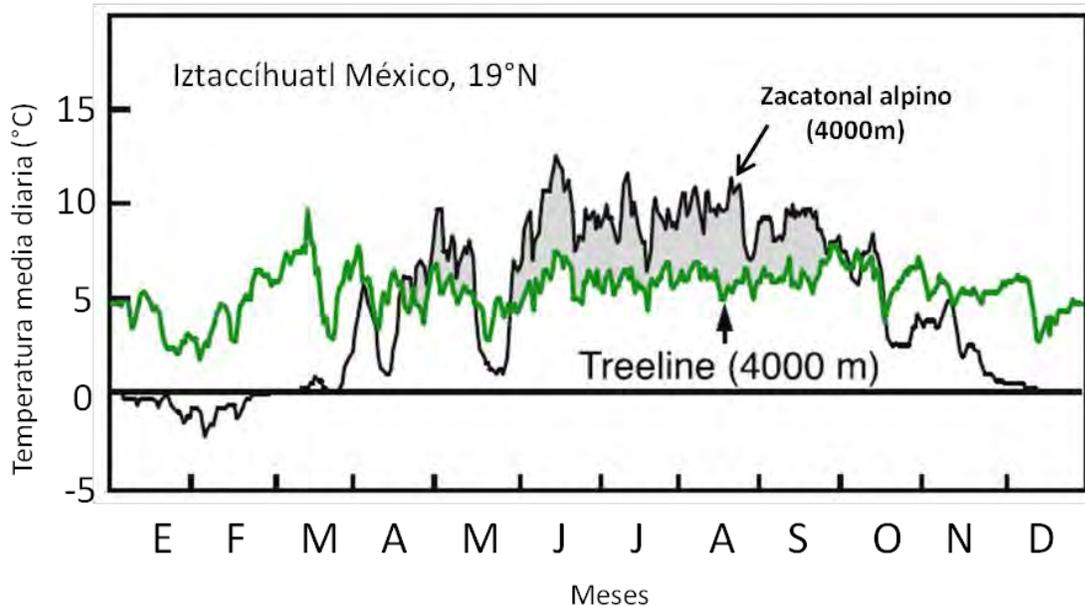
La cercanía entre el Iztaccíhuatl y el Popocatepetl permite comparar sus LSB por encontrarse ambos volcanes a la misma latitud y con condiciones ambientales muy semejantes a pesar de la diferencia en actividad que presentan. En este sentido, Franco Corona (2015) encontró el LSB del Popocatepetl más bajo respecto del Iztaccíhuatl, concluyendo que la actividad volcánica influye en el establecimiento de *Pinus hartwegii* por encima de los 4,200 msnm. No obstante, asciende en el Popocatepetl de manera diferenciada ajustándose a la geomorfología del sitio.

En un sondeo preliminar en 2015 se encontraron individuos en el rango de 2 a 8 años de edad en el Popocatepetl sobre depósitos nuevos originados por lahares ocurridos en 1997 y 2001 en la barranca Tenenepanco-Huiloac en la ladera norte del Popocatepetl. Esta rápida recolonización sigue presentándose hoy en día en dichos depósitos y sobre superficies agrestes en los sitios de muestreo dendrocronológico para el presente estudio.

### **2.4.3 La Temperatura ambiente y su relación con la posición del LSB**

A la altitud del LSB (~4,000 msnm) la temperatura media anual es de 5°C, enero es el mes más frío (3°C) y agosto el mes más cálido (7°C), de acuerdo con datos de Lauer y Klaus (1975) para el Pico de Orizaba. Dado que este volcán se encuentra a la misma latitud que el Popocatepetl, se han

extrapolado los datos, asumiendo que presentan condiciones similares (Franco Corona, 2015). Existe una marcada oscilación térmica diaria alrededor del punto de congelación durante todo el año. La isoterma de 5°C se ubica a los 4,000 m y coincide con la posición del Límite Superior del Bosque (LSB) para las montañas del centro de México (Figura 2.4).



**Figura 2.4.** Temperatura media para el Iztaccíhuatl a la altitud del *Treeline* (línea verde). Se observa la fluctuación de la misma a lo largo del año, manteniéndose casi estable durante el período de crecimiento de *P. hartwegii*. La línea negra representa la temperatura media anual del zacatonal alpino (Tomada y modificada de Körner, 2012).

La altitud a la que se establece *Pinus hartwegii* nos da un indicio de lo tolerante que llega a ser a las bajas temperaturas. No obstante, a pesar de que este pino se extiende poco a altitudes de más de 4,000 msnm, aún en condiciones de suelo favorables, se ha demostrado que la principal limitante del establecimiento del pino es la temperatura (Torres Beltrán, 2013; Franco Corona, 2015) por lo que es un buen indicador ecológico.

Lauer y Klaus (1975) observaron que hay una relación entre el comienzo del periodo de crecimiento de *Pinus hartwegii* (entre marzo y abril) con la disminución del número de días con heladas. Por lo que el periodo de crecimiento finaliza cuando el número de días con heladas aumenta entre octubre y noviembre por lo tanto, se demuestra una vez más que la principal limitante en el crecimiento son las bajas temperaturas.

*Pinus hartwegii* requiere un período de descanso en invierno, su fase principal de crecimiento es en verano (Lauer, 1978). Las semillas del pino germinan favorablemente a una temperatura mínima de 10°C, óptima de 30°C y máxima de 35°C, y a pesar de que la especie está adaptada al clima frío requiere temperaturas relativamente altas para su germinación (Aguilar, 2012). De acuerdo con observaciones detalladas en el Nevado de Colima a 3,760 msnm, el crecimiento de la especie inicia en marzo-abril, el máximo incremento radial ocurre al final de la primavera (mayo) cuando aumenta la temperatura del suelo y la radiación solar llega a su máximo, el incremento continúa en el verano en respuesta a las lluvias (junio-julio) y concluye en octubre-noviembre (Biondi *et al.*, 2005; Biondi y Hartsough, 2010).

Otros factores ambientales como el desarrollo del suelo, el viento y la luz inciden en el establecimiento del pino. La topografía y la geomorfología también influyen en la posición del LSB, de manera que en sitios con topografía uniforme el límite varía poco en altitud respecto a las zonas con mayor contraste topográfico, en donde la posición del *Timberline* y del *Treeline* estarán en función de la geomorfología del sitio (Torres Beltrán, 2013) la cual es determinante en la forma que adquirirá el LSB (Harsch y Bader, 2011). Es importante mencionar que la dinámica geomorfológica que se presente en el sitio influye determinadamente en la composición del LSB.

A pesar de que la principal limitante en el establecimiento de *Pinus hartwegii* es la temperatura, el pino ha podido establecerse en altitudes mayores, es decir, el *Timberline* y el *Treeline* han colonizado cotas de mayor altitud como consecuencia de la variabilidad climática regional. El ascenso del LSB de tipo térmico se presenta en diversas montañas del mundo incluyendo el Iztaccíhuatl (Körner, 2012; Körner y Paulsen, 2004).

No obstante, en el caso del Popocatepetl, los continuos depósitos de materiales piroclásticos, principalmente cenizas, han afectado la posición y avance de *Pinus hartwegii*. Almeida Leñero *et al.* (2016) han identificado en el Popocatepetl, que la homogeneidad del sustrato contrasta con la diversidad florística debido a los continuos depósitos de ceniza, por lo que la discrepancia florística como de comunidades vegetales es consecuencia de la actividad volcánica. Pese a ello, hasta el momento no se ha estimado el impacto en la fitodiversidad por la actividad volcánica reciente. Sin embargo, Franco Corona (2015) ha observado una rápida recolonización del pino sobre superficies afectadas por los fenómenos volcánicos más efusivos a partir de 1994, lahares (1997 y 2001) y flujos piroclásticos (2001) (García Romero *et al.*, 2015; Rangel Ríos, 2011).

#### 2.4.4 Temperatura del suelo

La temperatura del suelo es la segunda limitante que más afecta el crecimiento de los árboles en el LSB. Dado que las bajas temperaturas controlan la descomposición y absorción de nutrientes, la germinación de las semillas, el crecimiento de las plántulas, la maduración de brotes anuales y el almacenamiento de reservas, esta variable representa un valor crítico durante el período de crecimiento.

De acuerdo con Körner y Paulsen (2004) la temperatura media del suelo durante la estación de crecimiento arbóreo está en un rango de  $6.4 \pm 0.7^\circ\text{C}$  a 10 cm de profundidad a la altitud del *Treeline* en México (Figura 2.5). Cabe mencionar que a escala local estos datos pueden variar significativamente, tal como lo sugieren Müller *et al.* (2015) quienes observan que si bien se pueden extrapolar resultados debido a la altitud del *Treeline* en diferentes montañas del mundo, también se deben realizar estudios a escala local debido a que se pueden obtener datos adicionales respecto a la temperatura del suelo local. Observaciones del Nevado de Colima indican que el incremento radial de *Pinus hartwegii* entre abril y mayo se correlaciona sobre todo con la temperatura del suelo y alcanza su máxima en mayo (Biondi y Hartsough, 2010).

Durante la estación de crecimiento arbóreo existe un descenso gradual de la temperatura media del suelo en donde en el *Timberline* la temperatura es menor y por encima del *Treeline* la temperatura aumenta debido a la menor la densidad de árboles que produce un mayor calentamiento radiactivo del suelo, este patrón de comportamiento es observado en un transecto altitudinal en diferentes ecozonas (Müller *et al.*, 2015).

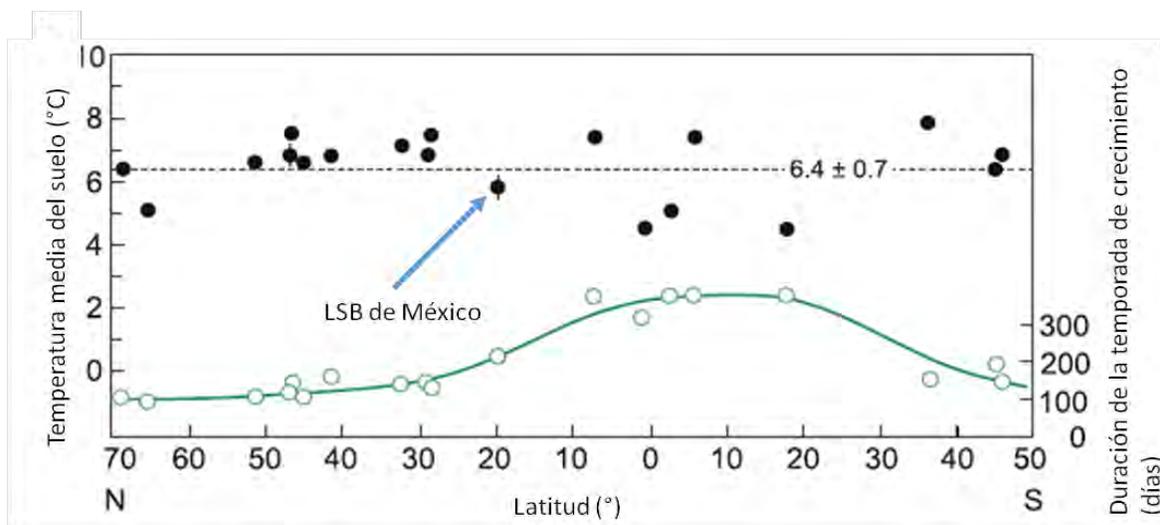


Figura 2.5. Temperatura media del suelo y duración de la temporada de crecimiento en el LSB de 40 sitios en todo el mundo (trazados en función de la latitud). Los puntos negros indican la temperatura media del suelo en diferentes *Treelines* del mundo y los círculos verdes representan la duración de la estación de crecimiento en esos mismos sitios (Tomada y modificada de Körner, 2012).

A pesar de que las variables climáticas son más importantes durante la estación de crecimiento arbóreo, por la limitación o exceso de la temperatura y la precipitación, que pueden afectar positiva o negativamente el crecimiento arbóreo de un año e influir en las condiciones del año posterior y posiblemente de los 3 o 4 años subsecuentes, la relación e influencia "clima-crecimiento" debe estar bien determinada (Fritts, 1965). En dendrocronología es importante establecer dicha relación, para definir también la sensibilidad de la especie y la influencia en el normal crecimiento respecto a las condiciones climáticas. Como fue mencionado antes, otros aspectos como la topografía, la radiación solar y la influencia del viento, tienen efectos indirectos o son realmente proxies.

Por lo tanto, una limitante para el ascenso altitudinal del LSB son los cambios térmicos en el suelo como el permafrost. Cabe destacar que hay pocos estudios que abordan el comportamiento térmico de las montañas tropicales, y la distribución del permafrost, sobre todo en volcanes activos.

En las montañas más altas de México (Iztaccíhuatl, Popocatepetl y Pico de Orizaba) la actividad periglacial comienza por encima de los 3,900 msnm y el permafrost a partir de los 4,600 m (Andrés *et al.*, 2012). Datos para la temperatura del suelo fueron analizados por estos autores para el volcán Iztaccíhuatl. Asumiendo comportamientos similares, los datos se extrapolan al Popocatepetl dada la corta distancia entre ambos volcanes (15 km) y por estar en la misma latitud.

A 4,137 msnm y a una profundidad de 10 cm del suelo, la temperatura mínima registrada es de 3.8°C en enero, y la máxima es de 22.3° en julio, el mes más cálido, en un período de un año. Por encima del LSB (4,890 msnm) a 10 cm de profundidad la temperatura media es de 0.63°C y a 30 cm de profundidad del suelo se registra un descenso en la temperatura inferior a los 0°C (-0.58°C). Por lo tanto, a los 4,890 msnm y por cada 10 cm de profundidad en el suelo, la temperatura disminuye -0.6°C, esto como una posible existencia de un punto frío que se explica por la presencia del permafrost.

De acuerdo con Lauer (1978) a la altitud del *Timberline* (~4,000 msnm) la temperatura a 70 cm del suelo es de 5°, pero a los 50 cm de profundidad no hay una fluctuación de la temperatura, esta se estabiliza.

Andrés *et al.*, (2012) indican que existe una acción de la energía geotérmica en el suelo con respecto a los procesos periglaciares y a la distribución del permafrost en el suelo que en el caso del Popocatepetl fueron obtenidos a partir de los datos de la temperatura del suelo; estos modelos de distribución indican la existencia del permafrost a partir de los 5,100 msnm, es decir, 200 metros más elevado que el Iztaccíhuatl.

## **2.5 El *Timberline* y el *Treeline*: su relación con el desarrollo edáfico**

Las relaciones entre las propiedades del suelo y el control del crecimiento de los árboles en su límite superior han sido poco analizadas. Aunque se sabe que la temperatura ambiente y la temperatura del suelo (durante la estación de crecimiento) son los factores más importantes que limitan el crecimiento arbóreo en el *Treeline*, Müller *et al.* (2015) aseguran que conocer estos supuestos es la causa de que los estudios se enfoquen más a observar patrones de escala global que de escala local. No obstante, las condiciones climáticas regionales son las que pueden marcar una diferencia en las medias anuales de temperatura del suelo y del ambiente.

Si bien los patrones globales de circulación atmosférica influyen y determinan el clima en diferentes ecozonas y con ello la posición altitudinal del LSB en el mundo se ve influenciada, marcando con ello las zonas bioclimáticas tal como proponen Körner y Paulsen (2004) y Körner (2012), en especial la temperatura del suelo es una variable que difiere a escala local y en muchas ocasiones no sólo está determinada por el clima regional, sino también por las condiciones edáficas y topográficas del sitio.

En una revisión Müller *et al.* (2015) encontraron que las investigaciones a nivel global se centran en determinar los factores limitantes del crecimiento arbóreo en el *Treeline* desde una perspectiva ecofisiológica, en tanto que los más locales se centran sobre los efectos del microclima, la topografía o la historia de la movilidad espacial del *Treeline*. Sin embargo, sólo se abordan datos de la temperatura del aire y del suelo, sin considerar que existen otras variables que condicionan o limitan el crecimiento arbóreo en el LSB y una de ellas es el desarrollo edáfico.

Los ecotonos en el *Treeline* alpino son caracterizados por extremas condiciones climáticas y muy limitados recursos. Por lo tanto, realizar un análisis con una perspectiva de escala local se considera apropiado cuando se establece que los efectos complejos de las propiedades del suelo a pequeña escala afectan el crecimiento de los árboles en el *Treeline* en el sentido de que puedan limitar el crecimiento de árboles incluso en el *Timberline*.

Por esta razón, en este trabajo se ha realizado un análisis edafológico en diferentes altitudes, considerando el *Timberline* y el *Treeline*, para determinar y comparar las características del desarrollo edáfico y poder identificar las causas que influyen o limitan el crecimiento y establecimiento de *Pinus hartwegii*, ya que más allá de los aspectos climáticos, el objetivo es observar la influencia de las propiedades físicas del suelo en el establecimiento arbóreo.

Por su parte, Schmid *et al.* (2009) realizan un estudio en donde relacionan el desarrollo de la pedogénesis y el crecimiento de los árboles en el *Treeline* alpino del Parque Nacional de los Glaciares en Montana, Estados Unidos, para comprender las limitaciones en el crecimiento arbóreo y porque las plántulas de las coníferas son capaces de establecerse en ciertos lugares por encima del *Treeline*, pero no en otros.

Por lo tanto, no se puede desestimar la relación entre el suelo y la vegetación arbórea, sabiendo que las propiedades edáficas pueden afectar a la vegetación dadas las condiciones de la temperatura del suelo, la disponibilidad de agua, la descomposición y el suministro de nutrientes disponibles en la planta. Los procesos que ocurren en el suelo tienen efectos en la vegetación y éstos dependen parcialmente de las condiciones climáticas debido al cambio altitudinal (Müller *et al.*, 2015).

Schmid *et al.* (2009) determinan que las diferencias en el desarrollo edáfico en altitud están marcadas por la estabilidad geomorfológica del sitio. En su investigación no encuentran diferencias en el desarrollo de los suelos de árboles que se encuentran en el *Treeline* respecto a los del *Timberline*, pero sí identifican que hay una mayor aportación de nutrientes en los primeros 10 cm de suelo en lugares con arbolado más viejo, es decir, aquellos que están en el *Timberline*. En este sentido, Müller *et al.* (2015) indican que el crecimiento de los árboles es afectado por un insuficiente suministro de nutrientes, falta de disponibilidad de agua, pero principalmente por las bajas temperaturas del suelo.

El nitrógeno es considerado como el nutriente más limitante en producción primaria de plantas terrestres incluyendo árboles del *Treeline*, por lo que la reducción de disponibilidad de este elemento en el suelo puede afectar el crecimiento de los árboles en el límite superior. No obstante, Müller *et al.* (2015) encontraron que en diferentes zonas bioclimáticas las concentraciones de nitrógeno son aún más altas que las de carbono en suelos y árboles del *Treeline*. Las concentraciones de carbono decrecen ligeramente con la elevación. Por lo tanto, el *Treeline* es un sumidero de nutrientes más que una fuente. Sin embargo, se tendrá que indagar más acerca del papel de los nutrientes en el suelo y el establecimiento de los árboles bajo condiciones ambientales extremas.

Siguiendo a Müller *et al.* (2015) la disponibilidad de nutrientes (N, K, Mg) disminuye en general en altitud, y las concentraciones de carbono en el suelo (Of y Ah) decrecen ligeramente con la elevación, aunque esto no es significativo, en tanto que las concentraciones de nitrógeno y su decrecimiento sí son significativas en dichos horizontes.

Por último, Müller *et al.* (2015) señalan que existe una simbiosis con hongos micorrícicos o comunidades microbianas como un efecto positivo en el crecimiento de los árboles del *Treeline*. Así mismo, la interacción de los árboles en el LSB con los suelos también es controlada por la influencia primordial de la velocidad y la dirección del viento que conducen a patrones no homogéneos de las condiciones de nutrientes y humedad del suelo dentro y fuera del *Treeline*, en los lados del sotavento. En contraste, Schmid *et al.* (2015) no encontraron una influencia del viento ni en el sotavento ni en el barlovento en el desarrollo del suelo.

## CAPÍTULO 3. MATERIALES Y MÉTODOS

La metodología utilizada en este estudio se divide en cuatro fases principalmente: recopilación e integración de la información, trabajo en campo y procesamiento y análisis de resultados. En la Figura 3.1 se muestra un esquema que sintetiza el trabajo realizado.

### 3.1 Diseño de muestreo dendrocronológico

#### 3.1.1 Transectos altitudinales en laderas

Los sitios de muestreo son 2 barrancas que se encuentran al norte del Popocatepetl en las laderas de la barranca Tenenepanco-Huiloac y la Espinera, las cuales han sido afectadas por procesos volcano-geomorfológicos. Aledañas a estas barrancas se realizaron los transectos altitudinales en donde se llevó a cabo el muestreo dendrocronológico en bosques de *Pinus hartwegii* en individuos pertenecientes al Límite Superior del Bosque (LSB).

Cabe destacar que en los sitios de muestreo aparentemente no se presentan indicios recientes de tala selectiva y/o pastoreo intensivo, ambas barrancas se encuentran dentro de una Área Natural Protegida (ANP), el Parque Nacional Izta-Popo Zoquiapan. Por otra parte, el paso a los turistas quedó restringido para el ascenso a la montaña luego de la reactivación volcánica en diciembre de 1994.

Los núcleos de crecimiento fueron obtenidos considerando árboles que estaban en el *Timberline* y llegando hasta individuos del *Treeline*, el muestreo se realizó de la siguiente manera:

A lo largo de un transecto, cada 20 m se estableció una "estación", dentro de cada "estación" y en un radio de 10 m se consideró a los dos árboles en apariencia más viejos a los cuales se les extrajeron 2 núcleos de crecimiento con un barreno tipo *Pressler* es decir, que por cada "estación" 2 árboles fueron muestreados, obteniendo en total 4 núcleos por "estación".

Otros datos como la localización (GPS) de cada árbol, el Diámetro a la Altura del Pecho (DAP) y la altura a la que fue tomada la muestra en cada pino fueron registrados (Figura 3.2 a). Este último dato es importante dado que uno de los objetivos es determinar la variación de la edad del arbolado con la altitud. Por lo tanto los núcleos se colectan lo más cerca posible de la base del árbol. Lo idóneo es llegar a la médula ("corazón del árbol") para tener certeza de que se tienen todos los anillos crecimiento; cuando esto no fue posible fue necesario calibrar las edades del arbolado considerando falsos anillos, anillos ausentes y perdidos.

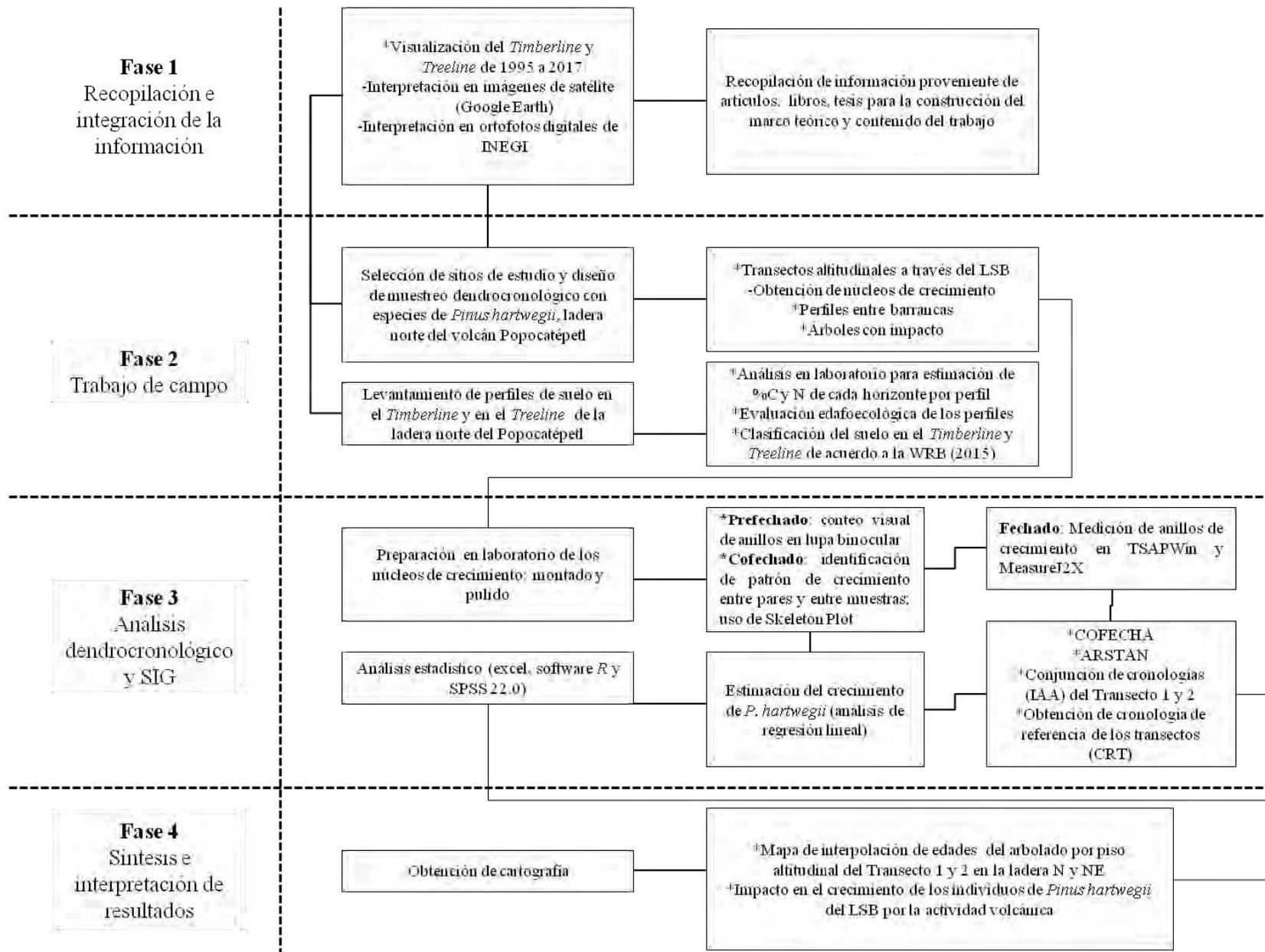
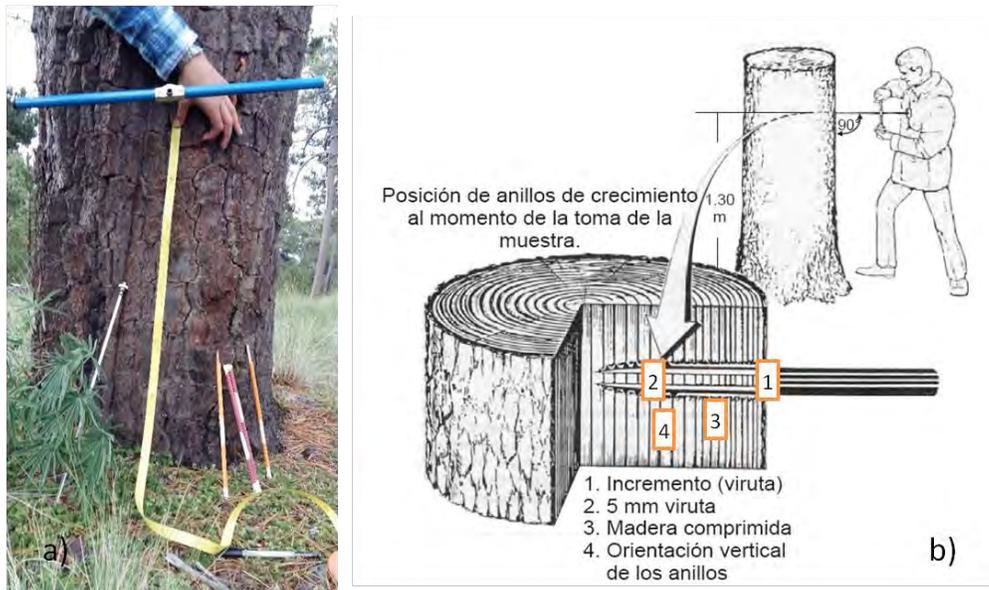


Figura 3.1. Fases metodológicas que integran la investigación.



**Figura 3.2. Proceso de muestreo dendrocronológico. a) Árbol en donde se observa la altura de la toma de la muestra y el barreno de incremento Pressler. b) Proceso de extracción de núcleos de crecimiento (Tomado y modificado de Villanueva *et al.*, 2004).**

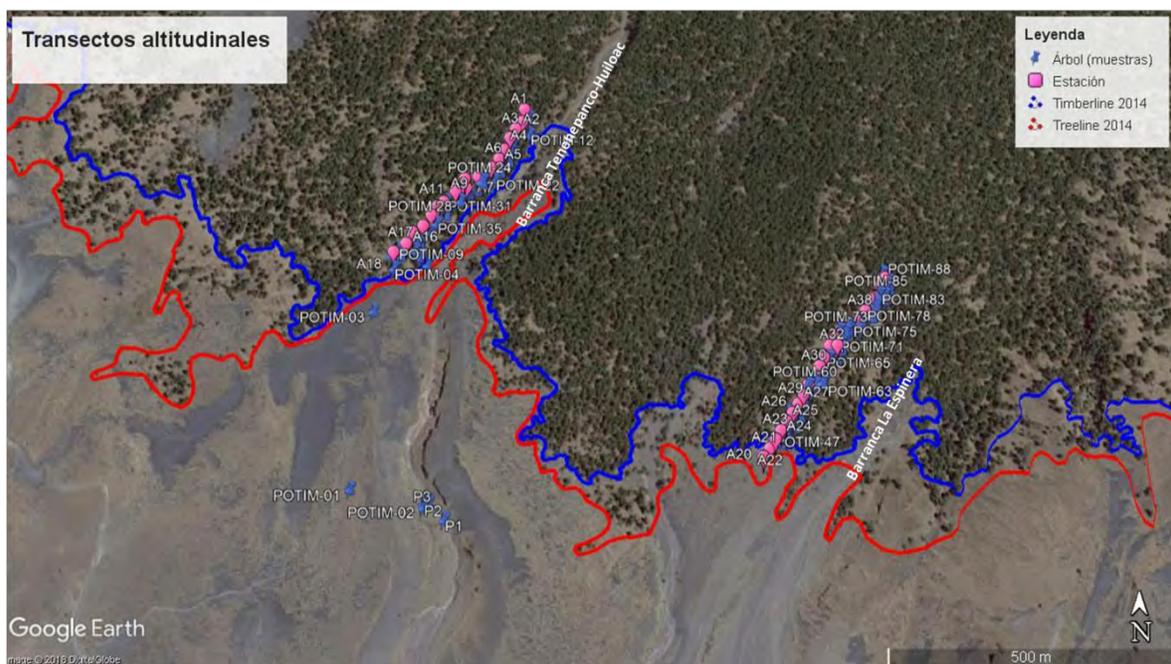
A los núcleos colectados se les asignó la clave "POTIM" haciendo referencia a muestras del Popocatepetl pertenecientes al *Timberline*.

El primer Transecto se realizó en la barranca Tenenepanco-Huiloac, en la ladera norte del Popocatepetl, y quedó conformado por un total de 18 estaciones (A1-A18), cubriendo aproximadamente 385 metros. En este transecto se muestrearon 42 árboles, es decir, se obtuvieron 84 muestras de núcleos de crecimiento de *Pinus hartwegii*.

El segundo Transecto se realizó en la barranca La Espinera (ladera norte), y estuvo conformado por un total de 23 estaciones (A20-A42) cubriendo 443 metros aproximadamente; 45 árboles y 96 muestras en total fueron colectadas. Cabe destacar que en este transecto el bosque era más abierto por lo que hubo estaciones con 2 ó 3 árboles muestreados (Figura 3.3).

La base de datos correspondiente a los 2 Transectos se puede ver en detalle en el anexo (Anexo A).

Los árboles del muestreo de ambos Transectos se utilizaron para generar una cronología de referencia, asumiendo un normal crecimiento de estos individuos del LSB, ya que de manera general se ha asumido que los individuos muestreados no están bajo el efecto directo del volcanismo. Sin embargo, realizar el muestreo a través de dos Transectos tuvo el propósito de (a) observar la variación de edad con la altitud, bajo la hipótesis de que no habría un decrecimiento gradual de la edad a mayor altitud, como es el caso del volcán Iztaccíhuatl; y (b) generar una cronología de referencia que muestre la variabilidad climática reciente a la altura del LSB del Popocatepetl.



**Figura 3.3.** En la imagen de Google Earth se pueden observar los 2 Transectos en donde se realizó el muestreo dendrocronológico, ladera norte del Popocatepetl.

### 3.1.2 Perfiles transversales en las barrancas

En la barranca Tenenepanco-Huiloac además se realizó un perfil en el cruce de la misma, de ladera a ladera, para establecer la edad del arbolado de acuerdo a su posición en el relieve, suponiendo que de acuerdo a la posición en la ladera la edad de un árbol será diferente (a mayor cercanía a la zona del cauce, menor edad de los árboles, ya que el cauce es la zona más activa por donde descienden los lahares).

Cabe mencionar que esta barranca fue una de las afectadas por fenómenos laháricos producto de la actividad reciente del volcán. Un primer lahar ocurrió en 1997 y uno segundo, aunque de menores proporciones, en el año 2001. De esta manera también se tomaron algunas muestras a los árboles que fueron afectados aparentemente por el paso de los lahares, es decir, aquellos que tenían algún impacto visible, como decapitación e inclinación, que posiblemente pudieron ser consecuencia del flujo de material que se desprende de los lahares.

A las muestras con impacto se les asignó la clave de "POIM", y las muestras del perfil en las laderas "POP".

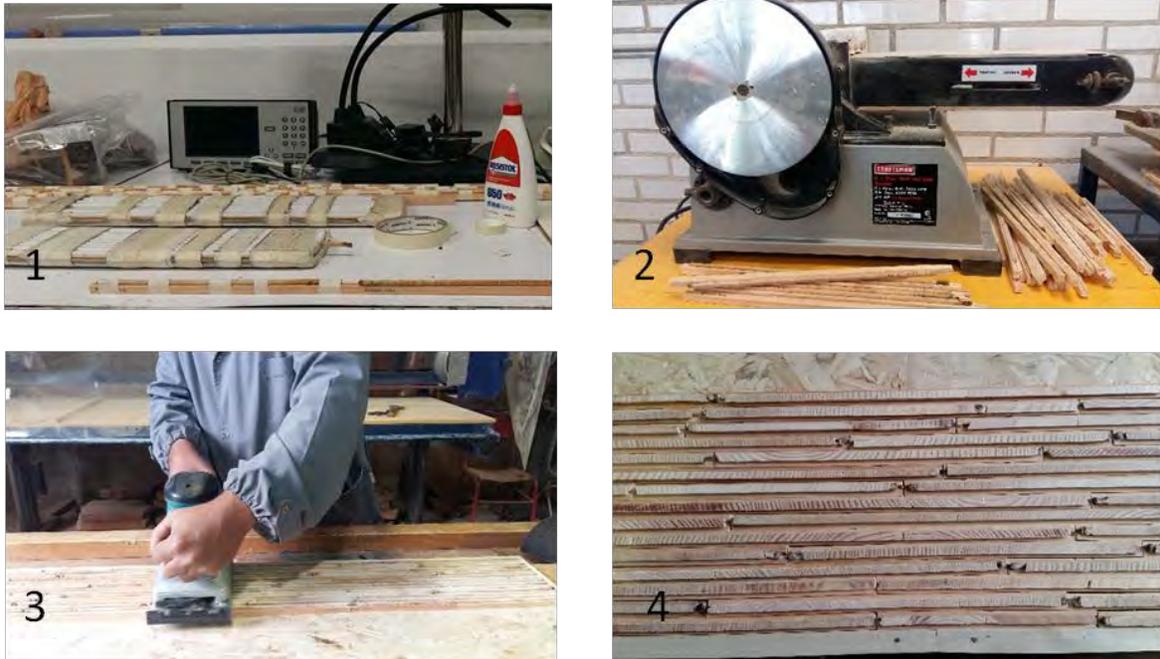
Teniendo la cronología de referencia, es decir, la de los Transectos altitudinales, se puede comparar el crecimiento de los árboles que no están aparentemente bajo el efecto de la actividad volcánica respecto a los que muy probablemente presentan un efecto como lo son los árboles impactados. Se espera que ante la ocurrencia de un disturbio inusual (factor desencadenante) que afecta negativamente la parte inferior o superior de un árbol dominante (predispuesto), se formará un anillo de crecimiento más pequeño (Rodríguez Catón, 2015).

Así mismo, hay diferentes métodos para determinar el efecto de un disturbio en el crecimiento de un árbol, mismos que fueron abordados en el capítulo 1 de este trabajo.

### **3.2 Análisis dendrocronológico**

Con el objetivo de detectar e identificar los patrones de crecimiento relacionados con la actividad volcánica de *Pinus hartwegii*, se fecharon y midieron las muestras obtenidas en los dos Transectos, en los perfiles y en los árboles con impacto de acuerdo a la propuesta clásica de Stokes y Smiley (1968).

Previo al análisis dendrocronológico las muestras fueron montadas en bases de madera acanaladas para facilitar su análisis. Se pulieron en lijadora orbital y de banda, utilizando lijas de granos que iban del más grueso al más fino (100 a 400) de esta manera los anillos de crecimiento se visualizan mejor para su análisis en laboratorio (Figura 3.4).



**Figura 3.4. Preparación de núcleos de crecimiento: 1) pegado de las muestras en las bases de madera acanaladas, 2) lijado de muestras con lijadora de banda, 3) lijado de muestras con lijadora orbital, 4) muestras listas para ser analizadas.**

### **3.2.1 Análisis dendrocronológico en laboratorio: COFECHA y Cofechado**

El análisis de las muestras en el laboratorio comenzó con el fechado visual de las muestras utilizando una lupa binocular. Esto se realiza previo a la medición y el objetivo es fechar el año de cada anillo de crecimiento, así como conocer el año de formación del anillo más interno y cercano a la médula ("corazón del árbol"). Este paso es fundamental ya que será el año base para el inicio de la medición.

Respecto al anillo correspondiente al año más externo o el más cercano a la corteza, fue considerado el 2016, puesto que en el hemisferio norte la etapa de crecimiento de *Pinus hartwegii* es en primavera (marzo-abril) y continúa durante el verano, terminando entre octubre y noviembre. La estación de crecimiento estaba finalizando al momento de la colecta, por lo tanto, el último anillo formado y que se pudo visualizar corresponde al 2016<sup>2</sup>.

<sup>2</sup> El Transecto 2 se realizó entre marzo y mayo de 2017. No obstante, el anillo correspondiente al 2017 comenzaba su formación y era apenas visible en algunas muestras, por lo que se consideró el anillo correspondiente al 2016 como el último anillo formado y que se podía visualizar en las muestras colectadas.

El cofechado es posible cuando se toman núcleos de distintos sitios de la zona de estudio y se establece un patrón común en el crecimiento arbóreo, anillos anchos y estrechos. Por otra parte, debido a que de cada árbol se obtuvieron dos núcleos de crecimiento, estos se pudieron cofechar entre pares e identificar no sólo los patrones de crecimiento, sino anillos falsos, lentes de crecimiento o anillos ausentes, anomalías muy particulares de crecimiento de cada árbol muestreado.

Las mediciones del ancho de anillo se realizaron utilizando un sistema de medición Velmex con una precisión de 0.01 mm. Para el transecto 1 se utilizó el software Measure J2X y para el transecto 2 se utilizó TSAPWin (Figura 3.5).



**Figura 3.5. Sistema de medición Velmex conectado a una computadora en donde se puede apreciar el microscopio.**

La calidad de la medición de las muestras se corroboró utilizando el programa COFECHA (Holmes, 1983), el cual nos permite observar la correlación estadística entre las series comparando estadísticamente la medición individual de cada muestra con una serie maestra integrada por las muestras correctamente fechadas. Así mismo, detecta errores ocurridos en el proceso de fechado y medición de los anillos de crecimiento.

Aquellas series de cada uno de los transectos que guardaban mejor correlación fueron consideradas para conformar la serie de referencia de cada uno de los transectos (cronología de referencia).

Recordemos que estas muestras se tomaron asumiendo que no han sido impactadas de manera directa por procesos volcano-geomorfológicos, por lo que serían la serie control para datar dichos procesos en el LSB del Popocatépetl.

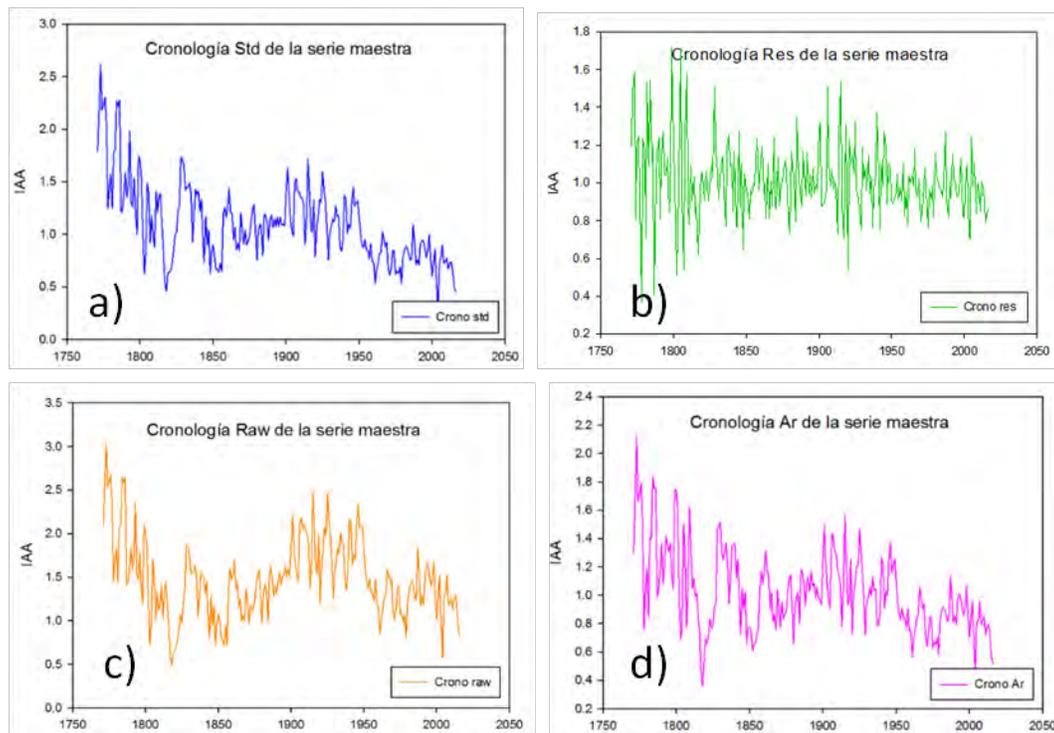
### **3.2.2 ARSTAN**

Esta herramienta fue utilizada posterior al fechado del material y al control de calidad del fechado y mediciones con el programa COFECHA. ARSTAN es un programa que desarrolla cronologías de Índice de Ancho de Anillo (IAA) a través de un proceso de estandarización de las series individuales eliminando la tendencia biológica de crecimiento e incrementando la señal común entre muestras de un mismo sitio.

El programa tiene la opción de ajustar varias curvas teóricas y reducir el ruido entre las series. En este caso se aplicó una curva exponencial negativa o línea recta a la serie de medición. La herramienta genera 4 cronologías: (1) la cronología en base a las mediciones promedio de ancho de anillo (RAW); (2) la cronología estándar (STD) que elimina la persistencia promedio de la serie haciendo una estandarización del ancho de anillo resultando en un valor estimado de la media en donde se transforma el índice a una media de uno; (3) la cronología residual (RES) que muestra la variabilidad existente año por año, eliminando la dependencia de crecimiento de un año a otro modelando de forma autoregresiva; y (4) la cronología Arstan (ARS) que es la cronología residual a la cual se le devuelve la persistencia promedio de toda la serie, es por ello que es muy parecida a la cronología estándar (Figura 3.6). Para los análisis posteriores empleamos la cronología estándar.

Además fueron considerados otros parámetros estadísticos obtenidos del software ARSTAN, mismos que se utilizan para describir lo obtenido en las cronologías.

La **Expresión de la Señal Común (EPS)** es una medida de la variabilidad común presente entre las series que integran la cronología y depende de la profundidad de la cronología. El valor crítico predeterminado de EPS es de 0.85; por lo tanto, cuando el valor obtenido se encuentra por debajo de este valor, es indicativo de que no hay una señal común entre las series que integran la cronología de referencia y la cronología comienza a estar dominada por la señal de nivel de árbol individual en lugar de una señal de nivel de soporte coherente (Speer, 1971). Por ende, un valor por encima de 0.85 se considera confiable dado que indica que hay una señal común entre las series que integran la cronología de referencia, es decir, cronologías confiables.



**Figura 3.6. Cronologías de la Serie de Referencia del Transecto 1 generadas por ARSTAN. a) Cronología estándar de la serie. b) Cronología residual de la serie. c) Cronología Raw de la serie. d) Cronología Arstan de la serie.**

Los valores **Rbar** que indica la correlación media presente en las series de ancho de anillo por segmentos de 50 años desplazados cada 25 años.

La **sensibilidad media** es una medida de la variabilidad de año a año en el ancho del anillo, y va de 0 a 1. Si cada anillo tuviera el mismo ancho, la serie tendría una sensibilidad media de 0. Si todos los demás anillos estuvieran ausentes, entonces la sensibilidad media se acercaría a 1. Por lo tanto,

la sensibilidad media estima la diferencia relativa entre un anillo y el siguiente, representando la variación promedio en el crecimiento que existe año a año en la cronología (Fritts, 1976).

Por último, la **autocorrelación de primer orden**, que corresponde al coeficiente de correlación entre una serie y esta misma desfasada un año (-1), provee una estimación de cómo el crecimiento de un año está influenciado por el crecimiento del año anterior (Rodríguez Catón, 2015).

Cabe mencionar que para los futuros análisis y para evitar trabajar con 2 cronologías de referencia, se compararon las correlaciones de ambos transectos y se homologaron en una sola cronología, de tal manera que sólo se trabajara con una sola base de datos. Para realizar estos análisis se utilizó el IAA estandarizado de la Cronología de Referencia de los Transectos (CRT) ya que el promedio de índices estandarizados proporciona a cada árbol un mismo peso en la cronología (media de todas las series estandarizadas).

La elaboración de la cronología y el estandarizado del transecto 1 fueron realizados con ARSTAN, en tanto que la del transecto 2 y la homologación de las cronologías se realizó con el paquete *dplR* del software *R*. Cabe destacar que se observó que no existen diferencias en la obtención de la cronología y estandarizado por uno u otro paquete.

### **3.2.3 Estimación del crecimiento (recolonización de *Pinus hartwegii*)**

Se ha observado una recolonización de la especie cerca del Transecto 2. Los renuevos de *Pinus hartwegii* se encuentran sobre un flujo piroclástico del Popocatepetl del 22 de enero de 2001, estos pinos han sido identificados en diversas salidas de campo.

Con base en la posición que tienen respecto *al Treeline* y *al Timberline*, se dividió en dos conjuntos o grupos a los individuos que comienzan a colonizar nuevas superficies del flujo piroclástico. La Población 1 se encuentra por encima del *Timberline* del Transecto 2, es decir, entre el *Treeline*, y el *Treeline*; y la Población 2 se encuentra debajo del *Timberline* aledaña al Transecto 2.

Debido a que estos individuos jóvenes son tan pequeños, para determinar su edad se cuentan los nudos que tienen. Así mismo se midieron la altura del individuo y el diámetro a 5 cm de la superficie del suelo (D 5 cm), ya que estos individuos no alcanzan aún la altura del pecho (1.30 m), este último dato fue tomado con un *vernier* para una mejor precisión.

Es importante mencionar que con estos individuos se puede determinar la **écesis** de la especie (Franco Ramos, 2014), considerando el período de formación y estabilización de una nueva

superficie y la germinación de las semillas en estos sitios, y el tiempo que tarda la especie en llegar a la altura del pecho, es decir, el número de años desde la germinación hasta el crecimiento de la especie a 1.30 m de altura.

Como explicación a la germinación del pino en superficies agrestes se ha considerado el proceso de "**serotinia**"<sup>3</sup> como un posible factor desencadenante, ya que a pesar de las condiciones tan adversas del sitio *Pinus hartwegii* logra colonizar espacios como los depósitos del flujo piroclástico de enero de 2001 (este evento quemó a los individuos arbóreos del *Treeline* en su paso por la barranca La Espinera). Cabe mencionar que *Pinus hartwegii* es uno de los pinos mexicanos mejor adaptados al fuego con diferentes tipos de adaptaciones a este factor ecológico (Rodríguez-Trejo, 2002). No obstante, el hecho de que estén ahora establecidos los pinos en los depósitos del flujo piroclástico, no garantiza su supervivencia ya que el sitio se encuentra a gran altitud, el suelo es prácticamente inexistente y la dinámica erosiva es muy intensa.

Los datos dasonómicos de todos los individuos juveniles de *Pinus hartwegii* de las Poblaciones 1 y 2 fueron utilizados para estimar el número de años que requiere la especie a la altitud del LSB para alcanzar la altura de muestreo, y con ese dato poder corregir (calibrar) la edad de todos los individuos no juveniles muestreados con fines dendrocronológicos en los Transectos 1 y 2.

Al conocer la velocidad (tiempo) de recolonización de la especie en superficies nuevas y tener datos como los ya mencionados, se pudo realizar una estimación del crecimiento considerando las relaciones:

- Edad - altura del individuo
- Diámetro a 5 cm de la base (D 5 cm) - edad

Lo anterior fue realizado para la Población 1 y la Población 2 por separado, para observar posibles diferencias entre ambas. Así mismo, se hizo una regresión lineal considerando el conjunto de ambas poblaciones, y con ello decidir cuál de las tres fórmulas de regresión lineal (Población 1, Población 2, conjunto de poblaciones) era conveniente utilizar para calibrar la edad del arbolado de los Transectos 1 y 2.

---

<sup>3</sup> Carácter adaptativo clave de las plantas frente al fuego que puede verse influida por otros factores ambientales y fisiológicos (<http://hdl.handle.net/10532/3933>).

Cabe mencionar que ambas poblaciones están muy cercanas, separadas por apenas unas decenas de metros de distancia. Como se mencionó, la Población 1 se encuentra por encima del *Timberline* y la Población 2 se encuentra aledaña al Transecto 2 por debajo del *Timberline*.

Las estimaciones se realizaron considerando el crecimiento de la especie (altura del individuo) y el incremento radial, ambas variables divididas entre la edad (nudos contabilizados por individuo). El resultado de ese cociente es la estimación de crecimiento del diámetro y de la altura de acuerdo a la edad.

Se planteó la hipótesis de trabajo de que la Población 1 crece más rápidamente que la Población 2, debido a que la primera no tiene competencia de crecimiento por encontrarse sus individuos por encima del *Timberline*, es decir, pertenecen al *Treeline*, mientras que la Población 2, no obstante, por encontrarse debajo del *Timberline* y por ende bajo la protección de árboles más longevos, enfrenta más competencia en su crecimiento debido a la presencia de dichos árboles. Para determinar si existía o no una diferencia estadísticamente significativa en el crecimiento de las Poblaciones 1 y 2 de individuos juveniles, se realizó una prueba *T-student* considerando para ello un error aceptable de alfa de 0.05.

### 3.2.4 Calibración de las edades del arbolado

Para tener la certeza de la edad del arbolado y considerando anillos falsos, perdidos o ausentes, se calibró la edad de cada individuo del Transecto 1 y 2.

La fórmula que se utilizó para calibrar la edad del arbolado es:

***Edad calibrada del árbol= anillos contados + anillos faltantes (plantilla estandarizada) + altura anual***

La base del cálculo de edad son los ***anillos contados*** en cada muestra dendrocronológica obtenida. Dado que se colectaron dos muestras de cada árbol, se eligió la que tuviera el mayor número de anillos.

El término ***anillos faltantes*** se refiere al número de anillos que faltan en cada muestra dendrocronológica cuando dicha muestra no pasa exactamente por la médula del árbol. Utilizando plantillas estandarizadas de calibración de diferentes escalas (Figura 3.7) a la cantidad de anillos contados se sumaron los anillos faltantes en aquellos núcleos en donde no se llegó a la médula del árbol.

A los dos términos anteriores hay que sumar el número de años transcurridos para que el árbol alcance la altura a la que se tomó la muestra dendrocronológica (dato conocido como *altura anual*) (Torres Beltrán, 2013). Esto comúnmente se hace siguiendo la siguiente fórmula:

$$\text{Altura anual} = h\text{-muestra (cm)} / h\text{-años (cm)}$$

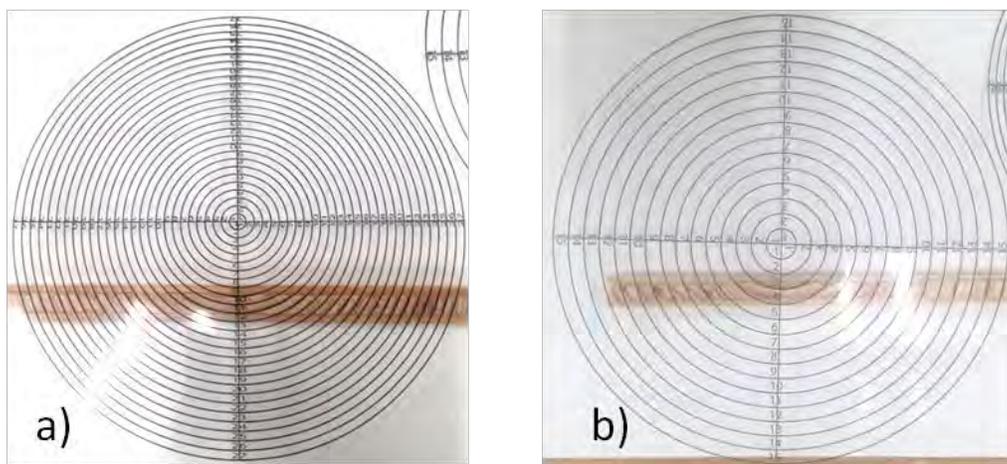
**En donde:** h-muestra= altura de la toma de la muestra

$$h\text{-años} = [\text{altura total de árbol (m)} / \text{edad contada (años)}] * 100$$

Sin embargo, en lugar de usar esta fórmula calculamos el número de años transcurridos para alcanzar la altura de la toma de la muestra de la siguiente manera: (1) con base en las mediciones de campo de edad y altura de los pinos juveniles establecidos sobre el depósito de flujo piroclástico del año 2001, obtuvimos una fórmula de regresión lineal para la relación altura-edad del arbolado; (2) en dicha fórmula de regresión aplicamos el dato de altura de la toma de muestra para estimar el número de años que cada árbol muestreado necesita para alcanzar tal altura.

Consideramos que este enfoque da resultados más fidedignos ya que se basa en mediciones realizadas de árboles juveniles de la misma especie y del mismo sitio.

Por medio de la calibración se obtuvieron las edades de todos los individuos, cosechados y no cosechados. El propósito de obtener las edades de todos los individuos muestreados fue estudiar la relación entre la edad de los árboles y la altitud a la que se encuentran, de tal manera que se pueda analizar de qué manera varía la edad del arbolado conforme aumenta la altitud.



**Figura 3.7. Plantillas estandarizadas para calibrar la edad de los individuos en los que las muestras dendrocronológicas no llegan a la médula. a) y b) plantillas estandarizadas de diferente escala.**

La base de datos con la edad calibrada de los árboles se encuentra en el Anexo A.

### **3.3 Homogenización de datos climáticos**

Para determinar la influencia de la precipitación y la temperatura sobre el crecimiento de los individuos de *Pinus hartwegii* en el LSB, se depuraron datos de ambas variables climáticas. Fueron seleccionadas 3 estaciones meteorológicas cercanas a la zona de estudio y que tienen 30 años de datos o más.

Las estaciones meteorológicas seleccionadas fueron Amecameca de Juárez con latitud 19.1406 ° y longitud -98.7722 a 2,470 msnm operando desde 1969, San Pedro Nexapa con latitud 19.0836° y -98.7383° con una elevación de 2,620 m operando desde 1961, y la estación Alponocan con latitud 18.9311° y longitud -98.6897 a 2,769 msnm, es la que cubre un período más corto operando desde 1980.

Estos datos fueron tomados de las normales climatológicas de CONAGUA (Comisión Nacional del Agua, 2016) de donde se extrajo la información correspondiente a los promedios mensuales de temperatura y a la precipitación acumulada.

Debido a que estas estaciones tenían falta de datos en algunos años, se les realizó una estandarización a los promedios de las variables climáticas, tomando en cuenta un período común, en donde no existía falta de datos en las tres estaciones. Este periodo común incluye los subperiodos 1980-1988 y de 2001-2008. Al trabajar con datos normalizados mensuales de cada estación meteorológica, se pudieron comparar entre ellos, detectar *outliers* y lograr una señal climática más confiable para comparar con el crecimiento radial de los individuos de *Pinus hartwegii* en el LSB.

Para llevar a cabo la estandarización de los datos, primero se obtuvieron el promedio y la desviación estándar de cada estación por mes y por año del período que cubrían. Posteriormente se promediaron las 3 estaciones con los datos ya estandarizados y se obtuvo una tabla general de promedios estandarizados regionales para la precipitación acumulada y la temperatura mensual de la región del Popocatepetl cubriendo los años con datos faltantes y abarcando entonces un período de 1970 a 2011 para la temperatura y de 1961 a 2011 para la precipitación acumulada.

Cabe destacar que con la variable que se puede hacer comparaciones más distantes es con la temperatura, ya que una estación puede estar lejana hasta 100 km una de otra, y compartir rangos

similares de variación. No obstante, con la precipitación hay que tener ciertas reservas, dado que esta variable es más dinámica y con rasgos más locales.

Los valores estandarizados de cada estación fueron graficados para visualizar la tendencia de cada una de las variables y observar si existía un patrón común entre la temperatura y la precipitación, esto debido a que las estaciones no se encuentran cercanas pero sí en la misma zona de estudio, de tal forma que se ha asumido que existe la misma tendencia en el comportamiento de ambas variables ya que no había grandes diferencias en las 3 estaciones (Figura 3.8).

Con estos datos meteorológicos se realizó una matriz de correlación para determinar la función de respuesta de *Pinus hartwegii* con variables climáticas de precipitación y temperatura. Se utilizó la base de datos regional estandarizada de temperatura media y precipitación acumulada mensual y se generó una matriz de correlación entre las variables climáticas y la cronología estandarizada del IAA (Índice de Ancho de anillo). Utilizando estos datos y los climáticos, se podrá establecer una relación entre el crecimiento radial de la especie y la precipitación y la temperatura. No obstante, se ha reportado en otros trabajos como los de Marín Pompa *et al.* (2014) que la cronología Arstan también se utiliza para explicar el crecimiento radial.

Aunque el objetivo de este trabajo no es realizar una reconstrucción climática, sí consideramos necesario conocer con qué variable climática los individuos arbóreos del LSB tienen más afinidad y de esta manera entender las particularidades en el crecimiento del pino.

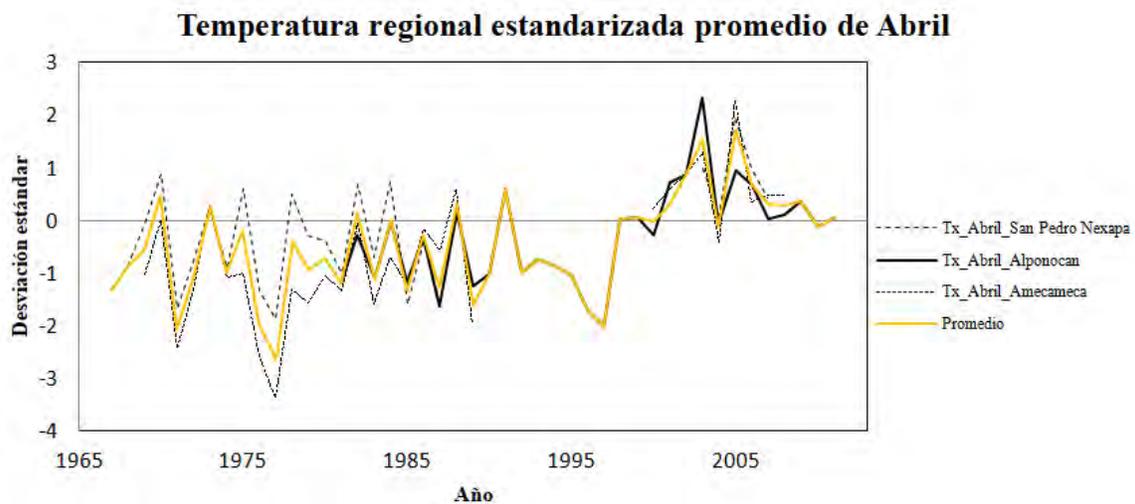


Figura 3.8. Comparación de los datos de temperatura media anual homogeneizada para el mes de abril entre las estaciones meteorológicas de la zona de estudio utilizadas. También se indica el promedio entre estas estaciones para el período 1967-2011.

Por otro lado, debido a que no existen estaciones meteorológicas por encima de los 4,000 msnm se realizó un mapa de temperaturas interpoladas tomando en cuenta los datos depurados de la base de datos climatológicos de 7 estaciones cercanas al Popocatepetl reportados por Franco Corona (2015) y 2 estaciones utilizadas por Andrés *et al.* (2010) para el Iztaccíhuatl.

Se realizó una regresión lineal en SPSS v. 22 con los datos correspondientes a la "temperatura media histórica". En ArcGis v. 10.1 con la herramienta *Spatial Analyst Tools-Raster Calculator* se introdujo la fórmula de regresión lineal con lo que se obtuvo el ráster de temperaturas interpoladas de la zona Izta-Popo en donde se puede observar el comportamiento climático de la zona (Figura 3.9).

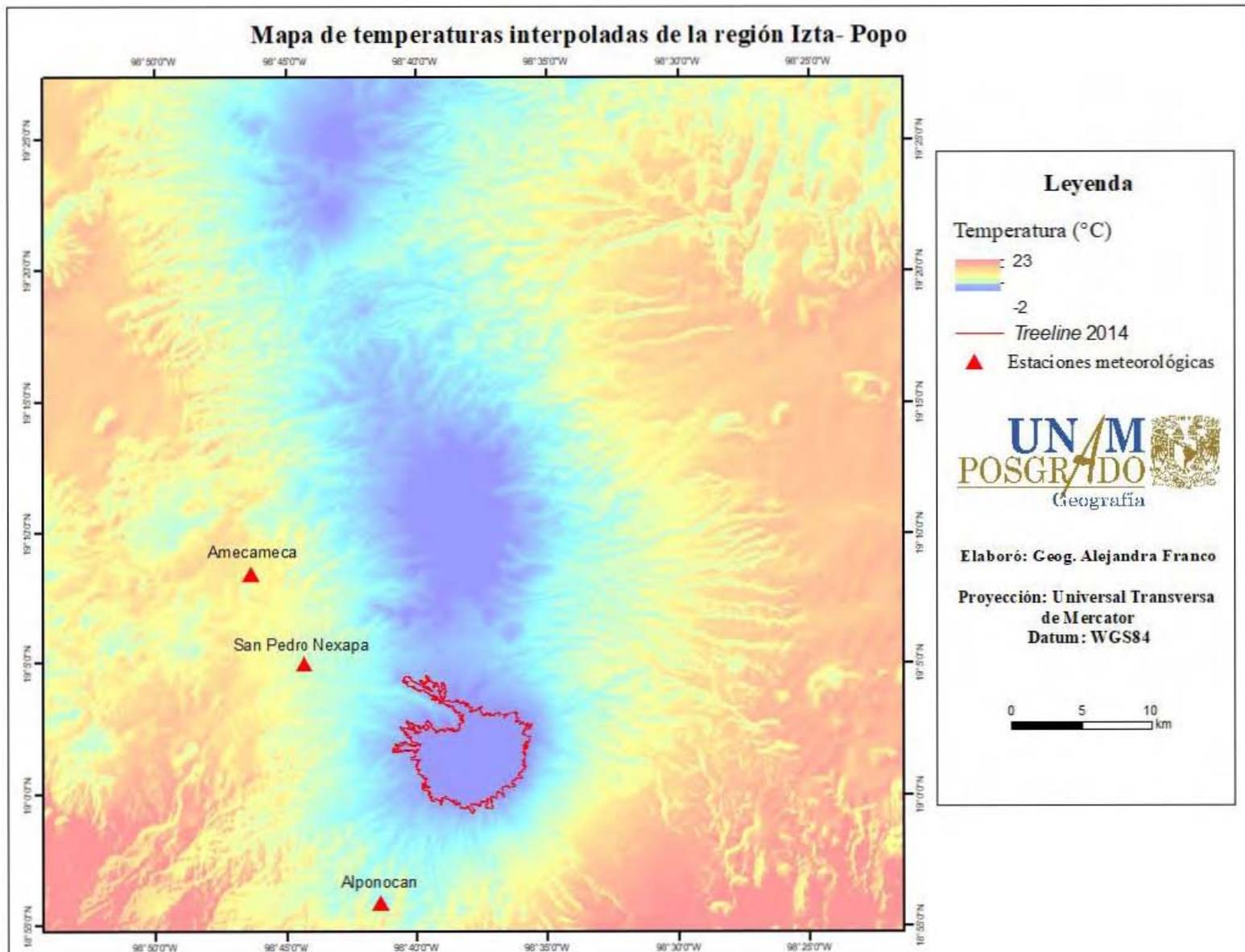


Figura 3.9. Mapa de temperaturas interpoladas para la región Izta-Popo en donde además se observan las estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis y el *Treeline* del Popocatepetl en 2014.

### **3.4 Análisis edafológico**

Debido al establecimiento de plántulas de *Pinus hartwegii* observado a la altitud del *Treeline*, incluso en superficies agrestes, en donde no se esperaría una colonización, en comparación con otros sitios por encima del *Timberline*, en donde aparentemente hay más estabilidad y sin embargo, el pino no se desarrolla, consideramos relevante evaluar propiedades edáficas a partir de la descripción de 2 perfiles de suelo en campo (aledaños al Transecto 1) y la determinación del contenido de algunos nutrientes en laboratorio.

#### ***Descripción de perfiles de suelo***

Con el fin de determinar si existen diferencias en las características y desarrollo del suelo por encima y por debajo del *Timberline* y de establecer si la dinámica geomorfológica ha permitido una estabilidad de las superficies que se refleje en un desarrollo edáfico, se realizó la descripción de tres perfiles de suelo, cada uno a diferente altitud, todos ellos en la ladera norte. El primero con la clave POTIM-1 es el de mayor altitud y se localiza por encima del *Treeline* a 3,994. El segundo con la clave POTIM-2, es el de menor altitud a 3,936 m, se localiza por debajo del *Timberline* aledaño al punto más alto del Transecto 1. El tercero con la clave POTIM-3, se sitúa a una altitud intermedia de 3,980 msnm, en torno al *Treeline* en el borde de un arenal geomorfológicamente activo, y fue descrito de manera general para identificar diferencias respecto a los otros dos perfiles (Figura 3.10).

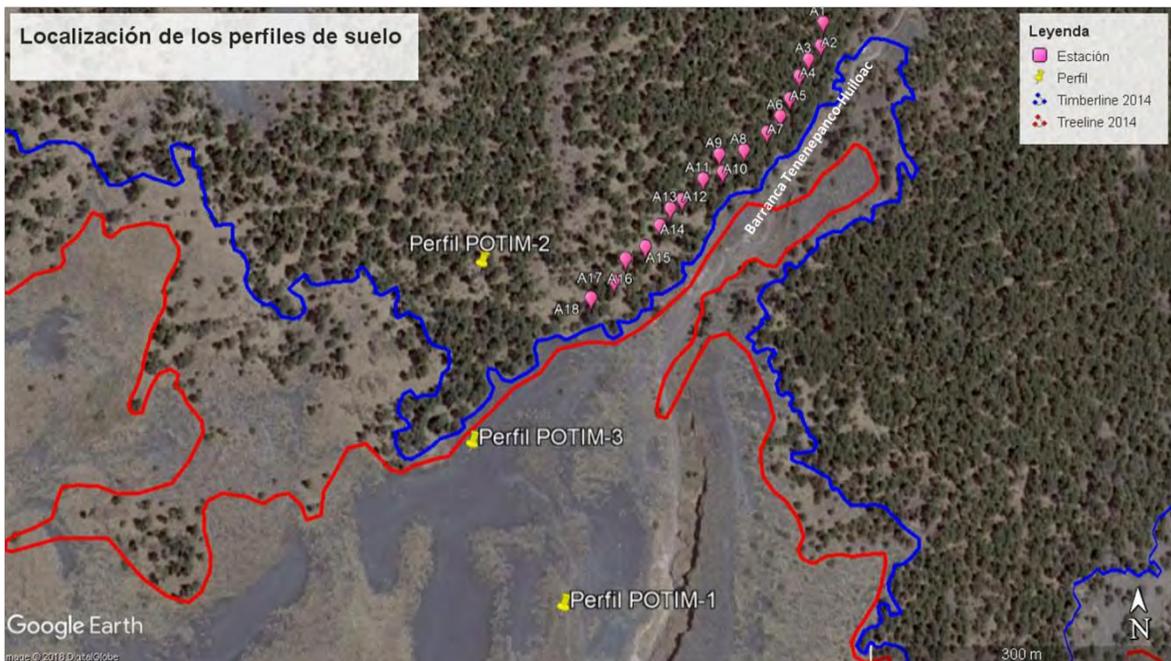
La descripción de los perfiles se realizó de acuerdo al Manual para la descripción y evaluación ecológica de suelos en el campo (Siebe *et al.*, 2006). Algunos parámetros considerados en la descripción fueron textura, pH, color, estructura, estabilidad de agregados, densidad aparente, entre otros (Anexo C).

#### ***Análisis de laboratorio***

Las muestras de suelo de los perfiles POTIM 1 y POTIM 2 se tomaron por cada horizonte, en total 8 muestras fueron procesadas para conocer contenidos de humedad, carbono y nitrógeno. Las muestras se pesaron en húmedo, se secaron a 105°C durante 22 horas. Por último se tamizaron en 2.00 mm para homogeneizar el tamaño de partícula entre muestras, esto fue realizado en el Laboratorio del Departamento de Geografía Física del Instituto de Geografía.

Para la determinación de C y N se analizaron las muestras en un analizador elemental CHNS/O Perkin Elmer 2400 series II en el Laboratorio de Edafología Ambiental del Instituto de Geología.

A pesar de que el material parental de los suelos es el mismo en los tres perfiles descritos (cenizas volcánicas de textura arenosa, producidas en la última gran erupción del Popocatepetl hace ca. 1,100 años), se ha identificado mayor estabilidad geomorfológica en el perfil POTIM-2 con respecto al POTIM-1 y sobre todo con respecto al POTIM-3, lo cual influye en las características y desarrollo edáfico.



**Figura 3.10.** Localización de los perfiles de suelo analizados aledaños al Transecto 1. Se observa además la posición en el LSB que ocupa cada perfil. Imagen de satélite de Google Earth.

## CAPÍTULO 4. RESULTADOS

En este apartado se expondrán los resultados y análisis realizados. Primero encontraremos una breve explicación de los cambios y fluctuaciones del Límite Superior del Bosque (LSB) de 1994 a 2014 utilizando el trabajo de Franco Corona (2015) como referencia, lo cual nos servirá para identificar la influencia de la actividad eruptiva reciente (a partir de 1994) en la configuración del LSB del volcán y de períodos anteriores (últimos 200-300 años) objetivo principal de esta tesis.

Uno de los aportes de esta tesis es el uso de la dendrocronología como técnica de estudio, la cual ha permitido determinar la edad del arbolado en cada uno de los transectos realizados y así establecer la relación edad-altitud. Con el análisis dendrocronológico de los Transectos 1 y 2 se realizó la construcción de una cronología de referencia que ha sido nombrada Cronología de Referencia de los Transectos (CRT) misma que se generó a partir del IAA (Índice de Ancho de Anillo). La CRT se ha utilizado para llevar a cabo los diferentes análisis que permitieron definir el impacto de la actividad eruptiva del Popocatepetl en su límite superior y en la especie que lo compone: *Pinus hartwegii*.

Uno de los análisis realizados fue comparar la CRT con variables climáticas (temperatura y precipitación) para descartar al clima como el responsable de las fluctuaciones del LSB. Cabe mencionar que no era el objetivo de esta tesis realizar una reconstrucción climática, sin embargo, requeríamos descartar o no el papel del clima como responsable de las fluctuaciones del LSB antes y después de 1994, utilizando como muestra control lo que se observa en el volcán Iztaccíhuatl. Posterior a ello, se realizó el análisis dendrocronológico en *Pinus hartwegii* identificando patrones de anillos en específico que se pueden atribuir a la actividad volcánica iniciada en diciembre de 1994.

Se ha utilizado la función de regresión lineal y los datos dasonómicos de individuos nuevos que colonizan superficies recién creadas por los lahares y estimar el crecimiento de la especie en su límite superior. Por último, se reportan los resultados de los perfiles de suelo con los que se muestran la diferencias y características edáficas por debajo y por encima del *Timberline* mismas que influyen en el establecimiento de *Pinus hartwegii*. Exponiendo todo lo anterior se pone a prueba la hipótesis planteada en este estudio (Capítulo 1).

#### 4.1. Cambios recientes en el Límite Superior del Bosque del Popocatepetl (1994-2017)

Franco Corona (2015) demostró que existe una fluctuación del LSB en un análisis multitemporal de 59 años (1955-2014), además pudo determinar con base en imágenes satelitales de Google Earth y con el uso de un SIG (ArcGis v.10.1) la influencia de la actividad volcánica en la posición del *Timberline* y del *Treeline*, ya que se analizó un período intermedio (1995) comparándolo con el período más reciente (2014) de ese análisis.

En la Figura 1.6 (Capítulo 1) se observa la posición del *Timberline* en 1995 y 2014. Siguiendo a Franco Corona (2015) se encontró que los efectos de la actividad volcánica en el *Treeline* y en el *Timberline* de toda la montaña son diferenciados. La ladera sur es la más estable en el Popocatepetl, ya que se han presentado ascensos de 22 m de 1995 a 2014. Por otro lado, los efectos negativos (retroceso) se encontraron en los sectores NW y NE con un descenso promedio de 21 m del LSB en el mismo período.

En el trabajo de Franco Corona (2015) se encuentra que existe una tendencia de al ascenso y colonización de *Pinus hartwegii* a cotas de mayor elevación como una respuesta a la variabilidad climática de la región que se traduce en mejores condiciones de precipitación y temperatura que permite que el bosque ascienda. No obstante, en el período eruptivo iniciado en diciembre de 1994, los efectos en el bosque se ven evidenciados en un retroceso generalizado del *Timberline* y del *Treeline* de 1995 a 2014. En la Figura 4.1 se puede observar la fluctuación de ambos límites durante 59 años (1955-2014) en el Popocatepetl.

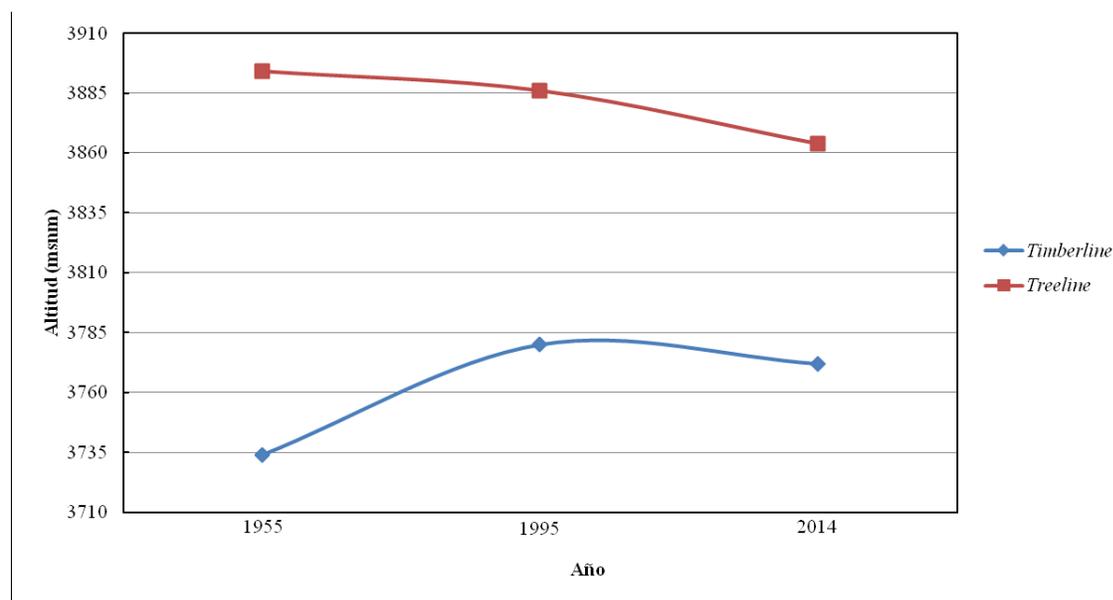


Figura 4.1. Diferencia de medias en donde se observa la fluctuación del *Timberline* y del *Treeline* del Popocatepetl en tres períodos (1955, 1995 y 2014) (Construido en base a Franco Corona, 2015).

En la gráfica anterior además se puede observar que entre 1955 y 1995 el *Timberline* registró un ascenso promedio de 46 m ( $3,734 \pm 130$  m a  $3,780 \pm 124$  m), pero de 1995 a 2014 descendió en promedio 8 m, probablemente como efecto de la reactivación volcánica ( $3,780 \pm 124$  m a  $3,772 \pm 129$  m). En cambio el *Treeline* registra un descenso general de 30 m en todo el período analizado. Tal descenso es ligero (8 m) entre 1955 ( $3,894 \pm 101$  m) y 1995 ( $3,886 \pm 111$  m) y mucho más pronunciado (22 m) entre 1995 ( $3,886 \pm 111$  m) y 2014 ( $3,864 \pm 115$  m), muy probablemente en respuesta a la reactivación del volcán a fines de 1994, las diferencias son estadísticamente significativas (0.05) en un nivel de significancia de 0.000 (Franco Corona, 2015) (Tabla 1.2, Capítulo 1).

Con lo expuesto hasta aquí se deduce que el *Treeline* es el límite que más dinamismo tiene, pues en el período de 1995-2014 varió en -22 m en comparación con los -8 m del *Timberline*. Estas fluctuaciones altitudinales son estadísticamente significativas (0.05) de acuerdo a lo reportado por Franco Corona (2015).

Por otra parte, Franco Corona y Torres Beltrán (2016) demuestran que es la dinámica volcánica la que en los últimos 23 años modela y configura el LSB del Popocatepetl, en comparación con el control climático (temperatura) en el Iztaccíhuatl desde 1955. Por lo tanto, el LSB del inactivo Iztaccíhuatl siempre ha estado a mayor elevación respecto del activo Popocatepetl (Tabla 1.1, Capítulo 1). Lo anterior se podrá demostrar con el uso de la dendrocronología al observar en los anillos de crecimiento el efecto de la actividad eruptiva reciente y de períodos anteriores (potencialmente 200-300 años), descartando a la variable climática como una de los factores que configuran actualmente la posición del LSB del Popocatepetl.

## **4.2 Resultados de los transectos altitudinales**

Los núcleos colectados en los dos transectos altitudinales realizados son los que se utilizaron para conformar la Cronología de Referencia de los Transectos (CRT) dado que estos fueron colectados asumiendo que no han sido impactados por procesos volcano-geomorfológicos, por lo que serían las muestras de control para datar dichos procesos en LSB del Popocatepetl.

Se pudo identificar que *Pinus hartwegii* a pesar de ser una conífera que forma anillos anuales bien definidos, tiene muchos problemas de presencia de anillos falsos y ausencia de anillos, así como otras lesiones. Por otro lado, y debido a que de cada árbol se obtuvieron dos o tres núcleos de crecimiento, estos se pudieron cofechar entre sí e identificar los posibles errores que indicaba el

programa COFECHA. A continuación se muestran los resultados obtenidos de cada transecto, así como la homologación de los mismos.

#### 4.2.1 Transecto 1

El Transecto 1 consiste de 42 árboles (84 muestras de núcleo de crecimiento) localizado entre los 3,890 a 3,950 msnm. Algunos de los núcleos de crecimiento de este transecto mostraban lentes de crecimiento así como anillos falsos, ausencia de anillos e incluso anillos de congelamiento. Dentro del Transecto 1 el árbol más longevo que se fechó data de 1771, en tanto que el individuo más joven se fechó en 1971.

Del total de núcleos, 18 quedaron sin cofechar. Se identificó que estas muestras tienen supresión en los años más recientes de su crecimiento y a esto se deben los valores bajos de correlación entre estas series y la que conforma la serie de referencia del Transecto 1 (SRT 1), es decir, el crecimiento no concuerda con el de la serie maestra; es probable que estos árboles en particular y su crecimiento respondan a otros factores (disturbios muy localizados), por lo tanto no fueron incluidos en la SRT 1 para que no alteraran la señal común presente en las otras series.

En general, los individuos del transecto tienen un crecimiento óptimo, pero es a partir de la segunda mitad del siglo XX que empiezan a presentar niveles más bajos de crecimiento.

La serie de referencia del Transecto 1 (SRT 1) terminó conformada por un total de 61 series que cubren un período de 1771 a 2016 (245 años) con una correlación media entre las series de 0.476 (Figura 4.2).

```

*****
*C* Number of dated series      61 *C*
*O* Master series 1771 2016  246 yrs *O*
*F* Total rings in all series  7818 *F*
*E* Total dated rings checked  7818 *E*
*C* Series intercorrelation    .476 *C*
*H* Average mean sensitivity    .299 *H*
*A* Segments, possible problems  50 *A*
*** Mean length of series      128.2 ***
*****

```

Figura 4.2. Datos con la salida generada por COFECHA para las series del Transecto 1

La sensibilidad media es de 0.299, los valores de correlación media  $R_{bar}$  y Expresión de la Señal Común (EPS) indican aceptable respuesta de la señal común presente entre las series de anchos de

anillos. En la Tabla 4.1 se puede observar que los valores EPS son bajos en el período de 1796, por lo que es necesario fortalecer la cronología de la SRT 1 a partir de ese período, es decir, la parte más longeva de la serie necesita robustecerse para elevar la expresión de la señal común.

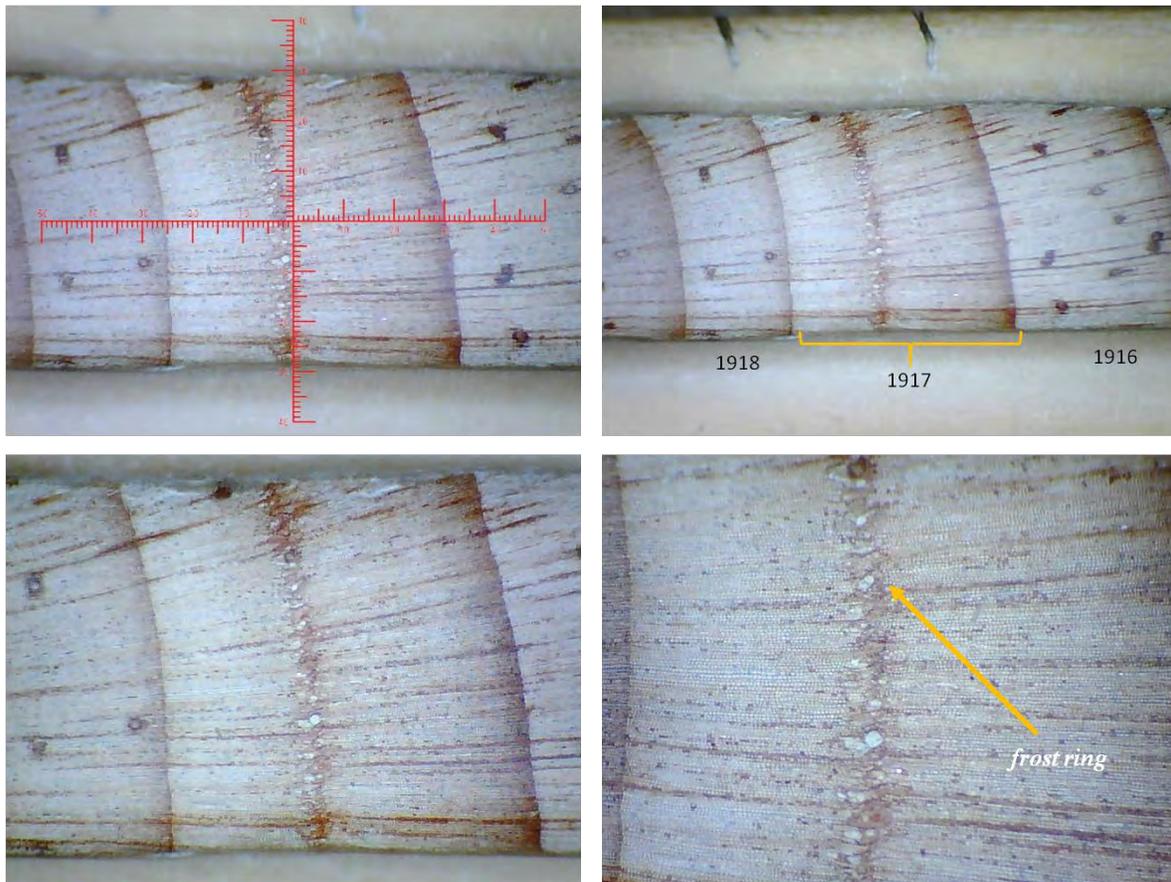
Año/Período	Rbar	EPS
1796	0.468	0.788
1830	0.411	0.868
1855	0.424	0.911
1880	0.162	0.801
1905	0.220	0.905
1930	0.258	0.943
1955	0.334	0.964
1980	0.189	0.931
<b>Promedio</b>	0.308	0.889

**Tabla 4.1. Estadísticos generados por ARSTAN en donde se observan los valores Rbar y EPS para el Transecto 1.**

Al menos en una de las muestras de este transecto fueron identificados anillos de congelamiento (*frost ring*) específicamente se ha identificado el anillo formado en el año 1917 (Figura 4.3). Es importante mencionar, que el anillo correspondiente a este año también fue identificado como *frost ring* en otra especie (*Juniperus monticola*) con la que coexiste *Pinus hartwegii* en su límite superior (comunicación personal José Villanueva). De igual manera el mismo año fue identificado en muestras de *Pinus hartwegii* de sur del Iztaccíhuatl (com. Pers. David Stahle), lo que sugiere que este año se caracterizó por presentar un evento de helada muy fuerte que afectó a los individuos de ambos volcanes en la estación de crecimiento.

De acuerdo con Fritts (1976) este tipo de lesión puede producirse después de la etapa de estado de cambium o antes de esta, es decir, que cuando la lesión se encuentra en la porción interna del anillo es porque la helada ocurrió en la primavera después del inicio de la actividad cambial. La lesión por heladas cerca del límite exterior del anillo se asocia con un evento de helada tardía en la temporada de crecimiento, es decir, antes de que el cambium se vuelva latente. El anillo de congelamiento identificado en 1917 muestra evidencia de que la helada fue temprana, es decir, en los primeros meses del período de crecimiento (abril/mayo aproximadamente) ya que se encuentra en la mitad del desarrollo de la madera temprana.

Con el uso de la dendrocronología se pueden caracterizar eventos de heladas fuertes, fenómenos que deben explorarse aún más en las coníferas mexicanas. Así mismo, identificando los *frost rings* puede obtenerse información al respecto de este tipo de eventos y cuándo es que suceden, es decir, durante o después de la estación de crecimiento de las especies. Por otro lado, los *frost rings* pueden servir como anillos marcadores que ayudan en la datación de árboles en ambientes de gran altitud (Fritts, 1976) como los existentes en México.

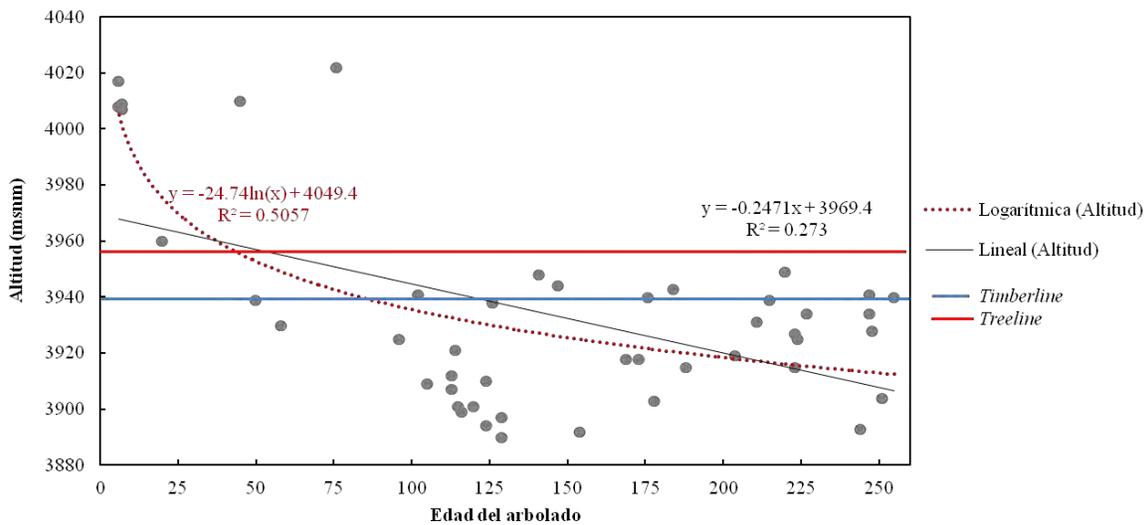


**Figura 4.3. Anillo de congelamiento en el año 1917 (señalado por la flecha anaranjada) observado en diferentes escalas en la muestra POTIM-23.**

Por otro lado, se estudió la relación entre la edad del arbolado y la altitud de las muestras del Transecto (Figura 4.4). El propósito es investigar si, como sucede en otras montañas del mundo, se presenta una disminución de la edad conforme aumenta la altitud, bajo la hipótesis de que en

décadas recientes los árboles han ido colonizando sitios más altos como resultado de variaciones climáticas.

Se realizó una gráfica para observar si existe una tendencia o relación de la edad del arbolado respecto a la altitud; en ella fue considerada la altitud a la que fue tomada cada una de las muestras (cofechadas y no cofechadas) así como la edad que fue estimada y calibrada para ellas (considerando la muestra más longeva por árbol). Se insertó la línea de tendencia, siendo la logarítmica la que representa un mejor ajuste y mejor relación en comparación a la función de lineal.



**Figura 4.4. Relación entre la edad de los individuos de *Pinus hartwegii* y su altitud a lo largo del Transecto 1 (barranca Tenenepanco-Huiloac, sector norte del Popocatepetl). Se muestra como referencia la altitud promedio del *Timberline* y del *Treeline* para ese sector específico.**

Como se observa, del total de 42 árboles muestreados del Transecto 1, más del 80% (31 de árboles muestreados) están por debajo del *Timberline*, algunos (8 árboles) entre el *Timberline* y el *Treeline*, y algunos más (7 árboles) por encima del *Treeline*. Cabe mencionar que las altitudes del *Timberline* y *Treeline* aquí indicadas son valores promedio locales, es decir, para el sector inmediato al transecto. Así mismo, los árboles que se encuentran por encima del *Timberline* en este Transecto son individuos que no forman parte de alguna estación dentro del Transecto 1, pero de los cuales se han colectado muestras con fines dendrocronológicos (en otras salidas a campo) y ya que se encuentran cercanos al Transecto 1 fueron considerados dentro del mismo.

Para identificar la tendencia de la edad del arbolado en el Transecto 1, fue realizado un mapa de interpolación de edades utilizando para ello la interpolación tipo *Ordinary Kriging* en ArcMap v.10.1 (Figura 4.5). En el mapa se observa que los árboles por debajo del *Timberline* son longevos y no existe un comportamiento unidireccional claro que muestre una disminución de la edad de los árboles conforme aumenta la altitud, al menos por debajo del *Timberline* ni del *Treeline*. Mientras que los árboles más aislados y que se encuentran incluso por encima del *Treeline*, es decir, el *Tree species line*, en general son individuos jóvenes. Esto último sugiere una colonización reciente de *Pinus hartwegii* en su límite superior, si bien por encima de los 4,000 msnm se observan árboles con edades diversas (1 a 10 años de edad).

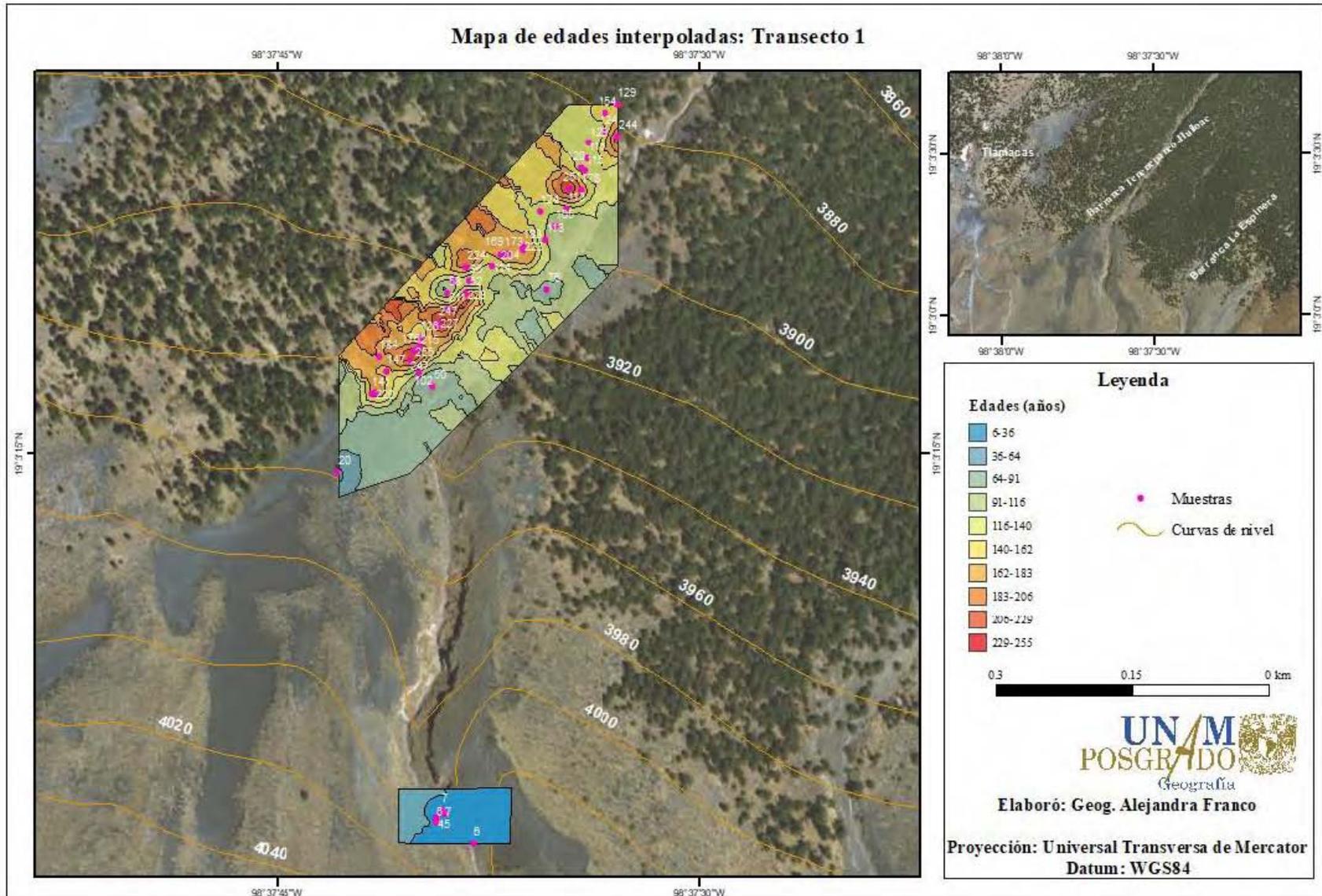
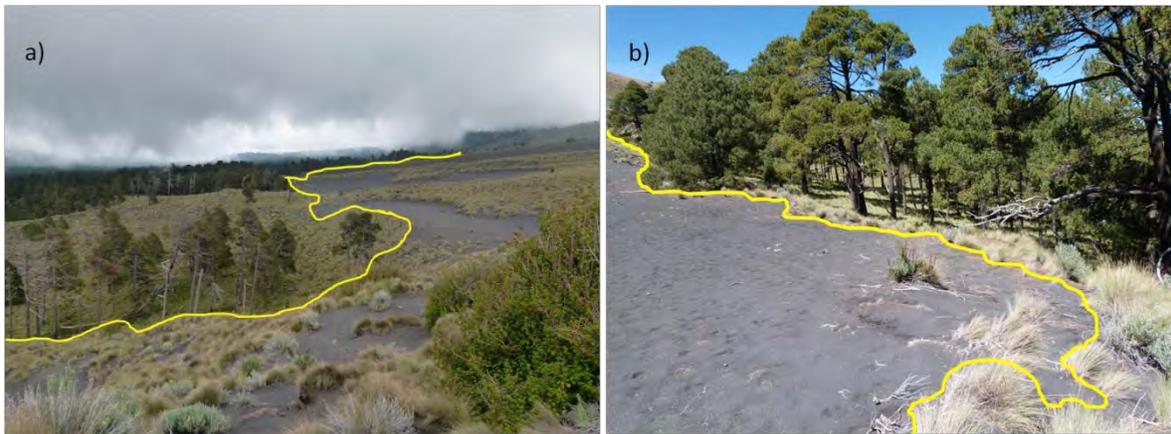


Figura 4.5. Mapa de interpolación de edades del arbolado de *Pinus hartwegii* para las muestras del Transecto 1, ladera norte del Popocatepetl. Se observa la edad diferenciada a lo largo del Transecto.

Por lo tanto, puede decirse que la edad de los individuos de *Pinus hartwegii* en el LSB no está asociada claramente a la altitud (es decir, a condiciones climáticas fuertemente relacionadas con la altitud, como la temperatura). Parece haber otras variables que influyen con mayor fuerza en el crecimiento y configuración del *Timberline* y del *Treeline*, en este sentido, la dinámica del sitio, la vulcanológica y la geomorfológica, probablemente son las determinantes en el establecimiento y edad de los árboles.

Algunas de las observaciones realizadas en campo muestran que existe una especie de “escalón topográfico” (Figura 4.6) que coincide con el *Timberline* en la ladera norte aledaña al Transecto 1 que estaría limitando el ascenso del bosque, de manera que son muy raros los individuos que se establecen por encima del bosque cerrado (*Timberline*) y del bosque abierto (*Treeline*).



**Figura 4.6. Límite del escalón topográfico que inhibe el ascenso del *Timberline* (trazos de color amarillo). a) Vista desde Tlamanca sector norte del Popocatepetl, en donde se observa el escalón topográfico conteniendo al *Timberline*. b) Se observan los arenales con fuerte dinámica eólica en la ladera norte del volcán, aledaña al Transecto 1, otro factor que impide que la vegetación colonice estas superficies, incluyendo *Pinus hartwegii* ve inhibido en su ascenso.**

Así mismo, la dinámica y naturaleza xérica de los arenales inhibe el establecimiento de *Pinus hartwegii*, tal como sucede en la ladera oeste y que fue reportado por Beaman (1962). No obstante, en algunos sitios el suelo permite la existencia de individuos aislados incluso por encima del *Treeline*, mismos que son los más jóvenes de la serie.

En general, el valor de  $R^2=0.5057$  del modelo logarítmico de la Figura 4.4 indica que no hay una relación fuerte entre la altitud y la edad del arbolado, si bien las fluctuaciones del LSB observadas en el Popocatepetl desde 1955 (Franco Corona, 2015) sugieren que esta relación aumenta en períodos de quietud volcánica que favorecen la estabilidad del sitio y un ascenso gradual del LSB.

#### 4.2.2 Transecto 2

El Transecto 2 incluyó 45 árboles (96 muestras de núcleos de crecimiento) localizados entre 3,960 y 3,890 msnm. Luego de descartar núcleos con problemas de cofechado, la serie de referencia del Transecto 2 (SRT 2) quedó conformada por 60 series con una intercorrelación de 0.584, cubriendo un período de 281 años (2016 a 1735) y una sensibilidad media de 0.376 (Figura 4.7).

```
*****
*C* Number of dated series      60 *C*
*O* Master series 1735 2016  282 yrs *O*
*F* Total rings in all series  5433 *F*
*E* Total dated rings checked  5411 *E*
*C* Series intercorrelation    .584 *C*
*H* Average mean sensitivity   .376 *H*
*A* Segments, possible problems 12 *A*
*** Mean length of series     90.6 ***
*****
```

Figura 4.7. Salida con los datos de COFECHA para las series que integran la cronología de referencia del Transecto 2.

Algunos núcleos de crecimiento fueron fechados como flotantes o individuos muertos, ya que esto permitía tener datos en la sección más antigua de la cronología y de esta manera darle más firmeza. No obstante, es importante mencionar que al igual que en el Transecto 1, el período más longevo de la serie necesita robustecerse aún más para tener una mejor certeza del fechamiento.

Al igual que en el Transecto 1, algunas de las muestras del Transecto 2 presentan problemas de crecimiento (anillos ausentes, falsos) y otras más, bajas correlaciones entre las series, es por ello que no han sido incluidas en la SRT 2. *Pinus hartwegii* es una especie que necesita ser analizada con detenimiento; de encontrarse un patrón de crecimiento en las muestras descartadas, se podrán cofechar y fortalecer no sólo la sección más vieja de la serie de referencia, sino la serie en general tanto del Transecto 1 como del 2.

La Expresión de la Señal Común (EPS) de este transecto indica que hasta el año 1900 la señal es óptima. No obstante, cabe recalcar que esto no significa que las series estén mal fechadas antes de ese período, sino que se necesita una cantidad mayor de muestras que abarquen períodos de 1900 para atrás y fortalecer la cronología y la intercorrelación en la misma (Tabla 4.2). Los otros estadísticos dendrocronológicos como la sensibilidad media y los valores Rbar indican respuesta climática media-alta.

Año/Período	Rbar	EPS
1790	0.255	0.517
1815	0.214	0.568
1840	0.318	0.755
1865	0.231	0.753
1890	0.203	0.816
1915	0.310	0.920
1940	0.269	0.922
1965	0.382	0.958
1990	0.338	0.958
<b>Promedio</b>	<b>0.280</b>	<b>0.797</b>

Tabla 4.2. Tabla en donde se observan los valores Rbar y EPS para el Transecto 2 generados por ARSTAN.

En algunos de los núcleos de crecimiento del Transecto 2 fueron identificados lesiones provocadas por eventos de incendios, mismos que fueron caracterizados por las cicatrices encontradas en los anillos de crecimiento y de manera externa en los fustes de los árboles.

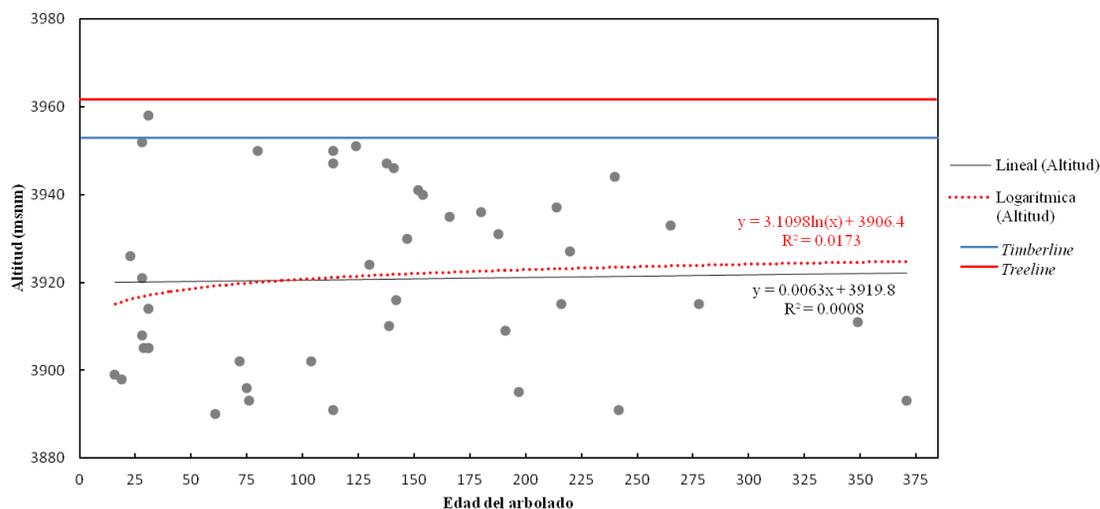


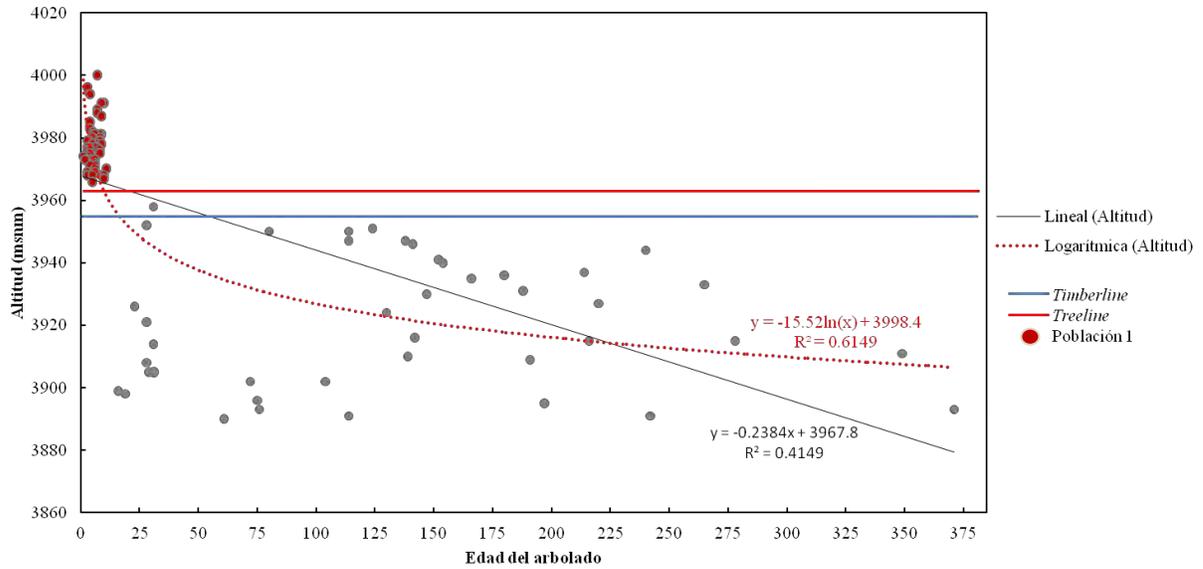
Figura 4.8. Relación entre la edad de los individuos de *Pinus hartwegii* y su altitud a lo largo del Transecto 2 (barranca La Espinera, ladera norte del Popocatepetl). Se muestra como referencia la altitud promedio del *Timberline* y del *Treeline* para ese sector específico.

De manera aún más marcada que en el Transecto 1, el Transecto 2 no muestra un patrón claro en la distribución de edad del arbolado-altitud, incluso se observó que la línea de tendencia (logarítmica) no sigue un orden ascendente, por lo que se aplicó una función lineal y aún así el  $R^2$  sigue siendo muy bajo, por lo que no hay una relación clara entre las dos variables (Figura 4.8), para realizar el gráfico de la figura fueron consideradas las series cofechadas y no cofechadas, así como la muestra más longeva por árbol.

Si bien los individuos más longevos se encuentran por debajo del *Timberline*, son muy pocos los que se encuentran entre el *Timberline* y el *Treeline*, los individuos jóvenes y viejos coexisten. En el transecto se observó que existían claros dentro del bosque cerrado, es decir, el bosque era más abierto o fragmentado, debido aparentemente a eventos de incendios como ya fue mencionado, eventos que afectaron al bosque y su composición de manera puntual. Incluso en algunas estaciones era complicado respetar el radio de muestreo de 10 metros por lo aislados que se encontraban los individuos dentro de la estación, lo cual se ve reflejado en la edad relativamente joven del arbolado.

Se realizó un segundo gráfico en el que fueron considerados, además de los pinos del Transecto 2, los renuevos que han recolonizado los depósitos del flujo piroclástico de enero de 2001, localizados inmediatamente al SE del Transecto 2 (Población 1). Se observa, a comparación del primer gráfico, que la relación aumenta considerablemente ( $R^2=0.6149$ ) mostrando una tendencia entre la edad del arbolado y la altitud (Figura 4.9). El promedio de la posición del LSB es local y los renuevos de pino forman parte de lo que ha sido considerado como *Tree species line*.

Una tendencia en la edad del arbolado más clara puede observarse en el mapa de interpolación de edades realizado para este transecto. En él se observa una relación entre la edad del arbolado y la altitud, dada por la recolonización de individuos jóvenes por encima del *Treeline* sobre la superficie del depósito de flujo piroclástico de enero de 2001 (Figura 4.10). El método de interpolación utilizado fue *Ordinary Kriging*.



**Figura 4.9.** Relación entre la edad de los individuos de *Pinus hartwegii* y su altitud a lo largo del Transecto 2 (barranca La Espinera, lado norte del Popocatepetl), incluyendo además los pinos establecidos en el depósito de flujo piroclástico del año 2001 (círculos rojos). Se muestra como referencia la altitud promedio del *Timberline* y del *Treeline* para ese sector específico.

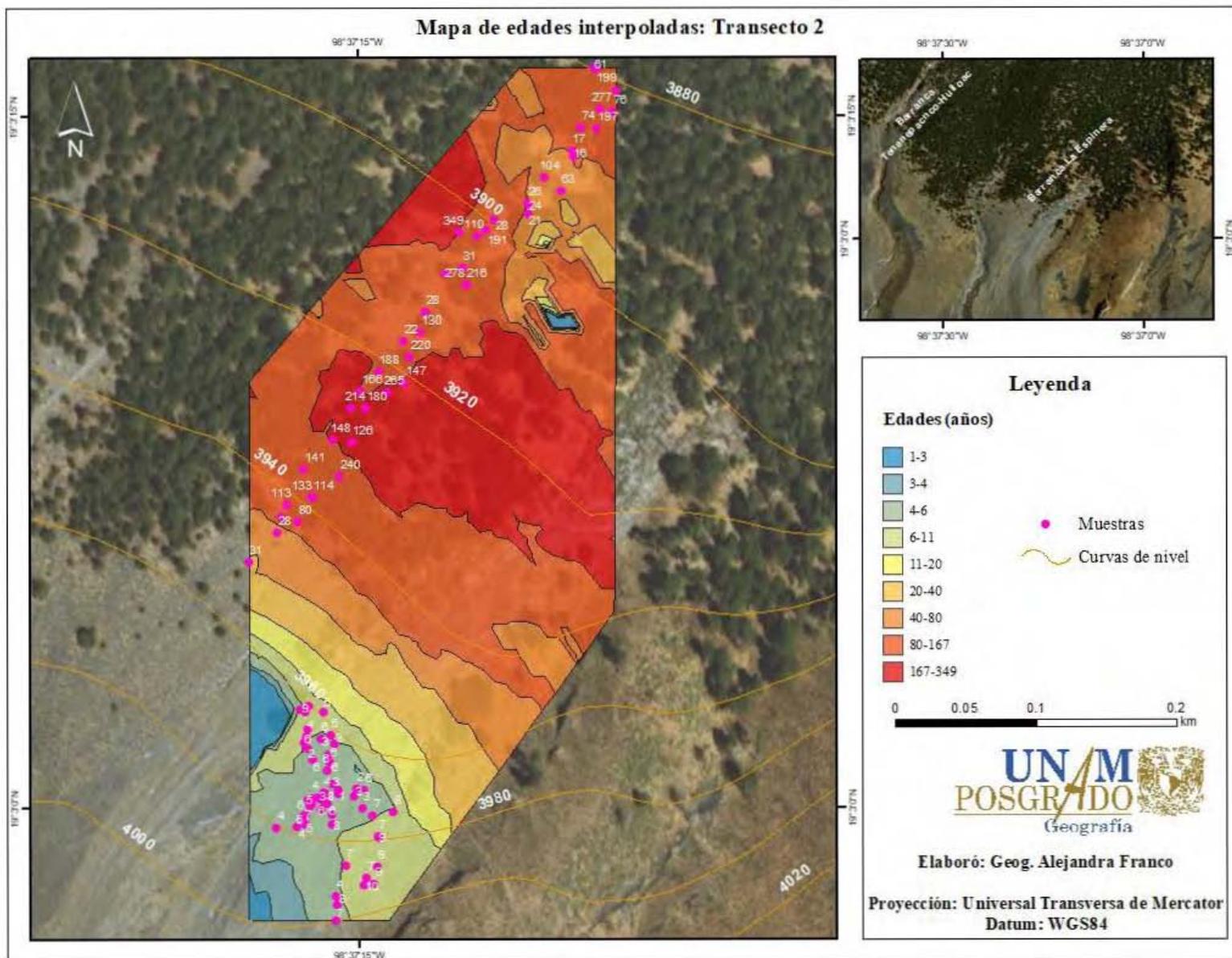
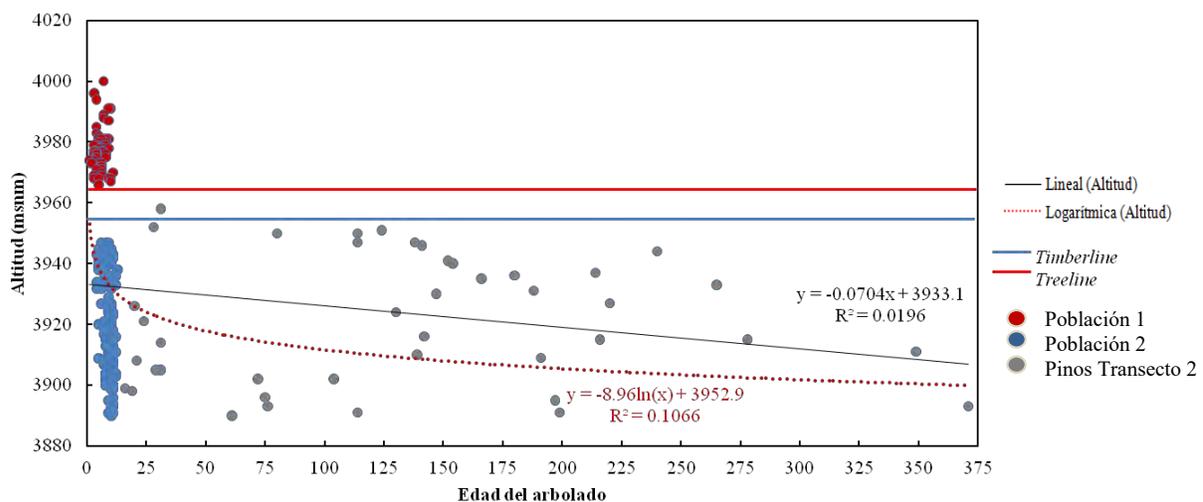


Figura 4.10. Mapa de interpolación de edades para individuos de *Pinus hartwegii* muestreados en el Transecto 2, ladera norte del Popocatepetl. Se puede observar una tendencia en la edad gracias a los renuevos de *P. hartwegii* que crecen por encima del *Treeline*, colonizando el flujo piroclástico de 2001 (sector sur del mapa).

Por otra parte, se han considerado otros individuos que han recolonizado los depósitos del flujo piroclástico, y que se posicionan aledaños al Transecto 2, por debajo del *Timberline*. Estos individuos llamados Población 2, están siendo utilizados para caracterizar la écesis de *Pinus hartwegii* después de un disturbio (2017 com. Pers. Osvaldo Franco). Es importante señalar que en los casos de la Población 1 y la Población 2 se registraron todos los árboles que crecían sobre la superficie del depósito de flujo piroclástico de enero del año 2001, es decir, no a lo largo de un transecto.

Al considerar la Población 2 (renuevos por debajo del *Timberline*) la Población 1 (renuevos por encima del *Treeline*) y los individuos del Transecto 2 en conjunto, la relación edad-altitud disminuye ( $R^2=0.1058$ , para la función logarítmica, la de mejor ajuste) debido a la influencia de la edad de arbolado tan joven (Población 2) coexistiendo con los más longevos por debajo del *Timberline* (Figura 4.11). Es interesante observar de acuerdo al gráfico que la Población 1 se encuentra por encima del *Treeline* y la Población 2 por debajo del *Timberline*, lo cual resulta interesante ya que se puede comparar si existe o no una diferencia en el crecimiento de la especie sobre el mismo depósito de flujo piroclástico de 2001, pero en altitudes ligeramente aunque menores, diferentes: 3,962 mnsnm para la Población 1, 3,950 msnm para la Población 2.



**Figura 4.11.** Relación entre la edad de los individuos de *Pinus hartwegii* y su altitud a lo largo del Transecto 2 (círculos grises, barranca La Espinera, ladera norte del Popocatepetl), incluyendo además los pinos establecidos en el depósito de flujo piroclástico del año 2001 (círculos rojos, Población 1) y la recolonización de pinos debajo del *Timberline* (círculos azules, Población 2). Se muestra como referencia la altitud promedio del *Timberline* y del *Treeline* para ese sector específico.

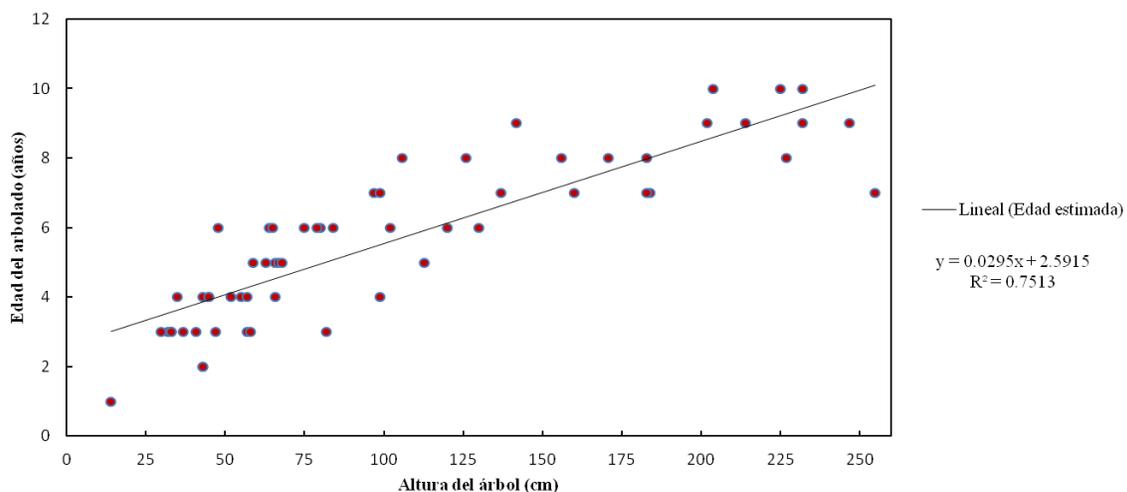
Cabe resaltar que los renuevos de pinos considerados tienen menos de 20 años de edad, y si sólo consideráramos estos nuevos individuos, es posible que la relación no fuese significativa, ya que todos estos árboles son posteriores a 2001. Por lo tanto, la relación significativa entre la edad de los árboles y la altitud está fuertemente determinada por estos individuos jóvenes, es decir, aquellos que han recolonizado.

Así mismo, otros factores como la dispersión de las semillas por los vientos que las arrastran a mayores elevaciones, las óptimas condiciones climáticas, en conjunto con la combinación de diferentes factores, favorecen el proceso de expansión del LSB.

#### 4.2.3 Estimación de crecimiento de *Pinus hartwegii*

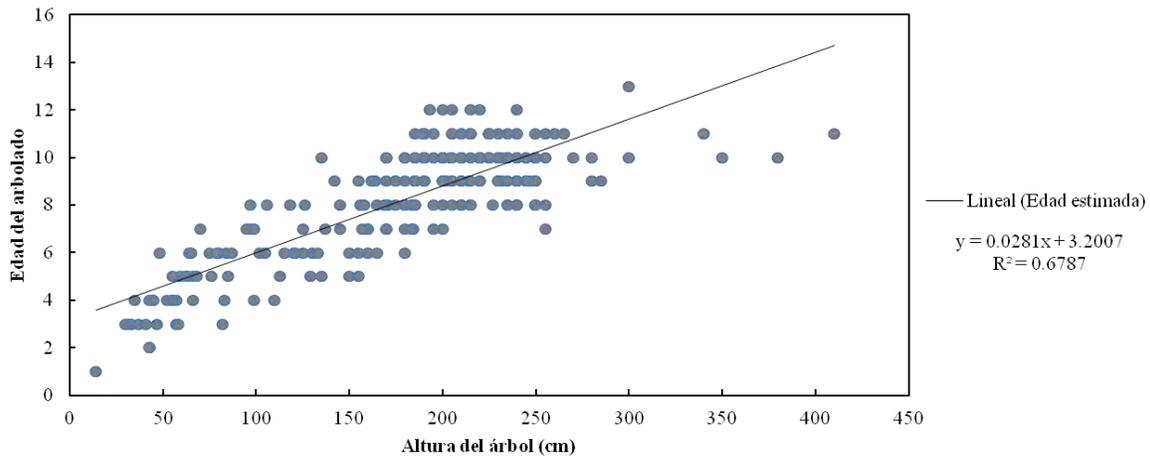
Por medio de la función de regresión lineal se analizó la relación entre la altura y la edad de los árboles para las dos poblaciones de renuevos de *Pinus hartwegii* que crecen sobre el flujo piroclástico de 2001, una por encima del *Treeline* (Población 1), otra por debajo del *Timberline* (Población 2). Así se determinó la mejor relación en cada una de las poblaciones (Figura 4.12).

La Población 1 tiene una relación altura-edad fuerte ( $R^2=0.7513$ ), mayor que la de la Población 2 ( $R^2=0.429$ ).



**Figura 4.12.** Relación entre la altura y la edad para individuos de *Pinus hartwegii* que crecen en el flujo piroclástico de 2001 por encima del *Treeline* a altitudes 3,960 y 4,000 msnm (Población 1).

Al considerar los datos de ambas poblaciones, se obtiene una  $R^2=0.6787$ . Como puede observarse, no existe mucha diferencia en la relación fuerte del Transecto 1. Por ello, para calibrar la edad de los individuos no juveniles de los Transectos 1 y 2, se utilizó la fórmula de regresión lineal de las dos poblaciones juveniles en su conjunto (Figura 4.13).



**Figura 4.13. Relación entre la altura y la edad para todos los individuos de *Pinus hartwegii* que crecen sobre el flujo piroclástico de 2001 (Población 1 y Población 2). La función de regresión obtenida fue utilizada para calibrar la edad del arbolado no juvenil de los Transectos 1 y 2.**

No obstante que ambas poblaciones juveniles se desarrollan sobre el mismo depósito del año 2001 y a altitudes muy cercanas, se ha notado que existen ligeras diferencias en el crecimiento de *Pinus hartwegii* entre la Población 1 y 2. Para corroborar esto, se realizó una prueba *T-student* comparando el crecimiento de cada población. Los resultados indican que sí existe una diferencia estadísticamente significativa en 0.05 con un nivel de significancia de 0.000 entre el crecimiento de la Población 1 y 2 (Anexo B).

Por ejemplo, para alcanzar 57 cm de altura desde la base del árbol, a un individuo de la Población 1 le tomaría en promedio 4 años, en tanto que a un individuo de la Población 2 le tomaría 6 años.

En suma, los individuos de la Población 1, situados a mayor altitud y más alejados del *Timberline*, crecen más rápidamente que los de Población 2, probablemente debido a que aquellos tienen poca competencia respecto a éstos últimos, que se encuentra en el área del *Timberline*, es decir, cercanos a árboles de mayor talla.

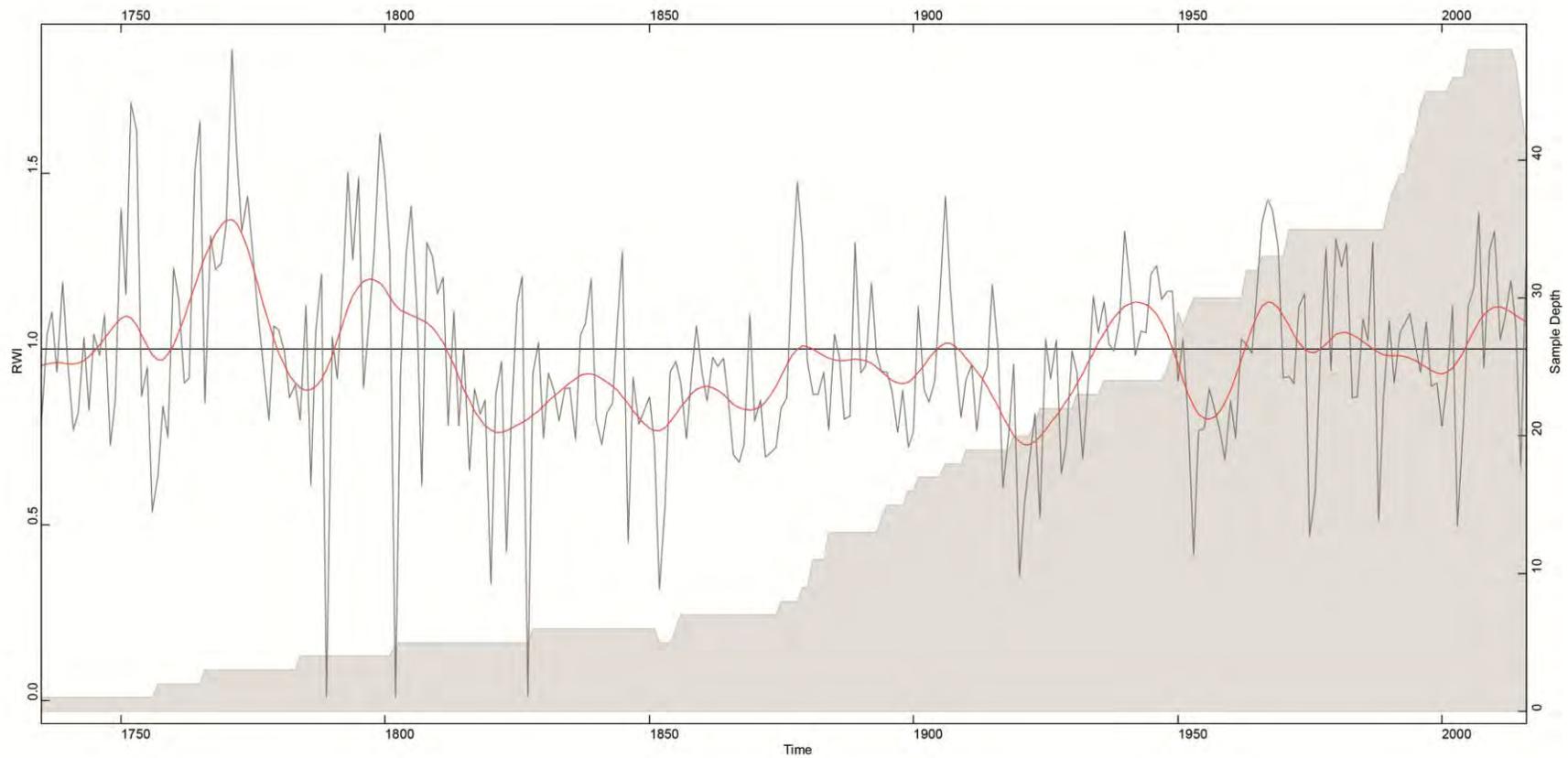
El patrón de colonización de *Pinus hartwegii* es una respuesta clara del bosque al disturbio causado por el flujo piroclástico de 2001. Al crearse una nueva superficie, los renuevos de pino la colonizan independientemente de la altitud a la que se encuentren (fuera o dentro del *Timberline*). Este hecho pone en evidencia la rápida capacidad de colonización de la especie en superficies recientemente expuestas, propiedad que puede haberse derivado del ambiente tan dinámico en el que se desarrolla.

#### **4.2.4 Cronología de referencia de los transectos (CRT)**

Ya que los individuos arbóreos de ambos transectos se encuentran en ambientes y condiciones climáticas similares y, para determinar cuál es la variable climática (precipitación y temperatura) que más influye en el crecimiento de *Pinus hartwegii* en su límite superior, se realizó una conjunción de los Transectos 1 y 2, con lo cual se generó una nueva cronología que permite trabajar con los datos de una manera homologada. Esta serie ha sido nombrada Cronología de Referencia de los Transectos (CRT).

La CRT se conformó considerando las series con mejor correlación de ambos transectos, SRT 1 y SRT 2, de tal manera que quedó conformada una base de datos general compuesta por 50 series, con una relación entre las mismas de 0.594, cubriendo un período de 281 años (2016-1735) y una sensibilidad media de 0.375, es decir, una aceptable respuesta climática media-alta.

La estandarización de la cronología fue realizada en *dplR* y se obtuvo el gráfico siguiente (Figura 4.14) en donde se observa la longitud de la cronología, así como la cantidad de muestras que le dan peso en los períodos que cubre.



**Figura 4.14. Cronología de referencia de los Transectos 1 y 2. La línea gris corresponde a los valores anuales del Índice de Ancho de Anillo (IAA), que oscilan en torno a un valor medio de 1 (eje izquierdo). La línea roja corresponde a un spline suavizado cada 20 años del mismo IAA. Las barras grises indican la cantidad de muestras por año (profundidad de muestreo o "sample deth") a lo largo de la serie (eje derecho).**

Los valores EPS de esta cronología indican valores por encima del valor crítico (0.85) después del año 1900 (Tabla 4.3). Sin embargo, se hace hincapié en la necesidad de fortalecer la cronología antes de ese período para elevar los valores de la expresión de la señal común.

Año	Corrs	rBar	Sdev	Serr	EPS	Cores
1790	1	0.2545	0.2551	0	0.4958	2.88
1815	3	0.02138	0.1013	0.0585	0.5211	4
1840	6	0.2742	0.2382	0.0973	0.6592	5.12
1865	10	0.2857	0.1817	0.0575	0.75	7.5
1890	21	0.2035	0.217	0.0474	0.7661	12.82
1915	78	0.3177	0.1795	0.0203	0.8987	19.04
1940	153	0.2818	0.1815	0.0147	0.9065	24.7
1965	253	0.3832	0.1739	0.0109	0.9508	31.1
1990	465	0.3243	0.1802	0.0084	0.9501	39.68

**Tabla 4.3. Estadísticos generados por ARSTAN de la Cronología de Referencia de los Transectos (CRT).**

De manera general, el valor de intercorrelación obtenido en este análisis para la especie *Pinus hartwegii* es buena y en este sentido aceptable, ya que se han reportado en otras cronologías para la misma especie en México valores similares o que fluctúan alrededor del obtenido en este trabajo. Así mismo, el valor de intercorrelación entre las series supera el establecido por COFECHA que es  $r = 0.3281$  como la mínima correlación significativa entre series de crecimiento.

El patrón de crecimiento encontrado en la cronología de referencia de los transectos (CRT) coincide con las cronologías realizadas hasta ahora para esta especie. Se identificaron lo que puede considerarse como anillos marcadores, mismos que se encuentran en la mayoría de las muestras. Muchos de estos anillos, en su mayoría anillos estrechos, siguen una relación con períodos de sequías fuertes en el centro de México, y años en los que el fenómeno ENSO (por sus siglas en inglés) en especial en su fase cálida (El Niño) fue muy fuerte para las montañas del centro de México.

El promedio de índices estandarizados proporciona a cada árbol un mismo peso en la cronología (media de todas las series estandarizadas), por lo que en el análisis realizado y que a continuación se describe, se compararon los patrones de crecimiento estandarizados del IAA de la Cronología de Referencia de los Transectos (CRT) con parámetros climáticos de precipitación y temperatura, con

los árboles muestreados en el cauce de la barranca Tenenpanco-Huiloac, y con las obtenidas de dos perfiles de la misma barranca.

### 4.3 Crecimiento radial de *Pinus hartwegii* asociados al clima

Es importante mencionar que no era un objetivo de la tesis realizar una reconstrucción climática. Sin embargo, se han considerado datos climáticos de temperatura y precipitación (utilizando las 3 estaciones meteorológicas analizadas) para realizar una matriz de correlación y observar con qué variable la CRT estandarizada guarda mejor correlación en un nivel del 0.05 de significancia estadística, esto con el propósito de observar si existe una fluctuación de la variabilidad climática antes y después de 1994 y con ello evidenciar el efecto del clima y de la actividad eruptiva en el crecimiento de *Pinus hartwegii*. Los resultados del análisis de correlación indican lo siguiente:

De manera general, existe una relación positiva y significativa con la precipitación durante el comienzo de la estación de crecimiento. Con la temperatura no se observa una relación significativa aunque se mantiene positiva, y en este sentido, las relaciones más altas son para el mes de diciembre.

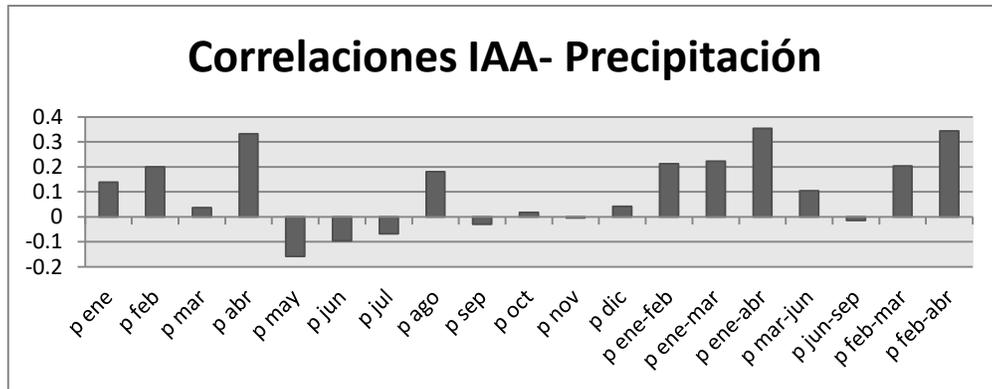
Para *Pinus hartwegii*, Cerano *et al.* (2013) y Astudillo Sánchez *et al.* (2016) han reportado altos niveles de correlación con la precipitación reconstruida de invierno-primavera. Siguiendo esta premisa, se realizó una matriz con promedios de precipitación acumulada (invierno-primavera) para el período común entre las 3 estaciones climatológicas depuradas del Popocatepetl (Figura 4.15). Los resultados indican que los niveles más altos de correlación efectivamente se asocian a la precipitación acumulada de enero-abril.

		IAA STD	ene-feb	ene-mar	ene-abr	ene-may	ene-jun	ene-jul
IAA STD	Correlación de Pearson	1	.213	.223	.354*	.282*	.240	.206
	Sig. (bilateral)		.134	.116	.011	.045	.090	.148
	N	51	51	51	51	51	51	51

**Figura 4.15. Matriz de correlación resumida para el IAA y la precipitación acumulada del promedio de estaciones Amecameca de Juárez, Alponocan y San Pedro Nexapa. Se observa la mejor correlación entre IAA y la precipitación acumulada de enero-abril ( $r=0.354$ ), la correlación es significativa en el nivel de 0.05 (2 colas).**

Se observó que el mes de abril es determinante en el crecimiento del año corriente de *Pinus hartwegii* (Figura 4.16). Por lo tanto, el crecimiento radial de la especie no está influenciado ni por

la temperatura ni por la precipitación de verano en particular, es la precipitación invierno-primavera la que influye en el crecimiento de la especie en el Límite Superior del Bosque (LSB).



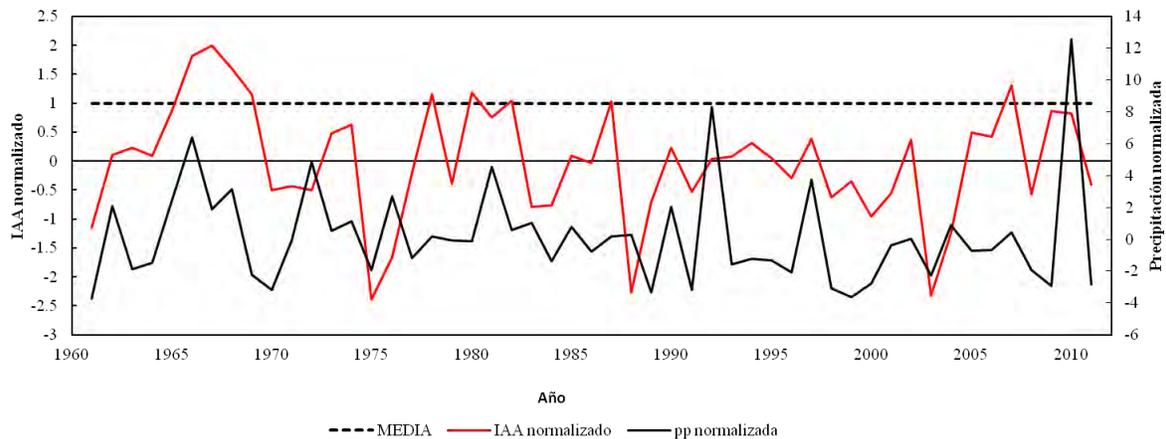
**Figura 4.16.** Índice de correlación de Pearson entre distintos meses acumulados de precipitación y el Índice de Ancho de Anillo (IAA) de la cronología estándar del Popocatepetl. Los datos de precipitación corresponden a las estaciones Amecameca de Juárez, Alponocan y San Pedro Nexapa.

Por otra parte se observó que el gráfico de Índice de Ancho de Anillo (IAA) (Figura 4.14) no muestra una variabilidad diferente en el periodo de la erupción actual (1994 a la fecha) con respecto a las décadas precedentes. No obstante, en la CRT la existencia de anillos estrechos se relacionan con las condiciones de la fase cálida del fenómeno ENSO (El Niño). Son claras las sequías identificadas en los parámetros climáticos y que se relacionan con el IAA, es decir, que estos fenómenos globales afectan de manera fuerte las condiciones climáticas locales (Cerano Paredes, 2017). Por otra parte, fue demostrado que aquellos anillos estrechos, sobre todo los de los últimos 23 años, de los árboles en el cauce de la barranca Tenenepanco-Huiloac y los afectados por el flujo piroclástico de la barranca La Espinera están asociados con la actividad eruptiva más reciente.

Para visualizar lo anterior y observar la correspondencia del crecimiento de *Pinus hartwegii* (IAA) y la precipitación acumulada (enero-abril) de los últimos 50 años, se graficaron los índices normalizados de ambas variables (Figura 4.17). Se espera que los valores de precipitación por debajo de la media están asociadas generalmente a condiciones de sequías locales, las cuales en diversas ocasiones también se asocian a fenómenos climáticos de escala global, como el ENSO en su fase cálida (El Niño) (Astudillo Sánchez *et al.*, 2016; Cerano *et al.*, 2013).

En el sur y centro de México, eventos de El Niño propician inviernos secos mismos que incluso favorecen el desarrollo de incendios, en tanto que eventos de La Niña se asocian a condiciones de

mayor humedad. No obstante, es importante mencionar que eventos extremos de ENSO, en sus dos fases, han influido positivamente en la ocurrencia de condiciones de sequía que han desencadenado incendios de importancia tanto en el centro, sur y norte del país (Cerano Paredes, 2017).



**Figura 4.17. Variación anual del IAA de *Pinus hartwegii* del LSB del Popocatepetl (línea roja continua) y de la precipitación normalizada (P acumulada enero-abril) (línea negra) en el período 1961-2011. Se observan una coincidencia general en las fluctuaciones de ambas curvas.**

En este sentido, en la CRT observamos ciertos años en donde convergen las condiciones de anillos estrechos y disminución en la precipitación, estos años son 1961, 1964, 1970, 1975, 1984, 1986, 1991, 1996, 1998, 2003, 2008 y 2011, mismos que se caracterizan por estar por debajo de la media de esta variable.

Las zonas de alta montaña en donde se desarrolla *Pinus hartwegii* son de las más susceptibles ante el cambio climático por estar adaptadas a condiciones frías (Cerano Paredes, 2017), por lo que las variaciones en las condiciones de precipitación y temperatura quedarán registradas en los anillos de crecimiento. En este sentido Cerano Paredes (2017) relacionó la ocurrencia de eventos de incendios y su relación con la ocurrencia de fenómenos climáticos de escala global que impactan de manera local. El autor identificó los años de sequías fuertes que posteriormente se relacionaron con incendios en bosques del centro de México.

Los eventos El Niño de los años 1970 y 1998 son considerados de los más fuertes del siglo XX, habiendo afectado incluso la parte norte del país. Años de sequía nacional reportados por Stahle *et al.* (2016) y que se asocian al ENSO en su fase cálida son 1902, 1929, 1951, 1953, 1972, 1973 y 1998. Por otro lado, Cerano Paredes (2017) reporta sequías extremas asociadas a El Niño para la

Sierra Norte de Puebla en bosque de *Pinus hartwegii* en los años 1970, 1983 y 1998, y para el Cofre de Perote 1907, 1943, 1960, 1970, 1998.

Los valores por debajo de la media obtenidos de la relación de la precipitación y del IAA de la cronología de referencia de este trabajo no se relacionan precisamente con los años de ocurrencia de una sequía fuerte reportada para el centro de México. Sin embargo, anillos estrechos están desfasados uno o dos años respecto a la sequía. Ejemplo de ello es la sequía reportada a nivel nacional en 1972 y 1973, mientras que en el caso del Popocatepetl se ven los efectos en la estrechez del crecimiento en 1975. Para los años ochenta encontramos niveles por debajo de la media en *Pinus hartwegii* del Popocatepetl y del Cofre de Perote, 1983, 1984 respectivamente, por lo tanto se deduce que los efectos de las sequías nacionales también se hacen presentes de manera local en la vegetación.

Es importante observar que las sequías extremas de 1970 y 1998 en la fase cálida del ENSO (El Niño) se reportan como una caída por debajo de la media en la cronología de este trabajo, así como la reportada por Cerano Paredes (2017) para el Cofre de Perote y la Sierra Norte de Puebla, ya que estos eventos extremos propician condiciones de sequía severa en una escala geográfica extensa por lo que su efecto no se limita a una escala regional.

Cabe mencionar que los años 2001, 2003-2004, 2011 también se asocian con años de fuertes presiones por la actividad eruptiva (lahares y flujos piroclásticos) por lo que el efecto en el crecimiento de *Pinus hartwegii* se asoció con la actividad eruptiva actual, específicamente en aquellos árboles que se encontraban en el cauce de la barranca Tenenepanco-Huiloac.

El fenómeno ENSO es más fuerte ya sea en fase cálida o fría y tiene un efecto que ya no es local sino en una escala mayor, es decir, a nivel nacional. Estos fenómenos que afectan el clima propiciando una variabilidad son los que están influenciando en las variaciones interanuales del crecimiento de *Pinus hartwegii*. Por lo tanto, es probable que el crecimiento de la especie responda a una combinación de variaciones climáticas y de actividad volcánica, si bien las fluctuaciones recientes en la altitud del LSB parecen más influenciadas por ésta última.

#### **4.4 Resultados de árboles con impacto (fenómenos hidro-volcánicos identificados en los anillos de crecimiento)**

Los núcleos de crecimiento obtenidos para este análisis fueron de árboles afectados en la barranca Tenenepanco-Huiloac. Se pudieron identificar impactos externos en los árboles y que se asocian con el evento ocurrido en junio de 1997 producto de la actividad eruptiva reciente del Popocatepetl.

Para fechar los eventos relacionados con la actividad del volcán se utilizó como serie control la CRT para datar precisamente los eventos volcánicos en los árboles impactados. Las series fueron graficadas para comparar e identificar cambios abruptos de crecimiento (supresiones y/o realces), que podrían estar asociadas con fenómenos volcánicos.

Como se ha mencionado, la etapa más reciente de actividad volcánica inició en diciembre de 1994. Esta etapa se considera muy dinámica por la constante emisión de ceniza, flujos piroclásticos, expulsión de material incandescente y tremores armónicos, entre otros. Uno de los objetivos del proyecto es identificar si existe un impacto en el crecimiento de los individuos del LSB como consecuencia de la actividad eruptiva reciente.

Se han documentado al menos dos lahares ocurridos en esta fase eruptiva, y que se emplazaron por la barranca de donde se obtuvo el material colectado, por lo que se tienen caracterizadas las fechas de ocurrencia: 1997 y 2001. Ambos eventos sucedieron durante la estación de crecimiento anual del pino, por lo que en base a las fechas documentadas de la erupción (30 de junio de 1997 y 22 de enero de 2001), el anillo 1997 estaba formándose o en proceso de finalizar su formación, por lo tanto, de haber sido afectados estos individuos, puede existir alguna huella del fenómeno volcánico.

Utilizando el software Dendrochronology Program Library (DPL) y el comando IMPACT (IMP), se obtuvieron los porcentajes de cambios abruptos en las series de crecimiento, considerando 6 años antes y 6 años después del evento de 1997.

Para evaluar el cambio en el crecimiento en aquellos ejemplares con formación de leño de reacción de los individuos impactados, se procedió a medir ambos radios (Figura 4.18). Se graficaron posteriormente las mediciones brutas de las series para observar los cambios en su crecimiento (Figura 4.19).

Los árboles impactos por el flujo lahario de 1997 fueron inclinados cambiando su posición vertical original. En las coníferas, los árboles inclinados como consecuencia de un disturbio forman leño de reacción en la madera, denominado leño de compresión, en la cara del fuste orientada hacia abajo (crecimiento hipotrópico).

Al comparar y observar los gráficos del IAA de ambos radios de la Serie 02C se pudo identificar que la formación del leño de compresión está asociada al evento de 1997 en uno de los radios, debido a este disturbio el crecimiento aumenta por la generación del leño de compresión. Por otro lado, en el otro radio (Radio 1, 02C-R1), se observa el impacto del evento dado por un decremento en el (crecimiento excéntrico).

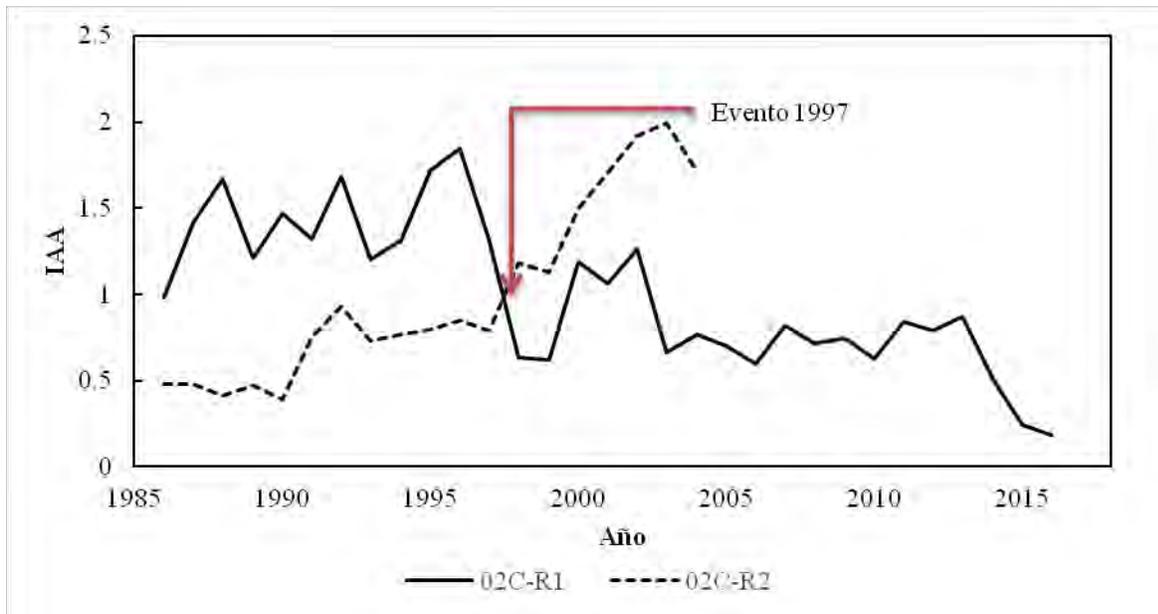
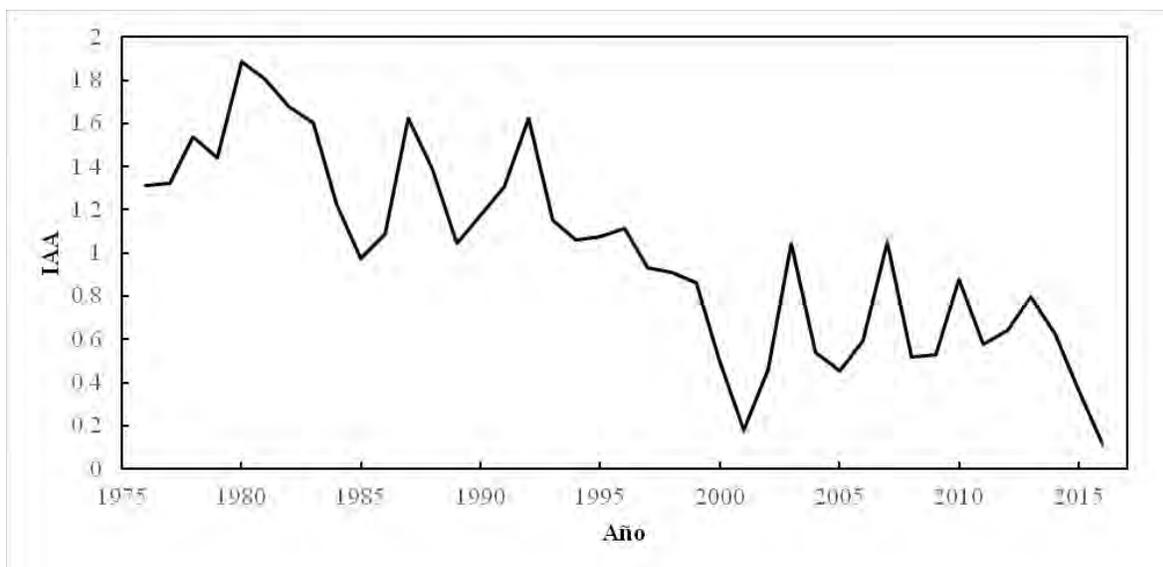


Figura 4.19. Muestras de *Pinus hartwegii* con impacto en donde se observa la formación del leño de compresión en el Radio 2 asociado al evento lahárico de 1997. Nótese un cambio en la coloración de la madera que se torna más oscura respecto al Radio 1. Las muestras fueron colectadas en el cauce de la barranca Tenenepanco-Huiloac a altitudes de 3,872 msnm.



Figura 4.18. Cambios en el crecimiento de los anillos de un mismo árbol como resultado del impacto del lahar de junio de 1997. El radio muestra un incremento en el crecimiento (leño de compresión) a partir del evento (flecha), mientras que en el radio 2 (R2), se observa un decremento en el crecimiento a partir del mismo evento. Muestra 02 cara C, -539406N, 2107183W y 3,872 msnm.

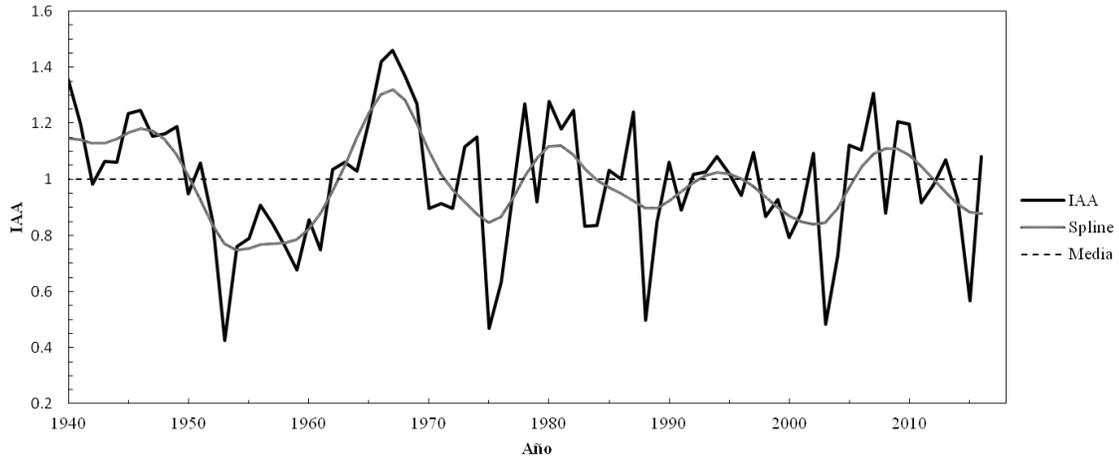
Los árboles impactados de los que solamente se tenía una muestra radial medida fueron comparados con la Cronología estándar de Referencia de los Transectos (CRT). En casos como éste se observa una disminución del crecimiento luego del evento de 1997 (Figura 4.20).



**Figura 4.20. Cambios en el crecimiento de anillos a partir de 1997 como resultado del evento lahárico de junio de ese año. De este árbol se dispone de un radio, que presenta un decremento a partir de ocurrido el evento. Muestra 01 cara D1, -539297N, 2107030W y 3,898 msnm.**

La historia eruptiva más reciente del volcán está bien documentada. Sin embargo, se ha identificado que se hace alusión a los eventos más importantes o más llamativos. No obstante, con el uso de la dendrocronología se pueden incluso identificar eventos no reportados en la literatura, tal es el caso del año 2003-2004, que se indicó con anterioridad que el anillo de formación correspondiente a este año es muy delgado e incluso ausente o apenas visible en algunas muestras.

En julio del año 2003 ocurrió una explosión de gran magnitud en el volcán y que presumiblemente tuvo consecuencias sobre el crecimiento de los pinos interrumpiendo el normal crecimiento del año 2003 y formando un anillo muy delgado o apenas visible o incluso ausente en muchas muestras en 2004. Asociado a esto, la cronología muestra que a partir del año 2003 el crecimiento comienza a caer, recuperándose en 2005 (Figura 4.21).



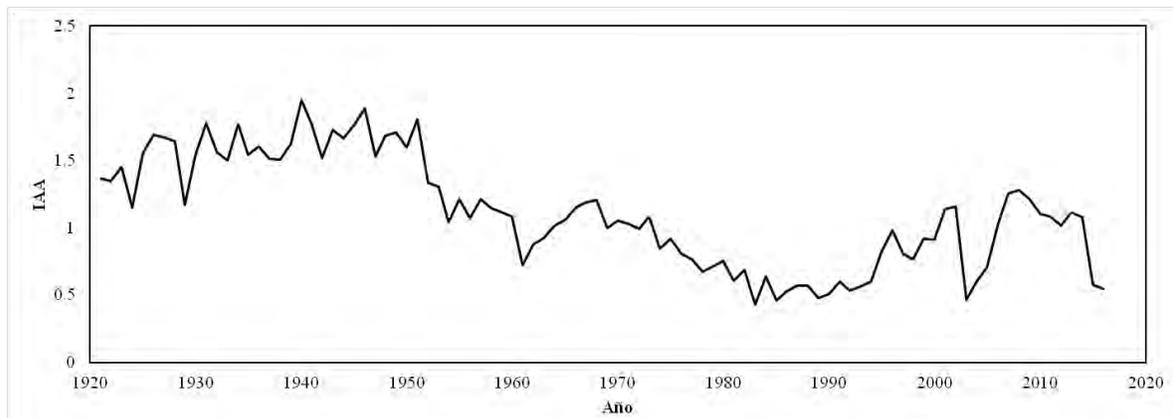
**Figura 4.21. Cronología estandarizada (Índice de Ancho de Anillo, IAA) de la serie maestra en el segmento que cubre a partir de 1940, en ella se puede apreciar la caída en el crecimiento en la década de los cincuenta, así como la de 2003 y posteriormente una recuperación a partir de 2004-2005.**

#### **4.5 Resultados de árboles situados en las laderas de las barrancas**

Debido a que uno de los objetivos era identificar si existe una relación entre la edad de los individuos de *Pinus hartwegii* y su posición geomórfica, se realizaron 2 perfiles transversales que quedaron compuestos por 11 muestras en la barranca de Tenenepanco-Huiloac en el sector NW del volcán, ya que es una de las más afectadas por la actividad volcánica iniciada en 1994.

La cronología de referencia de las muestras colectadas quedó compuesta por 5 árboles (Figura 4.22). Las muestras que no cofecharon tienen un crecimiento que difiere del observado en la Cronología de Referencia de los Transectos (CRT).

Se observó que dentro de la barranca los individuos más jóvenes (6 años) se encuentran en terrazas que se han desarrollado con los depósitos de los materiales provenientes de los lahares más recientes (1997 y 2001). En las porciones intermedias del perfil se encuentra el arbolado de mediana edad (39 años), es decir, en el lomo de ladera, y los más longevos (95 años) se encuentran en los hombros de ladera. En este sentido, se puede decir que hay una relación directa entre la superficie geomórfica, la posición de los individuos de *Pinus hartwegii* y su edad en la barranca Tenenepanco-Huiloac.



**Figura 4.22.** Cronología estándar de la serie maestra de 5 árboles situados en perfiles transversales a la barranca de Tenenepanco-Huiloac. Se puede apreciar el anillo 2003-04 como uno de los más delgados de la serie así como una caída en el crecimiento en la década de los sesentas asociada con una disminución de la precipitación, y valores bajos en los 1980s y principios de los 1990s.

Los árboles más longevos no fueron afectados directamente por los eventos volcánicos recientes ya que se encontraban a una distancia considerable del fondo de la barranca, en donde los árboles afectados entraron en contacto directo con los materiales provenientes de los lahares. Sin embargo, a pesar de la relación entre la posición geomórfica de *Pinus hartwegii* y la edad, los árboles más longevos en el perfil presentan disturbios en su patrón de crecimiento posiblemente asociados a la actividad volcánica en conjunto con el clima. Se pueden identificar supresiones en el crecimiento en 1952-53 y en la década de los sesenta. Por otro lado, en las últimas décadas, particularmente en relación al evento 2003-2004 es muy clara la caída en el crecimiento.

Aunque los lahares son fenómenos volcánicos que afectan a la vegetación, se ha encontrado una rápida recolonización de *Pinus hartwegii* sobre depósitos recientes de lahar dentro de la barranca, en donde se han reconocido individuos de 2 a 10 años de edad. A pesar de que el crecimiento podría verse limitado por la poca disponibilidad de recursos en el suelo al ser superficies recientemente creadas, la resiliencia (recuperación) de esta especie se está evidenciando.

En este sentido, algunos estudios han demostrado que la colonización temprana de las especies depende de la litología y la morfología de los depósitos de lahar (García Romero *et al.*, 2015). En el caso del Popocatepetl después de los lahares de 1997 y 2001, se ha identificado que las primeras plantas crecen en micrositos que proporcionaban alguna protección física, tal es el caso de lo que sucede en la Población 2 coexistiendo con el *Timberline*. Por lo tanto, sí el crecimiento del arbolado sobre estas superficies no es interrumpido por un nuevo disturbio, se esperaría un rápida recolonización del bosque de pino (Rangel Ríos, 2011).

En México, en las terrazas recientes formadas por depósitos de lahares del volcán Popocatepetl (barranca Huiloac), el ritmo de colonización es relativamente rápido, son dos años aproximadamente los que transcurren entre la estabilización de la superficie de las terrazas y la germinación de un pino. Esto ocurre a altitudes entre los 3,210 a 3,290 msnm (García Romero *et al.*, 2015 es decir, muy por debajo del LSB, y en sitios con una densa cubierta forestal en la laderas de la barranca inmediatamente arriba de los cauces afectados por lahares, lo que facilita la colonización. Franco Ramos (2009) calcula 10 años del período de **écesis** en muestras tomadas a 1.4 m de altura en *Pinus hartwegii* y con base en ello asigna edades mínimas en su estudio sobre la edad y la estabilidad de los barrancos del norte del Popocatepetl. No obstante, por las condiciones de estrés en suelos someros, los pinos crecen a un ritmo lento y en muchos casos no sobreviven a la primera década.

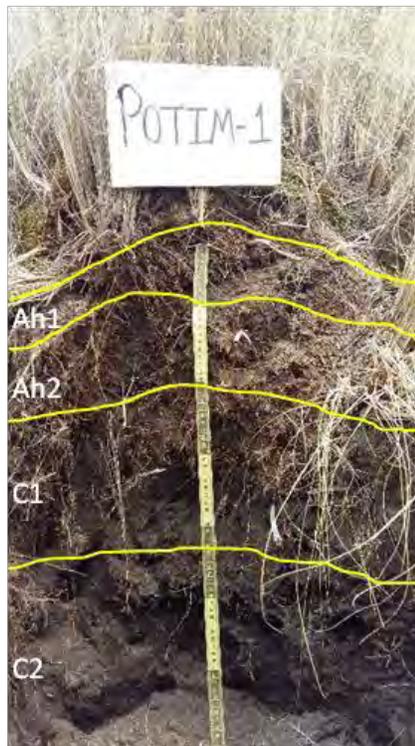
#### **4.6 Resultados de los perfiles de suelo**

Fueron descritos dos perfiles de suelo, uno de ellos en el bosque cerrado a 3,936 m (POTIM-2), el otro por encima del *Timberline* a 3,994 m (POTIM-1). Se encuentran uno del otro a 58 metros de distancia vertical y a 335 m de distancia horizontal.

Ambos perfiles tienen el mismo material parental, pues constan fundamentalmente de tefras de la última gran erupción del Popocatepetl (~1,100 años A.P.) de composición andesítica-dacítica, y con aportaciones menores e indistinguibles de erupciones históricas, y aportaciones distinguibles de la erupción de los últimos 23 años.

La cobertura vegetal del perfil que se encuentra por encima del *Timberline* (POTIM-1) es de pastizales y algunos individuos arbóreos de *Pinus hartwegii* pertenecientes a el *Tree species line*. En la misma franja altitudinal, entre manchones de pastizal se encuentran también arenales, es decir, campos sin cubierta vegetal de ningún tipo donde las arenas están expuestas en superficie y son continuamente movilizadas por erosión hídrica y eólica, en otras palabras sitios geomorfológicamente inestables. Este perfil se caracterizó por tener texturas arenosas, con una proporción de arcilla mínima. Es un suelo de 77 cm de excavación, aunque la secuencia de horizontes es Ah-C. La estructura es subangular en bloques de grado débil, el tipo de mantillo es Moder (L de 3 cm y OH de 2 cm). Hubo una lenta reacción a la prueba del aluminio activo en el segundo y tercer horizonte, lo que indica muy incipiente formación de alofano. Las texturas arenosas ocasionan una baja capacidad de retención del agua asociada a un drenaje excesivo, lo cual representa un factor limitante para el desarrollo y establecimiento de las plantas. Esto, aunado a la

intensa dinámica geomorfológica existente, que limita la disponibilidad de materia orgánica así como de otros nutrientes (Figura 4.23, Anexo C1).



**Figura 4.23. Perfil POTIM-1, que se encuentra entre el *Timberline* y el *Treeline*, bajo cubierta de pastizal alpino a 3,994 msnm. En la figura se observa la delimitación de los horizontes identificados.**

La inestabilidad del sitio se debe en gran parte a la erosión eólica que moviliza material en todas direcciones, así como a la erosión hídrica que arrastra el material ladera abajo, propiciando el dinamismo en los arenales. Estos se mantienen en un “escalón topográfico” inmediatamente por encima del (y en contacto con el) *Timberline*, factor que también limita el ascenso de *Pinus hartwegii* por encima del bosque cerrado, al menos en el sector del levantamiento de los perfiles, muy cercanos a donde se encuentra el Transecto 1 (Figura 4.24 y Figura 4.6).



**Figura 4.24. Tipos de erosión observada en la ladera norte del Popocatepetl aledaña al Transecto 1. a) Se observa los clastos de pómez expuesta por la erosión hídrica laminar y eólica. b) Evidencias de erosión y acumulación hídrica en el de un arenal; en época de lluvias la escorrentía procedente del zacatonal genera surcos y en la parte baja depósitos en forma de pequeños lóbulos de lodo. c) Evidencias de erosión y acumulación eólica. Nótese la acumulación de arena a sotavento de los manchones de pasto (el viento sopla del fondo hacia el frente); la movilización de arenas por el viento detiene el ascenso del *Timberline* y contribuye a formar un escalón topográfico en la ladera norte del volcán, al acumularse arena en contacto con los árboles del *Timberline*.**

En el perfil del bosque cerrado situado por debajo del *Timberline* (POTIM 2), de 46 cm de profundidad, la secuencia de horizontes es Ah-AB-BC, lo que implica un mayor desarrollo. A diferencia del perfil POTIM 1, donde domina la fracción arenosa, la textura es algo más fina (franco-arcillo-arenosa). Esto probablemente se debe a que el sitio no está afectado por erosión eólica e hídrica, con lo cual se conservan las fracciones más finas de los depósitos piroclásticos. Presenta acumulación de materia orgánica reflejada en dos horizontes Ah con un espesor total de 24 cm (Figura 4.24, Anexo C2). La estructura es subangular en bloques de grado débil (horizonte 1 y

2) y angular en bloques en los horizontes 3 y 4. El pH es ligeramente ácido en todos los horizontes (pH 5). Los últimos dos horizontes muestran reacción positiva a la prueba del Al activo, por lo cual se infiere que hay cantidades medias de alofano.

En contraste con el perfil POTIM-1, el sitio del perfil 2 es geomorfológicamente estable debido en parte a la hojarasca producto del pino (*Pinus hartwegii*), que también incide en la acumulación de materia orgánica. Se desarrolla ahí un mantillo de 6 cm de espesor de tipo moder-mor (secuencia L-Of-Oh de 2 cm cada uno), producto de una lenta actividad microbiana asociada a las bajas temperaturas de la zona.



**Figura 4.25. Perfil POTIM-2, que se encuentra a 3,937 msnm por debajo del *Timberline*, bajo cubierta de bosque de *Pinus hartwegii* y pastos amacollados. Se observa la delimitación de los horizontes identificados.**

No obstante, a pesar de la cubierta vegetal y de la hojarasca que se produce en el sitio, existe erosión incipiente, misma que es identificada por la reptación que se observa en algunos individuos de pino y por el arrastre de la misma hojarasca.

De acuerdo con Müller *et al.* (2015) la disponibilidad de nutrientes en el suelo es un factor que incide en el desarrollo de la vegetación. En laboratorio se cuantificó el porcentaje de carbono y

nitrógeno total para estimar también el contenido de materia orgánica en los dos perfiles. Los resultados se muestran en la Tabla 4.4:

Perfil	Horizonte	% C total	% N total	% M.O.
<b>POTIM-1</b> <b>(3,994</b> <b>msnm)</b>	Ah <sub>1</sub>	1.268	0.111	2.556
	Ah <sub>2</sub>	1.396	0.129	2.796
	C <sub>1</sub>	0.879	0.101	1.778
	C <sub>2</sub>	0.301	0.053	0.596
<b>POTIM-2</b> <b>(3,936</b> <b>msnm)</b>	Ah <sub>1</sub>	1.775	0.158	3.626
	Ah <sub>2</sub>	1.442	0.130	2.970
	AC	0.928	0.104	1.864
	AB	0.453	0.066	0.906

**Tabla 4.4. Resultados de %C y %N de perfiles de suelo situados por encima del *Timberline* en el pastizal alpino (POTIM-1, 3,994 msnm) y por debajo del *Timberline* en el bosque de *Pinus hartwegii* (POTIM-2, 3,937 msnm) en la ladera norte del Popocatepetl. Las muestras de cada horizonte se analizaron por duplicado utilizando un analizador elemental CHNS/O Perkin Elmer 2400 series II. En %M.O. se estimó asumiendo que equivale al doble de %C.**

El nitrógeno es el nutriente más limitante en la producción de las plantas y su disponibilidad puede afectar el crecimiento de los árboles en el límite superior. Se esperaría de acuerdo a Müller *et al.* (2015) concentraciones altas de nitrógeno y bajas de carbono en el *Treeline*, aunque las concentraciones de ambos elementos son aún más bajas en comparación al *Timberline*, en donde la concentración de N y C son más elevadas.

Los resultados obtenidos coinciden con lo que indica Müller *et al.* (2015), es decir, hay mayores concentraciones de nitrógeno y carbono en POTIM-2 (por debajo del *Timberline*), respecto a POTIM-1(entre el *Timberline* y el *Treeline*), así como mayor disponibilidad de materia orgánica, lo cual es un factor para que los individuos, al tener mejores condiciones en el perfil 2, se establezcan mejor.

Revisando los parámetros de clasificación de la IUSS Working Group WRB (2015) ambos perfiles POTIM-1 y POTIM-2 clasifican como:

**Eutric Tephric Mollic Vitric Silandic Andosol (Arenic)**

En términos de clasificación, ambos perfiles son iguales. Sin embargo, es importante mencionar las diferencias muy particulares de cada uno. En primera instancia, es la altitud y posición que tiene cada perfil ya que uno se encuentra por encima y otro por debajo del *Timberline*. Una diferencia importante es la presencia de bosque en el sitio de POTIM-2, ya que como se mencionó, el bosque estabiliza el sitio, al limitar la acción del viento (debido al follaje) y de la escorrentía (debido a la hojarasca). La clase textural (arenosa en POTIM-1 y con mayores contenidos de limo y arcilla en POTIM-2 con textura franco-arcillo-arenosa), el tipo de mantillo (moder en POTIM-1 y mezcla de moder-mor en POTIM-2), y la cantidad de materia orgánica (12.15 kg/m<sup>2</sup> en POTIM-1 y 13.81 kg/m<sup>2</sup> en POTIM-2) son diferentes en cada perfil. Así mismo, la reacción a la prueba del aluminio activo, que fue más fuerte en POTIM-2 (mayor concentración de minerales de bajo orden estructural como el alofano) que en POTIM-1. Sin embargo, la reacción en los dos perfiles sugiere que presentan propiedades vítricas, lo cual ha sido determinante para clasificarlos en ambos casos como andosoles.

De acuerdo con todo lo anterior, se deduce que las principales limitantes en el LSB del Popocatepetl para que *Pinus hartwegii* colonice cotas de mayor altitud y se establezca mejor son:

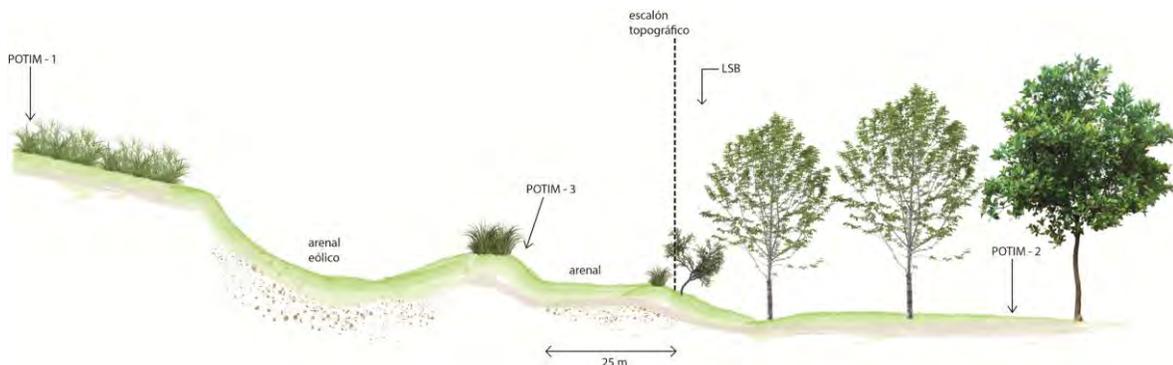
- 1) La inestabilidad del sitio, originada por la actividad volcánica reciente, que a cortas distancias del foco eruptivo produjo depósitos de textura arenosa relativamente difíciles de estabilizar por su mala agregación y con drenaje excesivo (baja capacidad de retención del agua en el perfil del suelo).
- 2) La inestabilidad ocasionada por la intensa dinámica geomorfológica de los arenales (dinámica geomorfológica), asociada a su gran altitud, es decir, a un clima caracterizado por fuertes vientos, bajas temperaturas, frecuentes ciclos de congelación-deshielo, nevadas en invierno y fuertes tormentas de verano.

Dicha inestabilidad inhibe el desarrollo del suelo en cotas por encima del *Timberline* en especial en áreas sin cobertura de pastos amacollados (arenales). En el Popocatepetl, el desarrollo del suelo está fuertemente influenciado por la dinámica geomorfológica pero también por la actividad volcánica reciente. En este sentido, no basta con la existencia de una calma eruptiva, también se necesita una gradual estabilización de las superficies formada por depósitos piroclásticos jóvenes. Éstas superficies son fuertemente afectadas por erosión eólica e hídrica que dificultan el establecimiento de pastos y árboles, inhibiendo con ello el desarrollo del suelo y manteniendo la inestabilidad en los arenales.

En el LSB del Popocatepetl por lo tanto, pueden existir condiciones idóneas de precipitación y temperatura para el crecimiento de árboles, que favorecen una expansión gradual del bosque hacia cotas de mayor elevación. Sin embargo, es la fuerte dinámica geomorfológica del sitio, relacionada con actividad volcánica reciente, la que inhibe esta colonización.

La dinámica geomorfológica hace que los arenales “empujen” hacia abajo al bosque, como se observa por la formación de un resalto o “escalón topográfico”, producto de la acumulación activa de materiales movilizados de los arenales, justo en el contacto con el Límite Superior del Bosque (LSB) y de hecho con tendencia a sepultar a los árboles (Figura 4.26). Algo similar produce la dinámica volcánica, dado que el material piroclástico nuevo sepulta el suelo más viejo e incluso a los árboles del *Timberline*. Un ejemplo de ello es la lengua de material proveniente del flujo piroclástico del mes de enero de 2001 en donde el bosque fue parcialmente sepultado y numerosos árboles fueron muertos, empujando con ello el *Timberline* hacia abajo en ese sector específico de la montaña (ladera norte del volcán, inmediatamente al SE del Transecto 2). Pese a esto, pocos años después del evento de 2001, la dispersión de semillas de pinos adyacentes ha dado pie a una recolonización significativa de la superficie agreste del flujo piroclástico (Población 1 y Población 2 de pinos juveniles), que en términos de clasificación es un **Regosol léptico**.

No obstante, se necesitaría realizar más perfiles de suelo que cubran diferentes tipos de unidades del relieve del Popocatepetl para comenzar a distinguir con mayor precisión las características particulares del suelo existente en cada una de ellas y poder hacer mejores inferencias acerca de la estabilidad del arbolado en una superficie y otra.



**Figura 4.26.** Perfil topográfico a través del LSB de la ladera norte del Popocatepetl, donde se puede apreciar la posición de cada uno de los perfiles de suelo y el tipo de superficie en el que se encuentran.

Como una variante del perfil POTIM-1 está el perfil POTIM-3, ubicado a 25 m de distancia horizontal del *Timberline*, en el contacto entre un manchón de pastizal y un arenal activo, y del que solamente se hizo una descripción generalizada. Se identificó que tiene condiciones de desarrollo similares a POTIM-1, el mismo material parental e incluso se identificó la capa de ceniza volcánica que se ha acumulado como resultado de la actividad eruptiva desde 1994 (Figura 4.26). Pero además, por encima de la capa de ceniza se encontró arena depositada por el viento, lo que demuestra que en el arenal adyacente la erosión eólica es muy activa. Podemos asumir que POTIM-3 tiene la misma clasificación que los otros 2 perfiles, aunque tendríamos que añadir el calificativo **novic**, es decir, arena eólica encima de la tefra.



**Figura 4.27.** Perfil POTIM-3, que se encuentra entre el *Treeline* y el *Timberline* a 3,980 msnm, bajo cubierta vegetal de zacatonal alpino y en el borde de un arenal eólico activo. En este perfil se identificó la acumulación de ceniza de las erupciones del Popocatépetl de los últimos 23 años.

## CAPÍTULO 5. DISCUSIÓN GENERAL Y CONCLUSIONES

En esta tesis se utilizó el análisis de imágenes fotográficas y satelitales para determinar los cambios recientes en el Límite Superior del Bosque del volcán Popocatepetl. Además, se recurrió a la dendrocronología para el análisis de fenómenos como la actividad eruptiva y su influencia en el crecimiento de los árboles del LSB en un volcán activo, lo cual ha aportado información del pasado reciente y más remoto a través del análisis de los anillos de crecimiento. Así mismo, se hicieron observaciones sobre la dinámica geomorfológica y las características de los suelos en el área en torno al LSB asumiendo que ambos factores influyen en la posición del *Timberline* y del *Treeline*.

El objetivo general que nos planteamos fue analizar el efecto de la actividad volcánica de los últimos 23 años en el Límite Superior del Bosque del Popocatepetl y observar si hay un impacto negativo en el crecimiento de la vegetación que se observara en los anillos de crecimiento de *Pinus hartwegii*. Como hipótesis hemos asumido que la posición y configuración del LSB de *Pinus hartwegii* de la ladera N y NE del Popocatepetl han sido afectados por los diversos fenómenos volcánicos ocurridos desde 1994.

### 5.1 Cambios en el LSB del Popocatepetl

En la ladera N-NW del Popocatepetl la baja altitud del LSB está condicionada por las cenizas volcánicas y la naturaleza xérica que éstas imprimen a los suelos, producto del vulcanismo reciente y de la inestabilidad geomorfológica que no han permitido un ascenso del LSB. Durante el período de 1995-2014 estas laderas fueron de las más afectadas por la dinámica eruptiva, ya que en ellas se han emplazado o han transitado con más frecuencia depósitos de lahar y de flujos piroclásticos. La actividad eruptiva ha afectado primero al *Treeline*. Por ello este límite ha descendido más (22 metros) en comparación con el *Timberline* (8 metros) (promedios para todos los sectores de la montaña), al encontrarse expuesto a fenómenos de caídas y flujos piroclásticos dada su cercanía al cráter.

Analizando los anillos de crecimiento de individuos de *Pinus hartwegii* del LSB se determinó el impacto de la actividad volcánica en la ladera N y NE del Popocatepetl. Con ello se ha aportado nueva información a los datos obtenidos por Franco Corona (2015), quien reportó descensos del LSB de 1995 a 2014 en coincidencia con la reactivación eruptiva en 1994, mismo que sólo se había inferido por el análisis multitemporal con material aerofotográfico.

## 5.2 Dendrocronología

El objetivo general de este trabajo fue determinar si la actividad volcánica reciente tiene un efecto en el LSB del Popocatepetl. Para ello se analizaron tendencias de crecimiento y edad de los árboles con base en técnicas dendrocronológicas, a sabiendas de que la supresión en los anillos de crecimiento del período puede deberse a factores ambientales como poca precipitación, en conjunto con la dinámica volcánica del sitio.

Se corroboró una vez más que las coníferas mexicanas como *Pinus hartwegii*, tienen potencial dendroclimatológico (Villanueva *et al.*, 2013), y dendropirocronológico (Cerano Paredes, 2017) y dendrogeomorfológico (Franco Ramos, 2014). Así mismo, se ha aportado información que fortalece las cronologías realizadas para *Pinus hartwegii* en las montañas del centro de México.

### *Análisis de los Transectos altitudinales*

En numerosas montañas del mundo se ha establecido que el Treeline y el Timberline están ascendiendo como consecuencia de la variabilidad climática (Körner y Paulsen, 2004; Körner 2012). Dado el aumento de la temperatura se espera que se desplacen hacia arriba las franjas de vegetación montañosa (Shworer *et al.*, 2017). Considerando lo anterior se realizaron muestreos dendrocronológicos de *Pinus hartwegii* a lo largo de los dos transectos altitudinales, con el objetivo de analizar la relación entre la altitud y edad del arbolado.

Al realizar estos muestreos en barrancas de la ladera norte del volcán Popocatepetl se pudo observar en los anillos de crecimiento el efecto de la dinámica eruptiva más reciente (1994-2017) en los anillos de crecimiento de árboles directamente expuestos a fenómenos volcánicos. Así mismo, se pudo determinar que la especie *Pinus hartwegii* tiene muchos problemas de crecimiento (anillos falsos, anillos ausentes), mismos que tuvieron que analizarse para determinar su posible relación con el crecimiento mismo de la especie o alguna relación con la actividad volcánica y la variabilidad climática. Con base en el análisis de las muestras de los transectos se pudo generar la Cronología de Referencia de los Transectos (CRT).

### *Cronología de Referencia de los Transectos*

Para cada transecto fue realizada una cronología de referencia en donde fueron consideradas las muestras que mejor correlación tenían entre sí. En este sentido se observó que el Transecto 2 (SRT 2) tuvo una mejor correlación entre las series que el Transecto 1, donde la cronología es más larga

pero con una correlación más baja. Así mismo, es importante mencionar que las muestras descartadas en todo el análisis dendrocronológico de ambos transectos necesitan un análisis más detallado debido a los problemas que presentan (anillos falsos, ausentes, supresión en el crecimiento). Con ello se podrá mejorar la correlación de cada serie de los transectos y por lo tanto, de la cronología en general.

El objetivo general de este trabajo fue determinar si la actividad volcánica reciente tiene un efecto en el LSB del Popocatepetl, si bien en algunas muestras la supresión en los anillos de crecimiento a partir de 1970-2016 está relacionada con un efecto en el crecimiento propiciado por factores ambientales, poca precipitación en conjunto con la dinámica volcánica del sitio.

Se realizó un análisis utilizando la función de regresión lineal para cada transecto para determinar si existe alguna tendencia de la edad del arbolado asociada a la altitud. Lo anterior ha permitido establecer que en el Transecto 1 la edad de los árboles es mayor, por lo que se deduce que la superficie en donde se encuentra este bosque es más estable respecto al Transecto 2, donde el arbolado es más joven. Los árboles más longevos se encuentran por debajo del *Timberline*. No obstante, en el Transecto 1 no hay una relación de la edad del arbolado con la altitud, pues el arbolado joven coexiste con el más longevo, lo cual puede observarse en el mapa de interpolación de edades para el Transecto 1.

En el Transecto 2, aledaño a la barranca La Espinera, se cuenta con más datos respecto a la recolonización. Por lo tanto, al realizar el análisis de regresión lineal considerando estos nuevos individuos junto con los muestreados para el Transecto 2, se observa una tendencia de la edad del arbolado respecto a la altitud, en donde hay longevidad en altitudes menores por debajo del *Timberline* en individuos más jóvenes en el *Treeline* y por encima del mismo. Cabe mencionar que esta tendencia se da a pesar de que existe mayor perturbación del bosque en esta barranca, es decir, el arbolado no es tan denso como en el Transecto 1, el bosque en el Transecto 2 es más abierto y fragmentado.

Los individuos más jóvenes se están posicionando en cotas de mayor altura por encima del *Timberline*, aunque la mayor parte de ellos crece sobre los depósitos de lahar y de flujo piroclástico emplazados desde 2001, y no sobre superficies más antiguas.

Se necesitaría una estabilidad de la dinámica eruptiva para determinar si es por mejores condiciones climáticas que el pino está colonizando cotas más elevadas. En este caso el LSB del Popocatepetl

tendría la misma tendencia de ascender por una variabilidad en el control térmico tal como sucede en otras montañas del mundo y específicamente en su vecino Iztaccíhuatl (Torres Beltrán, 2013).

Del análisis de los Transectos se deduce en primer lugar que en el volcán Popocatepetl no existe una tendencia de la edad del arbolado en relación a la altitud; dicha tendencia sólo se observa al considerar la recolonización de individuos en nuevas superficies como el flujo piroclástico de 2001 (Transecto 2, Población 1). Es importante tener en cuenta que la inclusión de los individuos jóvenes en el análisis de regresión lineal, es lo que hace significativa la relación entre la edad y la altitud. Si no los incluimos en el análisis de regresión lineal, la relación altitud-edad no es significativa.

Si bien el ascenso en las últimas décadas del *Treeline* como consecuencia de la variabilidad climática, ha sido documentado por diversos autores que ya fueron mencionados, es importante señalar que el LSB de muchos bosques del hemisferio norte estuvo 200-300 metros más alto durante el Holoceno temprano (9,000-7,000 años A.P.) que en el presente. Por ello el bosque que conforma el *Timberline* del Popocatepetl no necesariamente corresponde a una primera generación de árboles en el lugar, podría ser un relictos de bosques más antiguos y la relación edad-altitud no necesariamente tendría que corresponder a las condiciones climáticas hoy vigentes. En este sentido Dahl y Nesje (1996) muestran claramente como el límite del bosque de *Pinus sylvestris* en Europa ha descendido desde el Holoceno temprano.

Utilizando los datos dasonómicos de los individuos jóvenes de *Pinus hartwegii* que han recolonizado el depósito de flujo piroclástico en la barranca La Espinera, se ha podido estimar el crecimiento de la especie utilizando el análisis de regresión lineal, siendo la relación entre la altura de los árboles juveniles y la edad la que mejor respuesta presentó. Así mismo, se identificó que los individuos que no tienen competencia, es decir, los que se encuentran más aislados y alejados de un bosque denso (Población 1), crecen más rápidamente que los que sí tienen competencia (Población 2). También se puede considerar el hecho de que el crecimiento en el *Treeline* es efectivo por la dispersión de las semillas, por el viento dominante a altitudes superiores.

Finalmente, es importante monitorear el establecimiento y supervivencia de los nuevos individuos de *Pinus hartwegii* en su límite superior, ya que debido a la actividad volcánica que aún continúa, es posible que estos nuevos individuos no sobrevivan y que esporádicamente sean afectados por encontrarse en un ambiente volcánico activo, en el *Timberline* o por encima de éste.

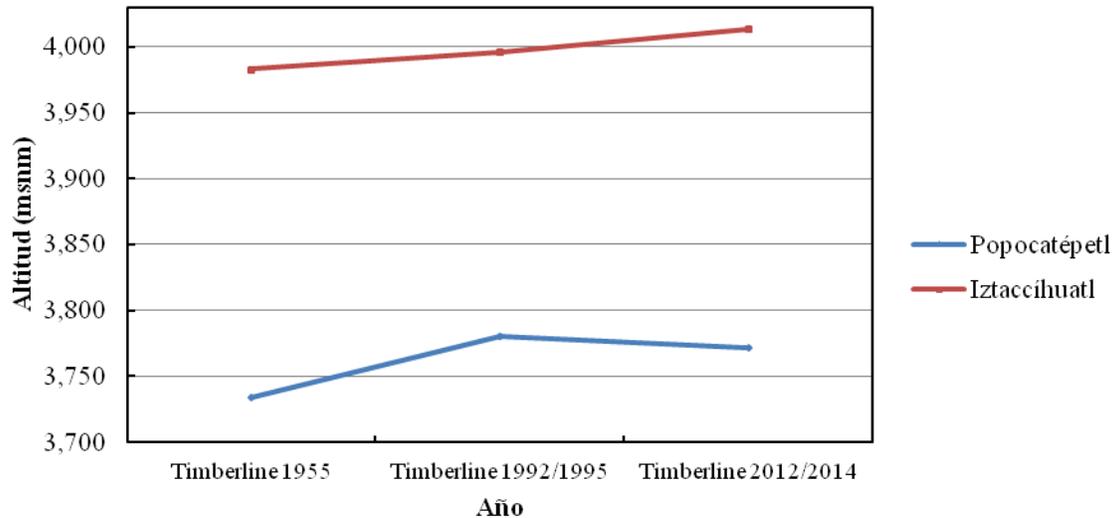
No obstante, puede afirmarse con base en la colonización reciente observada sobre depósitos piroclásticos de 2001, que *Pinus hartwegii* es una especie muy bien adaptada en su límite superior a

los disturbios naturales, no solo a los asociados al clima sino también a los propios de ambientes volcánicos activos.

### ***Relación con parámetros climáticos***

Para descartar el papel del clima en el crecimiento de *Pinus hartwegii*, fueron analizados los datos de parámetros climáticos (temperatura y precipitación) de los últimos 30 años, los cuales se relacionaron con el Índice de Ancho de Anillo (IAA) de la Cronología estándar de Referencia de los Transectos (CRT). Aunque no formaba parte de los objetivos de este trabajo hacer una reconstrucción climática, se determinó que el ancho de los anillos de *Pinus hartwegii* tiene mejor relación con la precipitación acumulada de invierno-primavera, como ya ha sido reportado por Villanueva *et al.* (2013) y Astudillo Sánchez *et al.* (2016), y que su crecimiento responde al año actual y no a la influencia de las condiciones ambientales de años anteriores. Sin embargo, aún es necesario robustecer la cronología del Popocatepetl, sobre todo en aquellos períodos en donde la correlación fue baja, específicamente de 1890 para atrás. Con ello será factible hacer reconstrucciones dendroclimáticas para el volcán como se ha hecho para otras montañas del centro de México.

Queda claro que el papel del clima, sobre todo el de la precipitación, es fundamental para el crecimiento de la especie, y que la variabilidad climática está afectando a los bosques del centro de México, como es el caso del Iztaccíhuatl, cuyo LSB se está movilizandando a cotas de mayor altitud en respuesta a mejores condiciones climáticas regionales (Torres Beltrán, 2013). Por lo tanto, se esperaría que el LSB del Popocatepetl presentara una dinámica similar de ascenso del *Treeline* y del *Timberline*, de no encontrarse situaciones de inestabilidad del sitio provocada por la dinámica geomorfológica y volcánica. En la siguiente Figura 5.1 se observa cómo el *Timberline* del Iztaccíhuatl ha ascendido en tanto que el del Popocatepetl ha descendido a partir de 1995.



**Figura 5.1. Diferencias de medias del *Timberline* del Iztaccihuatl y el Popocatépetl en tres períodos (1955, 1992/1995, 2012/2014) (Construido en base a Franco Corona y Torres Beltrán, 2016).**

### ***Análisis de árboles con impacto en la barranca Tenenepanco-Huiloac***

Si bien las dos barrancas en donde se realizaron los transectos han sido afectadas por la actividad volcánica actual, en diferentes ocasiones desde diciembre de 1994, es en los canales de estas barrancas en donde se observa el impacto más visible como consecuencia de la dinámica eruptiva (lahares, flujos piroclásticos, incendios forestales).

Las muestras tomadas para análisis dendrogeomorfológico indican un efecto de los lahares de 1997, y se ha reconocido en el fondo de la barranca Tenenepanco-Huiloac el impacto en la vegetación. Otros estudios como los de Franco Ramos (2009), Bollschiweiler *et al.* (2010) en altitudes inferiores al LSB del Popocatépetl (<4,000 msnm) han podido determinar el efecto de las erupciones volcánicas utilizando un enfoque dendrogeomorfológico. Al igual que este trabajo, en dichos estudios se identificaron disturbios en el crecimiento que se relacionan con los eventos de 1997.

Para esta tesis sólo se tomaron algunas muestras con potencial dendrogeomorfológico, pero es necesario aumentar este muestreo en el Límite Superior del Bosque, y no sólo de la ladera norte sino en otros sectores de la montaña, para establecer cuál es el sector del volcán que mayor dinamismo presenta y en donde está más afectada la vegetación.

El impacto en *Pinus hartwegii* también se observa en la barranca La Espinera donde se realizó el segundo transecto. El flujo piroclástico del año 2001 arrasó con los individuos que se encontraban

en el *Treeline* e incluso penetró ligeramente el *Timberline*. Franco Ramos (2017, com. Pers. Osvaldo Franco) determinó que en efecto los individuos de *Pinus hartwegii* en esa sección de la barranca murieron como consecuencia del evento de 2001. Sin embargo, pese a este impacto negativo, se ha observado una rápida recolonización de la especie tras 16 años de ocurrido el flujo. Fueron caracterizados pinos en desde los 2 hasta 13 años de edad, lo cual indica que la dispersión y germinación de las semillas ocurrió al poco tiempo de producirse el evento. La rápida recolonización vegetal en las barrancas rellenadas por lahares recientes también ha sido analizada por Rangel Ríos (2011) y García Romero *et al.* (2015) a altitudes medias del Popocatepetl.

### ***Análisis de perfiles transversales en las barrancas***

Analizando las muestras en los perfiles transversales realizados, se observó que los individuos que se encuentran en el cauce de la barranca son los más afectados por la actividad volcánica respecto a los que se encuentran en las partes más altas de la ladera, los cuales son poco afectados. Por lo tanto, la superficie geomórfica en donde se encuentra un árbol es un indicador de la edad y la dinámica del sitio.

## **5.3 Análisis de suelo**

Al observar la recolonización en superficies agrestes o con poco desarrollo edáfico como son las nuevas terrazas generadas por los lahares, nos lleva a preguntarnos acerca de la importancia de las características del suelo para el establecimiento del arbolado de *Pinus hartwegii* por debajo y por encima del *Timberline*. En otras palabras, ¿existen características en el desarrollo del suelo que sean diferentes en el bosque cerrado respecto al suelo en los pastizales alpinos y los arenales situados por encima del bosque cerrado?

Es necesario establecer los controles directos e indirectos de manera regional al analizar la movilidad espacial del LSB. Si bien se sabe que la temperatura es el control principal en el establecimiento de la vegetación en el límite superior, y en el caso del Popocatepetl la precipitación es fundamental, hay otros factores como los edáficos que juegan un papel importante. Las particularidades de las propiedades del suelo han sido consideradas recientemente como un control más de la posición del *Treeline* ante el cambio climático (Mayor *et al.*, 2017) ya que se considera que el calentamiento futuro puede alterar las propiedades funcionales de los ecosistemas de alta montaña afectando con esto el avance del *Treeline*.

En este estudio al analizar el suelo en los perfiles POTIM-1 y POTIM-2 se observó una ligera diferencia aunque significativa, en las características del desarrollo edáfico, esto a pesar de la corta distancia (58 metros de distancia vertical y 335 m de distancia horizontal) que existe entre los perfiles. Las diferencias están determinadas por la profundidad de desarrollo de cada uno, la textura, el contenido de C y N, el tipo de mantillo, y la densidad de cobertura vegetal, entre otras cosas.

De acuerdo con Müller *et al.* (2015) la disponibilidad de nutrientes en el suelo es un factor que incide en el desarrollo de la vegetación. Al ser el nitrógeno el nutriente más limitante en la producción de las plantas, una reducción en su disponibilidad puede afectar el crecimiento de los árboles en el límite superior; y se ha demostrado que las concentraciones altas de nitrógeno respecto a las de carbono permiten un buen establecimiento de la vegetación en el *Treeline*.

Por otra parte, Mayor *et al.* (2017) establecen que los nutrientes no están involucrados en la formación del *Treeline*, ya que éstos serán afectados principalmente por la temperatura. No obstante, la relación N/P de los árboles aumenta con la temperatura en grandes gradientes latitudinales. Por lo tanto, la variabilidad climática puede dar como resultado un desacoplamiento de los ciclos de nitrógeno y fósforo del suelo. La probable migración futura de especies de plantas de menor altitud a mayores elevaciones conducirán a la existencia de comunidades de plantas con mayores nutrientes foliares y ciclos de nutrientes potencialmente acelerados. Sin embargo, existirá una variación a nivel regional en los nutrientes foliares de la planta, ya que con la temperatura podrían surgir cambios en la composición de las especies o variación dentro de la especie.

En el análisis de suelos del Popocatepetl se observaron mayores concentraciones de nitrógeno y carbono por debajo del *Timberline*, tal como indica Müller *et al.* (2015) y Schmid *et al.* (2009), así como mayor disponibilidad de materia orgánica. Por lo tanto, el desarrollo de los individuos de mayor porte es factible en el bosque cerrado.

La estabilidad del sitio es clave para el establecimiento de la vegetación, y en un sitio tan dinámico como lo es el Popocatepetl, la estabilidad pareciera poco factible. No obstante, la recolonización es evidente. Siguiendo a Schmid *et al.* (2009), las diferencias en el desarrollo edáfico en altitud se explican también por una estabilidad geomorfológica. Así sucede en el Popocatepetl, pues la estabilidad en algunos sectores de la montaña se refleja en las diferencias del desarrollo edáfico por debajo y por encima del *Timberline*.

Se hace hincapié en la necesidad de hacer un análisis de suelo a detalle, en diferentes unidades del relieve del volcán y en diferentes altitudes para establecer las características particulares de los suelos en donde se está dando la colonización por *Pinus hartwegii* y por el zacatonal alpino.

Así mismo, se ha establecido que en el LSB del Popocatepetl existen condiciones idóneas de precipitación y temperatura, que permiten que el bosque avance en altitud. Potencialmente de existir mayor tiempo de estabilidad en estas superficies, la vegetación tiene amplias posibilidades de establecerse, aunado a la capacidad de recolonización rápida de *Pinus hartwegii*.

Finalmente, estabilidad y dinamismo son dos características que convergen en el Popocatepetl. El dinamismo está dado por la actividad eruptiva que se ve reflejada de diferentes formas, en el impacto en la vegetación como ha sido mencionado, y en la geomorfología del sitio. La estabilidad parece estar manifestándose al comenzar una recolonización por parte de *Pinus hartwegii* (y por elementos del zacatonal alpino) en el límite superior en superficies geomórficas jóvenes como los depósitos de lahar y de flujo piroclástico producidos desde 1994. Por lo tanto, de existir una calma eruptiva a corto o largo plazo se esperaría una estabilidad en este ambiente volcánico y un ascenso altitudinal de individuos de *Pinus hartwegii* tanto en el *Timberline* como en el *Treeline*. Por consiguiente, el Popocatepetl y su límite superior presentarían las mismas tendencias de ascenso altitudinal del LSB como el Iztaccíhuatl y otras montañas del mundo.

## **5.4 Conclusión general**

Antes y después de 1994 la variabilidad climática parece haberse mantenido de manera similar. Con el IAA se ha evidenciado que los árboles en los transectos son los menos afectados por encontrarse ligeramente distanciados de los canales de las barrancas afectadas o en alguna superficie en donde se emplaza el material proveniente del volcán. Con ello se deduce que el clima en conjunto con la actividad volcánica son las variables que condicionan y configuran el Límite Superior del Bosque del volcán Popocatepetl, siendo la segunda variable la más notable, sobre todo en aquellos árboles con impactos evidentes.

Como un control tenemos al inactivo Iztaccíhuatl en donde sí es claro el ascenso del bosque como respuesta a la variabilidad climática. Ahí el análisis dendrocronológico indica que los individuos más jóvenes se encuentran en altitudes superiores respecto al arbolado más longevo (Torres Beltrán, 2013).

El análisis de suelo muestra características diferentes, que no son evidenciadas en la clasificación de los perfiles. La estabilidad del sitio es clave para que la vegetación colonice nuevas superficies, por lo tanto, de alcanzar dicha estabilidad, es probable que el Popocatepetl siga la tendencia del Iztaccíhuatl, de ascender su LSB a altitudes superiores, como lo hizo entre 1955 y 1994.

Por lo tanto, las fluctuaciones altitudinales del LSB observadas en el Popocatepetl desde su reactivación en diciembre de 1994, en particular el descenso del LSB reportado entre 1995 y 2014, no son atribuibles sólo a la variabilidad climática, sino sobre todo a la actividad volcánica.

El uso de la dendrocronología aporta información invaluable que nos permitió determinar no sólo la edad del arbolado, sino también estimar el crecimiento con los individuos más jóvenes (Población 1 y 2) lo cual puede ser útil para conocer la rapidez de colonización de *Pinus hartwegii* en su límite superior. Así mismo, queda comprobado que la especie se ha adaptado a un ambiente con estrés y que crece incluso en superficies agrestes recién formadas, como el flujo piroclástico del año 2001. No obstante, resultaría interesante monitorear la supervivencia de los nuevos individuos ante un ambiente volcánico activo.

Analizar el suelo permitió establecer las características particulares de cada perfil para entender el establecimiento de la vegetación por debajo y por encima del *Timberline*. Lo que se concluye es que el arbolado que crece por debajo del *Timberline* tiene mayor desarrollo y características óptimas en general respecto al que crece por encima de este límite. La estabilidad del sitio es clave para que la vegetación colonice nuevas superficies.

La erosión eólica presente en la ladera norte, cercana al Transecto 1, inhibe la colonización de la vegetación, por lo que la dinámica del sitio, la volcánica y la geomorfológica, presente en toda la montaña juega un papel importante impidiendo que *Pinus hartwegii* avance en su LSB.

En un futuro de calma eruptiva, se esperaría que los factores climáticos sean determinantes en el ascenso del LSB del Popocatepetl, tal y como sucede en el Iztaccíhuatl y en otras montañas del mundo. Esto no ocurre actualmente, pues ha sido demostrado que la actividad volcánica es el principal factor que controla y configura la posición del LB del Popocatepetl, por lo que la hipótesis de este trabajo ha sido comprobada y los objetivos del trabajo cumplidos.

## 5.5 Alcances y nuevas vías de investigación

Es necesario llevar a cabo un análisis más enfocado a la inestabilidad geomorfológica que afecta al LSB del volcán Popocatepetl. Analizar diferentes unidades del relieve con el objetivo de determinar la relación con la edad del arbolado y seguir monitoreando la dinámica del LSB con el uso de imágenes satelitales, sobre todo en un ambiente tan dinámico.

Así mismo, sería conveniente continuar con el muestreo dendrocronológico que considere más árboles afectados por la dinámica eruptiva en el límite superior. Por otra parte, analizar el comportamiento de la edad en otros sectores de la montaña como la ladera sur, para establecer si existe una diferencia en el crecimiento de la especie en otros sectores del volcán y una diferencia en el patrón de crecimiento de *Pinus hartwegii*.

Particularidades como los *frost rings* necesitan ser explorados no sólo en *Pinus hartwegii* sino en otras especies como *Juniperus monticola*, en donde se han encontrado estas lesiones en los anillos de crecimiento. Un análisis sistemático de *frost rings* podría aportar información valiosa sobre las heladas históricas y las limitantes climáticas para el establecimiento de ambas especies a mayor altitud.

## BIBLIOGRAFÍA

- Aguilar, A.F. (2012). Evaluación de germinación en laboratorio y semillero de la especie *Pinus hartwegii* de diferentes años de colecta. Tesis de Licenciatura. Universidad Veracruzana. 32 p.
- Almeida-Leñero, L., Cleef, A.M., Herrera, A., Velázquez, A. y Luna, I. (1994). El zacatonal alpino del Volcán Popocatepetl, México, y su posición en las montañas tropicales de América. *Phytoecologia*, 22(3), 391-436.
- Almeida-Leñero, L., Giménez de Azcarate, J.; Cleef, A.M. y González, T.A. (2004). Las comunidades vegetales del zacatonal alpino de los volcanes Popocatepetl y Nevado de Toluca, Región central de México. *Phytoecologia*, (34), 91-132.
- Almeida- Leñero L., Giménez Azcárate J., González Trápaga M.A. y Cleef, A.M. (2016). Vegetación alpina de los volcanes Popocatepetl, Iztaccíhuatl y Nevado de Toluca. *Biodiversidad de la faja volcánica transmexicana*, 267-286.
- Andrés, N., Palacios, D., Zamorano, J.J. y Mendoza-Margáin, C. y Vázquez-Selem, L. (2012). Temperatura del suelo en el volcán Popocatepetl: Implicaciones entre actividad volcánica y deglaciación. VIII Reunión Nacional de Geomorfología.
- Astudillo-Sánchez, C., Villanueva-Díaz, J., Endara-Agramont, A., Nava-Bernal, G. y Gómez-Albores, M.A. (2016). Influencia climática en el reclutamiento de *Pinus hartwegii* Lindl. Del ecotono bosque pastizal alpino en monte Tláloc, México. *Agrociencia*, 51(1), 105-118.
- Barba Escoto L. (2014). Colonización vegetal sobre lahares del volcán Popocatepetl en el contexto de estrategias y atributos funcionales. Tesis de licenciatura. UNAM. 93 p.
- Beaman, J. (1962). The Timberlines of Iztaccihuatl and Popocatepetl, México. *Ecology*, 43(3), 377-385.
- Biondi, F., Galindo, I., Gavilanes, J.C. y Elizalde A. (2003). Tree growth response to the 1913 eruption of volcán de Fuego de Colima, Mexico. *Quaternary Research*, (59), 293-299.
- Biondi, F., Hartsough, P.C. y Galindo Estrada, I. (2005). Daily weather and tree growth at the tropical treeline of North America. *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 37(1),16-24.
- Biondi, F. y Hartsough, P. (2010). Using automated point dendrometers to analyze tropical treeline stem growth at Nevado de Colima, Mexico. *Sensors*, 10(6), 5827-5844.
- Bollschweiler, M. y Stofeel, M. (2010). Tree rings and debris flows: Recent developments, future directions. *Progress in Physical Geography*, 34(5), 625-645.
- Bollschweiler, M., Stoffel, M., Vázquez-Selem, L. y Palacios, D. (2010). Tree-ring reconstruction of past lahar activity at Popocatepetl volcano. Mexico. *The Holocene*, 20(2), 265-274.
- CENAPRED (2001). Las cenizas volcánicas del Popocatepetl y sus efectos para la aeronavegación e infraestructura aeroportuaria. México, D.F.
- CENAPRED (2012). Historia de la Actividad del Volcán Popocatepetl, 17 años de erupciones. México, D.F.
- Cerano, J., Villanueva, J., Cervantes, R., Vázquez-Selem, L., Trucios, R. y Guerra de la Cruz, V. (2013). Reconstrucción de precipitación invierno-primavera para el Parque Nacional Pico de Tancítaro, Michoacán. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*. (83), 41-54.

- Cerano Paredes, J. (2017). Relación clima-incendios en el norte y centro de México: un enfoque dendrocronológico. Tesis de doctorado. UNAM. 233 p.
- Constante, V., Villanueva, J., Cerano, J. y Estrada, J. (2009). Medición y calidad de fechado en anillos de árboles. *INIFAP-CENID-RASPA*, (14), 48 pp.
- Cruz-Muñoz, A.R., Rodríguez-Fernández, L., Calva-Vázquez, G. y Ruvalcaba-Sil, J.L. (2008). Effects due to Popocatepetl volcano eruptions on the elemental concentrations in tree growth rings. *X-Ray Spectrom*, (37), 163-168.
- Delgado-Granados, H. (1996). Los glaciares del Popocatépetl: ¿huéspedes efímeros de la montaña? *Ciencias*, (41), 24-32.
- Delgado-Granados, H. (1997). The glaciers of Popocatepetl volcano (Mexico): changes and causes. *Quaternary International*, (43/44), 53-60.
- Demant, A. (1978). Características del eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Instituto de Geología, UNAM*, 2(2), 172-187.
- Farrington, O.C. (1897). Observations on Popocatepetl and Iztaccihuatl. With a review of the geographic and geologic features of the mountains. *Geological Series*, 1(2), 71-121.
- Franco Corona, A. (2015). Cambios recientes en el Límite Superior del Bosque del volcán Popocatépetl. Tesis de Licenciatura. Facultad de Filosofía y Letras. UNAM. 148 p.
- Franco Corona, A. y Torres Beltrán, C. (2016). Dinámica del Límite Superior del Bosque del volcán Iztaccihuatl y Popocatépetl. Presentación en el VI Simposio de Investigación del Parque Nacional Iztapalapa. Ciudad de México, México, Instituto de Geofísica, UNAM, 29 de Septiembre de 2016.
- Franco Ramos, O. (2005). Geomorfología del volcán Popocatépetl. Tesis de Licenciatura. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM. 144 p.
- Franco Ramos, O. (2009). Procesos morfodinámicos en la vertiente norte del volcán Popocatépetl. Tesis de Maestría en Geografía, UNAM. 113 p.
- Franco Ramos, O. (2014). Estudio dendrogeomorfológico de procesos de remoción en masa. Lahares en el volcán de Colima y la Malinche, caída de rocas en el Cofre de Perote. Tesis de doctorado. UNAM. 130 p.
- Fritts, H.C., Smith, D.G., Cardis, J.W. y Budelsky, C.A. (1965). Tree ring characteristics along a vegetation gradient in northern Arizona. *Ecology*, 46(4), 393-401.
- Fritts, H.C. (1976). Tree rings and climate. The Blackburn press. 567 p.
- García, E. (1988). Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana). Instituto de Geografía. UNAM. México, D.F. 246 p.
- García-Romero, A. (1998). 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 de Doctorado. Facultad de Geografía e Historia, Universidad Complutense de Madrid. 531 p.
- García-Romero, A., Alanís R.M. y Muñoz, J. (2015). Environmental factors that affect primary plant succession trajectories on lahars (Popocatepetl volcano, Mexico). *J. Mt. Sci*, 12(5), 1254-1266.

- Giménez Azcárate, J., Escamilla M. y Almeida Leñero, L. (2009). Datos sobre la vegetación higrófila altimontana del volcán Iztaccíhuatl (México). *LAZAROA*, (30), 109-118.
- Harsch, M.A. y Bader, M.Y. (2011). Treeline form- a potential key to understanding treeline dynamics. *Global Ecology and Biogeography*, (20), 582-596.
- Holmes, R.L. (1983). Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement. *Tree-Ring Bulletin*, (43), 69-78.
- Holtmeier, F.K. (1981). What does the term "Krummholz" really mean? Observations with special reference to the alps the Colorado front range. *Mountain Research and Development*, 1(3-4), 253-260.
- Ibarra-Benchlloch, P. (1989). La influencia de los vientos del estrecho de Gibraltar en la vegetación arbórea. *Cuadernos de Geografía*, (1), 61-84.
- IUSS Working Group WRB. (2015). Base referencial mundial del recurso suelo 2014. Actualización 2015. Sistema internacional de clasificación de suelos para la nomenclatura de suelos y la creación de leyendas de mapas de suelos. Informes sobre recursos mundiales de suelos 106. FAO, Roma.
- Jasso Flores, I. (2014). Crecimiento, biomasa y carbono arbóreo en un gradiente altitudinal en bosques templados del centro de México. Tesis de maestría. UNAM. 123 p.
- Körner, C. (2012). Alpine Treelines. Functional Ecology of the Global High Elevation Tree Limits. Springer. Basilea, Suiza. 219 p.
- Körner, C. y Paulsen, J. (2004). A world-wide study of high altitude treeline temperatures. *Journal of Biogeography*, (31), 713-732.
- Lauer, W. (1978). Timberline studies in Central Mexico. *Arctic and Alpine Research*, 10 (2), 383-396.
- Lauer, W. y Stiehl, E. (1973). Hygrothermische kilmatypen im raum Puebla-Tlaxcala (Mexiko). *Erdkunde*, (27), 230-240.
- Lauer, W. y Klaus, D. (1975). Geocological investigations on the Timberline of Pico of Orizaba, Mexico. *Arctic and Alpine Research*, 7(4), 315-330.
- Macías, J.L. (2005). Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 379-424.
- Macías, J.L., Arce, J.L., García-Tenorio, E., Layer, P.W., Rueda, H., Reyes, A., López-Pizaña, F. y Avellán, D. (2012). Geology and geochronology of Tlaloc, Telapón, Iztaccíhuatl, and Popocatepetl volcanoes, Sierra Nevada, central Mexico. *The Geological Society of America*, (25), 163-193.
- Martín del Pozzo, A.L., Rodríguez, A. y Portocarrero, J. (2016). Reconstructing 800 years of histórica eruptive activity at Popocatepetl Volcano, Mexico. *Bull Volcanol*, 78(18), 1-13.
- Mayor, J. *et al.* (2017). Elevation alters ecosystem properties across temperate treelines globally. *Nature*, 542, 91-107.
- Muñoz, E. (2007). Los lahares del Popocatepetl: obtención y tratamiento de la información para la prevención de riesgos. Tesis de Doctorado. Facultad de Geografía e Historia, Universidad Complutense de Madrid. 222 p.

- Müller, M., Schickhoff, U., Scholten, T., Drollinger, S., Böhner, J. y Chaudhary, R. (2015). How do soil properties affect alpine treelines? General principles in a global perspective and novel findings from Rolwaling Himal, Nepal. *Progress in Physical Geography*, 40(1), 135-160.
- 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.
- Pompa-García, M., Dávalos-Sotelo, R., Aguirre-Calderón, O. y Treviño-Garza, E. (2014). Sensibilidad climática de tres versiones dendrocronológicas para una conífera mexicana. *Madera y Bosques*, 20(3), 139-151.
- Rangel Ríos, K. (2011). Colonización vegetal en paisajes laháricos del fondo del barranco Huiloac, vertiente noreste del volcán Popocatepetl. Tesis de licenciatura. UNAM. 176 p.
- Robin, C. y Boudal, C. (1987). A gigantic bezymianny-type event at the beginning of modern volcán Popocatepetl. *Journal of volcanology and Geothermal Research*, (31), 115-130.
- Rodríguez Catón, M. (2014). Influencia de las variaciones climáticas en el decaimiento de bosques de *Nothofagus Pumilio* (Poepp. Et. Endl.) Krasser en el norte de la Patagonia Argentina. Tesis de doctorado. 228 p.
- Rodríguez, D. (2002). Ecología del fuego en el ecosistema de *Pinus hartwegii* Lindl. *Revista Chapingo, Serie Ciencias Forestales y del Ambiente*, 7(2), 143-149.
- Sánchez-González, A. y López-Mata, L. (2003). Clasificación y ordenación de la vegetación del norte de la Sierra Nevada, a lo largo de un gradiente altitudinal. *Anales del Instituto de Biología. UNAM. Serie Botánica*, 74(1), 47-71.
- Siebe, C., Abrams, M. y Macías, J.L. (1995). Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del volcán Popocatepetl. CENAPRED. México, 195-220.
- Siebe, C., Macías, J.L. y Obenholzner, J. (1996). Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, central Mexico: Past key to the future? *Geology*, 24(5), 399-402.
- Siebe, C., Jahn, R. y Stahr, K. (2006). Manual para la descripción y evaluación ecológica de suelos en el campo.
- Schmid, G., Butler, D., Malanson, G. y Resler, L. (2009). Soils and pedogenesis at alpine treeline. *Developments in Earth Surface Processes*, 12, 107-117.
- Schwörer, C., Gavin, D., Walker, I. y Sheng Hu, F. (2017). Holocene tree line changes in the Canadian Cordillera are controlled by climate and topography. *Journal of Biogeography*, (44), 1148-1159.
- Sheppard, P.R., Ort, M.H., Anderson, K.C., Elson, M.D., Vázquez-Selem, L., Clemens, A.W., Little, N.C. y Speakman, R.J. (2008). Multiple dendrochronological signals indicate the eruption of Parícutin volcano, Michoacán, México. *Tree-Ring Research*, 64(2), 97-108.
- Shroder, J. (1978). Dendrogeomorphological analysis of mass movement on Table Cliffs Plateau, Utah. *Quaternary Research*, (9), 168-185.
- Shroeder, J. (1980). Dendrogeomorphology: review and new techniques of tree-ring dating. *Progress in Physical Geography*, 4(2), 161-188.

- SMN-CNA (2016). Archivo de datos de las normales climatológicas por estado de CONAGUA. Disponible en: <http://smn.cna.gob.mx> (Consultada el 16 de noviembre de 2016).
- Speer, J. H. (2011). *Fundamentals of tree rings research*. The University of Arizona Press. 333 p.
- Stahle, D.W., Cook, E.R., Burnette, D.J., Villanueva, D.J., Cerano, P.J., Burns, J.N., Griffin, R.D., Cook, B.I., Acuña, S.R., Torbenson, M.C.A. y Sjezner, P. (2016). The Mexican Drought Atlas: Tree-ring Reconstructions of the Soil Moisture Balance During the Late Pre-Hispanic, Colonial, and Modern Eras. *Quaternary Science Reviews*, (149), 34-60.
- Stoffel, M. y Bollschweiler, M. (2008). Tree ring analysis in natural hazard research-an overview. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, (8), 187-202.
- Stoffel, M. y Bollschweiler, M. (2009). What Tree Rings Can Tell About Earth-Surface Processes: Teaching the Principles of Dendrogeomorphology. *Geography Compass*, 3(3), 1013-1037.
- Stoffel, M. y Corona, C. (2014). Dendroecological Dating of Geomorphic Disturbance in Trees. *Tree-Ring Research*, 70(1), 3-20.
- Stokes, M.A. y Smiley, T.L. (1968). *An introduction to Tree- ring dating*. University of Chicago Press, Chicago and London.
- Sveinbjörnssons, B. (2000). North American and European Treelines: External Forces and Internal Processes Controlling Position. *Ambio*, 25(7), 388-395.
- Torres Beltrán, C. (2013). *Análisis de los Cambios del Límite Superior del Bosque en el volcán Iztaccíhuatl*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM. 122 p.
- Villanueva, J., Cerano J., Sthale, D., Therrel, M., Cleaveland, M. y Sánchez, I. (2004). Elementos básicos de la dendrocronología y sus aplicaciones en México. *INIFAP CENID-RASPA*, (2), 47 p.
- Villanueva, J., Cerano, J., Vázquez-Selem, L., Sthale, D., Fulé, P., Yocom, L., Franco-Ramos, O. y Ruíz, J.A. (2013). Red dendrocronológica del pino de altura (*Pinus hartwegii*) para estudios dendroclimáticos en el noreste y centro de México Lindl. *Investigaciones Geográficas. UNAM. Boletín del Instituto de Geografía*.
- Villalba, R. (2000). Métodos en dendrogeomorfología y su potencial uso en América del Sur. *Dendrocronología en América Latina*. F.A. Roig (comp); EDIUVC, Mendoza, Argentina, 103-134.
- White, S. E. (1981). Neoglacial to recent glacial fluctuations on the volcano Popocatepetl, Mexico. *Journal of Glaciology*, 27(96), 356-363.

# ANEXOS

ANEXO A

Dendrocronología

---

## Anexo A

## Base de datos de dendrocronología

ESTACION	CLAVE	Año externo	Año interno	Altura toma muestra (cm)	Latitud	Longitud	Altitud	Anillos contados	Anillos añadidos (plantilla estandarizada)	Albra estimada (regresión lineal)	Edad calibrada	Observación
Sin estación	POTIM-01A	2016	1970	19	1903.06	9837.731	4022	46	2	3.7346	52	Máster
	POTIM-01D	2016	1944	50	1903.06	9837.731	4022	72	0	4.6057	76	Máster
Sin estación	P1	2016	2010		1903.03	9837.634	4017	6	0	3.2007	6	Conteo por nudos
Sin estación	POTIM-02A	2016	1972	90	1903.04	9837.656	4010	44	0	5.7297	44	No máster
	POTIM-02D	2016	1971	40	1903.04	9837.656	4010	45	0	4.3247	45	Máster
Sin estación	P5	2016	2009		1903.05	9837.651	4009	7	0	3.2007	7	Conteo por nudos
Sin estación	P2	2016	2010		1903.05	9837.656	4008	6	0	3.2007	6	Conteo por nudos
Sin estación	P3	2016	2009		1903.05	9837.653	4007	7	0	3.2007	7	Conteo por nudos
Sin estación	POTIM-03A	2016	2001	11	1903.24	9837.714	3960	15	2	3.5098	20	No máster
	POTIM-03B	2016	2001	9	1903.24	9837.714	3960	15	2	3.4536	20	No máster
A18	POTIM-08A	2005	1809	70	1903.28	9837.692	3949	196	8	5.1677	210	Máster
	POTIM-08B	2016	1804	70	1903.28	9837.692	3949	212	3	5.1677	220	Máster
A18	POTIM-04A	2016	1895	120	1903.28	9837.694	3948	121	4	6.5727	132	Máster
	POTIM-04B	2016	1885	100	1903.28	9837.694	3948	131	4	6.0107	141	Máster
Sin estación	POTIM-09B	2016	1839	70	1903.3	9837.689	3943	177	2	5.1677	184	No máster
A16	POTIM-42A	2016	1781	105	1903.3	9837.668	3941	235	6	6.1512	247	No máster
	POTIM-42B	2016	1780	99	1903.3	9837.671	3941	236	2	5.9826	244	Máster
A17	POTIM-05A	2016	1880	85	1903.3	9837.685	3944	136	5	5.5892	147	Máster
	POTIM-05B	2016	1875	70	1903.3	9837.685	3944	141	0	5.1677	146	Máster
A17	POTIM-06B	2016	1914	95	1903.3	9837.666	3941	102	0	5.8702	102	Máster
A16	POTIM-41B	2016	1796	70	1903.31	9837.668	3940	220	30	5.1677	255	Máster
	POTIM-41C	2016	1771	75	1903.31	9837.668	3940	245	5	5.3082	255	Máster
A16	POTIM-40A	2016	1847	115	1903.31	9837.669	3940	169	1	6.4322	176	Máster
	POTIM-40B	2016	1860	115	1903.31	9837.669	3940	156	12	6.4322	174	Máster
A17	POTIM-07A	2016	1972	70	1903.29	9837.658	3939	44	0	5.1677	49	Máster
	POTIM-07B	2016	1971	64	1903.29	9837.658	3939	45	0	4.9991	50	Máster
A15	POTIM-39A	2016	1812	90	1903.31	9837.665	3939	204	5	5.7297	215	No máster
	POTIM-39B	2016	1835	70	1903.31	9837.665	3939	182	28	5.1677	215	No máster
A15	POTIM-38A	2016	1912	91	1903.31	9837.665	3938	104	4	5.7578	114	Máster
	POTIM-38B	2016	1901	89	1903.31	9837.665	3938	115	5	5.7016	126	Máster
A14	POTIM-37A	2016	1800	70	1903.32	9837.654	3934	216	6	5.1677	227	No máster

A14	POTIM-37B	2016	1815	70	1903.32	9837.654	3934	201	12	5.1677	218	Nom áster
A14	POTIM-36B	2016	1890	100	1903.32	9837.654	3934	126	115	6.0107	247	Máster
	POTIM-36D	2016	1776	88	1903.32	9837.654	3934	240	1	5.6735	246	Nom áster
A13	POTIM-35A	2016	1812	121	1903.33	9837.648	3931	204	0	6.6008	211	Máster
	POTIM-35B	2016	1922	101	1903.33	9837.648	3931	94	110	6.0388	210	Máster
A13	POTIM-34A	2016	1967	86	1903.34	9837.649	3930	49	3	5.6173	58	Máster
	POTIM-34B	2016	1978	60	1903.34	9837.649	3930	38	6	4.8867	49	Máster
A12	POTIM-33A	2016	1897	70	1903.35	9837.645	3928	119	0	5.1677	124	Máster
	POTIM-33B	2016	1835	70	1903.35	9837.645	3928	181	62	5.1677	248	Máster
A12	POTIM-32A	2016	1793	95	1903.34	9837.638	3927	223	0	5.8702	223	Máster
	POTIM-32C	2016	1806	111	1903.34	9837.638	3927	210	0	6.3198	210	Máster
A11	POTIM-30A	2016	1964	98	1903.35	9837.636	3925	52	0	5.9545	52	Máster
	POTIM-30B	2016	1920	88	1903.35	9837.636	3925	96	0	5.6735	96	Máster
A11	POTIM-31A	2016	1806	95	1903.35	9837.638	3925	210	8	5.8702	224	Nom áster
	POTIM-31B	2016	1823	115	1903.35	9837.638	3925	193	25	6.4322	224	Nom áster
A10	POTIM-28A	2016	1902	108	1903.35	9837.623	3921	114	0	6.2355	114	Máster
	POTIM-28C	2016	1922	111	1903.35	9837.623	3921	94	0	6.3198	94	Máster
A10	POTIM-29A	2016	1826	70	1903.36	9837.618	3919	190	9	5.1677	204	Máster
	POTIM-29B	2016	1849	70	1903.36	9837.618	3919	167	32	5.1677	204	Máster
A9	POTIM-27B	1997	1858	70	1903.36	9837.615	3918	139	2	5.1677	146	Nom áster
	POTIM-27A	2016	1856	90	1903.36	9837.615	3918	160	3	5.7297	169	Máster
A9	POTIM-26A	2016	1897	95	1903.36	9837.613	3918	119	48	5.8702	173	Máster
	POTIM-26B	2016	1854	98	1903.36	9837.613	3918	162	5	5.9545	173	Máster
A8	POTIM-24B	1974	1771	65	1903.36	9837.604	3915	203	3	5.0272	211	Nom áster
	POTIM-24D	2016	1808	88	1903.36	9837.604	3915	208	9	5.6735	223	Nom áster
A8	POTIM-25A	2016	1848	63	1903.37	9837.604	3915	168	5	4.971	178	Nom áster
	POTIM-25B	2016	1838	63	1903.37	9837.604	3915	178	5	4.971	188	Nom áster
A7	POTIM-23A	2016	1909	105	1903.37	9837.591	3912	107	0	6.1512	113	TIENE ANILLOS DE CONGELAMIENTO
	POTIM-23B	2016	1923	100	1903.37	9837.591	3912	93	14	6.0107	113	Máster
A6	POTIM-21B	2016	1906	83	1903.39	9837.595	3910	110	8	5.533	124	Máster
	POTIM-21A	2016	1932	71	1903.39	9837.595	3910	84	34	5.1958	123	Máster
A7	POTIM-22A	2016	1931	89	1903.38	9837.586	3909	85	14	5.7016	105	Máster
	POTIM-22B	2016	1917	75	1903.38	9837.586	3909	99	0	5.3082	104	Máster

A6	POTIM-20A	2016	1910	96	1903.39	9837.579	3907	106	1	5.8983	113	Máster
	POTIM-20B	2016	1922	68	1903.39	9837.578	3907	94	13	5.1115	112	Máster
A5	POTIM-18A	2016	1771	117	1903.4	9837.578	3904	245	0	6.4884	251	Máster
	POTIM-18B	2016	1816	123	1903.4	9837.578	3904	200	0	6.657	207	Máster
A5	POTIM-19A	2016	1854	70	1903.4	9837.57	3903	162	11	5.1677	178	Máster
	POTIM-19B	2016	1859	70	1903.4	9837.57	3903	157	12	5.1677	174	Máster
A4	POTIM-17A	2016	1912	80	1903.41	9837.57	3901	104	6	5.4487	115	Máster
	POTIM-17B	2016	1908	67	1903.41	9837.57	3901	108	7	5.0834	120	Máster
A4	POTIM-16A	2016	1912	105	1903.41	9837.568	3901	104	3	6.1512	113	Máster
	POTIM-16B	2016	1907	102	1903.41	9837.568	3901	109	0	6.0669	115	Máster
A3	POTIM-15A	2016	1912	90	1903.41	9837.566	3899	104	4	5.7297	114	Máster
	POTIM-15B	2016	1905	63	1903.41	9837.566	3899	111	0	4.971	116	Máster
A3	POTIM-14A	2016	1898	90	1903.42	9837.566	3897	118	5	5.7297	129	Máster
	POTIM-14B	2016	1903	85	103.424	9837.566	3897	113	4	5.5892	123	Máster
A2	POTIM-13D	2016	1909	91	1903.43	9837.556	3894	107	2	5.7578	115	Máster
	POTIM-13B	2016	1902	90	1903.43	9837.556	3894	114	4	5.7297	124	Máster
A2	POTIM-12A	2016	1786	70	1903.34	9837.642	3893	230	0	5.1677	235	No máster
	POTIM-12B	2016	1780	70	1903.34	9837.642	3893	236	3	5.1677	244	No máster
A1	POTIM-10A	2016	1887	57	1903.44	9837.556	3892	129	3	4.8024	137	Máster
	POTIM-10B	2016	1871	78	1903.44	9837.556	3892	145	4	5.3925	154	Máster
A1	POTIM-11B	2016	1894	70	1903.45	9837.549	3890	122	2	5.1677	129	Máster
A21	POTIM-47A	2016	1993	20	1903.09	9837.292	3958	23	4	3.7627	31	No máster
	POTIM-47B	2016	1990	25	1903.09	9837.292	3958	26	1	3.9032	31	No máster
A22	POTIM-48A	2016	1995	23	1903.1	9837.281	3952	21	3	3.847	28	No máster
	POTIM-48C	2016	1999	27	1903.1	9837.281	3952	17	7	3.9594	28	No máster
A22	POTIM-49A	1980	1903	47	1903.11	9837.279	3951	107	10	4.5214	122	Máster
	POTIM-49B	1980	1903	40	1903.11	9837.279	3951	110	10	4.3247	124	Máster
	POTIM-49C	1941	1892	113	1903.28	9837.279	3951	64	2	6.376	73	No máster
A23	POTIM-50A	2006	1909	95	1903.11	9837.277	3950	107	0	5.8702	113	Máster
	POTIM-50B	2014	1907	81	1903.11	9837.277	3950	109	0	5.4768	114	Máster
	POTIM-51A	2016	1936	48	1903.1	9837.273	3950	80	Complicada	4.5495	80	Máster
	POTIM-51B	2007	1978	73	1903.1	9837.273	3950	29	Complicada	5.252	29	Máster
A24	POTIM-52A	2016	1894	85	1903.11	9837.268	3947	122	5	5.5892	133	Máster
	POTIM-52B	2016	1884	95	1903.11	9837.268	3947	132	0	5.8702	138	Máster

A24	POTIM-53B	2016	1913	63	1903.11	9837.267	3947	103	6	4.971	114	Máster
A25	POTIM-54A	2013	1881	65	1903.12	9837.271	3946	132	4	5.0272	141	Máster
	POTIM-54B	2016	1884	50	1903.12	9837.271	3946	132	3	4.6057	140	Máster
	POTIM-55A	2016	1784	20	1903.12	9837.257	3944	232	4	3.7627	240	Máster
	POTIM-55B	2016	1802	40	1903.12	9837.257	3944	214	7	4.3247	225	Máster
A26	POTIM-56A	2014	1879	55	1903.13	9837.259	3941	135	8	4.7462	148	Máster
	POTIM-56B	2016	1875	50	1903.13	9837.259	3941	141	6	4.6057	152	Máster
	POTIM-57A	2016	1895	37	1903.13	9837.252	3940	121	1	4.2404	126	Máster
	POTIM-57B	2016	1881	30	1903.13	9837.252	3940	135	15	4.0437	154	Máster
A27	POTIM-58A	2016	1802	70	1903.15	9837.253	3937	214	0	5.1677	214	Máster
	POTIM-58B	1950	1773	86	1903.15	9837.253	3937	177	9	5.6173	192	Nomáster
	POTIM-59A	2016	1843	30	1903.15	9837.247	3936	173	9	4.0437	180	Nomáster
	POTIM-59B	2016	1866	34	1903.15	9837.247	3936	150	5	4.1561	159	Nomáster
A28	POTIM-60A	2015	1855	59	1903.15	9837.249	3935	161	0	4.8586	166	Máster
	POTIM-60B	2015	1860	44	1903.15	9837.249	3935	156	5	4.4371	165	Máster
	POTIM-61A	2016	1760	22	1903.15	9837.239	3933	256	5	3.8189	265	Nomáster
	POTIM-61B	2016	1774	45	1903.15	9837.239	3933	242	19	4.4652	265	Nomáster
A29	POTIM-62A	2016	1828	70	1903.16	9837.242	3931	188	0	5.1677	188	Máster
	POTIM-62B	2005	1874	75	1903.16	9837.242	3931	131	0	5.3082	131	Máster
	POTIM-63A	2016	1877	30	1903.15	9837.232	3930	139	4	4.0437	147	Máster
	POTIM-63B	2016	1921	35	1903.15	9837.232	3930	95	0	4.1842	95	Nomáster
A30	POTIM-64A	2014	1805	67	1903.15	9837.232	3927	209	6	5.0834	220	Nomáster
	POTIM-65A	2016	1998	27	1903.17	9837.232	3926	18	0	3.9594	22	Máster
	POTIM-65B	2016	1996	18	1903.17	9837.232	3926	20	0	3.7065	23	Máster
A31	POTIM-66A	2016	1899	43	1903.17	9837.226	3924	117	9	4.409	130	Máster
	POTIM-66B	2016	1924	75	1903.17	9837.226	3924	92	4	5.3082	101	Máster
	POTIM-67A	2016	1992	32	1903.18	9837.224	3921	24	0	4.0999	28	Máster
	POTIM-67B	2016	1992	30	1903.18	9837.224	3921	24	0	4.0437	28	Máster
A33	POTIM-71A	2016	1881	10	1903.19	9837.216	3916	135	4	3.4817	142	Máster
	POTIM-71B	2016	1953	15	1903.19	9837.216	3916	63	4	3.6222	70	Máster
A32	POTIM-68A	2013	1735	80	1903.19	9837.208	3915	278	0	5.4487	278	Máster
	POTIM-69A	2016	1800	70	1903.19	9837.208	3915	216	0	5.1677	216	Nomáster
	POTIM-69B	1990	1797	50	1903.19	9837.208	3915	193	0	4.6057	193	Nomáster
A34	POTIM-72A	2016	1991	25	1903.2	9837.21	3914	25	2	3.9032	31	Máster

A34	POTIM72B	2016	1994	30	1903.2	9837.21	3914	22	5	4.0437	31	Máster
	POTIM-73A	2016	1667	45	1903.21	9837.211	3911	349	0	4.4652	349	No máster
	POTIM-73B	2016	1671	55	1903.21	9837.211	3911	345	0	4.7462	345	No máster
A35	POTIM74A	2015	1910	25	1903.21	9837.204	3910	106	0	3.9032	110	Máster
	POTIM74B	2015	1919	40	1903.21	9837.204	3910	96	39	4.3247	139	Máster
	POTIM-75A	2016	1817	90	1903.21	9837.201	3909	191	0	5.7297	191	No máster
	POTIM-75B	2016	1836	60	1903.21	9837.201	3909	180	0	4.8867	180	Máster
A36	POTIM76A	2016	1996	50	1903.21	9837.197	3908	20	3	4.6057	28	Máster
	POTIM76B	2016	1995	25	1903.21	9837.197	3908	21	2	3.9032	27	Máster
	POTIM-77A	2016	2001	31	1903.22	9837.185	3905	15	2	4.0718	21	No máster
	POTIM-77B	2016	1992	31	1903.22	9837.185	3905	24	3	4.0718	31	No máster
A37	POTIM78A	2016	1997	20	1903.22	9837.185	3905	19	1	3.7627	24	Máster
	POTIM78B	2016	1994	15	1903.22	9837.185	3905	22	3	3.6222	29	Máster
	POTIM79A	2016	2002	40	1903.22	9837.185	3905	14	8	4.3247	26	Máster
	POTIM79B	2016	1990	40	1903.22	9837.185	3905	26	1	4.3247	31	Máster
A38	POTIM80A	2016	1963	30	1903.22	9837.172	3902	53	6	4.0437	63	Máster
	POTIM80B	2016	1950	40	1903.22	9837.172	3902	66	2	4.3247	72	Máster
	POTIM81A	2016	1923	58	1903.23	9837.178	3902	93	6	4.8305	104	Máster
	POTIM81B	2016	1948	35	1903.23	9837.178	3902	68	5	4.1842	77	Máster
A39	POTIM-83A	2016	2005	20	1903.24	9837.167	3899	11	1	3.7627	16	Máster
	POTIM-83B	2016	2005	23	1903.24	9837.167	3899	11	0	3.847	15	No máster
	POTIM82A	2016	2005	18	1903.24	9837.168	3898	11	2	3.7065	17	Máster
	POTIM82B	2016	2005	17	1903.24	9837.168	3898	11	4	3.6784	19	Máster
A40	POTIM85A	2016	1952	30	1903.25	9837.164	3896	64	6	4.0437	74	Máster
	POTIM85B	2016	1950	25	1903.25	9837.164	3896	66	5	3.9032	75	Máster
	POTIM-84A	2015	1825	39	1903.25	9837.158	3895	190	3	4.2966	197	No máster
	POTIM-84B	2016	1831	40	1903.25	9837.158	3895	185	5	4.3247	194	No máster
A41	POTIM-86A	2016	1739	130	1903.25	9837.157	3893	277	0	6.8537	277	No máster
	POTIM-86B	2016	1708	110	1903.25	9837.157	3893	308	Complicada	6.2917	308	No máster
	POTIM-86C	2016	1645	101	1903.25	9837.157	3893	371	Complicada	6.0388	371	No máster
	POTIM87A	2014	1950	37	1903.25	9837.152	3893	66	6	4.2404	76	Máster
A42	POTIM87B	2014	1949	41	1903.25	9837.152	3893	67	3	4.3528	74	Máster
	POTIM-90A	2016	1902	112	1903.26	9837.151	3891	114	Complicada	6.3479	114	No máster
	POTIM-90B	2007	1893	90	1903.26	9837.151	3891	114	Complicada	5.7297	114	No máster

A42	POTIM89A	1950	1757	96	1903.27	9837.158	3891	193	0	5.8983	199	Máster
	POTIM89B	1851	1766	122	1903.27	9837.158	3891	85	9	6.6289	101	Máster
	POTIM-89C	2016	1774	80	1903.27	9837.158	3891	242	Complicada	5.4487	242	No máster
	POTIM88A	2016	1963	41	1903.27	9837.159	3890	53	4	4.3528	61	Máster
	POTIM88B	2016	1966	46	1903.27	9837.159	3890	50	7	4.4933	61	Máster
Población 1	DPPOc-1			5 cm base	1902.96	9837.259	4000	7	0	0	7	Conteopor nudos
Población 1	DPPOc-2			5 cm base	1902.97	9837.258	3996	3	0	0	3	Conteopor nudos
Población 1	DPPOc-3			5 cm base	1902.97	9837.259	3994	4	0	0	4	Conteopor nudos
Población 1	DPPOc-4			5 cm base	1902.97	9837.248	3991	10	0	0	10	Conteopor nudos
Población 1	DPPOc-5			5 cm base	1902.97	9837.244	3991	9	0	0	9	Conteopor nudos
Población 1	DPPOc-6			5 cm base	1902.98	9837.247	3989	7	0	0	7	Conteopor nudos
Población 1	DPPOc-7			5 cm base	1902.98	9837.255	3988	7	0	0	7	Conteopor nudos
Población 1	DPPOc-8			5 cm base	1902.98	9837.243	3987	9	0	0	9	Conteopor nudos
Población 1	DPPOc-34			5 cm base	1902.99	9837.282	3985	4	0	0	4	Conteopor nudos
Población 1	DPPOc-35			5 cm base	1902.99	9837.274	3983	4	0	0	4	Conteopor nudos
Población 1	DPPOc-36			5 cm base	1902.99	9837.271	3982	5	0	0	5	Conteopor nudos
Población 1	DPPOc-10			5 cm base	1902.99	9837.243	3981	9	0	0	9	Conteopor nudos
Población 1	DPPOc-11 a			5 cm base	1902.99	9837.243	3981	7	0	0	7	Conteopor nudos
Población 1	DPPOc-29			5 cm base	1903	9837.26	3981	8	0	0	8	Conteopor nudos
Población 1	DPPOc-37			5 cm base	1903	9837.271	3981	5	0	0	5	Conteopor nudos
Población 1	DPPOc-38			5 cm base	1903	9837.271	3981	6	0	0	6	Conteopor nudos
Población 1	DPPOc-39			5 cm base	1903	9837.27	3980	5	0	0	5	Conteopor nudos
Población 1	DPPOc-42			5 cm base	1903	9837.27	3980	8	0	0	8	Conteopor nudos
Población 1	DPPOc-31			5 cm base	1903	9837.26	3979	4	0	0	4	Conteopor nudos
Población 1	DPPOc-33			5 cm base	1903	9837.264	3979	3	0	0	3	Conteopor nudos
Población 1	DPPOc-44			5 cm base	1903	9837.269	3979	8	0	0	8	Conteopor nudos
Población 1	DPPOc-45			5 cm base	1903	9837.269	3979	8	0	0	8	Conteopor nudos
Población 1	DPPOc-43			5 cm base	1903	9837.268	3978	7	0	0	7	Conteopor nudos
Población 1	DPPOc-46			5 cm base	1903	9837.269	3978	7	0	0	7	Conteopor nudos
Población 1	DPPOc-47			5 cm base	1903	9837.267	3978	9	0	0	9	Conteopor nudos
Población 1	DPPOc-48			5 cm base	1903	9837.267	3978	5	0	0	5	Conteopor nudos
Población 1	DPPOc-13			5 cm base	1903	9837.245	3977	7	0	0	7	Conteopor nudos
Población 1	DPPOc-25 a			5 cm base	1903	9837.265	3977	4	0	0	4	Conteopor nudos
Población 1	DPPOc-26 a			5 cm base	1903	9837.265	3977	3	0	0	3	Conteopor nudos

Población 1	DPPOc-27			5cm base	1903	9837.263	3977	3	0	0	3	Conteo por nudos
Población 1	DPPOc-28			5cm base	1903	9837.263	3977	6	0	0	6	Conteo por nudos
Población 1	DPPOc-32a			5cm base	1903	9837.262	3977	6	0	0	6	Conteo por nudos
Población 1	DPPOc-51			5cm base	1903	9837.265	3977	4	0	0	4	Conteo por nudos
Población 1	DPPOc-52			5cm base	1903	9837.265	3977	3	0	0	3	Conteo por nudos
Población 1	DPPOc-12			5cm base	1903	9837.237	3976	8	0	0	8	Conteo por nudos
Población 1	DPPOc-14a			5cm base	1903	9837.249	3976	3	0	0	3	Conteo por nudos
Población 1	DPPOc-23			5cm base	1903.01	9837.264	3976	4	0	0	4	Conteo por nudos
Población 1	DPPOc-18			5cm base	1903.01	9837.258	3975	4	0	0	4	Conteo por nudos
Población 1	DPPOc-22			5cm base	1903.01	9837.262	3975	8	0	0	8	Conteo por nudos
Población 1	DPPOc-16a			5cm base	1903.01	9837.252	3974	3	0	0	3	Conteo por nudos
Población 1	DPPOc-19			5cm base	1903.01	9837.258	3974	1	0	0	1	Conteo por nudos
Población 1	DPPOc-15a			5cm base	1903.01	9837.248	3973	6	0	0	6	Conteo por nudos
Población 1	DPPOc-17			5cm base	1903.01	9837.251	3973	2	0	0	2	Conteo por nudos
Población 1	DPPOc-20			5cm base	1903.01	9837.26	3973	3	0	0	3	Conteo por nudos
Población 1	DPPOc-55			5cm base	1903.02	9837.268	3973	6	0	0	6	Conteo por nudos
Población 1	DPPOc-56			5cm base	1903.02	9837.268	3973	2	0	0	2	Conteo por nudos
Población 1	DPPOc-53			5cm base	1903.01	9837.262	3972	6	0	0	6	Conteo por nudos
Población 1	DPPOc-57			5cm base	1903.02	9837.271	3972	6	0	0	6	Conteo por nudos
Población 1	DPPOc-54			5cm base	1903.02	9837.261	3971	6	0	0	6	Conteo por nudos
Población 1	DPPOc-58			5cm base	1903.03	9837.27	3971	4	0	0	4	Conteo por nudos
Población 1	DPPOc-61			5cm base	1903.02	9837.261	3970	6	0	0	6	Conteo por nudos
Población 1	DPPOc-65			5cm base	1903.03	9837.269	3970	11	0	0	11	Conteo por nudos
Población 1	DPPOc-59			5cm base	1903.03	9837.264	3969	3	0	0	3	Conteo por nudos
Población 1	DPPOc-60			5cm base	1903.03	9837.264	3969	6	0	0	6	Conteo por nudos
Población 1	DPPOc-62			5cm base	1903.02	9837.259	3968	3	0	0	3	Conteo por nudos
Población 1	DPPOc-63			5cm base	1903.03	9837.261	3968	5	0	0	5	Conteo por nudos
Población 1	DPPOc-66			5cm base	1903.04	9837.272	3968	9	0	0	9	Conteo por nudos
Población 1	DPPOc-67			5cm base	1903.04	9837.271	3968	10	0	0	10	Conteo por nudos
Población 1	DPPOc-68			5cm base	1903.04	9837.269	3967	10	0	0	10	Conteo por nudos
Población 1	DPPOc-64			5cm base	1903.04	9837.263	3966	5	0	0	5	Conteo por nudos

# ANEXO B

## Prueba *T-Student*

---

## Anexo B

### Prueba *T-Student* Población 1 y 2

---

#### Prueba T

Estadísticas de grupo

	Poblacion	N	Media	Desviación estándar	Media de error estándar
Tasa crecimiento (altura)	1	59	17.31101	6.077279	.791194
	2	191	22.43936	4.592624	.332311

Prueba de muestras independientes

		Prueba de Levene de calidad de varianzas		prueba t para la igualdad de medias						
		F	Sig.	t	gl	Sig. (bilateral)	Diferencia de medias	Diferencia de error estándar	95% de intervalo de confianza de la diferencia	
									Inferior	Superior
Tasa crecimiento (altura)	Se asumen varianzas iguales	14.742	.000	-6.914	248	.000	-5.128350	.741697	-6.589179	-3.667521
	No se asumen varianzas iguales			-5.976	79.513	.000	-5.128350	.858149	-6.836280	-3.420419

ANEXO C

Edafología

---

### I.- Información acerca de la localidad

- a) **Número de perfil:** POTIM-1
- b) **Nombre del sitio:** Volcán Popocatepetl
- c) **Clasificación del suelo:** Eutric Tephric Mollic Vitric Silandic Andosol (Arenic)  
De acuerdo a la clasificación de la WRB 2015
- d) **Fecha de la descripción:** 27 de mayo de 2017
- e) **Localización:** Por encima del *Timberline* del Popocatepetl
- f) **Coordenadas:** X= 1903.132 Y=9837.714
- g) **Altitud:** 3,994 msnm
- h) **Forma del terreno:** ladera convexa en perfil y convexa en planta (VV).
- i) **Posición fisiográfica:** ladera de piroclastos en el Límite Superior del Bosque
- j) **Pendiente:** inclinación de 17° con exposición N
- k) **Uso de suelo o vegetación:** pastizal o zacatonal alpino
- a) **Clima:** Semi frío- subhúmedo con lluvias en verano (Cb'w2)
- l) **Temperatura media anual:** 6°C
- m) **Precipitación media anual:** 1,350 mm
- n) **Estado del tiempo:** lluvioso con precipitación ligera (<25 mm/h), es decir, ET4
- o) **Condiciones meteorológicas al momento de la descripción:** nublado

### II.- Información general acerca del suelo

- a) **Material parental:** tefras andesítico- dacíticas de 1,100 años de edad
- b) **Drenaje natural:** excesivo
- c) **Condiciones de humedad en el perfil:** húmedo en la mayoría de los horizontes
- d) **Profundidad del manto freático:** se desconoce, ya que no se observa en el perfil
- e) **Presencia de rocas superficiales:** sin presencia a excepción del material expuesto por la erosión eólica e hídrica
- f) **Evidencia de erosión:** eólica (depósitos de arena a sotavento de macollos de pasto); en condiciones de precipitación se observa el desarrollo de pequeños canales o surcos que puede propiciar el desarrollo de cárcavas
- g) **Presencia de sales o soda:** ninguna
- h) **Influencia humana:** no en apariencia

### III. Descripción breve del perfil

Perfil con poca profundidad de desarrollo de 77 cm, no se diferencia una estratificación y en apariencia es muy homogéneo. Las texturas son arenosa a arenosa-franca y el color en general es café oscuro, con límites difusos y uniformes entre horizontes, a excepción del último horizonte con un límite gradual. El contenido de pedregosidad es nulo, y el último horizonte sólo presenta un 2% de piedras. La estructura es subangular en bloques de grado débil en todos los horizontes, además el segundo horizonte también presenta estructura en terrones de grano simple. Los poros son intersticiales comunes y medianos y tubulares comunes de tamaño muy fino, la transición a finos se observa en el último horizonte. En el segundo horizonte hubo reacción lenta a la prueba del aluminio activo (+) y en el tercer horizonte la reacción fue ligeramente más rápida (+). La densidad de raíces varía de extremadamente alta en los primeros dos horizontes a mediana en el último horizonte. En el perfil se identificaron dos horizontes orgánicos. El mantillo es delgado y de tipo moder, se puede apreciar una secuencia de L de 3 cm y un Oh de 2 cm.

### IV. Descripción del perfil

Horizonte	Profundidad (cm)	Características
Ah <sub>1</sub>	0-11	Color café oscuro en húmedo 7.5 YR 2.5/1, textura arenosa a arenosa-franca. De acuerdo a datos de laboratorio existe un 2.6% de contenido de materia orgánica. Ligeramente ácido (pH 5 en CaCl), no presenta CaCO <sub>3</sub> . La humedad fue fresca (pF 3). Estructura de bloques subangulares de tamaño mediano y grado débil. La estabilidad de los agregados fue moderada, pedregosidad es nula, con poros intersticiales comunes muy finos y tubulares comunes muy finos, la densidad de raíces es extremadamente alta, el límite es difuso y uniforme.
Ah <sub>2</sub>	11-21	Color café oscuro en húmedo 7.5 YR 2.5/1, textura arenosa-franca, con 2.8% de contenido de materia orgánica, ligeramente ácido (pH 5 en CaCl), no presenta CaCO <sub>3</sub> , la humedad fue fresca (pF 3), estructura de grano simple y subangular en bloques de tamaño medio y grado débil. La estabilidad de los agregados fue moderada, pedregosidad del 0%, con poros intersticiales comunes muy finos y tubulares comunes muy finos, la densidad de raíces es extremadamente alta, el límite es difuso y uniforme. Tuvo una lenta reacción a la prueba del aluminio activo (+).
C <sub>1</sub>	21-43	Color café oscuro en húmedo 7.5 YR 2.5/1, textura

		arenosa-franca a arenosa. De acuerdo a datos de laboratorio, la materia orgánica ha sido estimada en 1.8%, ligeramente ácido (pH 5 en CaCl), no presenta CaCO <sub>3</sub> , la humedad fue fresca (pF 3), estructura de bloques subangulares de tamaño grueso y grado débil. La estabilidad de los agregados fue moderada, pedregosidad del 0%, con poros intersticiales comunes muy finos y tubulares comunes muy finos, la densidad de raíces es muy alta, el límite es difuso y uniforme. Tuvo una reacción ligeramente rápida (+) a la prueba del aluminio activo.
C <sub>2</sub>	43-77	Color café oscuro en húmedo 7.5 YR 2.5/1, textura arenosa-franca, el contenido de materia orgánica que se estima es de 0.6%, el pH es 5 en CaCl, no presenta CaCO <sub>3</sub> , la humedad fue húmeda (pF 2), estructura de bloques subangulares de tamaño grueso que rompe en fino, de grado débil. La estabilidad de los agregados fue baja, pedregosidad del 0%, con poros intersticiales comunes muy finos y tubulares comunes finos, la densidad de raíces es mediana, el límite es gradual.

## V.- Interpretación de las características del suelo

### Procesos pedogenéticos dominantes

Este perfil tiene 77 cm de profundidad, es muy somero aún debido a la corta edad del material parental (1,100 años) y a la intensa dinámica geomórfica del sitio. Está compuesto por los depósitos de las diversas erupciones volcánicas del Popocatepetl, sobre todo la de hace 1,100 años, con aportes menores de otras más recientes, incluida la actual, todas de composición andesítica-dacítica. Los horizontes Ah contienen un porcentaje importante de materia orgánica (2.6% y 2.8%) asociado al desarrollo del pastizal o zacatonal alpino.

Los horizontes 2 y 3 tuvieron, respectivamente, una reacción lenta (+) y ligeramente rápida (+) a la prueba del aluminio activo, lo cual se debe a la escasa edad del material parental.

El pH en los horizontes de todo el perfil es ligeramente ácido (5). Las texturas en general son arenas-francas con porcentajes mínimos de arcilla. La estructura en todos los casos es de grado débil y la estabilidad de los agregados moderada.

La corta edad del material parental y los procesos geomórficos del sitio (erosión y acumulación eólica e hídrica) explican el limitado avance de la pedogénesis, por lo que tenemos un suelo de poco desarrollo en un sitio geomorfológicamente dinámico. Destaca la

acumulación de materia orgánica humificada bajo ambiente de zacatonal alpino, y una muy incipiente formación de minerales de bajo orden estructural (alofano).

### **Características ecológicas (potencial)**

La pendiente en este perfil es moderada ( $17^\circ$ ) y no presenta problemas por pedregosidad en superficie. Es un suelo de poco desarrollo con depósitos en su mayoría de cenizas de las últimas erupciones del volcán. Las texturas son arenosas y arenosas-francas. Al considerar la textura como un parámetro de evaluación de la capacidad de aireación, ésta resulta alta, no hay presencia de rasgos reductomórficos, la conductividad hidráulica es alta, a excepción del último horizonte donde es mediana. El sitio en donde se encuentra este perfil tiene una mediana retención de agua disponible (dCC  $120 \text{ L/m}^2$ ), es decir, la mayor parte del agua de lluvia no es retenida contra la gravedad en el suelo y se infiltra a los acuíferos. La mediana disponibilidad de agua disponible para las plantas probablemente explica la dificultad que encuentra el zacatonal para establecerse o para cubrir densamente las partes más móviles (y arenosas) de los arenales. Probablemente esto también dificulta el establecimiento de pinos y limita el ascenso del Límite Superior del Bosque.

La suma de las bases intercambiables es de  $64.235 \text{ mol}_0/\text{m}^2$ , medianamente alta, y la Capacidad de Intercambio Catiónico (CIC) es regular,  $16.5\text{-}13.5 \text{ cmol}_c/\text{kg}^{-1}$ , es decir, como causa de intemperismo con formación incipiente de alofano. Dado que hubo reacción a la presencia de alofano con la prueba de aluminio activo, se ha utilizado esta arcilla como dominante para inferir la CIC. La cantidad de nitrógeno disponible y de fósforo movilizable ( $0.97$  y  $18.225 \text{ g/m}^2$  respectivamente) son bajas, por lo que la falta de nutrientes es un problema a considerar. La Capacidad de Campo (CC) es de  $185.35 \text{ (L/m}^2)$ , baja. Por otro lado, en un sitio tan dinámico desde el punto de vista geomorfológico, la estabilidad puede ser clave para la mejor producción de nutrientes que puedan sostener una comunidad vegetal aún más compleja que el pastizal. Un sitio que tolera las bajas temperaturas y las frecuentes nevadas en la estación de otoño-invierno podría tener buen potencial en el establecimiento de arbolado adaptado a estas condiciones severas como es *Pinus hartwegii*.

En la zona de este perfil se observa mucha inestabilidad debido a la erosión eólica que arrastra el material ladera abajo dejando expuestos los materiales más grandes y propiciando el dinamismo de los arenales, todo el material de arrastre se queda atrapado en una especie de escalón topográfico por encima del *Timberline*. Esa especie de escalón con arenales inmediatamente arriba, contribuye a dificultar que el bosque se establezca y con ello a contener el ascenso del Límite Superior del Bosque. En época de lluvias se ha observado una erosión hídrica ligera, que genera pequeños surcos erosivos y depósitos en forma de lóbulos sobre el arenal, aunque la erosionabilidad en general es baja debido a la alta tasa de infiltración.

Esta inestabilidad parece ser acentuada por la actividad volcánica que aporta nuevos materiales piroclásticos y provoca incendios esporádicos, dificultando el establecimiento de los árboles.

### I.- Información acerca de la localidad

- b) **Número de perfil:** POTIM-2
- c) **Nombre del sitio:** Volcán Popocatépetl
- d) **Clasificación del suelo:** Eutric Tephric Mollic Vitric Silandic Andosol (Arenic)  
De acuerdo a la clasificación de la WRB 2014
- e) **Fecha de la descripción:** 27 de mayo de 2017
- f) **Localización:** por debajo del *Timberline* del Popocatépetl
- g) **Coordenadas:** X= 1903.308 Y=9837.757
- h) **Altitud:** 3,936 msnm
- i) **Forma del terreno:** ladera cóncava en planta y rectilínea en perfil (CL).
- j) **Posición fisiográfica:** ladera con depósitos de piroclastos
- k) **Pendiente:** inclinación de 10° con exposición norte
- l) **Uso de suelo o vegetación:** pastizal coexistiendo con bosque de *Pinus hartwegii*
- m) **Clima:** Semi frío-subhúmedo con lluvias en verano (Cb'w2)
- p) **Temperatura media anual:** ~6°C
- n) **Precipitación media anual:** 1,350 mm
- o) **Estado del tiempo:** lluvioso con precipitación ligera <25 mm/h (ET4)
- p) **Condiciones meteorológicas al momento de la descripción:** parcialmente nublado

### II.- Información general acerca del suelo

- a) **Material parental:** depósitos de cenizas volcánicas de 1,100 años
- b) **Drenaje natural:** bueno
- c) **Condiciones de humedad en el perfil:** húmedo y fresco
- d) **Profundidad del manto freático:** se desconoce
- e) **Presencia de rocas superficiales:** nulas
- f) **Evidencia de erosión:** sin evidencia
- g) **Presencia de sales o soda:** no presenta
- h) **Influencia humana:** aparentemente no se presenta

### III.- Descripción breve del perfil

Perfil de moderado desarrollo, de textura franca arcillo-arenosa en superficie a arenosa franca en los últimos dos horizontes, de color café oscuro y con límites variables, que van de uniformes y claros a graduales y difusos. No se presenta pedregosidad. La estructura es subangular en bloques en los todos los horizontes, de grado débil a excepción del último

horizonte en donde es de grado moderado. Los poros son intersticiales comunes finos y muy finos en todo el perfil y tubulares comunes de tamaño fino y muy fino. Hubo reacción a la prueba del aluminio activo en los últimos dos horizontes. La densidad de raíces varía de muy alta a mediana. Este perfil presenta dos horizontes con acumulación de materia orgánica humificada a los que se denominó Ah<sub>1</sub> y Ah<sub>2</sub>, un horizonte de transición AB y finalmente un horizonte con algunas evidencias de material parental BC. Este perfil tiene un mantillo tipo moder de 6 cm en donde se distinguen horizontes L, Of y Oh (2 cm en cada uno).

#### IV.- Descripción del perfil

Horizonte	Profundidad (cm)	Características
Ah <sub>1</sub>	0 – 1/13	Color café en húmedo 2 YR 2/1, de textura franco-arcillo-arenosa. De acuerdo a datos de laboratorio hay un 3.7% de contenido de materia orgánica, ligeramente ácido (pH 5 en CaCl), no presenta CaCO <sub>3</sub> , húmeda (pF 2). Estructura subangular en bloques de grado débil, estabilidad de los agregados fue moderada, pedregosidad de 0%, con poros intersticiales comunes muy finos y tubulares comunes muy finos, la densidad de raíces es muy alta y el límite con el siguiente horizonte es claro y uniforme.
Ah <sub>2</sub>	1/13 – 24	Color café en húmedo 2 YR 2/1, textura franca a franco-arcillo-arenosa; el contenido de materia orgánica es de 3%, ligeramente ácido (pH 5 en CaCl), no presenta CaCO <sub>3</sub> , fresca (pF 3), estructura subangular en bloques de grado débil. La estabilidad de los agregados fue baja, pedregosidad del 0%, con poros intersticiales comunes muy finos y tubulares comunes finos, la densidad de raíces es mediana, el límite es gradual y uniforme.
AC	24 – 34	Color café en húmedo 2 YR 2/1, textura arenosa-franca, los datos de laboratorio indican un 1.9% de contenido de materia orgánica, ligeramente ácido (pH 5 en CaCl), no presenta CaCO <sub>3</sub> , húmeda (pF 2), estructura subangular en bloques de tamaño mediano y grado débil. La estabilidad de los agregados fue alta, pedregosidad del 0%, con poros intersticiales comunes muy finos y tubulares comunes medianos, la densidad de raíces es muy alta y el límite es difuso. Tuvo una rápida reacción (++) a la prueba del aluminio activo.
AB	34 – 46	Color café en húmedo 2 YR 2/1, textura que va de arenosa a arenosa-franca, el contenido de materia orgánica es mínimo respecto a los otros horizontes, se

---

cuantificó en 1%, ligeramente ácido (pH 5), no presenta  $\text{CaCO}_3$ , la humedad fue húmeda (pF 2), en algunas partes del horizonte la estructura fue subangular en bloques de tamaño grueso y grado moderado, con una pedregosidad del 0%, con poros intersticiales comunes muy finos y tubulares comunes finos, la densidad de raíces es media. Tuvo rápida reacción a la prueba del aluminio activo (+).

---

## **V.- Interpretación de las características del suelo**

### **Procesos pedogenéticos dominantes**

Gracias a la cuantificación de nutrientes en laboratorio se pudo estimar el porcentaje de contenido de materia orgánica en cada uno de los horizontes, siendo los dos primeros los que más alto contenido tienen (3.7 y 3%) primeros 24 cm del perfil. El pH en todo el perfil es de ligeramente ácido (5). Las texturas presentan ya contenidos de arcilla que van de franco-arcillo-arenosa a arenosa-franca. En los últimos dos horizontes hubo reacción muy rápida (++) y rápida (+) a la prueba del aluminio activo, se ha determinado que la arcilla dominante en este suelo es alófano (1:1).

Existe formación de estructura aunque la estabilidad de agregados aún es de baja a moderada. Los procesos pedogenéticos que se observan son acumulación de materia orgánica, neoformación de arcillas de bajo orden estructural (alofano), desarrollo moderado de estructura. El mantillo es de tipo moder-mor con una secuencia de L, Of y Oh (de 2 cm cada uno).

### **Características ecológicas (potencial)**

El suelo tiene una conductividad hidráulica alta en todos los horizontes. La evaluación de la capacidad de campo (CC) es baja ( $175 \text{ L/m}^2$ ).

La capacidad aireación es baja en los primeros dos horizontes y alta en los últimos, la dCC es baja ( $76.2 \text{ L/m}^2$ ) por lo que las plantas tendrían limitaciones en su crecimiento.

En cuanto a los nutrientes, la CIC es alta en los primeros dos horizontes y regular en los últimos dos horizontes ( $15\text{-}13.5 \text{ cmol}_e/\text{kg}^{-1}$ ) en donde hay reacción a la prueba del aluminio activo, es decir, una incipiente formación de alofano. La suma de bases intercambiables es de  $120.394 \text{ cmol}_e/\text{cm}^2$  alta. La cantidad de materia orgánica considerando los 4 horizontes es de 13.815%. Existe una baja cantidad de nitrógeno disponible ( $0.689 \text{ g/m}^2$ ) y baja cantidad de fósforo movilizable ( $16.576 \text{ g/m}^2$ ).

Las características del suelo de este perfil son las que definen el área en donde se encuentran los individuos del *Timberline*, que en general son árboles longevos, es decir, las condiciones del sitio son idóneas para que la vegetación se mantenga y el pino continúe colonizando y creciendo en nuevas superficies. La estabilidad del sitio es sustancialmente mayor que encima del *Timberline*, a pesar de que a poca distancia (25 m) se encuentren los arenales. Este sitio es estable dada la hojarasca producto del pino, por lo que el desarrollo edáfico es mayor.

Debido a la cubierta vegetal y al espesor del mantillo (6 cm), parece que no existiera erosión, incluso en este perfil fue identificado un mantillo de tipo moder-mor, en donde la actividad microbiana es lenta dada la temperatura templada, por lo que la descomposición de la materia orgánica también es lenta. Sin embargo, el grado de erosionabilidad fue media (0.31) y se observa la presencia de la misma por el arrastre de la hojarasca y la reptación como una evidencia de la escorrentía difusa. La erosión observada es por reptación y escorrentía laminar.