

La variabilidad del caudal del río Acajoneta inferida mediante series de anillos de crecimiento en coníferas

• José Villanueva •

Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias, México

• Armando Gómez* •

Colegio de Postgraduados, México

*Autor para correspondencia

• Julián Cerano • Sergio Rosales • Juan Estrada •

Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias, México

• Luis U. Castruita •

Colegio de Postgraduados, México

• Aldo R. Martínez •

Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias, México

Resumen

Villanueva, J., Gómez, A., Cerano, J., Rosales, S., Estrada, J., Castruita, L. U., & Martínez, A. R. (mayo-junio, 2017). La variabilidad del caudal del río Acajoneta inferida mediante series de anillos de crecimiento en coníferas. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 8(3), 55-74.

A partir de una red de ocho cronologías de anchura de anillo con especies coníferas se integró una cronología regional para la cuenca alta del río Acajoneta (CR-Acajoneta), para reconstruir la variación del caudal medio (CM) de 1700 a 2013 (314 años). La calidad de fechado se verificó con *Cofecha* y la intercorrelación entre series fue de 0.47 a 0.72, indicando una señal común de crecimiento. La correlación entre cronologías individuales y la CR-Acajoneta varió de 0.32 a 0.87; se requirieron entre 7 y 17 árboles para alcanzar una señal expresada de población (EPS) de 0.85. Las series residuales correlacionadas con el CM fueron la de anillo total (RWIr) y de madera tardía (LWIr). Mediante la transformación del CM a Log_{10} y a raíz cuadrada, y con el uso de la subrutina VERIFY de "Dendrochronology Program Library", se obtuvieron ecuaciones de reconstrucción del CM enero-agosto ($r = 0.74, p < 0.01$) y agosto-octubre ($r = 0.69, p < 0.01$), a partir de RWIr y LWIr, respectivamente. La factibilidad de las ecuaciones para predecir en rangos fuera de los observados fue significativa, con valores de reducción de error de 0.479 y 0.465, respectivamente. La variación del CM enero-agosto se correlacionó con el fenómeno de El Niño, observándose una relación inversa y significativa ($r = -0.632, p < 0.01, n = 121, 1876-1996$) entre los índices RWIr y los índices de Oscilación del Sur (SOI) de invierno. La relación entre ambas variables se incrementó ($r = -0.76, p < 0.01, n = 61$) para eventos intensos de ENSO (El Niño

Abstract

Villanueva, J., Gómez, A., Cerano, J., Rosales, S., Estrada, J., Castruita, L. U., & Martínez, A. R. (May-June, 2017). The streamflow variability of the Acajoneta River inferred from tree-ring series of conifers. *Water Technology and Sciences (in Spanish)*, 8(3), 55-74.

From a dendrochronological network composed by eight conifer species, a regional chronology (CR-Acajoneta) for the upper watershed of the Acajoneta River was built, to reconstruct the variation of the streamflow (MS) from 1700 to 2013 (314 y). The dating quality was verified with *Cofecha* showing intercorrelations from 0.47 to 0.72, indicating a common signal for tree growth. The correlation between individual chronologies and the CR-Acajoneta varied from 0.32 to 0.87, and the sample required to reach an expressed population signal (EPS) of 0.85 was from 7 to 17 trees. The residual chronologies correlated to MS were that for total ring (RWIr) and late wood (LWIr). The transformation of MS into Log_{10} and square root values and the use of the VERIFY subroutine from "Dendrochronology Program Library" led to equations for reconstructing MS of January-August ($r = 0.74, p < 0.01$) and August-October ($r = 0.69, p < 0.01$) from RWIr and LWIr, respectively. The capability of the equations to predict in ranges out of the observed data was significant with reduction errors of 0.479 and 0.465, respectively. The variation of MS January-August was negatively correlated to ENSO ($r = -0.632, p < 0.01, 1876-1996$), with an inverse and significant relationship between the RWIr and South Oscillation of winter. This correlation increased to -0.76 ($p < 0.01$) when considering only the most intense ENSO events. This work shows the potential of streamflow reconstruction from tree ring nets in west Mexico, providing useful information for the planning and management of the hydrological resources.

Southern Oscillation). Los resultados indican que en los últimos 20 años, el volumen de escurrimiento disminuyó 10%, lo que se atribuye a acciones antropogénicas. Este trabajo muestra que es posible hacer reconstrucciones de los caudales con una red cronologías de anillos de crecimiento en el occidente de México y generar información útil para comprender la variación histórica de caudales medios, así como para mejorar la planeación y manejo de los recursos hídricos.

Palabras clave: dendrocronología, coníferas, Sierra Madre Occidental, caudal, ENSO.

Keywords: Dendrochronology, conifers, Sierra Madre Occidental, streamflow, ENSO.

Recibido: 02/07/2015
Aceptado: 23/11/2016

Introducción

La disponibilidad de información hidroclimática en periodos superiores a los registros instrumentales (estaciones meteorológicas e hidrométricas) es fundamental para analizar la tendencia histórica y variabilidad de los caudales (Meko, Woodhouse, & Morino, 2012). En muchos casos, las estaciones hidrométricas son recientes y no cuentan con información extensa que permita estudiar la variabilidad del caudal de un río y por esa razón se recurre a métodos indirectos. Los anillos anuales de crecimiento de las coníferas representan un método indirecto para reconstruir la variabilidad histórica de los caudales y tomar decisiones respecto a los recursos hídricos (Brito-Castillo, Díaz-Castro, Salinas-Zavala, & Douglas, 2003; Yuan *et al.*, 2007; Yang, Qin, Shi, & Sonechkin, 2011).

Conocer la variabilidad del caudal es importante por su relación con la determinación de volúmenes para uso agrícola, generación de energía eléctrica, construcción de presas con fines de irrigación y estimación de caudales ecológicos, entre otros usos. La tendencia histórica de estos volúmenes, sin embargo, puede cambiar por factores antropogénicos o naturales, como su confinamiento en grandes reservorios, asentamientos humanos, extracción de material de construcción del lecho de las corrientes principales o variación en la precipitación (Shah, Bhattacharyya, & Chaudhary, 2014). Si a pesar de los cambios por actividad humana o fenómenos naturales las series de

anillos anuales de los árboles registran una anchura proporcional a la precipitación y producción de agua, entonces es posible deducir la variabilidad natural de los caudales a partir de los anillos de crecimiento. Para conocer el comportamiento de un caudal en escala de un siglo o más es necesario el análisis conjunto de la información instrumental y de los anillos de crecimiento de los árboles (Villanueva-Díaz, Fulé, Cerano-Paredes, Estrada-Ávalos, & Sánchez-Cohen, 2009).

La regiones norte y centro de México, donde existen zonas boscosas de coníferas, son influenciadas en parte por patrones atmosféricos de circulación general que ocurren en el océano Pacífico (Seager *et al.*, 2009). La Sierra Madre Occidental es la principal fuente de captación de agua en el norte de México y el recurso hídrico producido en las cuencas de este sistema montañoso drena hacia la altiplanicie del desierto chihuahuense en su vertiente oriental y hacia la planicie costera en su vertiente occidental (Descroix, González-Barrios, & Estrada-Avalos, 2004; Villanueva-Díaz *et al.*, 2009). El sistema de tributarios del río Acaponeta representa una descarga de 1 350 hm³/año (Conaagua, 2008) y contribuye a la región conocida como "Marismas Nacionales" en los estados de Nayarit y Sinaloa, donde en su viaje al océano Pacífico los escurrimientos se conducen hacia 113 000 ha de manglares y estuarios, que por su alta biodiversidad vegetal y de fauna representan un área prioritaria de conservación RAMSAR.

La variabilidad de eventos con bajos (menos de una década) y largos (varias décadas) periodos de retorno (Fritts, 1976) del régimen hidrológico de los ríos vertientes a Marismas Nacionales es un factor que gobierna la dinámica de sus ecosistemas (De la Lanza, Carbajal-Pérez, Salinas-Rodríguez, & Barrios-Ordóñez, 2012). Es importante destacar, sin embargo, que en las últimas décadas, estos ríos han experimentado mayor variación en sus volúmenes de escurrimiento y en la calidad del agua, lo cual se atribuye al incremento poblacional, desarrollo agropecuario, confinamiento del agua y a la expansión de proyectos acuícolas para la producción de camarón (De la Lanza et al., 2012). Su comportamiento también se ha imputado a una mayor variabilidad hidroclimática reciente, que es evidente por eventos de sequía extremos que han afectado el norte de México (Villanueva-Díaz et al., 2011; Castruita-Esparza et al., 2016). No obstante, la presencia de sequías extremas en el norte de México todavía se ajusta a una casi periodicidad recurrente de 50 a 60 años, al menos en el último milenio.

El objetivo del presente estudio fue desarrollar una red de cronologías de ancho de anillo integradas por cuatro coníferas (*Pinus durangensis*, *Pinus lumholtzii*, *Pinus leiophylla* y *Pseudotsuga menziesii*) en las cuencas tributarias del río Acaponeta (CR-Acaponeta) y realizar una reconstrucción histórica del caudal medio de este río. Tal información es fundamental para conocer la variabilidad y tendencia del caudal en las últimas décadas, especialmente en lugares que carecen de información instrumental y, con base en reconstrucciones, sugerir estrategias para el manejo de recursos hídricos.

Materiales y métodos

Descripción del área de estudio

Los tributarios del río Acaponeta son Espíritu Santo, Tomadores, Zapota, Barbacoa, Tasajera y El Limón, que forman parte de la Región Hidrológica 11 (RH11) Presidio-San Pedro, cuyas principales corrientes descienden de la

vertiente oeste de la Sierra Madre Occidental y desembocan al océano Pacífico (De la Lanza et al., 2012). La llanura de drenaje del río Acaponeta se integra por las corrientes Acaponeta y Cañas, las cuales desembocan en la laguna de Agua Brava, después de recorrer una distancia de 233 km, que es la longitud total del río. La cuenca del río Acaponeta cubre una superficie de 8 425 km² y es la segunda en importancia dentro de Marismas Nacionales. La aportación media anual del río, acorde con la estación hidrométrica Acaponeta, es de 1 275 hm³ (millones de metros cúbicos) y de esta estación a la desembocadura, el volumen medio anual que se aporta es de 79.1 hm³, registrándose, por lo tanto, un volumen medio anual total de 1 353 hm³. El hidrograma de la estación Acaponeta se muestra en la figura 1.

El clima en la parte alta es templado subhúmedo con lluvias de verano C(W₂), con una temperatura media anual de 10 a 15 °C, y precipitación anual de 700 a 1 200 mm. El cociente precipitación/temperatura es mayor a 55, y la estacionalidad es tan marcada que la precipitación del mes más seco es menor a 40 mm y menor al 10% de la precipitación del mes lluvioso en verano. Gran parte del agua de escurrimiento se origina en los bosque mixtos de coníferas, destacando *P. durangensis*, *P. cooperi*, *P. herrerae*, *P. leiophylla*, *P. lumholtzii* y *P. menziesii*, aunque también se presentan varias especies de encinos (*Quercus* sp.) (García-Arévalo & González-Elizondo, 2003; González, González, & Márquez, 2007). La geología está conformado por roca ígnea extrusiva ácida principalmente y por roca sedimentaria; en los valles intermontanos se presentan depósitos aluviales. Las unidades de suelo de acuerdo con el sistema FAO (FAO-UNESCO, 1988) son litosol, cambisol y regosol (INEGI, 2005).

Ubicación de sitios de muestreo

La ubicación de los ocho sitios de muestreo se muestra en la figura 2. La distancia máxima entre dos sitios se da entre Minas y Charcos, con 62 km. La composición arbórea de cada

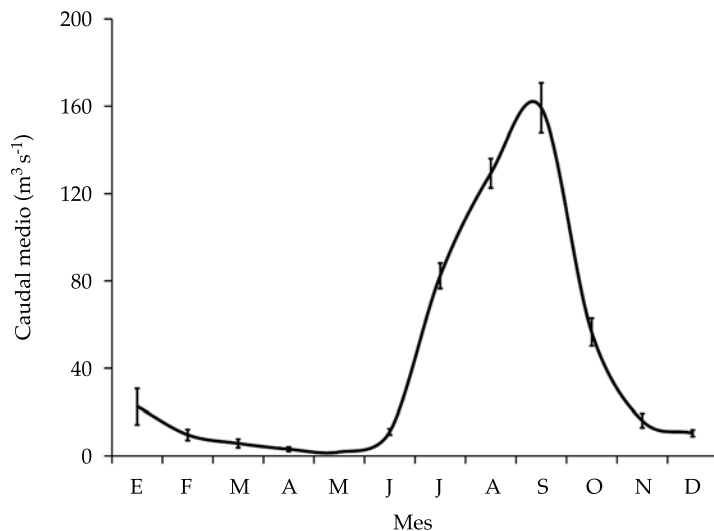


Figura 1. Hidrograma de la estación hidrométrica Aconeta para el periodo 1945-2011. Las barras corresponden al error estándar ($n = 67$). Información tomada del Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales (BANDAS), Instituto Mexicano de Tecnología del Agua.

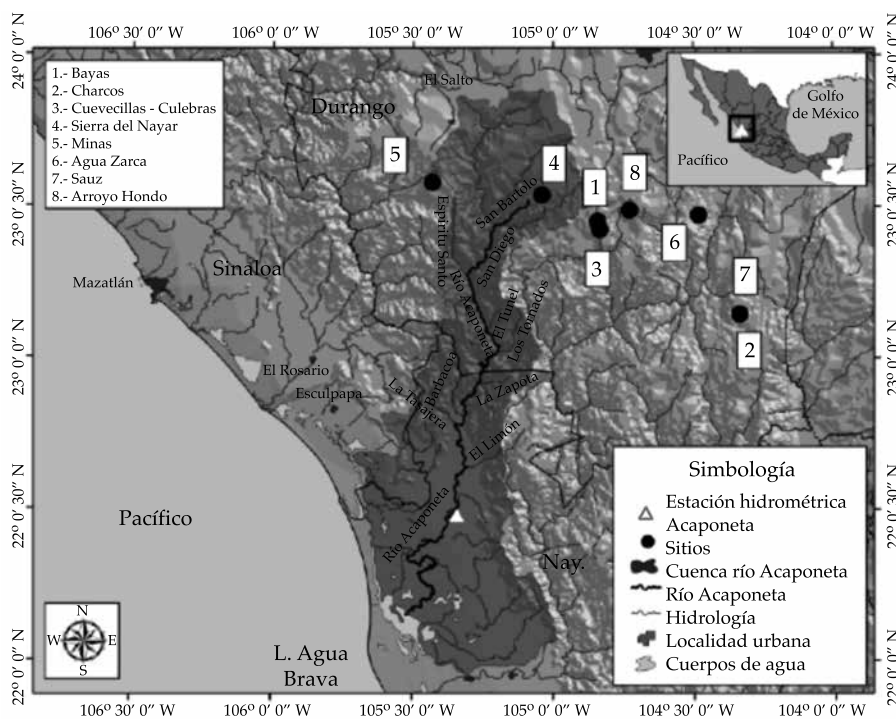


Figura 2. Distribución de sitios de muestreo asociados con la parte alta de las cuencas tributarias del río Aconeta.

sitio de muestreo fue predominantemente *P. durangensis*, los cuales se distribuyen en la zona de producción de agua en las partes altas de las cuencas, que drenan hacia los tributarios del río Acaponeta. Aunque la especie principal que se muestreó fue *P. durangensis*, también se colectaron muestras de *P. cooperi*, *P. herrerae*, *P. leiophylla*, *P. lumholtzii*, *P. menziesii*.

Se eligieron sitios con el menor disturbio posible, buscando árboles que por su ubicación topográfica fueran de poca accesibilidad en el paisaje y que por esa razón no hubieran sido perturbados por el aprovechamiento forestal regulado o clandestinaje. A pesar de que estos árboles no están establecidos en los suelos más profundos y fértiles, sus series de anillos reflejan en forma confiable la dinámica de los eventos climáticos (Cleaveland, Stahle, Therrell Villanueva-Díaz, & Burns, 2003). El cuadro 1 muestra características generales de los sitios y la extensión de cronologías.

Muestras de anillos de crecimiento arbóreo

En cada sitio seleccionado se obtuvieron de dos a tres núcleos de crecimiento por árbol con un taladro de Pressler marca Haglöf de 6 mm de diámetro interno. La altura de extracción fue de 1.30 m sobre el nivel del suelo. En campo se colectaron entre 50 y 60 árboles. Sin embargo, el número de árboles fechados exitosamente por sitio fue de entre 40 y 45. De manera adicional, se colectaron secciones transversales de

arbolado muerto o de tocones para incrementar el tamaño de muestra y extender las series en el tiempo.

Fechado y estandarización de las series

Las muestras se lijaron para el mayor contraste de los anillos y después se fecharon mediante técnicas dendrocronológicas convencionales (Stokes & Smiley, 1996; Fritts, 1976). El crecimiento radial se dividió en bandas de crecimiento de madera temprana (EW), tardía (LW) y anillo total (RW), las cuales se midieron con un sistema de medición VELMEX con precisión de 0.001 mm (Robinson & Evans, 1980).

El fechado, la respuesta común de crecimiento y la exactitud de la medición de los anillos se verificó con el programa *Cofecha* (Holmes, 1983; Grissino-Mayer, 2001). Las tendencias biológicas no relacionadas con clima se removieron mediante la estandarización con el programa *Arstan* (Cook, 1987), al ajustar la ecuación de mejor tendencia (exponencial o lineal negativas) a la serie de medición y dividiendo el valor real de ancho de anillo entre el valor predicho con la ecuación ajustada. De esta forma se generó un índice para cada banda, identificados como RWI, EWI y LWI, para ancho de anillo, madera temprana y madera tardía, respectivamente.

La cronología para cada localidad y banda se construyó con el promedio de los valores estandarizados de crecimiento (RWI, EWI y LWI) de todas las muestras de un mismo sitio (Fritts,

Cuadro 1. Características generales de los ocho sitios de colecta de muestras de anillos de crecimiento. La ubicación de los sitios es como se indica en la figura 1.

Sitio	Fecha de colecta	Latitud (grados)	Longitud (grados)	Altitud (m)	Extensión cronologías (Años)
Bayas	16-09-2013	23.543	104.841	2,980	1685-2013 (329)
Charcos	14-04-2014	23.146	104.335	2,772	1885-2013 (129)
Culebras-Cuevecillas	25-05-2013	23.495	104.536	2,300	1863-2012 (150)
Sierra del Nayar	17-09-2013	23.541	105.041	2,408	1810-2012 (203)
Agua Zarca	01-05-2014	23.473	104.481	2,376	1762-2013 (252)
Minas	20-02-2014	23.568	105.430	2,527	1780-2013 (234)
Sauz	21-05-2014	23.146	104.335	2,674	1668-2013 (346)
Arroyo Hondo	17-10-2013	23.490	104.728	2.605	1795-2013 (219)

1976). La cronología estandarizada incluyó las versiones *Estándar (Std)*, *Residual (Res)* y *Arstan (Ars)* (Cook, 1987). La primera versión deriva directamente de dividir el valor de medición entre el obtenido de la curva de ajuste; la versión *Res* se produce al eliminar o minimizar la autocorrelación, y la versión *Ars* se calcula al incorporar el valor de autorregresión a la cronología residual. El uso de una versión determinada en la reconstrucción de evento climático o historial de caudales depende del grado de correlación y significancia (Cook, 1987). En este caso, tomando en cuenta que los caudales son independiente de un año a otro, se trabajó con las versiones residuales en las que se minimiza la autocorrelación de un año a otro, como se sugiere en otros estudios de la literatura (Brito-Castillo *et al.*, 2003). A los índices RWI, EWI y LWI de cada serie se les estimó una línea flexible suavizada ("spline"), calculada con intervalos de década, para resaltar eventos extremos (Cook & Peters, 1981).

Análisis estadístico

La asociación entre cronologías se analizó mediante un análisis de correlación y componentes principales (SAS, 2012), para determinar aquellas con una respuesta climática común e integrarlas a una cronología representativa de la cuenca con fines de comparación con variables climáticas e hidrométricas. Para mejorar la distribución normal de los datos de caudal medio se probaron transformaciones a valores logarítmicos, cuadráticos, raíz cuadrada y valor inverso. Los dos criterios para seleccionar la transformación fueron que se mejorara la distribución normal y la mayor correlación entre variables (Brito-Castillo *et al.*, 2003).

Una vez que se demostró una correlación significativa entre datos transformados de caudal medio e índices de anillo, se seleccionaron las series residuales (RWIr y LWr), porque en estas series los valores de un año son menos influenciados por el año previo, como se espera que ocurra con los datos de caudal medio. Para encontrar la mejor ecuación lineal que explica la

variación de caudal medio a partir de índice de anillo (RWIr y LWr), se usó la subrutina VERIFY de "Dendrochronology Program Library", que identifica el periodo de máxima correlación entre variables y al mismo tiempo realiza una verificación en un subconjunto de los datos. Los dos criterios para seleccionar un modelo de reconstrucción fueron la correlación y el valor de reducción de error (Cook & Jacoby, 1983; Stahle & Cleaveland, 1992; Woodhouse, 2001). Aunque este procedimiento se enfoca en el periodo con máxima correlación, la ecuación seleccionada se usa sólo si en el proceso de verificación la correlación entre variables sigue siendo significativa y si la capacidad de predicción de la ecuación en intervalos fuera de los datos observados es significativa (Cook & Jacoby, 1983; Stahle & Cleaveland, 1992; Woodhouse, 2001).

La CR-Acaponeta se comparó con los índices ENSO para definir el impacto de este patrón circulatorio, el cual explica gran parte de la variabilidad hidrológica invierno-primavera observada a nivel regional (Cleaveland *et al.*, 2003; Cerano-Paredes, Villanueva-Díaz, Valdez-Cepeda, Méndez-González, & Constante-García, 2011; Villanueva-Díaz *et al.*, 2011). Los índices ENSO reflejan un diferencial de temperatura de la superficie del mar en el Pacífico, comparado con la temperatura de las costas de Sudamérica; sus variaciones cíclicas, que ocurren en periodos entre tres y siete años, están relacionadas con la variación climática regional. Estos índices son de acceso libre en el sitio <http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso>. La asociación con estos fenómenos circulatorios se realizó al contrastar tanto los índices dendrocronológicos individuales como el regional con índices registrados de El Niño Oscilación del Sur (ENSO) (Allan, Lindesay, & Parker 1996), índices SOI reconstruidos para el norte de México (Stahle, D'Arrigo, Krusic, & Cleaveland, 1998), y el índice de lluvia tropical (TRI), que constituye un estimativo de la variabilidad de ENSO y que se fundamenta en las anomalías de precipitación en la región del Pacífico Central, por lo que se le atribuye una mayor estabilidad que el índice de presión entre Tahití y Darwin, Australia (Wright, 1979).

La razón de emplear índices generales de clima es porque los volúmenes de un caudal varían de acuerdo con la precipitación y, a su vez, la magnitud de la precipitación influye en el ancho de anillo (Margolis, Meko, & Touchan, 2011). La reconstrucción del caudal generado se verificó con reconstrucciones previas y documentos históricos relacionados con la producción de alimentos, y otros impactos sociales y económicos descritos para la región.

Resultados

El cuadro 2 muestra los indicadores dendrocronológicos de las ocho cronologías. La intercorrelación varió de 0.47 en Minas a 0.72 en Bayas. La sensibilidad media fluctuó de 0.137 en Minas hasta 0.288 Arroyo Hondo. Tanto la intercorrelación como la sensibilidad media aumentaron con la altitud, con correlaciones de 0.59 y 0.54, respectivamente; mientras que la autocorrelación decreció con la altitud ($r = -0.69$) (calculada con datos de los cuadros 1 y 2).

La mayoría de las series indicó una respuesta en crecimiento común por periodos, lo que podría deberse a la respuesta compartida ante la variabilidad climática regional

(figura 3). Cuando se consideraron los datos promedio disponibles de precipitación (1968 a 2003), la correlación con RWI fue de 0.33 ($n = 35$, $p < 0.05$), lo que indica que la variación de ancho de anillo está influenciada por la humedad. Algunos periodos aproximados de bajo crecimiento en los anillos de las especies estudiadas ocurrieron en las décadas de 1780, 1810, 1860, 1890, 1920, 1950, 1990 y 2010. Los periodos de buen crecimiento se presentaron en las décadas de 1820-1830, 1850, 1900, 1940, 1970 y 2000. La respuesta climática común captada por las series dendrocronológicas involucradas en el estudio indica que son afectadas por patrones climáticos a nivel geográfico.

Debido a la asociación significativa entre todas cronologías del cuadro 3, éstas se integraron en una serie regional de madera temprana, tardía y de anillo total. La cronología regional de anillo total se extendió de 1684 a 2013, con un tamaño de muestra mayor a tres radios ($n \geq 4$) después de 1686 hasta un máximo de 370 en el periodo más reciente, lo que implica que la serie dendrocronológica regional en gran parte de su extensión posee un tamaño de muestra confiable para captar la variabilidad hidroclimática del área de estudio (figura 4).

Cuadro 2. Indicadores dendrocronológicos para ocho cronologías y la cronología regional en la cuenca del río Acaponeta, Nayarit (CR-Acaponeta).

Sitio	Intercorrelación entre series ¹	Sensibilidad media ²	Autocorrelación de primer orden ³	Relación señal/ruido ⁴	Árboles para EPS (> 0.85) ⁵	Correlación con CR-Acaponeta
Bayas	0.72	0.234	0.205	6.5	(6)	0.846
Charcos	0.63	0.218	0.272	4.6	(7)	0.867
Culebras-Cuevecillas	0.60	0.151	0.359	8.4	(17)	0.789
Sierra del Nayar	0.62	0.187	0.316	5.4	(10)	0.771
Agua Zarca	0.49	0.197	0.507	2.3	(7)	0.320
Minas	0.47	0.137	0.402	5.2	(10)	0.636
Sauz	0.56	0.221	0.262	9.3	(7)	0.577
Arroyo Hondo	0.63	0.288	0.187	24.7	(6)	0.620
Regional	0.53	0.177	0.252	8.3	(9)	

¹Medición de la señal común de las series involucradas en una cronología; ²cambio relativo en el crecimiento de un año al siguiente (Fritts, 1976); ³grado de influencia que ejerce el año de crecimiento previo sobre el año de crecimiento actual; ⁴expresión de la intensidad de la señal común observada entre las series de una cronología; ⁵proporciona una estimación de la semejanza de una cronología fundamentada en un tamaño de muestras finito, con una generada con un tamaño de muestra infinito (Wigley, Briffa & Jones, 1984).

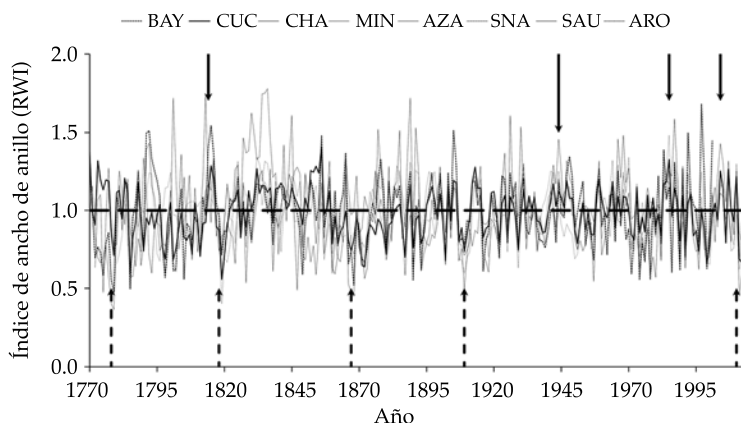


Figura 3. Comparación de series de crecimiento de anillo total de cronologías desarrolladas con la inclusión de diversas especies de coníferas para sitios ubicados en el área de contribución de escurrimientos del río Acaponeta. Se indican algunos periodos aproximados de condición seca (flecha punteada) y húmeda (flecha continua). Los nombres de las cronologías son como se indica en el cuadro 3.

Cuadro 3. Correlación, significancia y tamaño de muestra (en paréntesis) entre cronologías.

	BAY	CUC	CHA	MIN	AZA	SNA	SAU	ARO
BAY	1	0.637	0.64574	0.49983	0.28401	0.59822	0.47392	0.46708
		< .0001	< .0001	< .0001	< .0001	< .0001	< .0001	< .0001
	(232)	(232)	(230)	(222)	(232)	(192)	(232)	(207)
CUC		1	0.60861	0.49563	0.29065	0.73842	0.46733	0.49981
			< .0001	< .0001	< .0001	< .0001	< .0001	< .0001
		(243)	(241)	(233)	(243)	(203)	(243)	(218)
CHA			1	0.56133	0.25158	0.67628	0.50286	0.65011
				< .0001	< .0001	< .0001	< .0001	< .0001
			(242)	(234)	(242)	(203)	(242)	(219)
MIN				1	0.29625	0.55085	0.38916	0.43515
					< .0001	< .0001	< .0001	< .0001
				(234)	(234)	(203)	(234)	(219)
AZA					1	0.45786	0.27544	0.33024
						< .0001	< .0001	< .0001
					(244)	(203)	(244)	(219)
SNA						1	0.54793	0.60371
							< .0001	< .0001
						(203)	(203)	(203)
SAU							1	0.49283
								< .0001
							(244)	(219)

BAY = bayas; CUC = culebras-cuevecillas; CHA = charcos; MIN = minas; AZA = agua zarca; SNA = sierra del Nayar; SAU= sauz; ARO = arroyo Hondo.

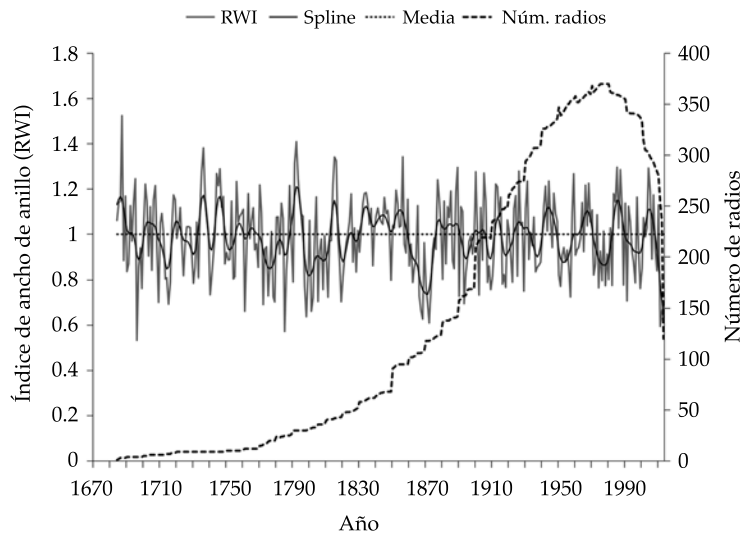


Figura 4. Cronología regional de anillo total, que representa las condiciones climáticas dominantes del área de contribución de la cuenca alta del río Acaponeta.

Aunque la cronología regional estuvo integrada por al menos cinco especies diferentes (*P. durangensis*, *P. lumholtzii*, *P. cooperi*, *P. herrerae*, *P. menziesii*) en sitios dispersos en el área de contribución del río Acaponeta, la cronología regional mostró una adecuada intercorrelación entre series que alcanzó 0.526, sensibilidad media 0.319 y autocorrelación de primer orden de 0.275 (datos no mostrados en cuadros). Estos valores constatan el buen potencial de la serie dendrocronológica para captar la señal climática regional. La concordancia de la varianza entre un tamaño de muestra finito y uno teóricamente infinito indicó que la intensidad de la señal (Signal Strength, SS, por sus siglas en inglés) con un valor superior a 0.8 se logró con ocho radios para el periodo de 1700 a 2013; por lo anterior, se eligió este lapso para analizar su relación con registros hidrométricos y generar un modelo con fines de reconstrucción hidroclimática.

Las cronologías regionales RWI, EWI y LWI se compararon con los datos transformados de caudal medio ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) mensualmente y por periodos. Las correlaciones más altas que se obtuvieron con los datos hidrométricos disponibles

de 1946 a 2011 fueron entre la cronología de residuales de anillo total (RWIr) y el caudal medio de enero-agosto; y de la cronología de madera tardía (LWIr), con el caudal de agosto-octubre (figura 4). Las correlaciones fueron bajas, pero significativas (figura 5). Sin embargo, la mayor correlación correspondió al periodo 1967-1994 ($r = 0.74$, $p < 0.01$, $n = 26$).

Para generar el modelo de reconstrucción, los registros de caudal medio de 1967 a 1994, transformados a logaritmos, se dividieron en dos subperiodos: uno para calibración (1980-1994) y otro para verificación (1967-1979), los cuales mostraron correlaciones de 0.78 ($p < 0.01$) y 0.68 ($p < 0.01$), respectivamente (figura 6). Debido a que en ambos subperiodos la correlación es significativa, se utilizó la ecuación del periodo completo de 1967 a 1994 de registros hidrométricos disponibles para desarrollar el modelo de reconstrucción, el cual fue el siguiente:

$$Y_t = 0.71479026 + 0.83022257 * X_t$$

Donde:

Y_t = caudal reconstruido promedio ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) en valores logarítmicos base10 del periodo

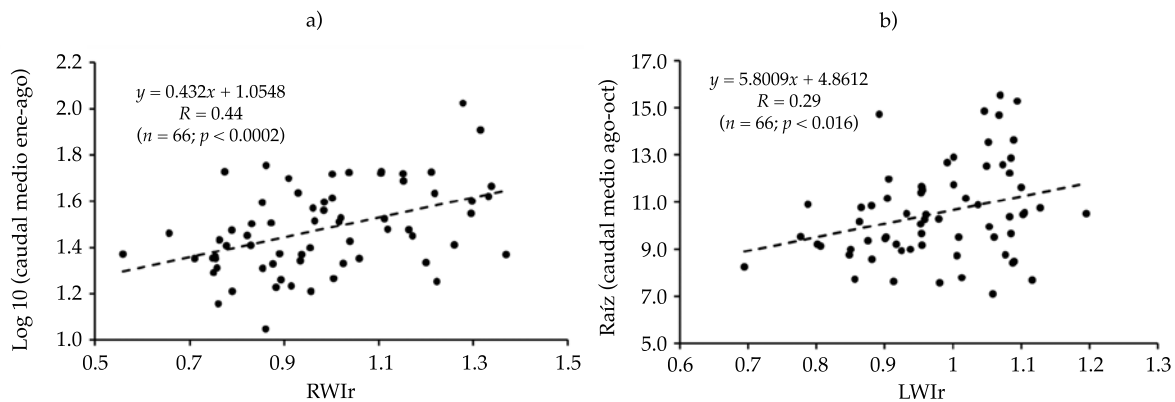


Figura 5. Relación entre valores transformados de caudal medio y las cronologías residuales de anillo total (a) y madera tardía (b).

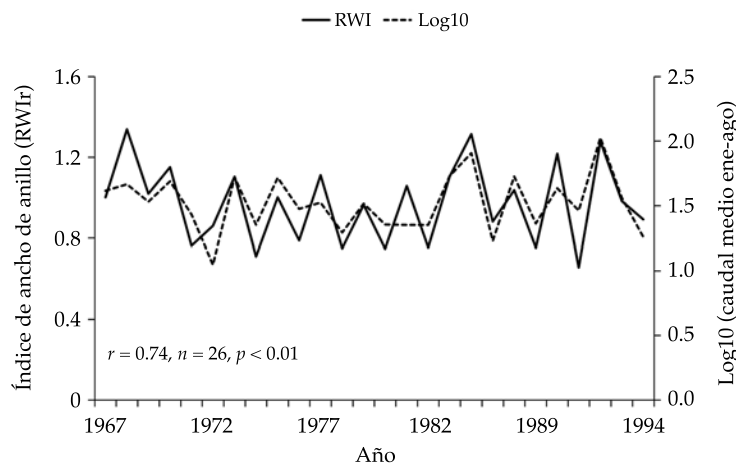


Figura 6. Subperiodo de calibración y verificación de la cronología regional de anillo total y el volumen caudal medio estacional enero-agosto de 1967 a 1994.

estacional enero-agosto para la cuenca del río Acaponeta.

X_i = índice de anillo total de la versión residual de la cronología regional para un año determinado.

Aunque este procedimiento, mediante la subrutina VFY, se enfoca en el periodo con máxima correlación para generar una ecuación, ésta se considera si y sólo si en el proceso de

verificación la correlación entre variables sigue siendo significativa. La reducción de error del modelo fue de 0.479, lo que corroboró la capacidad de predicción del modelo estadísticamente (Cook & Jacoby, 1983; Stahle & Cleaveland, 1992; Woodhouse, 2001).

Al aplicar el modelo lineal a la serie regional RWI se generaron los valores logarítmicos del caudal medio de enero-agosto para el periodo 1700 a 2013 (314 años); estos valores

se transformaron mediante la función antilogarítmica para producir valores estimados del caudal medio estacional (enero-agosto) en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ (figura 7).

Acorde con los datos hidrométricos instrumentales, el caudal medio enero-agosto de 1946 a 2011 fue de $33.16 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, mientras que el de enero-junio alcanzó apenas $8.9 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, pero se incrementó a $106 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en los meses de julio a agosto, lo que indica que es realmente el caudal del verano el que tiene mayor influencia en favorecer mayores gastos en el río Acaponeta. El gasto medio reconstruido enero-agosto en este estudio fue de $36.8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, 8.5% más que el caudal procedente de registros de la estación hidrométrica Acaponeta. Una comparación del comportamiento del caudal reconstruido del periodo 1700-2013 en subperiodos de 25 años indicó un comportamiento bastante estable, con dominancia de gastos en el intervalo de 34 a $37 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en 92% de los subperiodos; y sólo de 1725 a 1749 se tuvo un gasto promedio superior de $44 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (8%).

Dada la contribución a los escurrimientos de la precipitación de verano, la cronología residual de madera tardía se correlacionó significativamente con el caudal promedio agosto-octubre del periodo 1945 a 1976 ($r = 0.703$, $p < 0.01$) (figura 8). Este periodo se dividió en dos subperiodos: 1961-1976 para calibración ($r = 0.69$, $p < 0.01$) y 1945-1960

($r = 0.65$, $p < 0.01$) para verificación. Debido a que ambos subperiodos fueron significativos y en la verificación presentaron una reducción de error positiva (ER), se utilizó el periodo 1945-1976 de registros hidrológicos disponibles para generar el modelo con fines de reconstrucción. El modelo utilizado fue el siguiente:

$$Y_t = 3.55776108 + 14.1899031 * X_i$$

Donde:

Y_t = flujo histórico reconstruido promedio ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$) en valores de gasto en raíz cuadrada del periodo estacional agosto-octubre para la cuenca del río Acaponeta.

X_i = índice de madera tardía de la versión residual de la cronología regional para un año determinado.

De igual manera que con la ecuación anterior, la reducción de error fue significativa, con un valor de 0.465, y la correlación de los datos usados para calibración y verificación fue significativa. Al aplicar el modelo lineal a la serie regional de madera tardía se generaron los valores en raíz cuadrada de escurrimiento promedio agosto-octubre para el periodo 1700 a 2013 (314 años); estos valores, al elevarlos al cuadrado, se transformaron para producir gastos reconstruidos de escurrimiento promedio estacional en $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$ (figura 9).

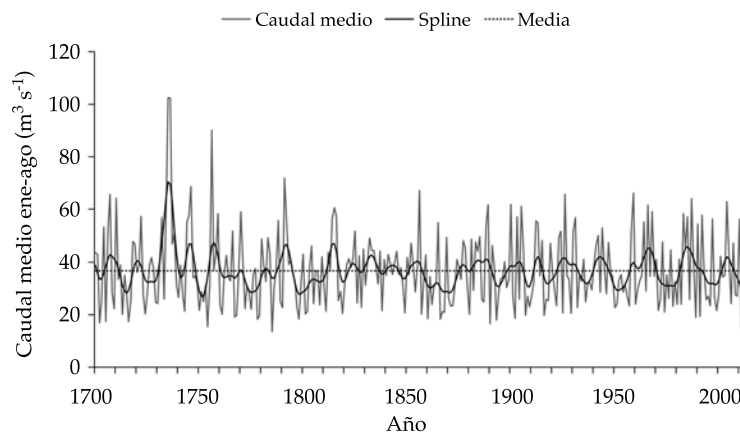


Figura 7. Caudal medio reconstruido ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$) del periodo enero-agosto para el río Acaponeta.

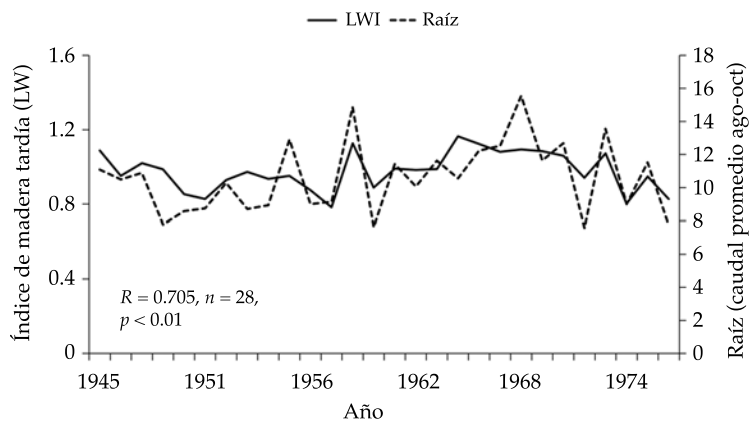


Figura 8. Relación entre la cronología residual de madera tardía y el caudal medio de agosto-octubre, 1945-1976.

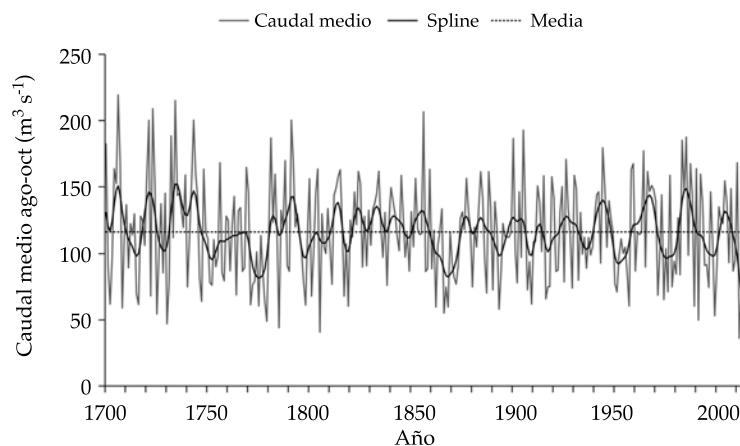


Figura 9. Caudal medio reconstruido agosto-octubre con la cronología residual de madera tardía para el río Acaponeta, Nayarit.

Gran parte de los escurrimientos se presentan durante el verano, con un gasto promedio del periodo agosto-octubre de $115 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, en comparación con el gasto promedio de enero-julio, que es de sólo $19.4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, y el de noviembre-diciembre de $13.2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; por lo anterior, a fin de analizar periodos reconstruidos de mayor o menor gasto interanual y multianual, se puso mayor énfasis en describir la variabilidad hidroclicimática de verano en contraposición con la de invierno-primavera, que es menor y tiene mayor

influencia de fenómenos circulatorios como ENSO. De esta manera, se detectaron periodos secos y húmedos de 2 a 10 años consecutivos (cuadro 4).

Los episodios con menor escurrimiento promedio en el verano ocurrieron en los periodos 1771-1779 ($77 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$); 1866-1873 ($81 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$); 1949-1957 ($91 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$); 1974-1976 ($80 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), y 1994-2000 ($77 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), y aquellos con mayor escurrimiento de 1734 a 1739 ($153 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$); 1791-1794 ($155 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$); 1831-1835 ($140 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$); 1852-1853 ($127 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$);

Cuadro 4. Años reconstruidos con la ocurrencia de periodos secos y húmedos con base en la reconstrucción del gasto medio agosto-octubre en el río Acajoneta, Nayarit.

Duración (años)	Periodos secos (años) ¹	Periodos húmedos (años)
2	1708-1709, 1715-1716, 1725-1726, 1730-1731, 1740-1741, 1746-1747, 1757-1758, 1767-1768, 1784-11785, 1789-1790, 1801-1802, 1807-1808, 1810-1811, 1843-1844, 1847-1848, 1854-1855, 1857-1858, 1862-1863, 1886-1887, 1893-1894, 1901-1902, 1921-1922, 1928-1929, 1962-1963, 1971-1972, 2008-2009	1717-1718, 1720-1721, 1723-1724, 1759-1760, 1762-1763, 1765-1766, 1769-1770, 1799-1800, 1802-1804, 1845-1846, 1849-1850, 1852-1853, 1864-1865, 1888-1889, 1891-1892, 1899-1900, 1905-1906, 1912-1913, 1919-1920, 1923-1924, 1926, 1927, 1930, 1931, 1944-1945, 1947-1948, 1958-1959, 1987-1988, 1992-1993
3	1701-1703, 1817-1819, 1896-1898, 1916-1918, 1974-1976, 1978-1980, 1994-1996, 1998-2000, 2011-2013.	1786-1788, 1883-1885, 1940-1942, 1983-1985
4	1795-1798	1704-1707, 1742-1745, 1780-1783, 1791-1794, 1822-1825, 1839-1842
5	1907-1911	1812-1816, 1831-1835, 1966-1970, 2001-2005
6	1934-1939	1734-1739, 1874-1879
7	1749-1755	
8	1866-1873	
9	1771-1779, 1949-1957	

¹Un año seco es aquel con un gasto reconstruido inferior al gasto medio reconstruido ($116.3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) y para un año húmedo el gasto es mayor a dicho valor.

1940-1942 ($140 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), y 1983-1985 ($173 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), aunque años con valores extremos tanto secos como húmedos fueron comunes; es decir, los años con bajo gasto promedio de 1730, 1785, 1805, 1893, 1957, 1991, 2011, y los años húmedos de 1706, 1723, 1734, 1791, 1901, 1905, 1983, 1985 y 2010.

Al comparar la reconstrucción del caudal de río Acajoneta con volúmenes reconstruidos de escurrimiento para la cuenca del río Yaqui (Villanueva-Díaz *et al.*, 2014), se encontró una correlación moderada, pero estadísticamente significativa entre ambas reconstrucciones ($r = 0.39$, $p < 0.01$, 1700-2013), lo que indica la viabilidad de las cronologías de anillos de crecimiento en una escala regional. Aunque la correlación es baja, los datos indican correlación entre los volúmenes de caudal, que su vez están determinados por la variabilidad de precipitación de un año a otro (figura 10). En promedio, los volúmenes del caudal del río Yaqui son 63% de los del río Acajoneta.

En particular, hay coincidencias en los periodos 1750-1800 y 1920-1950, y en las últimas cinco décadas hay un desacople de eventos

entre los dos lugares. Dicha relación sugiere una influencia común de fenómenos circulatorios de amplio impacto, ya que la distancia entre sitios representativos de ambas regiones es de 700 km en línea recta. Los periodos secos coinciden en frecuencias aproximadas de 50 a 60 años, comportamiento que ha sido reportado en reconstrucciones previas para el norte de México (Cleaveland *et al.*, 2003; Cerano-Paredes *et al.*, 2011; Villanueva-Díaz *et al.*, 2011; Castruita-Esparza *et al.*, 2016).

Una parte importante de la variabilidad climática en el norte de México se explica por el fenómeno de El Niño Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés), en particular durante su fase cálida, que se caracteriza por un incremento en la precipitación invernal (Stahle *et al.*, 1998; Stahle *et al.*, 2012). Al comparar los índices de la cronología regional RWI e índices del SOI, como los generados por Allan, Lindesay y Parker (1996); National Climatic Data Center (NOAA, 2014); índice de lluvia tropical (TRI, por sus siglas en inglés) (Wright, 1979); índice multivariado de ENSO (MEI) (NOAA, 2014), y los reconstruidos para el norte de México (Stahle

et al., 1998), se encontró una asociación significativa entre RWI e índices estacionales de la literatura (cuadro 5). En general, la correlación encontrada entre los índices de anillo total de la cronología regional residual fue superior a -0.5, lo que indica una relación inversa entre los índices SOI y el valor del índice de ancho de anillo. La asociación fue positiva con los índices TRI y MEI, pues el primero considera la cantidad de lluvia en mm y el índice MEI tiene revertidos los

signos con valores positivos durante la fase El Niño y negativos durante La Niña, no obstante que el fenómeno que se analiza es el mismo.

La mejor relación encontrada entre los diversos índices SOI y los índices de anillo total fue la obtenida entre los índices SOI invernal (Allan et al., 1996) y la cronología CR-Acaponeta; situación que corrobora el efecto favorable de este fenómeno, al incrementar la precipitación del periodo invernal en dicha región (figura 11).

Cuadro 5. Relación entre la cronología regional CR-Acaponeta y los índices estacionales promedio SOI del periodo invierno-primavera.

Variable	Periodo (años)	Correlación	Fuente
¹ SOI reconstruido (diciembre-febrero)	1706-1977 (272)	- 0.50	Stahle et al., 1998
² Allan SOI invernal (diciembre-febrero)	1876-1996 (121)	- 0.63	Allan, Lindsay & Parker, 1996
³ TRI enero-abril	1895-1995 (101)	0.53	Wright, 1979
⁴ MEI enero-abril	1871-2005 (125)	0.56	Wolter & Timlin, 2011
⁵ SOI enero-abril	1880-2013 (134)	- 0.54	NOAA, 2014

¹SOI reconstruido (diciembre-febrero): índices SOI reconstruidos derivados de los primeros cuatro componentes principales de una red dendrocronológica de Norteamérica y de Java, Indonesia, que explican 53% de la varianza del SOI en el periodo invernal (diciembre-febrero) (Stahle et al., 1998); ²Allan SOI invernal (diciembre-febrero): índices de SOI basados en la diferencia de presión de la temperatura de agua del mar entre las islas de Tahití y Darwin, Australia, y que considera las anomalías de la diferencia de las medias normalizada de las series en desviaciones estándar (x10) para el periodo 1876-1996 (Allan et al., 1996). ³TRI: índice de lluvia tropical, constituye una estimación de la variabilidad de ENSO, al fundamentarse en las anomalías de precipitación en la región del Pacífico central, lo que le da una mayor estabilidad que el índice Tahití-Darwin (Wright, 1979); ⁴MEI: índice multivariado de ENSO, que se fundamenta en seis variables registradas en el Pacífico Tropical, las cuales son presión al nivel del mar (P), componentes del viento superficial tanto zonal (U) como meridional (V), temperatura del agua superficial del mar (S), temperatura del aire (A) y fracción total de nubosidad del cielo (C). EL MEI se obtiene de manera separada al integrar las variables de manera bimestral (diciembre-enero, enero-febrero, etc.). El MEI se calcula como el primer componente sin rotación (PC), al combinar las seis variables señaladas (Wolter & Timlin, 2011). Con este índice, valores negativos MEI representan la fase fría (La Niña) de ENSO y positivo, la fase cálida (El Niño). ⁵SOI enero-abril es el índice que considera diferencia de presión en el océano Pacífico, en particular entre las islas de Tahití y Darwin. Valores negativos sostenidos por debajo de -8 indican episodios de El Niño (Allan et al., 1996).

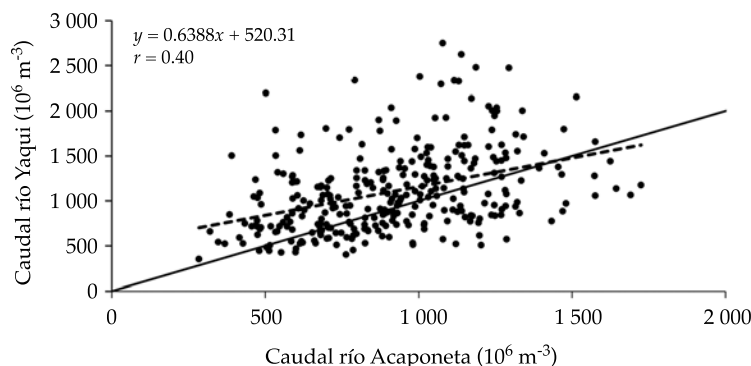


Figura 10. Caudal reconstruido del río Valle del Yaqui y de río Acaponeta. La línea sólida representa la relación 1:1 y la línea punteada corresponde a la ecuación.

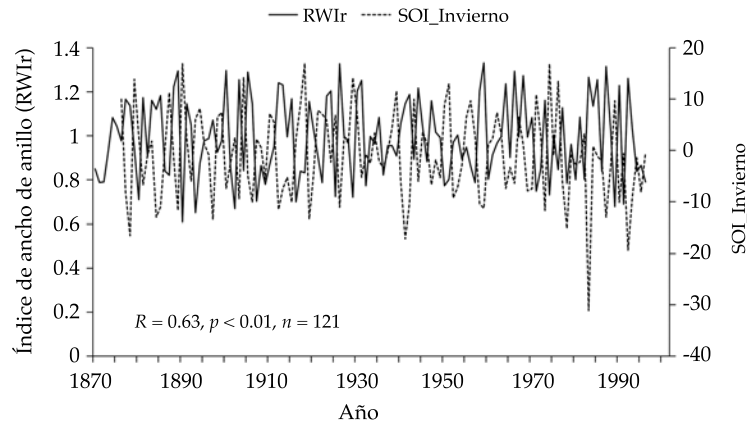


Figura 11. Relación entre la cronología regional, versión residual (RWIr) y el índice SOI del periodo invernal (de acuerdo con Allan, Lindsay, & Parker, 1996). La relación es negativa, pues mientras los SOI se tornan negativos (años El Niño), el crecimiento del anillo total se incrementa; caso contrario ocurrió en años La Niña, donde el crecimiento se redujo debido a sequías severas.

La relación observada fue particularmente alta ($r = -0.76$, $p < 0.01$, $n = 61$) durante años intensos de El Niño/La Niña, donde se observó que a menor valor de este índice, se presentó un incremento en el índice de anillo total asociado con un aumento en la precipitación y, por ende, en el gasto promedio; este comportamiento se presentó en más del 90% de los años con valores negativos SOI, entre algunos de ellos se encuentran los años de 1919 (-13.42), 1941 (-17.12), 1978 (-15.12), 1981 (-16.52), 1983 (-31.12), 1992 (-19.32); caso contrario ocurrió en años con dominancia de la fase fría (La Niña) de valores positivos SOI, donde el valor del índice de ancho de anillo fue inferior al promedio, como ocurrió en 1879 (13.88), 1910 (16.98), 1929 (14.18), 1951 (12.98), 1971 (10.88), 1974 (16.88) y 1989 (9.68). La alta asociación entre el crecimiento radial de las especies arbóreas en la cuenca del río Acaponeta y los índices SOI sugieren que esta región es sensible a la influencia de ENSO en su fase cálida y fría, respectivamente. Esta información es relevante para un mejor entendimiento de la variación interanual y multianual ocasionada por este fenómeno circulatorio, el cual, gracias a su monitoreo constante en el Pacífico tropical

puede ser predicho con meses de antelación, en particular sus eventos extremos (Jin *et al.*, 2008).

Discusión

Integración de la cronología única

Este estudio demuestra que la integración de una red regional y confiable a partir del muestreo de árboles establecidos en la parte alta de la cuenca es posible. Las cronologías de diferentes especies mostraron una señal de crecimiento común. El hecho de que la intercorrelación y sensibilidad de la cronología se incrementa con la altitud indica que las especies de mayor distribución altitudinal registran con mayor intensidad los cambios en humedad; sin embargo, a mayores altitudes, la autocorrelación aumenta, indicando que el agua almacenada en el perfil del suelo del año previo es más importante en mayores altitudes que en las partes bajas donde los árboles pueden aprovechar el escurrimiento superficial (Castruita-Esparza *et al.*, 2016). Esta información es congruente con los valores de $EPS > 0.85$ que requieren de 17 árboles, es decir, dos tercios más que en mayores altitudes.

Corroborar el potencial de las series de anillos para comprender la variación de los caudales es importante. En el norte de México se ha podido explicar la dinámica de caudales con anillos de crecimiento empleando cronologías de anillos separadas más de 300 km (Brito-Castillo et al., 2003). En este caso, la distancia entre las cronologías no es mayor que 100 km. La integración de redes dendrocronológicas a nivel de subcuena, cuenca o región hidrológica se ha usado con frecuencia para entender de mejor manera la variabilidad hidroclimática histórica que caracteriza una región y para generar reconstrucciones de flujo representativas de los principales tributarios que se alimentan del agua generada en las partes altas de las cuencas forestadas (Villanueva-Díaz et al., 2005; Woodhouse, Stahle & Villanueva-Díaz, 2012). Para integrar una serie dendrocronológica representativa de una región, las series individuales deben mostrar una variación interanual y multianual similar; en este caso, los índices de las diversas cronologías distribuidas en el área de captación y producción de agua del río Acafoneta mostraron una asociación común y estuvieron correlacionadas significativamente entre sí, de tal forma que al integrarlas en una cronología regional, ésta constituyó un “proxy” confiable de las condiciones hidroclimáticas dominantes en toda el área de captación y producción de agua.

Dos factores que debieron haber contribuido a encontrar una correlación alta (0.70) y significativa en las salidas del caudal Acafoneta y los anillos de crecimiento son, por un lado, el hecho de que la Sierra Madre Occidental es un complejo fisiográfico con clima templado estable en la parte alta; por otro lado, la rápida respuesta de crecimiento de las coníferas a la precipitación y temperatura permite la definición clara de anillos de crecimiento. Cuanto más definida es la fisiografía y el clima, los anillos de las coníferas registran con mayor fidelidad los cambios de clima. Por ejemplo, en la región del Himalaya, *Larix griffithiana* explicó hasta el 61% de la variabilidad del río Lachen en los últimos 300 años (Shah, Bhattacharyya, & Chaudhary,

2014). En el noreste de China, ocho cronologías de *Picea schrenkiana* separadas 80 km explicaron el 51% de la variación del caudal del río Manasi, con una señal común por casi 400 años (Yuan et al., 2007). Una cronología compuesta por *Austrocedrus chilensis* y *Pilgerodendron uviferum* explicó 42% de la variación del caudal del río Puelo (diciembre-mayo) en Chile, con una extensión de 400 años; la distancia entre sitios fue de hasta 150 km (Lara, Villalba, & Urrutia, 2008). Para el río Santa Fe, una cronología combinada de *Pinus edulis* y *Pseudotsuga menziesii*, con separación de sitios dentro de los 100 km, logró una correlación de 0.50 y 0.62 para explicar la dinámica del caudal a partir de la cronología en el corto y largo plazos, respectivamente; el alcance de la cronología fue de 700 años (Margolis, Meko, & Touchan, 2011).

La partición del anillo total en bandas de madera temprana y tardía tiene la ventaja comparativa de que se pueden generar reconstrucciones de escurrimientos y de variables climáticas estacionales, como precipitación invierno-primavera con madera temprana y anillo total (Panshin & Zeeuw, 1980; Cleaveland et al., 2003), y precipitación de verano con madera tardía (Griffin, Meko, Touchan, Leavitt, & Woodhouse, 2011). Para el caso de la cronología regional de madera temprana y de anillo total en el río Acafoneta, éstas respondieron al gasto medio escurrido enero-agosto, que cubre el periodo estacional invierno-primavera e inicio del verano; mientras que la cronología de madera tardía se relacionó más con el gasto promedio de verano y principios de otoño. El análisis comparativo entre ambas reconstrucciones proporciona una idea más clara de la variabilidad estacional del gasto disponible en el río Acafoneta y de los fenómenos circulatorios que lo afectan.

Dinámica del caudal medio

El caudal reconstruido agosto-octubre en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ y transformado en millones de metros cúbicos (Mm^3) o hectómetros cúbicos (hm^3) fue del orden de 905 hm^3 , lo que constituye casi 70% del volumen de escurrimiento anual del río

Acaponeta, estimado en 1 336 hm³ para los últimos 50 años, y que se ha utilizado para estimación de gastos ecológicos y dotación de volúmenes con fines de riego (De la Lanza *et al.*, 2012). El volumen reconstruido, aunque mostró fluctuaciones de alta y baja frecuencia en los últimos 314 años, con un rango de 1 425 hm³ (valor mínimo de 281 hm³ y máximo de 1 706 hm³), podría estar sugiriendo una reducción en el gasto medio estacional agosto-octubre de 981 hm³ en el periodo 1700-1749 a 890 hm³ de 1949 a 1999, y en las últimas dos décadas se redujo un 10%. Sin embargo, es importante señalar que a pesar de esta tendencia, se requiere de más observaciones, pues los datos de dicho estudio indican que la variación en los caudales estacionales y anuales oscila entre 30 y 40%; y además, después de la década de 1970, la variación se ha incrementado (Brito-Castillo *et al.*, 2003).

Aunque en apariencia no existe presión por el agua en la cuenca, los cambios de uso del suelo debido a una explotación forestal intensiva tienen el potencial de conducir a la reducción en el flujo base, como ha ocurrido en otras cuencas aledañas del estado de Durango en la Sierra Madre Occidental (Estrada, Villanueva & Trucios, 2013), aunado a un incremento en granjas acuícolas, particularmente para la explotación de camarón, que demandan volúmenes constantes y adicionales de agua para su explotación (De la Lanza *et al.*, 2012), lo cual influye en la reducción de los gastos registrados en la estación hidrométrica del río Acaponeta. Es muy importante aclarar que los resultados de este estudio no deben tomarse como concluyentes para demostrar la reducción del caudal de manera reciente, pero sí pueden ser un indicio para probar esta hipótesis con un estudio más integral y anticiparse a problemas de manejo de los recursos hídricos en el río Acaponeta.

Relación con eventos circulatorios globales

De manera natural, la fluctuación en la variabilidad hidrológica en el norte y noroeste de México es mayor en la época invierno-primavera debido a la influencia de ENSO; mientras que

en el verano, la influencia del monzón de Norteamérica o mexicano es menor, y la variabilidad interanual es mínima, como se ha demostrado para la cuenca del río Yaqui en Sonora (Nicholas & Battisti, 2008); así, para analizar la variabilidad histórica del flujo invierno-primavera en la cuenca del río Acaponeta, la reconstrucción de gasto enero-agosto proporciona una base de datos ideal para este tipo de análisis, así como para fundamentar de mejor manera gastos ecológicos, cuya limitante es la disponibilidad de registros hidrológicos extensos que permitan disponer de información de la variabilidad hidrológica para estimaciones de volúmenes ecológicos en diversos escenarios (De la Lanza *et al.*, 2012).

La influencia de ENSO en el noroeste y norte de México tiene un impacto muy similar, como se demuestra con estudios hechos en toda esta región (Stahle *et al.*, 1998; Nicholas & Battisti, 2008; Cerano-Paredes *et al.*, 2011; Meko *et al.*, 2013). No obstante, es importante analizar con detalle el grado de impacto y variabilidad hidrológica producida en ciertas regiones hidrológicas, y definir las causas potenciales que originan dicha variación.

Conclusiones

Las cronologías de especies de coníferas, como *P. durangensis*, *P. menziesii*, *P. cooperi*, *P. herrerae* y *P. lumholtzii* muestran una señal común a pesar de una separación de unos 70 km. Los resultados indican que validando las cronologías de la Sierra Madre Occidental se puede lograr la reconstrucción histórica de caudales.

La serie regional de índice de anillo total, madera temprana y tardía estuvo sustentada por un número de núcleos que alcanzó un tamaño de muestra de ocho radios a partir de 1700 y se incrementó a más de 370 radios en la parte final de la cronología. Este resultado muestra el poder de reconstrucción de los caudales con una muestra relativamente pequeña de árboles, siempre que sea posible identificar la señal común de éstos y su intercorrelación con otros sitios en una misma fisiografía.

La serie regional de madera tardía estuvo significativamente correlacionada con el gasto promedio del periodo estacional y se desarrolló una reconstrucción del mismo del periodo 1700-2013. El gasto agosto-octubre fue más estable que otros y es de gran importancia hidrológica, pues los volúmenes representan casi el 80% del volumen total anual.

La alta relación encontrada entre los índices regionales de anillo total y madera temprana con los índices SOI de invierno indica que esta región tiene alta sensibilidad a las fases cálida y fría de ENSO, y la respuesta en crecimiento radial de las coníferas en estudio supera una correlación de 0.75 para eventos intensos El Niño/La Niña.

No obstante que la red dendrocronológica se integró por ocho series dendrocronológicas, es importante ampliar la red y extender las series de tiempo para generar información más extensa de las fluctuaciones hidroclimáticas que caracterizan la captación y producción de agua en otras regiones del país. Aunque los resultados de este estudio no deben tomarse como concluyentes para demostrar la reducción del caudal del río Acaponeta en las últimas décadas, los hallazgos de este estudio indican la necesidad de probar esta hipótesis con un análisis más integral y anticiparse a problemas de manejo de los recursos hídricos en el río Acaponeta.

Agradecimientos

La presente investigación se apoyó con fondos del Instituto Interamericano para la Investigación del Cambio Climático (IAI) a través del proyecto CRN # 2047, financiado a su vez por el US/National Science Foundation (Grant GEO-0452325); asimismo, se tuvo apoyo del INIFAP, por medio del proyecto fiscal: *Influencia de patrones atmosféricos circulatorios en la frecuencia de incendios forestales en la Sierra Madre Occidental*.

Referencias

Allan, R., Lindesay, J., & Parker, D. (1996). *El Niño Southern Oscillation and climate variability*. Collingwood, Australia: CSIRO Publishing.

- Brito-Castillo, L., Díaz-Castro, S., Salinas-Zavala, C. A., & Douglas, A. V. (2003). Reconstruction of long-term winter streamflow in the Gulf of California continental watershed. *Journal of Hydrology*, 278(1), 39-50.
- Castruita-Esparza, L. U., Correa-Díaz, A., Gómez-Guerrero, A., Villanueva-Díaz, J., Ramírez-Guzmán, M. E., Velázquez-Martínez, A., & Ángeles-Pérez, G. (2016). Basal area increment series of dominant trees of *Pseudotsuga menziesii* (Mirb.) Franco show periodicity according to global climate patterns. *Revista Chapingo. Serie Ciencias Forestales y del Ambiente*, 22(3), 379-397.
- Cerano-Paredes, J., Villanueva-Díaz, J., Valdez-Cepeda, R. D., Méndez-González, J., & Constante-García, V. (2011). Sequías reconstruidas en los últimos 600 años para el noreste de México. *Revista Mexicana de Ciencias Agrícolas*, 2(SPE2), 235-249.
- Cleaveland, M. K., Stahle, D. W., Therrell, M. D., Villanueva-Díaz, J., & Burns, B. T. (2003). Tree-ring reconstructed winter precipitation and tropical teleconnections in Durango, Mexico. *Climatic Change*, 59(3), 369-388.
- Conagua (2008). *Statistics on water in Mexico*. Mexico, DF: Comisión Nacional del Agua.
- Cook, E. R. (1987). The decomposition of tree-ring series for environmental studies. *Tree-Ring Bulletin*, 47, 37-59.
- Cook, E. R., & Jacoby, G. C. (1983). Potomac River streamflow since 1730 as reconstructed by tree rings. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22(10), 1659-1672.
- Cook, E. R., & Peters, K. (1981). The smoothing spline: A new approach to standardizing forest interior tree-ring width series for dendroclimatic studies. *Tree-Ring Bulletin*, 41, 45-53.
- De la Lanza-Espino, G. D. L., Carbajal-Pérez, J. L., Salinas-Rodríguez, S. A., & Barrios-Ordóñez, J. E. (2012). Medición del caudal ecológico del río Acaponeta, Nayarit, comparando distintos intervalos de tiempo. *Investigaciones Geográficas*, 78, 62-74.
- Descroix, L., González-Barrios, J. L., & Estrada-Avalos, J. (2004). *La Sierra Madre Occidental, una fuente de agua amenazada*. Durango, México: INIFA, Institut de Recherche pour le Développement.
- Estrada, A. J., Villanueva, D. J., & Trucios, C. T. (2013). *La cuenca del río Nazas en el norte de México: retos y perspectivas de sus recursos naturales*. Valdivia, Chile: Red ProAgua, CYTED.
- FAO-UNESCO (1988). *Soil map of the world, revised legend*. World Resources Report, 60. Rome: FAO-UNESCO.
- Fritts, H. C. (1976). *Tree rings and climate*. New York: Academic.
- García-Arévalo, A., & González-Elizondo, M. S. (2003). *Pináceas de Durango*. México, DF: Comisión Nacional Forestal e Instituto de Ecología, AC.
- González, E., González, M., & Márquez, M. A. (2007). *Vegetación y ecorregiones de Durango*. México, DF: Instituto Politécnico Nacional.

- Griffin, D., Meko, D. M., Touchan, R., Leavitt, S. W., & Woodhouse, C. A. (2011). Latewood chronology development for summer-moisture reconstruction in the US Southwest. *Tree-Ring Research*, 67(2), 87-101.
- Grissino-Mayer, H. D. (2001). Evaluating cross dating accuracy: A manual and tutorial for the computer program *Cofecha*. *Tree-Ring Research*, 57(2), 205-221.
- Holmes, R. L. (1983). Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement. *Tree-Ring Bulletin*, 43(1), 69-78.
- Jin, E. K., Kinter III, J. L., Wang, B., Park, C. K., Kang, I. S., Kirtman, B. P., & Shukla, J. (2008). Current status of ENSO prediction skill in coupled ocean-atmosphere models. *Climate Dynamics*, 31(6), 647-664.
- Lara, A., Villalba, R., & Urrutia, R. (2008). A 400-year tree-ring record of the Puelo River summer-fall streamflow in the Valdivian Rainforest eco-region, Chile. *Climatic Change*, 86(3-4), 331-356.
- Margolis, E. Q., Meko, D. M., & Touchan, R. (2011). A tree-ring reconstruction of streamflow in the Santa Fe River, New Mexico. *Journal of Hydrology*, 397(1), 118-127.
- Meko, D. M., Touchan, R., Díaz, J. V., Griffin, D., Woodhouse, C. A., Castro, C. L., & Leavitt, S. W. (2013). Sierra San Pedro Mártir, Baja California, cool-season precipitation reconstructed from early wood width of *Abies concolor* tree rings. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 118(4), 1660-1673.
- Meko, D. M., Woodhouse, C. A., & Morino, K. (2012). Dendrochronology and links to streamflow. *Journal of Hydrology*, 412, 200-209.
- Nicholas, R. E., & Battisti, D. S. (2008). Drought recurrence and seasonal rainfall prediction in the Yaqui River Basin, Mexico. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(4), 991-1005.
- NOAA (2016). *Trends in atmospheric CO₂*. Accessed June 2016. Earth System Research Laboratory, National Oceanographic and Atmospheric Administration, United States Department of Commerce. Recovered from ftp://ftp.cmdl.noaa.gov/ccg/co2/trends/co2_mm_mlo.txt.
- Panshin, A. J., & Zeeuw, C. D. (1980). *Textbook of wood technology*. 4th edition. New York: McGraw-Hill Book Co.
- Robinson, W. J., & Evans, R. (1980). A microcomputer-based tree-ring measuring system. *Tree-Ring Bulletin*, 40, 59-64.
- SAS (2012). *SAS/ETS, 9.3 User's Guide*. Statistical Analysis System. Cary: SAS Institute Inc.
- Seager, R., Ting, M., Davis, M., Cane, M., Naik, N., Nakamura, J. & Stahle, D. W. (2009). Mexican drought: An observational modeling and tree ring study of variability and climate change. *Atmósfera*, 22(1), 1-31.
- Shah, S. K., Bhattacharyya, A., & Chaudhary, V. (2014). Streamflow reconstruction of Eastern Himalaya River, Lachen 'Chhu', North Sikkim, based on tree-ring data of *Larix griffithiana* from Zemu Glacier basin. *Dendrochronologia*, 32(2), 97-106.
- Stahle, D. W., Burnette, D. J., Díaz, J. V., Heim Jr, R. R., Fye, F. K., Paredes, J. C. & Cleaveland, M. K. (2012). Pacific and Atlantic influences on Mesoamerican climate over the past millennium. *Climate Dynamics*, 39(6), 1431-1446.
- Stahle, D. W. & Cleaveland M. K. (1992). Reconstruction and analysis of spring rainfall over the southeastern US for the past 1000 years. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 73 (12), 1947-1961.
- Stahle, D. W., D'Arrigo, R. D., Krusic, P. J. & Cleaveland, M. K. (1998). Experimental dendroclimatic reconstruction of the Southern Oscillation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(10), 2137.
- Stokes, M. A. & Smiley T. L. (1996). *An introduction to tree-ring dating*. Tucson: University of Arizona Press.
- Villanueva, D. J., Paredes, J. C., Guerrero, A. G., Esparza, L. U. C., Stahle, D. W., & Corral, J. A. R. (2014). Volúmenes reconstruidos en presas del Valle del Yaqui con anillos anuales de coníferas. *Revista Mexicana de Ciencias Agrícolas*, 10, 1977-1991
- Villanueva-Díaz, J., Luckman, B. H., Stahle, D. W., Therrell, M. D., Cleaveland, M. K., Cerano-Paredes, J., & Jasso-Ibarra, R. (2005). Hydroclimatic variability of the upper Nazas basin: Water management implications for the irrigated area of the Comarca Lagunera, Mexico. *Dendrochronologia*, 22(3), 215-223.
- Villanueva-Díaz, J., Fulé, P. Z., Cerano-Paredes, J., Estrada-Ávalos, J., & Sánchez-Cohen, I. (2009). Reconstrucción de la precipitación estacional para el barlovento de la Sierra Madre Occidental con anillos de crecimiento de *Pseudotsuga menziesii* (Mirb.) Franco. *Ciencia Forestal en México*, 34(105), 37-69.
- Villanueva-Díaz, J., Cerano-Paredes, J., Constante-García, V., Stahle, D. W., Estrada-Ávalos, J., & Tostado-Plascencia, M. M. (2011). Variabilidad hidroclimática histórica del norte de México inferida con anillos de crecimiento de Douglas-fir. *Revista Mexicana de Ciencias Agrícolas*, 2(spe2), 221-334.
- Villanueva-Díaz, J., Cerano-Paredes, J., Gómez-Guerrero, A., Correa-Díaz, A., Castruita-Esparza, L. U., Cervantes-Martínez, R. & Martínez-Sifuentes, A. R. (2014). Cinco Siglos de Historia dendrocronológica de los ahuehetes (*Taxodium mucronatum* Ten.) del Parque del Contador, San Salvador Atenco, Estado de México. *Agrociencia*, 48(7), 725-737.
- Wigley, T. M., Briffa, K. R., & Jones, P. D. (1984). On the average value of correlated time series, with applications in dendroclimatology and hydrometeorology. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23(2), 201-213.
- Wolter, K., & Timlin, M. S. (2011). El Niño/Southern Oscillation behavior since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEI. ext). *International Journal of Climatology*, 31(7), 1074-1087.
- Woodhouse, C. A. (2001). A tree-ring reconstruction of streamflow for the Colorado front range. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 37(3), 561-569.

- Woodhouse, C. A., Stahle, D. W., & Villanueva-Díaz, J. (2012). Río Grande and Río Conchos water supply variability over the past 500 years. *Climate Research*, 51(2), 147-158.
- Wright, P. B. (1979). Persistence of rainfall anomalies in the central Pacific. *Nature*, 277, 371-374.
- Yang, B., Qin, C., Shi, F., & Sonechkin, D. M. (2011). Tree ring-based annual streamflow reconstruction for the Heihe River in arid northwestern China from AD 575 and its implications for water resource management. *The Holocene*, 22(7), 773-784.
- Yuan, Y., Shao, X., Wei, W., Yu, S., Gong, Y., & Trouet, V. (2007). The potential to reconstruct Manasi River streamflow in the northern Tien Shan Mountains (NW China). *Tree-Ring Research*, 63(2), 81-93.

Dirección institucional de los autores

Dr. José Villanueva
M.C. Julián Cerano
M.C. Sergio Rosales
Dr. Juan Estrada
M.C. Aldo R. Martínez

Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias (INIFAP)
Centro Nacional de Investigación Disciplinaria en Relación Agua, Suelo, Planta, Atmósfera (CENID RASPA)
km 6.5 Margen Derecha del Canal Sacramento
27130 Gómez Palacio, Durango, México
Teléfono: +52 (871) 159 0104, 05, 07
villanueva.jose@inifap.gob.mx
cerano.julian@inifap.gob.mx
rosales.eriberto@inifap.gob.mx
estrada.juan@inifap.gob.mx; im_aldo09@hotmail.com

Dr. Armando Gómez
Dr. Luis U. Castruita

Colegio de Postgraduados
Carretera México-Texcoco, km 36.5
56230 Montecillo, Texcoco, Estado de México, México
Teléfono: +52 (595) 9520 246
agomezg@colpos.mx
castruita.luis.colpos.mx