

Ecología

Sensibilidad climática en anchuras de anillos de crecimiento de *Pinus hartwegii*: una especie alpina mexicana con potencial dendroclimático

Climate sensitivity in tree-ring widths of Pinus hartwegii: a Mexican alpine species with dendroclimatic potential

Ulises Manzanilla-Quiñones ^a, Óscar Alberto Aguirre-Calderón ^{a, *}, Javier Jiménez-Pérez ^a
y José Villanueva-Díaz ^b

^a Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias Forestales, Carretera Nacional Km 145, 67700 Linares, Nuevo León, México

^b Centro Nacional de Investigación Disciplinaria en Relación Agua, Suelo, Planta, Atmósfera, Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias, Km 6.5 Canal Sacramento, 35150 Gómez Palacio, Durango, México

*Autor para correspondencia: oscar.aguirrecl@uanl.edu.mx (O.A. Aguirre-Calderón)

Recibido: 20 junio 2019; aceptado: 8 enero 2020

Resumen

Este estudio analizó la respuesta climática, potencial dendrocronológico e influencia de fenómenos océano-atmosféricos en anillos de crecimiento de *Pinus hartwegii* Lindl. en 3 sitios de la Faja Volcánica Transmexicana. Se recolectaron de 36 a 40 núcleos de crecimiento por sitio. Las muestras se analizaron y fecharon mediante técnicas dendrocronológicas. La anchura de anillo total se midió en un micrómetro. La verificación del fechado se efectuó mediante análisis de correlación. Se descargaron los registros de estaciones meteorológicas cercanas a los sitios de estudio de la base de datos CLICOM, se identificaron periodos de respuesta clima-crecimiento radial y se realizaron correlaciones entre las cronologías de arstan y los índices de ENOS, ODP y OMA, con el fin evaluar la influencia de dichos fenómenos en el crecimiento radial. El análisis de los parámetros dendrocronológicos indicó un potencial dendrocronológico de *P. hartwegii* de intermedio a alto. La sensibilidad climática mayor de la especie se registró en el Nevado de Colima. La precipitación invierno-primavera fue la variable que influyó más sobre el crecimiento, mientras que la temperatura máxima promedio afectó negativamente el crecimiento. ENOS y OMA no influyeron el crecimiento. Sin embargo, en el Nevado de Colima, ODP influyó positiva y significativamente en el crecimiento.

Palabras clave: Bosque de alta montaña; Clima-crecimiento; Dendrocronología; Fenómenos océano-atmosféricos; Precipitación invierno-primavera

Abstract

This study analyzed the climatic response, dendrochronological potential, and influence of oceanic-atmospheric phenomena in tree-rings of *Pinus hartwegii* Lindl. in 3 sites in the Trans-Mexican Volcanic Belt. From 36 to 40 growth

nuclei per site were sampled. The samples were analyzed and dated using dendrochronological techniques. The total ring width was measured with a micrometer. Verification of the dating was carried out by correlation analysis. The records of weather stations near the study sites were downloaded from the CLICOM database, radial weather-growth response periods were identified, and correlations among ARSTAN chronologies and ENOS, ODP and OMA indices were developed to evaluate the influence of these phenomena on radial-growth. The analysis of dendrochronological parameters showed that the dendrochronological potential for *P. hartwegii* was from intermediate to high. The highest climatic sensitivity for the species was recorded in Nevado de Colima. The winter-spring precipitation was the variable that influenced more the growth, while the average maximum temperature negatively affected the growth of the trees. ENOS and OMA did not influence the radial growth. However, in Nevado de Colima ODP had a positive and significant influence on growth.

Keywords: High mountain forest; Climate-growth; Dendrochronology; Ocean-atmospheric phenomena; Winter-spring precipitation

Introducción

La dendrocronología es una ciencia moderna, encargada de estudiar eventos a través de la medición y estandarización de anillos de crecimiento de árboles, donde la formación y variación en el grosor de los anillos está directamente relacionado con factores ambientales, edáficos, topográficos y ecológicos, presentes en la región de estudio (Fritts, 1976; Stahle et al., 2011). Mediante el estudio de los anillos de los árboles se han obtenido datos importantes sobre el comportamiento histórico del clima (> 100 años) de diversas regiones del mundo, lo que ha permitido entender la variabilidad climática local y regional a través del tiempo (Shi et al., 2015; Stahle et al., 2012; Villanueva-Díaz et al., 2016; Zhang et al., 2018). Esta capacidad fisiológica de respuesta en la formación y grosor de los anillos de crecimiento de los árboles al clima convierte a los árboles del sitio donde crecen en verdaderas bioestaciones meteorológicas, con la capacidad de registrar las condiciones dominantes de humedad y temperatura, así como sus variaciones interanuales en escala espacial y temporal.

En los bosques de coníferas mexicanos se han realizado diversos estudios que señalan la precipitación como el factor limitante en el crecimiento, principalmente, aquellos que se localizan en el norte y centro del país (Cerano-Paredes et al., 2013; Constante-García et al., 2010; Villanueva-Díaz, Cerano-Paredes et al., 2015; Villanueva-Díaz, Rubio-Camacho et al., 2018). En los ecosistemas forestales de México se han generado poco más de 300 cronologías (J. Villanueva-Díaz, com. pers., 15 de abril de 2019), la mayoría pertenecientes a especies de los géneros *Pinus*, *Pseudotsuga*, *Taxodium* y en menor proporción, *Abies* y *Quercus*, distribuidos en el norte y centro del país (Acosta-Hernández et al., 2017; Allende et al., 2016). Pese a este gran avance del campo de estudio, se ha generado poca información dendrocronológica referente

a los ecosistemas de alta montaña mexicanos (Astudillo-Sánchez et al., 2019; Gutiérrez-García y Ricker, 2019; Villanueva-Díaz, Cerano-Paredes et al., 2015). Se sabe que el principal factor estresante en los árboles en estos ecosistemas es la disminución de la temperatura durante la estación de crecimiento en primavera, que es cuando se reactiva la actividad celular del cambium vascular en el árbol (Correa-Díaz et al., 2019; Gutiérrez-García y Ricker, 2019; Harsch y Bader, 2011; Villanueva-Díaz, Cerano-Paredes et al., 2015). Estudios han documentado que la temperatura es un factor determinante para el crecimiento de los bosques alpinos y boreales del mundo, desencadenando la reactivación del cambium vascular, la diferenciación de las células del xilema y la fotosíntesis (Antonucci et al., 2017; Li et al., 2017).

Por otra parte, el cambio climático es una amenaza mundial que ha preocupado a la comunidad científica debido a sus efectos y consecuencias que alteran la dinámica y funcionamiento de los ecosistemas, específicamente, los ecosistemas forestales (Moore y Allard, 2009; IPCC, 2014). Las proyecciones de cambio climático realizadas en México por el PECC (2014) y Sáenz-Romero et al. (2010) prevén una disminución promedio entre 9 y 10% en la precipitación anual y un aumento en temperatura media anual de 1.5 °C y 2.3 °C para 2030 y 2050, respectivamente. Para los bosques de alta montaña, los modelos climáticos generados para el centro de México predicen un aumento en temperatura media anual entre 0.7 hasta 2.1 °C y una disminución de hasta 7.5% en precipitación anual para 2050 (Manzanilla-Quiñones et al., 2018, 2019). Sin embargo, estudios recientes reportan que el aumento en temperatura podría favorecer el crecimiento de especies de alta montaña del centro de México (Astudillo-Sánchez et al., 2017, 2019; Villanueva-Díaz et al., 2016). El aumento en temperatura a futuro favorecería el crecimiento y la supervivencia de un mayor número de ejemplares de alta montaña (Astudillo-Sánchez et al., 2019).

Además de los estudios sobre sensibilidad y potencial dendrocronológico de especies forestales al clima, se ha examinado la relación de fenómenos océano-atmosféricos en el crecimiento radial, sobretodo de especies del norte de México (Cerano-Paredes et al., 2011; Villanueva-Díaz, Cerano-Paredes, Olivares-Bañuelos et al., 2015). Los fenómenos océano-atmosféricos se producen cuando las superficies de los océanos presentan anomalías (enfriamiento o calentamiento superficial) por determinados periodos, lo que genera alteraciones en los regímenes de precipitación (años secos y/o húmedos) en el mundo. El Niño Oscilación del Sur (ENOS) es el fenómeno océano-atmosférico más común y estudiado por la comunidad científica; se presenta en el océano Pacífico, desde los 5° latitud norte hasta los 5° latitud sur, frente a las costas de Perú y tiene una marcada influencia bienal en la precipitación mundial (Trenberth, 1997). La Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) consiste en un patrón de variabilidad climática interdecadal que cambia a periodos de 20-30 años, con fases cálidas y frías que afectan el Pacífico norte, desde los 20° latitud norte hasta Alaska (Biondi et al., 2001; Villanueva-Díaz, Rubio-Camacho et al., 2018). La Oscilación Multidecadal del Atlántico (OMA) es una corriente oceánica que afecta la temperatura superficial del mar, específicamente, desde los 70° hasta los 0° latitud norte, en el océano Atlántico y en escalas temporales de 60-70 años (Návar, 2015). La influencia de estos fenómenos ha sido documentada en el crecimiento radial de otras Pináceas mexicanas mediante los estudios dendrocronológicos. Sin embargo, estos estudios son escasos en los ecosistemas de alta montaña.

Por lo anterior analizado, el presente estudio tiene como objetivo principal analizar la respuesta climática (sensibilidad), potencial dendrocronológico e influencia de fenómenos océano-atmosféricos en el grosor de los

anillos de crecimiento de *Pinus hartwegii* Lindl. en 3 sitios de alta montaña, distribuidos a lo largo de la Faja Volcánica Transmexicana. Con base en lo anterior, se formularon los siguientes objetivos particulares: *i)* analizar la relación clima-crecimiento radial en *P. hartwegii*, *ii)* evaluar el potencial dendrocronológico de la especie y *iii)* examinar la influencia de El Niño Oscilación del Sur (ENOS), Oscilación Multidecadal del Atlántico (OMA) y Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) en el crecimiento de la especie en los sitios de estudio.

Materiales y métodos

Los sitios de estudio se ubican dentro de las áreas naturales protegidas Nevado de Colima, Nevado de Toluca y Pico de Orizaba en la Faja Volcánica Transmexicana (fig. 1). Los árboles muestreados en los 3 sitios de estudio se localizan en un clima Cb'(w₂) semifrío subhúmedo, con una temperatura media anual entre 5 y 12 °C y una temporada de lluvias de verano-otoño (García, 1998). En la figura 2 se observan los patrones de precipitación (temporada de lluvias de mayo-septiembre) y temperatura media (temporada cálida de mayo-septiembre) de las estaciones meteorológicas más cercanas al Nevado de Colima (A) [1960-2012], Nevado de Toluca (B) [1964-2010] y Pico de Orizaba (C) [1960-2010]. Los suelos donde crecen los árboles son del tipo Andosol mólico (Tm) en el Nevado de Colima, Andosol húmico (Th) en el Nevado de Toluca y Andosol ócrico (To) en el Pico de Orizaba (INEGI, 2014). Los tipos de vegetación corresponden a bosque de oyamel (*Abies religiosa*) en el Nevado de Colima, vegetación secundaria arbórea de bosque de pino (*P. hartwegii*) en el Nevado de Toluca y pradera alpina en el Pico de Orizaba (INEGI, 2016).

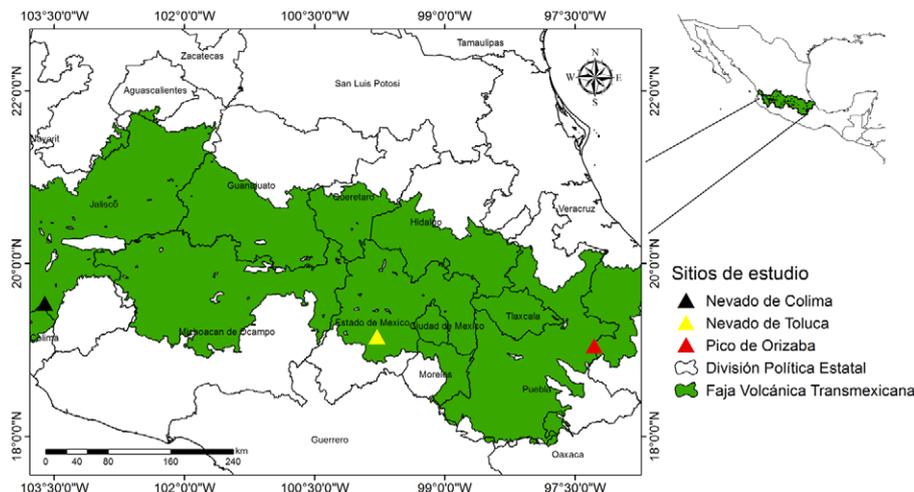
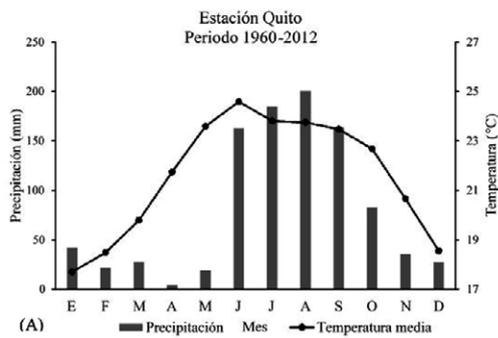
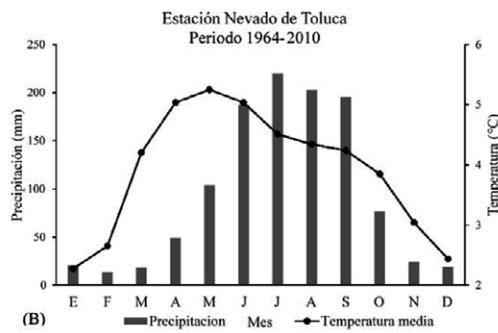


Figura 1. Localización geográfica de los sitios de estudio.

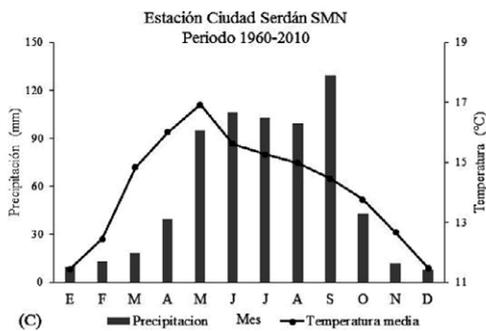
En cada sitio de estudio, se seleccionaron de 18 a 20 árboles sanos de *P. hartwegii* (figs. 3-5). Se evitó muestrear ejemplares dañados (plagados, deformes y quemados), así como aquellos cuyo crecimiento radial pudiera haber estado sujeto a la competencia por la luz. A cada ejemplar se le extrajeron 2 núcleos de crecimiento con ayuda de un taladro de Pressler marca Haglöf de 50 cm de longitud y 12 mm de diámetro de broca. Las muestras se obtuvieron a 1.30 m de altura, en dirección perpendicular a la pendiente, con el fin de evitar que la gravedad afecte a las muestras (excentricidad en la madera). Posteriormente, las muestras fueron depositadas en popotes de plástico previamente perforados, con la finalidad de evitar su pudrición.



(A)



(B)



(C)

Figura 2. Patrones de precipitación y temperatura media de las estaciones meteorológicas cercanas al Nevado de Colima (A), Nevado de Toluca (B) y Pico de Orizaba (C).



Figura 3. Ejemplares muestreados en el Nevado de Colima.



Figura 4. Ejemplares muestreados en el Nevado de Toluca.



Figura 5. Ejemplares muestreados en el Pico de Orizaba.

Las muestras fueron colocadas en moldes de madera, lijadas, prefechadas y analizadas mediante técnicas dendrocronológicas tradicionales. El proceso de medición de ancho de anillo total se efectuó en un equipo de medición VELMEX®, con una precisión de 0.001 mm (Robinson y Evans, 1980) en el Laboratorio Nacional de Dendrocronología de Gómez Palacio, Durango, México.

La verificación del fechado de los anillos de crecimiento se realizó en el programa COFECHA, el cual analizó mediante análisis de correlación de Pearson las muestras en segmentos de 50 años, con traslapes entre periodos de 25 años. Un fechado estadísticamente confiable presenta un valor de intercorrelación entre series mayor a 0.328 ($p < 0.01$) umbral de referencia (Holmes, 1983). Por lo que para continuar con los análisis, es necesario que el fechado sea mayor a 0.328.

En la generación de las cronologías, se utilizó el programa arstan; su función principal fue estandarizar las series de crecimiento. En este procedimiento se eliminaron tendencias biológicas de crecimiento y resaltaron las variaciones climáticas de alta frecuencia (inter-anual) presentes en los anillos de crecimiento (Cook, 1987; Fritts, 1976). El proceso de estandarización de las series de crecimiento se efectuó mediante la aplicación de una función exponencial negativa. Posteriormente, se aplicó una curva suavizada (Spline) de 128 años, con 50% de la varianza, lo que ayudó a eliminar factores ajenos (ruido) a la señal climática de interés (Cook, 1987). Al final del proceso, el programa generó 3 cronologías: estándar, residual y arstan, con las cuales se efectuaron análisis de correlación de Pearson con los datos climáticos, con el objetivo de hallar un periodo de respuesta climacrecimiento radial.

Se descargó la información climática disponible de la plataforma CLICOM (2017) de las estaciones meteorológicas más cercanas a los sitios de estudio (< 40 km de distancia lineal) y con registros mayores a 30 años (fig. 6). En total, se obtuvieron los datos meteorológicos de cinco estaciones meteorológicas cercanas al Nevado de Colima, 11 para el Nevado de Toluca y 6 para el Pico de Orizaba. En la tabla 1 se describe la información referente al nombre, altitud y distancia lineal (km) de las estaciones meteorológicas cercanas a los sitios de estudio.

Los registros meteorológicos presentaron datos incompletos, por lo que fue necesario ajustar periodos climáticos con la mayoría de los datos completos para cada sitio (actividad climática común > 85%) con el propósito de estimar los registros faltantes. Se estimaron los datos mensuales faltantes de precipitación mediante análisis de regresión lineal simple (Campos-Aranda, 1998) entre estaciones meteorológicas y los de temperatura con ayuda de medias móviles de orden $n = 5$ (Schulz, 1976).

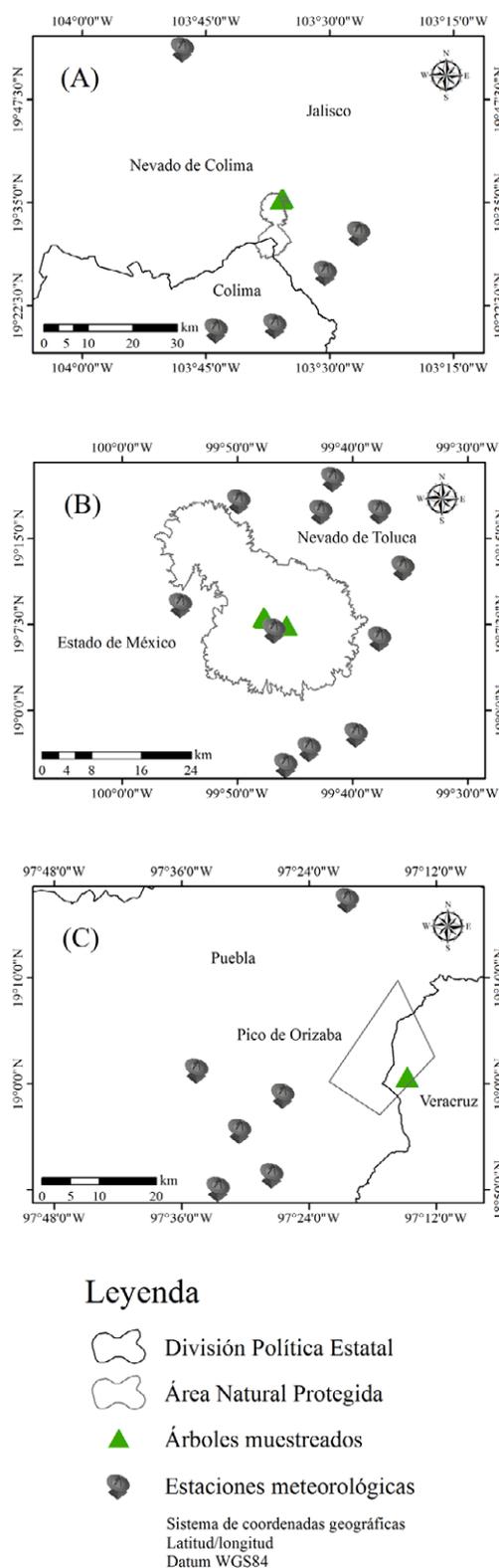


Figura 6. Estaciones meteorológicas cercanas a los sitios de estudio.

Tabla 1

Descripción de las estaciones meteorológicas cercanas a los sitios de estudio.

Sitio	Nombre de la estación	Distancia lineal al sitio de estudio (km)	Altitud (m snm)
Nevado de Colima	Comala	32.1	719
	Cauhtémoc (DGE)	27.9	993
	El Nogal	39.8	2,033
	Quito	18	1,152
	San Marcos	18.7	1,156
Nevado de Toluca	Coatepec Harinas	23.5	2,246
	Calixtlahuaca	24.9	2,644
	El Islote	23	2,208
	Mexicalcingo	22.8	2,615
	Nevado de Toluca	2.4	4,046
	San Francisco Oxtotilpan	13.2	2,690
	Santa María del Monte	19.5	2,859
	Tenango	17.9	2,804
	Toluca (DGE)	24.7	2,631
	Toluca (OBS)	19.4	2,725
	Toma Tecomatepec	21.9	2,267
Pico de Orizaba	Cuesta Blanca	28	2,385
	Ciudad Serdán SMN	20.9	2,569
	Guadalupe Victoria	32.8	2,464
	Palmar Bravo	36.7	2,205
	San Pedro Temamantla	29.2	2,439
	Santa Cruz Coyotepec	35	2,484

La relación clima y cronologías (residuales) se realizó a través de un análisis de correlación de Pearson. Se examinó la ventana de tiempo de enero del año anterior de crecimiento a diciembre del año actual (24 meses) con la finalidad de analizar cómo influyen las condiciones climáticas del año anterior en el crecimiento actual de los árboles en los sitios de estudio. Se identificaron los periodos de función de respuesta clima-crecimiento radial y se analizó la ventana de tiempo de los meses previos y actuales al año de crecimiento mediante un análisis de correlación de Pearson entre los datos mensuales de precipitación, temperatura promedio (máxima, media y mínima) de las estaciones meteorológicas y la cronología residual en el programa R (R Core Team, 2019). Este análisis permitió evaluar la respuesta de las variables climáticas en el crecimiento radial en cada sitio de estudio.

Existen diversos estadísticos básicos de una cronología empleados comúnmente en la evaluación del potencial dendroclimático de una especie. Entre ellos, los más empleados en los estudios dendrocronológicos son: intercorrelación entre series (valor de correlación de Pearson entre el número total de muestras), sensibilidad media (cambio relativo en el grosor de anillos de un año al siguiente), autocorrelación de primer orden (porcentaje de influencia de la variabilidad climática del año anterior en el crecimiento actual), variación del primer componente principal (porcentaje de variabilidad común entre árboles de una serie de crecimiento) y la señal expresada de una población (SEP) (Constante-García et al., 2010; Gutiérrez-García y Ricker, 2019; Villanueva-Díaz et al., 2016). Los valores de dichos parámetros permiten discernir el potencial dendrocronológico de una especie de estudio.

Con el propósito de analizar como los fenómenos océano-atmosféricos de ENOS, ODP y OMA influyeron en el crecimiento radial de los sitios de estudio, se realizaron análisis de correlación de Pearson entre las cronologías de arstan y los índices mensuales de ENOS región 3, OMA y ODP descargados de la plataforma del National Oceanic Administration Agency (NOAA, 2019) en el programa R (R Core Team 2019). Los resultados de este análisis permitieron analizar la influencia de dichos fenómenos en los meses previos y actuales (ventana de tiempo de 24 meses) en el crecimiento radial en los sitios de estudio.

Resultados

Se fecharon 78 de 112 muestras (69.6% de todas las muestras analizadas), de las cuales, 27 corresponden al Nevado de Colima, 26 al Nevado de Toluca y 25 al Pico de Orizaba. El porcentaje restante de las muestras fue omitido del análisis debido a que presentaron intercorrelaciones entre series bajas y no eran confiables ($r < 0.328$; $p < 0.01$). Se observó que las muestras analizadas presentaron un porcentaje bajo de anillos falsos ($< 5\%$) en cada sitio.

Los resultados de COFECHA presentaron extensiones desde 1869-2016 (Nevado de Colima), 1858-2016 (Nevado de Toluca) y 1874-2016 (Pico de Orizaba) e intercorrelaciones entre series de 0.585 (Nevado de Colima), 0.516 (Nevado de Toluca) y 0.412 (Pico de Orizaba), mayores al umbral de referencia de $r = 0.328$ ($p < 0.01$) establecido por Holmes (1983).

Acorde con los resultados de ARSTAN, se encontró una sensibilidad media de 0.314 (Nevado de Colima), 0.243 (Nevado de Toluca) y 0.234 (Pico de Orizaba). Una autocorrelación de primer orden de 0.244 (Nevado de Colima), 0.107 (Nevado de Toluca) y -0.148 (Pico de Orizaba), lo que indica que el crecimiento no está

condicionado por las condiciones de crecimiento del año anterior. Una variación del primer componente principal de 44.31% (Nevado de Colima), 37.64% (Nevado de Toluca) y 21.48% (Pico de Orizaba). Estos valores representan la señal de crecimiento común de los árboles muestreados. La SEP (señal expresada de la población) tiene un intervalo de 0 a 1, donde 0.85 se considera aceptable y recomendable (Briffa y Jones, 1990). La SEP se alcanzó con 9 radios en el Nevado de Colima y 12 en el Nevado de Toluca. No obstante, en el Pico de Orizaba se obtuvo un valor de 0.80 con 18 radios (tabla 2).

Los resultados del análisis de correlación de Pearson indicaron una fuerte asociación positiva y significativa (periodos de función de respuesta) entre la cronología residual de los sitios y la precipitación mensual acumulada desde noviembre del año anterior hasta mayo del año actual en el Nevado de Colima (estación El Nogal, 1960-2006, $r = 0.76$, $p < 0.01$). En el Nevado de Toluca se obtuvo una asociación con la precipitación de diciembre del año previo hasta mayo del año actual (estación Mexicalcingo, 1962-2009, $r = 0.74$, $p < 0.01$) y en el Pico de Orizaba se presentó una asociación entre la precipitación de diciembre del año previo hasta mayo del año actual (estación Santa Cruz Coyotepec, 1974-2007, $r = 0.53$, $p < 0.01$) (fig. 7A). Esta variable fue la más relevante y significativa ($p < 0.01$) durante la etapa del crecimiento radial.

La temperatura máxima promedio de enero-octubre del año anterior influyó negativamente en el crecimiento radial de 1981-2010 ($r = -0.55$, $p < 0.05$) del Nevado de Colima. El aumento de esta variable en noviembre del año previo hasta febrero del año actual influyó de manera negativa y significativa ($r = -0.47$, $p < 0.05$) en el crecimiento radial de 1977-2001 en el Nevado de Toluca y Pico de Orizaba ($r = -0.41$, $p < 0.05$), desde julio del año anterior hasta junio del año actual de crecimiento radial de

Tabla 2

Estadísticas básicas de las cronologías residuales, generadas por astan para *P. hartwegii*.

	Nevado de Colima	Nevado de Toluca	Pico de Orizaba
Periodo	1869-2016	1858-2016	1874-2016
Muestras fechadas	27	26	25
Ancho promedio de anillo (mm)	2.86	1.89	1.90
Sensibilidad media	0.314	0.243	0.234
APO	0.244	0.107	-0.148
VPC (%)	44.31	37.64	21.48
SEP	0.85 (9)	0.88 (12)	0.80 (18)

Nota: APO = autocorrelación de primer orden; VPC = variación del primer componente principal; SEP = señal expresada de la población (números de radios).

1984-2009 (fig. 7B). Por lo tanto, se puede decir que el aumento en la temperatura máxima influyó negativamente en el crecimiento de los árboles.

La temperatura media no influyó de manera significativa ($p > 0.05$) en el crecimiento (meses previos y actuales) del Nevado de Colima y Nevado de Toluca. Sin embargo, si influyó de manera negativa en el crecimiento de junio-octubre de 1984-2009 ($r = -0.57, p < 0.01$) en el Pico de Orizaba (fig. 7C).

Los resultados de temperatura mínima indican una respuesta positiva no significativa ($r = 0.27, p > 0.05$) en los meses previos al crecimiento de enero-abril de 1960-2011 en el Nevado de Colima. Se presentó un aumento en temperatura mínima de enero-marzo del año actual de crecimiento de 1977-2003 en el Nevado de Toluca, positivo no significativo ($r = 0.43, p > 0.05$). Por último, el Pico de Orizaba presentó una respuesta negativa significativa ($r = -0.54, p < 0.01$) en los meses de junio-octubre de 1983-2009 (fig. 7D).

Los resultados de los análisis de correlación de Pearson entre la cronología residual y los índices mensuales de ENOS región 3 indican una débil influencia mensual positiva desde junio a diciembre ($r = 0.14, p > 0.05$) del año anterior en el crecimiento radial del Nevado de Colima durante 1960-2006 (fig. 8). Por otra parte, en el Nevado de Toluca y Pico de Orizaba los índices ENOS

presentaron un coeficiente de correlación más alto con la cronología arstan de cada sitio. Donde ENOS influyó débil y positivamente durante los meses de enero a julio ($r = 0.28, p > 0.05$) del año anterior, posteriormente, la influencia se tornó débilmente negativa durante enero-junio ($r = -0.21, p > 0.05$) en el año actual de crecimiento para 1962-2009 en el Nevado de Toluca (fig. 8). En el Pico de Orizaba el fenómeno influyó débil y positivamente desde julio del año anterior hasta septiembre ($r = 0.23, p > 0.05$) del año actual de crecimiento de 1974-2007 (fig. 8).

Los resultados de los análisis de correlación de Pearson entre los índices de crecimiento (cronologías) y los valores mensuales de ODP presentaron un coeficiente más alto con la cronología arstan de cada sitio de estudio. De acuerdo con los resultados obtenidos, el fenómeno influyó de manera positiva y significativa ($r = 0.34, p < 0.05$) en el Nevado de Colima durante agosto-diciembre en el crecimiento radial de 1960-2006 (fig. 9). La ODP tuvo una débil y negativa influencia en el Nevado de Toluca durante mayo a diciembre del año actual ($r = -0.26, p > 0.05$) en el crecimiento radial de 1962-2009. El fenómeno presentó una débil influencia mensual positiva en el Pico de Orizaba durante abril-junio ($r = 0.28, p > 0.05$) en el año anterior y la cual se intensificó durante abril-diciembre ($r = 0.43, p > 0.05$) durante el año actual de crecimiento radial de 1974-2007 (fig. 9).

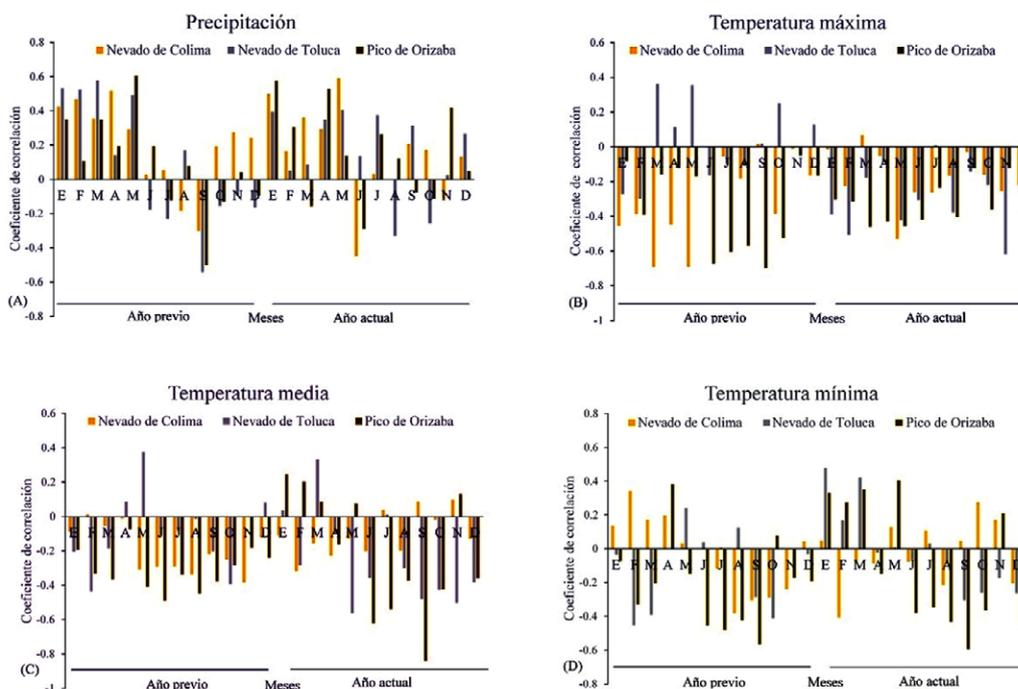


Figura 7. Coeficientes de correlación de Pearson entre la cronología residual y los datos climáticos de precipitación (A), temperatura máxima (B), media (C), mínima (D).

Los resultados de los análisis de correlación de Pearson entre las cronologías y los valores mensuales de OMA presentaron un coeficiente más alto con la cronología arstan de cada sitio de estudio. La OMA tuvo una débil influencia negativa en los 12 meses previos ($r = -0.18, p > 0.05$) y actuales ($r = -0.16, p > 0.05$) en el crecimiento radial del Nevado de Colima durante 1960-2006. Una

influencia débilmente negativa durante el año anterior ($r = -0.13, p > 0.05$) y una nula afectación ($r = 0.03, p > 0.05$) en el año actual de crecimiento radial en el Nevado de Toluca durante 1962-2009. Para el Pico de Orizaba el fenómeno influyó débil y positivamente en los 12 meses previos ($r = 0.06, p > 0.05$) y actuales ($r = 0.14, p > 0.05$) del crecimiento radial de 1974-2007 (fig. 10).

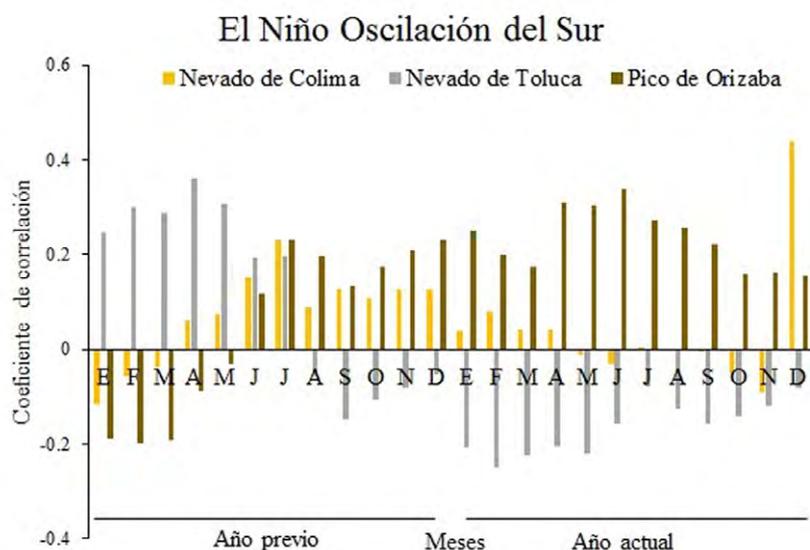


Figura 8. Coeficientes de correlación de Pearson de las cronologías residual del Nevado de Colima (1960-2006) y arstan para el Nevado de Toluca (1962-2009) y Pico de Orizaba (1974-2007) con El Niño Oscilación del Sur (ENOS) en el crecimiento radial de años previos y actuales.

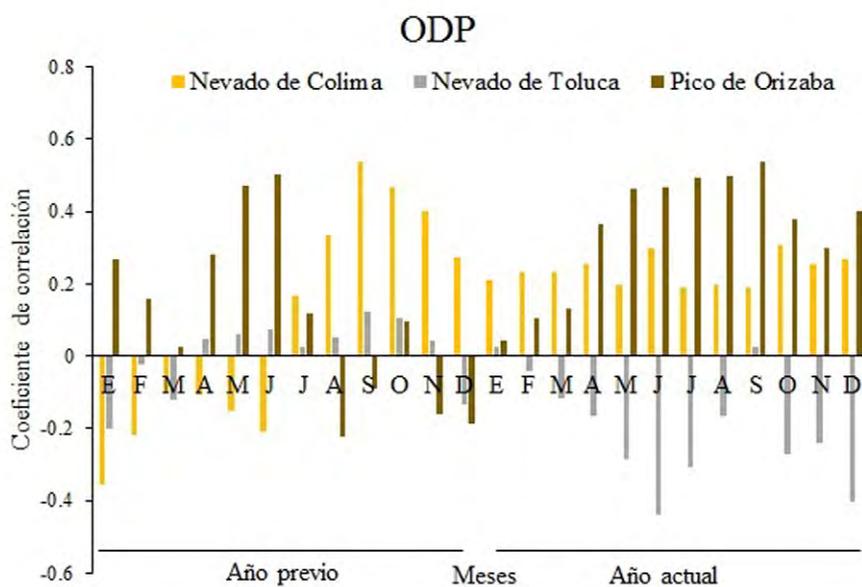


Figura 9. Coeficientes de correlación de Pearson de las cronologías arstan del Nevado de Colima (1960-2006), Nevado de Toluca (1962-2009) y Pico de Orizaba (1974-2007) con la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) en el crecimiento radial de años previos y actuales.

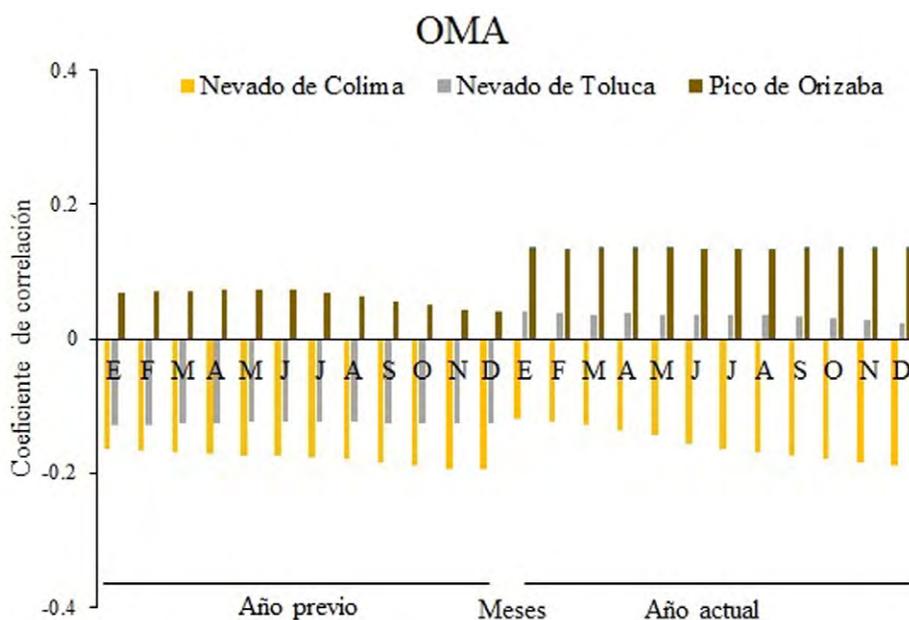


Figura 10. Coeficientes de correlación de Pearson de las cronologías arstan del Nevado de Colima (1960-2006), Nevado de Toluca (1962-2009) y Pico de Orizaba (1974-2007) con la Oscilación Multidecadal del Atlántico (OMA) en el crecimiento radial de años previos y actuales.

Discusión

La mayoría de la investigación dendrocronológica reciente en México se ha centrado mayormente en los ecosistemas de bosque de pino (48%) y oyamel (24%) (Acosta-Hernández et al., 2017) siendo estos estudios escasos para la alta montaña del centro del país. Se lograron fechar 27 de 40 muestras (68%) en el Nevado de Colima, 26 de 36 (72%) en el Nevado de Toluca y 25 de 36 (69%) en el Pico de Orizaba. El porcentaje restante de las muestras fue descartado del análisis debido a que presentaron intercorrelaciones bajas no confiables ($r < 0.328$; $p < 0.01$). Esto es común para este tipo de estudios donde se descartan hasta el 40% de las muestras debido a problemas de crecimiento de la especie (Cerano-Paredes et al., 2014). La baja frecuencia de anillos falsos ($< 5\%$) observada en *P. hartwegii* concuerda con lo reportado por Gutiérrez-García y Ricker (2019) y Villanueva-Díaz et al. (2016) para especies de alta montaña, por lo que es probable que esta respuesta fisiológica en la formación de anillos de crecimiento se deba al efecto de la marcada estacionalidad anual de la precipitación y temperatura, lo que ocasiona una baja o casi nula formación de anillos falsos.

Los parámetros estadísticos derivados de las cronologías definen el potencial dendrocronológico de una especie a factores climáticos. A continuación se presentan y discuten los valores obtenidos de la estadística

dendrocronológica básica de cada sitio de estudio. Los valores de intercorrelación entre series fueron de 0.585 (Nevado de Colima), 0.516 (Nevado de Toluca) y 0.412 (Pico de Orizaba), mayores al umbral de referencia de 0.328 ($p < 0.01$) establecido por Holmes (1983), lo cual indica que las intercorrelaciones de *P. hartwegii* son estadísticamente confiables ($p < 0.01$). La sensibilidad media es el principal parámetro utilizado en la evaluación del potencial dendrocronológico. Los valores de sensibilidad media son ligeramente mayores a 0.2 (Nevado de Toluca y Pico de Orizaba), y 0.3 para el Nevado de Colima, por lo que acorde con Grissino-Mayer (2001) *P. hartwegii* presenta una sensibilidad clasificada como intermedia (0.2-0.29) a alta (> 0.3), siendo el Nevado de Colima el sitio con mayor sensibilidad registrada. Estos resultados son menores si se comparan con lo reportado para otras Pináceas de climas áridos y semiáridos del norte de México, donde se alcanzan valores arriba de 0.5 (Constante-García et al., 2010; Santillán-Hernández et al., 2010). En alta montaña, los resultados obtenidos del estudio son ligeramente inferiores a 0.41 y 0.38 reportados por Astudillo-Sánchez et al. (2017) y Villanueva-Díaz et al. (2016) para *P. hartwegii* y *Juniperus monticola* Martínez del Monte Tláloc. Por lo tanto, se podría afirmar que los árboles muestreados en este estudio presentan condiciones ambientales más benignas en comparación con *P. hartwegii* y *J. monticola* del Monte Tláloc.

Los resultados de autocorrelación de primer orden de los tres sitios de estudio son bajos, lo que significa que el crecimiento radial no está condicionado por las condiciones climáticas del año anterior (Constante-García et al., 2010; Fritts, 1976). Esto resulta idóneo para registrar la variación climática interanual, ideal para propósitos de reconstrucción climática. La variación del primer componente principal (VPC) presenta valores que oscilan de 0 a 100% y representan una señal común de crecimiento en las muestras dentro de un intervalo determinado. Esta variación fue más notoria en el Nevado de Colima (44.31%), seguido del Nevado de Toluca (37.64%) y el Pico de Orizaba (21.48%). En este último, la VPC fue baja y cual pudiera deberse a la presencia de factores ajenos al clima presentes en el sitio.

La SEP (señal expresada de la población) obtuvo valores confiables ≥ 0.85 con 9 radios (1940-2016) en el Nevado de Colima, 12 radios (1928-2016) en el Nevado de Toluca y de 0.80 (SEP) con 18 radios (1960-2016) para el Pico de Orizaba. En este último, los árboles resultaron ser los más jóvenes del estudio. A partir del análisis de los parámetros dendrocronológicos de *P. hartwegii* se puede afirmar que la especie posee un potencial dendrocronológico de nivel intermedio a alto, ideal para realizar estudios posteriores sobre reconstrucciones climáticas. Por lo que para dichos fines, se recomienda identificar y muestrear árboles más longevos.

La relación clima-crecimiento radial indica que el crecimiento de la especie está regulado y limitado, principalmente, por la disponibilidad de humedad en invierno-primavera. Al igual que la mayoría de las especies utilizadas en estudios dendrocronológicos en México, *P. hartwegii* respondió significativamente más a la precipitación que a temperatura (Cerano-Paredes et al., 2013; Meko et al., 2013; Villanueva-Díaz, Cerano-Paredes et al., 2015). Esta respuesta a las lluvias de invierno-primavera (de baja frecuencia e intensidad) indica un patrón que se extiende desde el sureste de EUA hasta el centro de México (Allende et al., 2016; Cerano-Paredes et al., 2013; St. George et al., 2010; Villanueva-Díaz, Rubio-Camacho et al., 2018) y la cual constituye la principal fuente de agua disponible para el árbol, quedando registrada por la actividad del cambium vascular (Dünisch y Bauch, 1994; Gutiérrez-García y Ricker, 2019; Villanueva-Díaz, Cerano-Paredes et al., 2015), donde un déficit hídrico durante ese periodo ocasionaría un menor crecimiento radial.

La similitud en la respuesta de crecimiento a la precipitación de invierno-primavera en los sitios de estudio se debe principalmente a la intensidad de las lluvias a inicios de noviembre-mayo (Nevado de Colima) y diciembre-mayo en el Nevado de Toluca y Pico Orizaba,

donde las condiciones de humedad están ligadas a un descenso en temperatura durante noviembre-febrero y una estabilidad de las mismas durante marzo-mayo. Se sabe que la temporada de crecimiento de *P. hartwegii* en México empieza en marzo-abril, continuando durante todo un verano fresco-húmedo y culminando en octubre-noviembre (Biondi et al., 2005). Durante esta etapa, un aumento en temperatura influiría negativamente el crecimiento, y por consiguiente, el crecimiento radial sería menor (Lo et al., 2010).

El aumento en temperatura máxima promedio durante enero-octubre del año previo en el Nevado de Colima, noviembre del año anterior hasta febrero del año actual en el Nevado de Toluca y de julio del año previo hasta junio del año actual en el Pico de Orizaba, repercute en la cantidad de carbohidratos disponibles, destinados al crecimiento arbóreo durante la primavera (Kollowski y Pallardy, 1997). Un aumento en temperatura durante el invierno suele afectar el crecimiento radial (Astudillo-Sánchez et al., 2017). Esta respuesta negativa de la especie en el crecimiento radial con la temperatura máxima es similar con lo reportado para enero-mayo por Gutiérrez-García y Ricker (2019) en el noreste de México. Esto indicaría que las condiciones de Sierra Nevada son similares a las del Nevado de Colima y diferentes al Nevado de Toluca y Pico de Orizaba, donde el aumento en la temperatura máxima en noviembre-febrero y julio a junio, influyen negativamente en el crecimiento radial de los sitios. Sin embargo, algunos estudios señalan que el aumento en temperatura máxima ha sido beneficioso en el crecimiento de la especie en el centro del país (Astudillo-Sánchez et al., 2017, 2019), lo cual no concuerda con lo obtenido en este estudio, por lo que es probable que esta heterogeneidad de respuesta a la temperatura máxima se deba a la disponibilidad de humedad en el suelo y a las microcondiciones ambientales de los sitios.

La temperatura media y mínima influyeron de manera negativa ($p < 0.05$) en el crecimiento radial del Pico de Orizaba durante los meses de junio-octubre, ocasionando una reducción significativa en el crecimiento durante los meses de verano y principios del otoño. Resultados similares han sido reportados en el monte Tláloc por Villanueva-Díaz et al. (2016) donde la temperatura media anual influyó de manera negativa ($p < 0.01$) en el crecimiento radial de *J. monticola*. Cerano-Paredes et al. (2014) hallaron una respuesta positiva ($p < 0.05$) de la temperatura media y mínima de enero, febrero y mayo en el crecimiento de *Abies religiosa* del Pico de Tancitaro. Correa-Díaz et al. (2019) encontraron que la temperatura mínima de mayo influye positivamente ($p < 0.05$) en el crecimiento de *P. hartwegii* del Monte Tláloc, resultados que difieren con lo encontrado en este estudio.

De acuerdo con lo revisado en estudios recientes en alta montaña, la variación microambiental influye en la respuesta climática, incluso de un mismo sitio y especie (Astudillo-Sánchez et al., 2019; Correa-Díaz et al., 2019; Villanueva-Díaz et al., 2016). Por lo tanto, pese a presentar condiciones ambientales similares, la respuesta en el crecimiento radial de los sitios pudiera deberse más a la variación en las condiciones microambientales presentes en cada sitio.

Por último, las temperaturas medias y mínimas influyeron solo en el Pico de Orizaba, lo que indica que los árboles muestreados en ese sitio fueron más sensibles a la temperatura. Estos hallazgos son relevantes para estudios posteriores, enfocados a cuestiones de cambio climático, donde autores como Manzanilla-Quñones et al. (2019) mencionan que el bosque de alta montaña del Pico de Orizaba sería uno de los más afectados por el cambio climático a 2050.

Se ha documentado que la influencia del fenómeno océano-atmosférico del Niño Oscilación del Sur (ENOS), en su fase positiva de “La Niña” ocasiona condiciones de mayor humedad y bajas temperaturas, mientras que la fase cálida “El Niño” produce condiciones de sequía en la Faja Volcánica Transmexicana (Magaña et al., 2003; Villanueva-Díaz, Cerano-Paredes, et al., 2015; Waliser y Gautier, 1993). Cuando estas fases se combinan con la influencia de la ODP, las anomalías producidas por ENOS se intensifican (Gershunov y Barnett, 1998; Villanueva-Díaz, Cerano-Paredes et al., 2015; Villanueva-Díaz, Rubio-Camacho et al., 2018). Estudios realizados en el centro de México mencionan que ENOS influye negativamente el crecimiento radial de *Taxodium mucronatum* (Stahle et al., 2012) y la influencia del fenómeno en alta montaña, apenas comienza a ser estudiada (Astudillo-Sánchez et al., 2017; Villanueva-Díaz et al., 2016).

La influencia de ENOS hallada sobre el crecimiento radial en el Nevado de Colima y Pico de Orizaba difiere con la respuesta negativa obtenida por Astudillo-Sánchez et al. (2017) en *P. hartwegii* y por Villanueva-Díaz et al. (2016) en *J. monticola*, ambos estudios realizados en el monte Tláloc. Sin embargo, estos resultados son similares a los obtenidos en el Nevado de Toluca (1962-2009). Es probable que exista una teleconexión de ENOS debido a la cercanía geográfica entre sitios (118 km lineales), aunado a esta respuesta negativa en el crecimiento, los factores orográficos, como las barreras geográficas, ubicadas al este (sierra Madre Oriental) y oeste (sierra Madre del Sur) restringirían la cantidad de humedad proveniente del golfo y océano Pacífico al centro de México, lo que limitaría el crecimiento arbóreo en alta montaña.

Los resultados de ODP indicaron una tendencia general positiva en el crecimiento radial de los sitios con

la influencia del fenómeno, aunque esta influencia fue baja y no significativa ($p > 0.05$). En el Nevado de Colima ODP presentó una tendencia positiva significativa ($p < 0.05$) durante agosto-diciembre de 1960-2006. Esto indica que el crecimiento durante esos meses se vio favorecido por los años húmedos de ENOS, los cuales fueron intensificados por la presencia de ODP. Esta respuesta positiva del sitio es similar a lo reportado por Gutiérrez-García y Ricker (2019) en *P. hartwegii* del noreste de México, Stahle et al. (2012) en *T. mucronatum* en el occidente de México y por Villanueva-Díaz, Cerano-Paredes, Olivares-Bañuelos et al. (2015) en *Hesperocyparis guadalupensis* de la isla Guadalupe de Baja California.

Los resultados indican una débil influencia anual de OMA ($r < 0.2, p > 0.05$) en los sitios de estudio, presentando una afectación negativa en años previos y actuales en el crecimiento radial del Nevado de Colima, una alternancia de años negativos y positivos en el Nevado de Toluca y una influencia positiva débil en el Pico de Orizaba. La influencia de OMA en alta montaña de México no había sido analizada, debido a que su afectación ocurre cada 60-70 años y suele tener mayor influencia en el norte de México y la península de Yucatán (Méndez y Magaña, 2010; Návar, 2015; Villanueva-Díaz, González-Elizondo et al., 2018). La casi nula influencia del fenómeno ha sido reportada por Villanueva-Díaz, Rubio-Camacho et al. (2018) en *Pinus oocarpa* del bosque la Primavera, en Jalisco, y acorde con lo obtenido en este estudio. Esto podría significar un patrón de débil influencia del fenómeno, con dirección de este (negativa) a oeste (positiva) desde el Nevado de Colima hasta el Pico de Orizaba en el crecimiento radial de *P. hartwegii*. Al parecer OMA tiene mayor presencia en la península de Yucatán (Méndez y Magaña, 2010). Probablemente, la influencia del fenómeno sea más notoria debido a la convergencia con las lluvias tropicales producidas por el monzón de Norteamérica. Sin embargo, esta deducción requiere de un análisis más profundo.

Conforme en el objetivo principal planteado en este estudio, podemos afirmar con argumentos estadísticos dendrocronológicos suficientes, que la respuesta climática en el crecimiento radial de los sitios de estudio fue mayor en precipitación, mientras que en temperatura fue menor. El potencial dendrocronológico analizado con base en la estadística dendrocronológica básica permite clasificar a *P. hartwegii* como una especie con potencial de nivel intermedio a alto. La influencia de ENOS, ODP y OMA afectaron de manera positiva no significativa el crecimiento arbóreo en los sitios de estudio, siendo ODP el fenómeno que influyó de manera positiva y significativa ($p < 0.05$) en el crecimiento radial del Nevado de Colima.

Las principales conclusiones del presente estudio son: hay un potencial dendroclimático de la especie clasificado

de nivel intermedio a alto, siendo los árboles del Nevado de Colima los que mayor potencial dendrocronológico presentan; existe una respuesta climática común de la especie con la temperatura máxima promedio anual, lo cual afecta de manera negativa el crecimiento arbóreo de los sitios y una sensibilidad climática variada de la especie entre sitios, siendo el Nevado de Colima y Nevado de Toluca, los más aptos para realizar reconstrucciones sobre precipitación y el Pico de Orizaba para temperatura. Este último es relevante para posteriores estudios referentes al entendimiento de la variabilidad histórica en temperatura y cuestiones sobre cambio climático. La influencia de ENOS fue mayormente positiva pero no significativa en el crecimiento radial de los sitios de estudio. ODP presentó una influencia positiva y significativa en el crecimiento radial del Nevado de Colima. La influencia de OMA en el crecimiento radial fue muy baja, lo que podría significar, que el fenómeno suele afectar en baja frecuencia y poca intensidad a la alta montaña del centro de México. Por último, este trabajo representa uno de los pocos estudios efectuados sobre la evaluación de la sensibilidad climática y potencial dendrocronológico en especies de alta montaña de México.

Agradecimientos

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por el apoyo de beca de posgrado número 442987 otorgada al primer autor. A la Facultad de Ciencias Forestales de la Universidad Autónoma de Nuevo León. A Patricia Delgado por su apoyo brindado con el transporte para la toma de las muestras. A Juan Pablo Vargas, Agustín Molina y Gabino Gutiérrez por su apoyo durante el muestreo en campo. Al Laboratorio Nacional de Dendrocronología del CENID-RASPA por el apoyo brindado durante el proceso de medición de las muestras. A dos revisores anónimos por sus comentarios y sugerencias, los cuales ayudaron a mejorar sustancialmente la calidad del presente manuscrito. A Cristian Martínez, por su apoyo en la revisión y corrección del Abstract.

Referencias

Acosta-Hernández, A. C., Pompa-García, M. y Camarero, J. J. (2017). An Update Review of Dendrochronological Investigations in Mexico, a Megadiverse Country with a High Potential for Tree-Ring Sciences. *Forests*, 8, 160. <https://doi.org/10.3390/f8050160>

Allende, T. C., Mendoza, M. E., Salicrup, D. R. P., Villanueva, D. J. y Lara, A. (2016). Climatic responses of *Pinus pseudostrabus* and *Abies religiosa* in the Monarch Butterfly Biosphere Reserve, Central Mexico. *Dendrochronologia*, 38, 103–116. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2016.04.002>

Antonucci, S., Rossi, S., Deslauriers, A., Morin, H., Lombardi, F., Marchetti, M. et al. (2017). Large scale estimation of xylem phenology in black spruce through remote sensing. *Agricultural and Forest Meteorology*, 233, 92–100. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2016.11.011>

Astudillo-Sánchez, C. C., Fowler, M. S., Villanueva-Díaz, J., Endara-Agramont, A. R. y Soria-Díaz, L. (2019). Recruitment and facilitation in *Pinus hartwegii*, a Mexican alpine treeline ecotone, with potential responses to climate warming. *Trees*, 33, 1087–1100 <https://doi.org/10.1007/s00468-019-01844-3>

Astudillo-Sánchez, C. C., Villanueva-Díaz, J., Endara-Agramont, A. R., Nava-Bernal, G. E. y Gómez-Albores, M. A. (2017). Climatic variability at the treeline of Monte Tlaloc, Mexico: a dendrochronological approach. *Trees*, 31, 441–453. <https://doi.org/10.1007/s00468-016-1460-z>

Biondi, F., Gershunov, A. y Cayan, D. R. (2001). North Pacific Decadal climate variability since 1661. *Journal of Climate*, 14, 5–10. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<0005:npdcvs>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<0005:npdcvs>2.0.co;2)

Biondi, F., Hartsough, P. C. y Galindo-Estrada, I. (2005). Daily weather and tree growth at tropical treeline of North America. *Artic, Antarctic and Alpine Research*, 37, 6–24. [https://doi.org/10.1657/1523-0430\(2005\)037\[0016:dwtatga\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1657/1523-0430(2005)037[0016:dwtatga]2.0.co;2)

Briffa, K. R. y Jones, P. D. (1990). Basic chronology statistics and assessment. En: E. R. Cook y L. A. Kairiukstis (eds.), *Methods of dendrochronology: applications in the environmental sciences* (pp. 137–152). Boston: Kluwer Academic Publishers.

Campos-Aranda, D. F. (1998). Procesos del ciclo hidrológico. En Universidad Autónoma de San Luis Potosí Facultad de Ingeniería (Ed.), *Regresión y correlación lineal* (pp. 1–12). Tercera reimpresión. San Luis Potosí: Editorial Universitaria Potosina.

Cerano-Paredes, J., Villanueva-Díaz, J., Valdez-Cepeda, R. D., Arreola-Villa, J. G. y Constante-García, V. (2011). El Niño Oscilación del Sur y sus efectos en la precipitación en la parte alta de la Cuenca del Río Nazas. *Revista Chapingo Serie Ciencias Forestales y del Ambiente, 17 edición especial*, 207–215. <https://doi.org/10.5154/r.rchscfa.2010.09.076>

Cerano-Paredes, J., Villanueva-Díaz, J., Cervantes-Martínez, R., Trucios-Caciano, R. y Guerrero-Soto, J. (2013). Reconstrucción de sequías fuertes en el Parque Nacional “Pico de Tancitaro”, Michoacán. *Revista Chapingo Serie Ciencias Forestales y del Ambiente*, 12, 57–62. <https://doi.org/10.5154/r.rchsza.2012.06.026>

Cerano-Paredes, J., Villanueva-Díaz, J., Cervantes-Martínez, R., Vázquez-Selem, L., Trucios-Caciano, R. y Guerra-de la Cruz, V. (2014). Reconstrucción de precipitación inverno-primavera para el Parque Nacional Pico de Tancitaro, Michoacán. *Investigaciones Geográficas*, 83, 41–54. <https://doi.org/10.14350/rig.35190>

CLICOM (Climatic Computing Project). (2017). Registros climáticos disponibles para toda la República Mexicana. Valores anuales y mensuales de precipitación y temperatura. Recuperado el 20 de julio, 2017 de: <http://clicom-mex.cicese.mx/>

- Constante-García, V., Villanueva-Díaz, J., Cerano-Paredes, J. y Estrada-Ávalos, J. (2010). Parámetros para definir el potencial dendrocronológico. Folleto técnico número 19. Gómez Palacio, Durango: Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias.
- Cook, E. R. (1987). The decomposition of tree-ring series for environmental studies. *Tree Ring Bulletin*, 47, 37–59.
- Correa-Díaz, A., Silva, L. C. R., Horwath, W. R., Gómez-Guerrero, A., Vargas-Hernández, J., Villanueva-Díaz, J. et al. (2019). Linking remote sensing and dendrochronology to quantify climate-induced shifts in high-elevation forests over space and time. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 124, 166–183. <https://doi.org/10.1029/2018jg004687>
- Dünisch, O. y Bauch, J. (1994). Influence of soil substrate and drought on wood formation of spruce (*Picea abies* [L.] Karst) under controlled conditions. *Holzforschung*, 48, 447–457. <https://doi.org/10.1515/hfsg.1994.48.6.447>
- Fritts, H. C. (1976). *Tree rings and climate*. London: Academic Press.
- García, E. (1998). Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO). Climas (Clasificación de Köppen, modificado por García). Escala 1:1000000. Archivo vectorial Shapefile. México D.F., México.
- Gershunov, A. y Barnett, T. P. (1998). Interdecadal modulation of ENSO teleconnections. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79, 2715–2726. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<2715:IMOET>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<2715:IMOET>2.0.CO;2)
- Grissino-Mayer, H. D. (2001). Evaluating crossdating accuracy: a manual and tutorial for the computer COFECHA. *Tree-ring Research*, 57, 205–221.
- Gutiérrez-García, G. y Ricker, M. (2019). Influencia del clima en el crecimiento radial en cuatro especies de coníferas en la sierra de San Antonio Peña Nevada (Nuevo León, México). *Revista Mexicana de Biodiversidad*, 90, e902676. <http://dx.doi.org/10.22201/ib.20078706e.2019.90.2676>
- Harsch, M. A. y Bader, M. Y. (2011). Treeline form a potential key to understanding treeline dynamics. *Global Ecology and Biogeography*, 20, 582–596. <https://doi.org/10.1111/j.1466-8238.2010.00622.x>
- Holmes, R. L. (1983). Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement. *Tree Ring Bulletin*, 43, 69–78.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática). (2014). Conjunto de datos vectoriales edafológicos. Continuo Nacional. Escala 1:250 000. Serie II. Archivo vectorial Shapefile. México D.F., México.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática). (2016). Uso del suelo y vegetación. Escala 1:250 000. Serie VI (capa unión) Archivo vectorial Shapefile. México D.F., México.
- IPCC (Panel Intergubernamental de Expertos sobre Cambio Climático). (2014). Resumen para responsables de políticas. Contribución del Grupo de trabajo II al Quinto Informe de Evaluación del Panel Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático. En C. B. Field, V. R. Barros, D. J. Dokken, K. J. Mach, M. D. Mastrandrea, T. E. Billir et al. (Eds.), *Cambio climático 2014. Impactos, adaptación y vulnerabilidad*. Ginebra, Suiza: Organización Meteorológica Mundial.
- Kozłowski, T. T. y Pallardy, S. G. (1997). *Growth control in woody plants*. San Diego: Academic Press.
- Li, X., Liang, E., Gričar, J., Rossi, S., Čufar, K. y Ellison, A. M. (2017). Critical minimum temperature limits xylogenesis and maintains treelines on the southeastern Tibetan Plateau. *Science Bulletin*, 62, 804–812. <https://doi.org/10.1016/j.scib.2017.04.025>
- Lo, Y. H., Blanco, J. A., Seely, B., Welham, C. y Kimmins, J. P. (2010). Relationships between Climate and tree radial growth in interior British Columbia, Canada. *Forest Ecology and Management*, 259, 932–942. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2009.11.033>
- Magaña, V. O., Vázquez, J. L., Pérez, J. L. y Pérez, J. B. (2003). Impact of El Niño on precipitation in Mexico. *Geofísica Internacional*, 42, 313–300.
- Manzanilla-Quiñones, U., Aguirre-Calderón, O. A., Jiménez-Pérez, J., Treviño-Garza, E. J. y Yerena-Yamallel, J. I. (2018). Escenarios de cambio climático (CMIP-5) para tres áreas naturales protegidas en el Eje Neovolcánico Transversal. *Revista Mexicana de Ciencias Forestales*, 9, 515–537. <https://doi.org/10.29298/rmcf.v9i50.255>
- Manzanilla-Quiñones, U., Aguirre-Calderón, O. A., Jiménez-Pérez, J., Treviño-Garza, E. J. y Yerena-Yamallel, J. I. (2019). Distribución actual y futura del bosque subalpino de *Pinus hartwegii* Lindl. en el Eje Neovolcánico Transversal. *Madera y Bosques*, 25, e2521804. <https://doi.org/10.21829/myb.2019.2521804>
- Meko, D., Touchan, R., Díaz, V. J., Griffin, D., Woodhouse, C., Castro, C. et al. (2013). Sierra San Pedro Mártir, Baja California, cool season precipitation reconstructed from earlywood width of *Abies concolor* tree rings. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 118, 1660–1673. <https://doi.org/10.1002/2013jg002408>
- Méndez, M. y Magaña, V. (2010). Regional aspects of prolonged meteorological droughts over Mexico and Central America. *Journal of Climate*, 23, 1175–1188. <https://doi.org/10.1175/2009jcli3080.1>
- Moore, B. y Allard, G. (Eds.) (2009). *Los impactos del cambio climático en la sanidad forestal*. Roma: Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO).
- Návar, J. (2015). Hydroclimatic variability and perturbations in Mexico's northwestern temperature forests. *Ecohydrology*, 8, 1065–1072. <https://doi.org/10.1002/eco.1564>
- NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). (2019). Southern oscillation index SST region 3. Recuperado el 28 de abril, 2019 de: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/gcoswgsp/Timeseries/Nino3/>
- PECC (Programa Especial de Cambio Climático). (2014). PECC 2014-2018. Versión de difusión. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (Semarnat). México D.F., México.
- R Core Team (2019). R: a language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing. Vienna,

- Austria. Recuperado el 26 de abril, 2019 de: <http://www.r-project.org>
- Robinson, W. J. y Evans, R. (1980). A microcomputer based tree-ring measuring system. *Tree Ring Bulletin*, 40, 59–64.
- Sáenz-Romero, C., Rehfeldt, G. E., Crookston, N. L., Pierre, D., St-Amant, R., Beaulieu, J. et al. (2010). Contemporary and projected Spline Climate surfaces for Mexico and their use in understanding climate-plant relationships. *Climatic Change*, 102, 595–623. <https://doi.org/10.1007/s10584-009-9753-5>
- Santillán-Hernández, M., Cornejo-Oviedo, E., Villanueva-Díaz, J., Cerano-Paredes, J., Valencia-Manzo, S. y Capo-Arteaga, M. A. (2010). Potencial dendroclimático de *Pinus pinceana* Gordon en la Sierra Madre Oriental. *Madera y Bosques*, 16, 17–30. <https://doi.org/10.21829/myb.2010.1611177>
- Schulz, E. F. (1976). Problems in applied hydrology. In Water Resources Publications (Ed.), *Elementary statistical properties* (pp. 31–73). Fort Collins: Water Resources Publications.
- Shi, C., Masson-Delmotte, V., Daux, V., Zongshan, L., Carré, M. y Moore, J. C. (2015). Unprecedented recent warming rate and temperatura variability over the east Tibetan Plateau inferred from Alpine treeline dendrochronology. *Climate Dynamics*, 45, 1367–1380. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2386-z>
- Stahle, D. W., Burnette, D. J., Díaz, J. V., Heim, R. R., Fye, F. K., Paredes, J. C. et al. (2012). Pacific and Atlantic influences on Mesoamerican climate over the past millennium. *Climate Dynamics*, 39, 1431–1446. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1205-z>
- Stahle, D. W., Villanueva, D. J., Burnette, J., Cerano, P. J., Heim, R. R., Jr., Fye, F. K. et al. (2011). Major Mesoamerican droughts of the past millennium. *Geophysical Research Letters*, 38, 1–4. <https://doi.org/10.1029/2010gl046472>
- St. George, S., Meko, D. M. y Cook, E. R. (2010). The seasonality of precipitation signals embedded within the North American Drought Atlas. *The Holocene*, 20, 983–988. <https://doi.org/10.1177/0959683610365937>
- Trenberth, K. E. (1997). The definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 2771–2777. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1997\)078<2771:tdoeno>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<2771:tdoeno>2.0.co;2)
- Villanueva-Díaz, J., Cerano-Paredes, J., Olivares-Bañuelos, N. C., Valles-Pérez, M., Stahle, D. W. y Cervantes-Martínez, R. (2015b). Respuesta climática del ciprés (*Hesperocyparis guadalupensis*) en la Isla Guadalupe, Baja California, México. *Madera y Bosques*, 21, 149-160. <https://doi.org/10.21829/myb.2015.213464>
- Villanueva-Díaz, J., Cerano-Paredes, J., Vázquez-Selem, L., Stahle, D. W., Fulé, P. Z., Yocom, L. L. et al. (2015a). Red dendrocronológica del pino de altura (*Pinus hartwegii* Lindl.) para estudios dendroclimáticos en el noreste y centro de México. *Investigaciones Geográficas*, 86, 5–14. <https://doi.org/10.14350/ig.42003>
- Villanueva-Díaz, J., González-Elizondo, M., Cerano-Paredes, J., Estrada-Ávalos, J., Martínez-Sifuentes, A. R. y Rosales-Mata, S. (2018b). Red dendrocronológica de pino triste (*Pinus lumholtzii* B. L. Rob. & Fernald) en la Sierra Madre Occidental para reconstrucción de lluvia estacional. *Madera y Bosques*, 24, e2421530. <https://doi.org/10.21829/myb.2018.2421530>
- Villanueva-Díaz, J., Rubio-Camacho, A., Chávez-Durán, A. A., Zavala-Aguirre, J. J., Cerano-Paredes, J. y Martínez-Sifuentes, A. R. (2018a). Respuesta climática de *Pinus oocarpa* Schiede Ex Schetol en el Bosque La Primavera, Jalisco. *Madera y Bosques*, 24, e2411464. <https://doi.org/10.21829/myb.2018.2411464>
- Villanueva-Díaz, J., Vázquez-Selem, L., Gómez-Guerrero, A., Cerano-Paredes, J., Aguirre-González, N. A. y Franco-Ramos, O. (2016). Potencial dendrocronológico de *Juniperus monticola* Martínez en el Monte Tláloc, México. *Revista Fitotecnia Mexicana*, 3, 175–185. <http://www.scielo.org.mx/pdf/rfm/v39n2/0187-7380-rfm-39-02-00175.pdf>
- Waliser, D. E. y Gautier, C. (1993). A satellite-derived climatology of the ITCZ. *Journal of Climate*, 6, 2162–2174. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1993\)006<2162:asdcot>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006<2162:asdcot>2.0.co;2)
- Zhang, L., Jiang, Y., Zhao, S., Jiao, L. y Wen, Y. (2018). Relationships between tree age and climate sensitivity of radial growth in different drought conditions of Qilian Mountains, Northwestern China. *Forests*, 9, 1–19. <https://doi.org/10.3390/f9030135>