

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FORESTALES**

SUBDIRECCIÓN DE POSGRADO



**VARIABILIDAD DE LA SEQUÍA METEOROLÓGICA DE
LARGO PLAZO EN LA PARTE MEXICANA DE LA CUENCA
DEL RÍO BRAVO**

TESIS

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR POR EL TÍTULO DE:

**DOCTOR EN CIENCIAS CON ESPECIALIDAD EN MANEJO DE RECURSOS
NATURALES**

PRESENTA:

DANIEL NÚÑEZ LÓPEZ

Linares, Nuevo León, México

Septiembre, 2013

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FORESTALES**

SUBDIRECCIÓN DE POSGRADO

**VARIABILIDAD DE LA SEQUÍA METEOROLÓGICA DE LARGO PLAZO EN LA
PARTE MEXICANA DE LA CUENCA DEL RÍO BRAVO**

TESIS

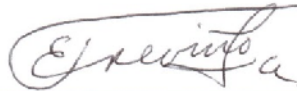
QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR POR EL TÍTULO DE:

**DOCTOR EN CIENCIAS CON ESPECIALIDAD EN MANEJO DE RECURSOS
NATURALES**

PRESENTA:

DANIEL NÚÑEZ LÓPEZ

COMITÉ DE TESIS:



Dr. Eduardo J. Treviño Garza
Director de Tesis



Dr. Óscar A. Aguirre Calderón
Asesor



Dr. Javier Jiménez Pérez
Asesor



Dra. Marisela Pando Moreno
Asesor



Dr. Carlos A. Muñoz Robles
Director externo

Linares, Nuevo León, México

Septiembre, 2013

Manifiesto que la presente investigación es original y fue desarrollada para obtener el grado de Doctor en Ciencias con Especialidad en Manejo de Recursos Naturales, donde se utiliza información de otros autores se otorgan los créditos correspondientes.

Daniel Núñez López

Septiembre de 2013

DEDICATORIA

A Dios, mi eterno agradecimiento por darme vida y brindarme todas las capacidades requeridas para lograr cada una de las metas propuestas hasta poder culminar el desarrollo de esta investigación.

A la memoria de mi madre, Gudelia López Herrera que en todo momento fue digno ejemplo de sacrificio, esfuerzo y dedicación para superar cada reto de la vida, quien con su amor y bendiciones siempre lograba motivar en mi ese constante deseo de superación. Gracias Madre. Te extraño en todo momento

A mi amada familia, mis hijas, Rosa Angélica, Daniela y Mariana y a mi esposa Lourdes De la Hoya por su comprensión y sacrificio que en todo momento me motivaron con palabras de aliento y buenos deseos; que fueron mi inspiración y fortaleza para proseguir.

A mis hermanos Lupita, Virginia, Dolores, Gude, Pedro, Jorge y Benjamín, por su incansable apoyo y buenos deseos.

A la Universidad Autónoma de Nuevo León, con particular énfasis a la Facultad de Ciencias Forestales, por brindarme la oportunidad de alcanzar mi propósito, por sus excelentes atenciones, facilidades otorgadas y trato fraternal.

A los investigadores que formaron parte del comité de esta tesis, por todo el apoyo y dedicación brindado durante mi formación con sus valiosos comentarios y aportaciones que día a día enriquecieron los capítulos que la conforman. Especialmente al Dr. Eduardo Javier Treviño Garza, por su valioso tiempo, amistad y por la enorme confianza depositada en un servidor.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por el apoyo otorgado a través de beca

A todas aquellas personas, compañeros de trabajo como el Dr. Victor Manuel Reyes Gómez por su valiosa amistad y apoyo siempre incondicional, que desinteresadamente siempre me brindaron sólidas muestras de apoyo, confianza, palabras de aliento y sobre todo su valiosa amistad.

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	3
INTRODUCCIÓN	5
HIPÓTESIS	8
OBJETIVOS	9
GENERAL	9
PARTICULARES	9
CAPÍTULO I	1
ESTADO DEL ARTE SOBRE LA SEQUÍA Y RECONSTRUCCIÓN CLIMÁTICA EN EL NORTE DE MÉXICO	1
GENERALIDADES SOBRE LA SEQUÍA	1
Indicadores desarrollados para evaluar la sequía meteorológica	5
Valor Porcentual de la Precipitación Normal (VPPN)	6
Método de deciles	7
Índice de Severidad de la Sequía de Palmer (PDSI)	8
Índice de Precipitación Estandarizado (SPI)	10
FACTORES QUE INFLUYEN EN LA VARIABILIDAD DE LA PRECIPITACIÓN EN EL NORTE DE MÉXICO	11
Desplazamiento latitudinal de la Zona Inter Tropical de Convergencia	13
Ondas del este	14
Ciclones tropicales	15
El Monzón de Norteamérica	16
El Niño / Oscilación del Sur	16

Oscilaciones de baja frecuencia	17
USO DE TÉCNICAS DE DENDROCROLOGÍA EN LA RECONSTRUCCIÓN CLIMÁTICA.....	20
Historia de la dendrocronología	20
Principios básicos de la dendrocronología.....	23
La dendrocronología en México	26
Reconstrucciones climáticas efectuadas en México.....	29
LITERATURA CITADA.....	31
CAPÍTULO II	40
INFLUENCIA DE VARAIBLES TOPOGRÁFCIAS, GEOGRÁFICAS Y DE CONTINENTALIDAD SOBRE LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA PRECIPITACIÓN MEDIA MENSUAL EN LA CUENCA DEL RÍO BRAVO	40
RESUMEN.....	40
ABSTRACT	40
INTRODUCCIÓN	41
MATERIALES Y MÉTODOS.....	45
Área de estudio	45
Metodología	48
Datos de entrada	48
Variables independientes	49
Obtención y ajuste de MRLM.....	50
Interpolación espacial y calibración de la PMM.....	52
Validación estadística de las interpolaciones	53
RESULTADOS	54
Ajuste de modelos de regresión	54
Interpolación espacial de la PMM	57

Fiabilidad de las interpolaciones	59
DISCUSIÓN	60
CONCLUSIONES	62
LITERATURA CITADA	63
CAPÍTULO III	68
CARACTERIZACIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL DE LOS EVENTOS DE SEQUÍA IDENTIFICADOS EN LA CUENCA DEL RÍO BRAVO DURANTE EL PERIODO 1970-2008	68
RESUMEN	68
ABSTRACT	68
INTRODUCCIÓN	69
MATERIALES Y MÉTODOS	70
Ubicación de la Cuenca del Río Bravo	70
Series de datos	72
Metodología	73
RESULTADOS	74
DISCUSIÓN	82
CONCLUSIONES	83
LITERATURA CITADA	84
CAPÍTULO 4	86
RECONSTRUCCIÓN DE LA VARIABILIDAD DEL SPI PARA EL ANÁLISIS DE SEQUÍAS DE LARGO PLAZO EN LA CUENCA DEL RÍO BRAVO	86
RESUMEN	86
ABSTRACT	86
INTRODUCCIÓN	87

MATERIALES Y MÉTODOS	90
Series de datos	90
Series dendrocronológicas	90
Series de precipitación	91
Indicadores océano atmosféricos	91
Metodología	92
Agrupamiento de series de valores SPI	92
Obtención de modelos para la reconstrucción del SPI ₈	93
Relación entre indicadores océano-atmosféricos y SPI ₈	93
RESULTADOS	94
Reconstrucción de series de valores SPI₈	96
Relación entre indicadores océano-atmosféricos de baja frecuencia y el SPI₈	97
DISCUSIÓN	98
CONCLUSIONES	105
LITERATURA CITADA	106
CAPÍTULO V	112
CONCLUSIONES FINALES	112

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1	Relación entre los tipos de sequía y la duración del evento.-----	13
Figura 1.2	Circulación general de los vientos en la atmósfera.-----	24
Figura 1.3	Desplazamiento latitudinal de la Zona Intertropical de Convergencia durante el periodo de invierno (izquierda) y verano (derecha).-----	25
Figura 1.4	Comportamiento del Índice de Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) durante el periodo de 1948 a 2008.-----	29
Figura 1.5	Comportamiento del Índice de Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO) durante el periodo de 1948 a 2008.-----	30
Figura 1.6	Ubicación de series cronológicas desarrolladas en México por instituciones de investigación nacionales e internacionales.-----	38
Figura 1.7	Distribución geográfica de las cronologías desarrolladas en México por género.-----	39
Figura 2.1	Ubicación geográfica de la Cuenca del Río Bravo y red de estaciones climáticas utilizadas. El mapa pequeño ubicado en la parte superior derecha muestra la totalidad de la cuenca del Río Bravo.-----	57
Figura 2.2	Distribución de la Precipitación Media Mensual en las estaciones analizadas en la Cuenca del Río Bravo. Las acotaciones representan la desviación estándar.-----	59
Figura 2.3	Distribución espacial de: A) Proximidad de las zonas de costa. B) Elevación del relieve y, C) Complejidad del relieve representada a través del índice de sinuosidad topográfica TRI.-----	61
Figura 2.4	Distribución espacial de valores residuales de los modelos obtenidos con el 60% de estaciones climatológicas. Las tonalidades en color azul representan sub-estimaciones de los modelos y tonalidades en rojo sobre-estimaciones.-----	69
Figura 2.5	Mapas de precipitación media mensual obtenidos con MRLM, calibrados con los valores residuales interpolados espacialmente.--	73
Figura 3.1	Provincias Fisiográficas que se distribuyen en la Cuenca del Río Bravo y localización de la red de estaciones climatológicas administradas por la Comisión Nacional del Agua (CNA).-----	82

Figura 3.2	Comportamiento histórico del SPI ₁₂ durante el periodo de enero de 1970 a diciembre de 2008 en las regiones fisiográficas que comprende la CRBM. a) Provincia de la Sierra Madre Occidental, b) Provincia de la Sierra Madre Oriental, c) Provincia de la Altiplanicie, y d) Provincia de las Llanuras costeras. Parámetros empleados para caracterizar la sequía: (D) Duración en meses, (IM) Intensidad media mensual del periodo de sequía y, (S) Severidad de la sequía expresada en el déficit acumulado de valores SPI ₁₂ . -----	88
Figura 3.3	Proporción de superficie afectada por condiciones sequía con intensidades desde incipiente hasta excepcional (SPI ₁₂ < -0.5) en la CRBM. -----	90
Figura 3.4	Curvas de diferencia integrada (CDI) derivadas con series de valores SPI ₁₂ en las regiones fisiográficas que comprende la CRBM.-----	91
Figura 3.5	Distribución espacial de los eventos de sequía identificados en la CRBM durante el periodo de 1994 a 1997. A) 1994; B) 1995; C) 1996 y D) 1997.-----	92
Figura 4.1	Distribución de estaciones climáticas y sitios con cronologías de <i>Pseudotsuga menziesii</i> en la parte alta de la Cuenca del Río Bravo.-----	102
Figura 4.2	Series de valores SPI ₈ (periodo invierno-primavera) reconstruidas a partir de cronologías de madera temprana de <i>Pseudotsuga mensiesii</i> colectadas en la parte alta de la Cuenca del Río Bravo. Sitios localizados en la Sierra Madre Oriental: A) Cerro Potosí y B) Las Bateas. Sitios localizados en la Sierra Madre Occidental: C) Creel y D) Cerro Barajas. -----	108
Figura 4.3	Relación estadística entre los valores de curva de diferencia integrada de los indicadores océano-atmosféricos (PDO y AMO) y las series de componentes regionales SPI ₈ derivados en la parte alta de la CRB. La línea discontinua representa solamente la tendencia de los datos. -----	109

Figura 4.4	Curvas de diferencia integrada de reconstrucciones SPI ₈ en la parte alta de la CRBM. Sitios de la Sierra Madre Oriental: A) Cerro Potosí y B) Las Bateas. Sitios de la Sierra Madre Occidental: C) Creel y D) Cerro Barajas.-----	114
-------------------	---	-----

LISTA DE TABLAS

Tabla 1.1	Clasificación de la sequía de acuerdo al PDSI.-----	20
Tabla 1.2	Esquema de clasificación del SPI propuesto por NADM (2013).-----	21
Tabla 2.1	Calidad de los MRLM obtenidos con el 60 % de estaciones climatológicas y resultados de las pruebas de validación estadística calculadas con el 40% de estaciones climatológicas no consideradas en los ajustes de modelos.-----	66
Tabla 4.1	Características de las series dendrocronológicas estandarizadas de <i>Pseudotsuga mensiesii</i> utilizadas para la reconstrucción de valores SPI.-----	101
Tabla 4.2	Resultados de los análisis de regresión obtenidos entre cronologías estandarizadas de anillos de madera temprana y componentes regionales de valores SPI derivados en la parte alta de la cuenca del Río Bravo. -----	106

RESUMEN

En el presente estudio se llevaron a cabo análisis retrospectivos de indicadores climáticos con el propósito de evaluar la variabilidad de los periodos de sequía ocurridos en términos de mediano y largo plazo en el territorio mexicano de la Cuenca del Río Bravo (CRBM). El estudio incluyó en su primera fase, el análisis de series de datos mensuales de precipitación provenientes de 201 estaciones climáticas con la finalidad de determinar la influencia de variables topográficas, geográficas y de continentalidad, sobre la distribución espacial de la precipitación media mensual (PMM) al interior de la CRBM. Se ajustaron modelos de regresión múltiple para predecir la PMM en función de la elevación y complejidad del relieve, proximidad de zonas marítimas y la localización geográfica de estaciones climáticas. Las variables predictivas explicaron entre 70 y 82% la variabilidad espacial de la precipitación de los meses del periodo húmedo. Se obtuvieron mapas mensuales de PMM calibrados espacialmente con la interpolación de los residuales. Pruebas de validación estadística revelaron que los modelos del periodo comprendido entre mayo y agosto fueron los de mejor capacidad predictiva. La calibración de los modelos con los residuales mejoró significativamente la fiabilidad de las interpolaciones en la totalidad de los modelos permitiendo obtener coberturas geográficas fiables, de alta resolución espacial que pueden ser empleadas como variables de entrada en modelos orientados a evaluar procesos hidrológicos en la CRBM.

En una siguiente fase, se obtuvieron valores del índice de precipitación estandarizado en escalas de tiempo anual y estacional (Standardized Precipitation

Index SPI) como indicador de sequía meteorológica. El análisis permitió confirmar que los periodos de sequía de mayor duración, intensidad, severidad y extensión geográfica del periodo de 1970 a 2008, ocurrieron a mediados de la década de los noventas y en etapas tempranas de siglo XXI. Curvas de diferencia integrada mostraron desde mediados de los noventas, tendencias en descenso que indican la existencia de un periodo seco, el cual pareciera finalizar en 2005. Sin embargo, reconstrucciones de valores SPI efectuadas con series dendrocronológicas distribuidas en la parte alta oriental y occidental de la CRBM respectivamente, revelaron que la severidad de las sequías identificadas al término del siglo XX e inicios del XXI no fue mayor a la de las sequías de mediados del siglo XX (1948-1961), del siglo XIX (1866-1877) y del siglo XVIII (1780-1787), y ninguna de éstas, fue comparable con la mega sequía del siglo XVI (1525-1550). Las curvas de diferencia integrada de las series reconstruidas permitieron identificar comportamientos cíclicos caracterizados por curvas con tendencias ascendentes y descendentes que indicaron el establecimiento de periodos húmedos y secos del orden de 3 a 5 décadas (multidecadales). La amplitud de ciclos observados desde los últimos tres siglos, parece corresponder cronológicamente en la mayoría de las series reconstruidas; de continuar este mismo comportamiento oscilatorio, pudiera esperarse que las tendencias hacia condiciones de sequía observadas a finales del siglo XX y en etapas tempranas del XXI, continúen en las próximas décadas. Finalmente, se evaluó la influencia de indicadores océano-atmosféricos en la ocurrencia de periodos de sequía y se encontró que tendencias de largo plazo hacia la fase cálida del Océano Atlántico Norte y hacia la fase fría del Océano

Pacífico determinan la ocurrencia de sequías del periodo invierno-primavera en la CRBM.

ABSTRACT

In this study were conducted retrospective analyses of climatic indicators in order to assess the variability of drought events occurred in medium and long term over the Mexican territory of the Rio Bravo Basin (CRBM). The first phase of the study was analyze monthly rainfall data from 201 weather stations in order to evaluate the influence of the topographic, geographic and continentality variables on the spatial distribution of mean monthly precipitation. Multiple regression models were fitted to predict the spatial distribution of the PMM as a function of elevation, complexity of the topography, coast proximity and geographic location of weather stations. The results show that the spatial variability of precipitation that occurs during the wet period could be explained between 70 and 82% by the predictive variables. Validation tests revealed that the models from May to August were the best predictions. The calibration of the models significantly improved the reliability of the interpolations of every month, obtaining reliable geographical coverages of PMM with high spatial resolution that could be used as input variables in models that assess hydrological processes in the CRBM.

In a next phase, standardized precipitation index (SPI) values were calculated from instrumental records to identify meteorological drought during the period of 1970-2008. The study confirmed that the most intense, persistent and severe drought

events from the analyzed period were occurred at mid-nineties and early twenty-first century. Integrated difference curves showed since the mid-nineties, downward trends indicating the presence of a dry period, that seems to end in 2005. However, SPI values reconstructions performed with dendrochronological series distributed in the mountain zone of the of the CRBM, revealed that the drought severity of the late twentieth and early twenty-first century was not higher than of the droughts identified at mid-twentieth century (1948 to 1957), at the nineteenth century (1866-1877) and at the eighteenth century (1780-1787), and none of the above was comparable with the mega-drought of the sixteenth century (1525-1550). Integrated difference curves derived with SPI values reconstructed, allowed to identify, cyclic behavior characterized by curves with upward and downward trends that indicated the establishment of multidecadal wet and dry periods. The amplitude of the cycles observed from the last three centuries, seems to correspond chronologically in the reconstructed series, so if this oscillatory behavior is maintained, it can be expected that drought period observed from late twentieth and early twenty-first, could continue for the next decades. Finally, the influence of ocean-atmospheric indicators was evaluated and we found that long-term trends toward the warm phase from the North Atlantic Ocean and toward the cold phase from the Pacific Ocean determine the occurrence of winter–spring droughts in the CRBM.

INTRODUCCIÓN

La Cuenca del Río Bravo, situada en el norte de México, por su carácter Binacional es considerada como una de las más importantes de país. La presión sobre el uso del agua al interior de la cuenca por los sectores agrícola, generación de energía eléctrica e industria se ha intensificado en los últimos años (Velasco et al., 2004). Factores como el uso desmedido de los recursos hidráulicos, la contaminación y los prolongados eventos de sequía ocurridos a mediados de la década de los noventas y principios de siglo XXI, han causado serios problemas de escasez de agua y efectos negativos en el desarrollo de las actividades productivas, así como pérdidas económicas difícilmente cuantificables (Navar, 2002). Se estima que durante el periodo comprendido entre 2000 y 2007, el gobierno federal a través de los programas FONDEN y FAPRACC destinó 1,837 millones de pesos para indemnizar a la población rural afectada por contingencias causadas por eventos climatológicos extremos; del monto total asignado, la “sequía atípica” fue el evento climatológico que más recursos económicos demandó para su atención, con aproximadamente 950 millones de pesos (SAGARPA 2008). Aunado a esto, existe una creciente presión internacional por el cumplimiento del Tratado Internacional de 1944 en el cual se estipula que México debe entregar anualmente a Estados Unidos de Norteamérica 432 millones de metros cúbicos (Mm^3) de agua hacia el cauce del Río Bravo. De no cumplir con esta cuota, el adeudo se acumula para el siguiente ciclo de cinco años, con aguas procedentes de la cuenca del río Conchos, principal afluente mexicano de la cuenca del río Bravo (Kelly, 2001; Velasco et al., 2004).

Por su ubicación geográfica y por la complejidad tanto del relieve como de los procesos físico atmosféricos que inciden en ella, la cuenca del río Bravo es altamente susceptible a variaciones climáticas extremas, siendo las inundaciones producidas por ciclones tropicales que logran incidir en la zona y los intensos periodos de sequías que se establecen por periodos prolongados los eventos climáticos que ocurren con mayor frecuencia (CNA, 2010). Durante las décadas de los setentas y ochentas, el comportamiento histórico de la precipitación en la cuenca del río Bravo se caracterizó por una marcada alternancia de años húmedos que superaron el promedio histórico, seguidos por otros secos (CNA, 2010); sin embargo, desde mediados de la década de los noventas, esta alternancia fue interrumpida por el prolongado déficit de precipitación que se mantuvo de manera continua hasta el año 2006, contribuyendo de manera importante en la disminución de la disponibilidad del agua de la región. Además de la extrema variabilidad climática, la Cuenca del Río Bravo en territorio Mexicano (CRBM) presenta una problemática de aumento de la población, creciente presión sobre los recursos naturales y uso desmedido de los recursos hidráulicos, los principales usos del agua identificados al interior de la cuenca son: 83.8% para uso agrícola, 12.8% para uso urbano, 2.2% para la industria y 1.2% para la generación de energía eléctrica (CNA, 2010).

La sociedad y la economía que se desarrolla en la CRBM son altamente vulnerables a la ocurrencia de eventos de sequía, por lo cual, es de vital importancia tener un mejor entendimiento sobre las variaciones de la precipitación, sus tendencias y escenarios futuros, bajo la influencia del cambio climático.

Desafortunadamente, la poca representatividad de las estaciones climáticas distribuidas en la región, la inconsistencia en los registros y el reducido historial de información disponible, limitan de manera importante cualquier intento de análisis sobre las variaciones de la precipitación en términos de largo plazo, no obstante, algunos esfuerzos han sido desarrollados con la actual información instrumental (Méndez, 2007).

Las causas de la sequía aún no están completamente definidas del todo, aunque algunos estudios indican que las variaciones interanuales de la precipitación en México son influenciadas por procesos oceánicos y atmosféricos de escala regional y global que generalmente son monitoreados a través de anomalías en los niveles de presión atmosférica y de la temperatura de la superficie de los océanos (Enfield et al., 2001, McCabe et al., 2004, Cook et al., 2009). “El Niño” Oscilación del Sur (ENSO) es uno de estos procesos que se manifiesta con variaciones de temperaturas interanuales en la región del Pacífico tropical. La fase cálida identificada como “El Niño” se asocia a la ocurrencia de eventos de sequía durante el verano en el centro y sur del país, en tanto que la fase fría “La Niña” se relaciona con eventos de sequía del periodo invernal en el norte de México. (Ropelewski y Harper 1989, Magaña et al., 2003, Cruz-Medina 2006, Pavia et al., 2006, Villanueva et al., 2009). Además de las variaciones interanuales asociadas al ENSO, el comportamiento de la precipitación en México es influenciado también por variaciones en las temperaturas oceánicas que se manifiestan en escalas de tiempo de largo plazo y a las cuales se les conoce como oscilaciones de baja frecuencia (Özger et al., 2009).

Los impactos de las sequías ocurridas en el norte de México desde mediados de la década de los noventas han despertado un particular interés por determinar si la ocurrencia de este evento climático, particularmente en ésta región del país, es influenciada por anomalías de las temperaturas de la superficie marítima de la región tropical del Océano Pacífico, tal y como ocurre en el centro y sur del país (Mendoza et al 2005, Magaña et al 2003), o bien, es modulado por las anomalías de baja frecuencia de la región Atlántico Norte que ejercen influencia en gran parte del territorio de Estados Unidos de Norteamérica. De igual importancia resulta también conocer cuál es la perspectiva histórica que guardan las características de las recientes sequías, en relación a las ocurridas en siglos anteriores. Por lo anterior, en el presente estudio se desarrolla con el propósito de intentar responder a las hipótesis de trabajo que enseguida se plantean.

HIPÓTESIS

1. La distribución de la precipitación media mensual que ocurre en la CRBM presenta una variabilidad espacial influenciada por sus rasgos geográficos, de continentalidad así como la complejidad de su relieve, por lo cual puede ser representada de manera confiable con el uso de modelos de regresión lineal múltiple.
2. Los eventos de sequía ocurridos en la CRBM al término del siglo XX y principios del XXI son producto de la variabilidad normal de la precipitación

por lo que su severidad es de igual o menor magnitud a la de los episodios de sequía ocurridos siglos antes

3. La ocurrencia de eventos de sequía de largo plazo que se presentan en la CRBM representativa del norte de México, está determinada por procesos oceánicos y atmosféricos de escala global.

OBJETIVOS

GENERAL

Desarrollar un análisis retrospectivo sobre la variabilidad de la precipitación que ocurre en el territorio mexicano de la CRBM en términos de mediano y largo plazo, con el propósito de determinar por una parte el contexto histórico de los eventos de sequía ocurridos al término del siglo XX y principios del XXI respecto a los ocurridos en un historial de al menos un par de siglos, y por otra evaluar en qué medida los procesos océano-atmosféricos de escala global determinan su ocurrencia.

PARTICULARES

1. Evaluar la influencia de variables geográficas, topográficas y de continentalidad sobre la distribución espacial de la precipitación media mensual que ocurre en la CRBM para su representación espacial.

2. Caracterizar la sequía meteorológica en la CRBM, en función de registros instrumentales provenientes de las estaciones climáticas distribuidas en la región, empleando como indicador, el índice de Precipitación Estandarizado (SPI).
3. Ampliar el historial de valores del SPI, mediante el uso de series dendrocronológicas desarrolladas en la parte alta de la CRBM con la finalidad de analizar la variabilidad de los eventos de sequía que han ocurrido en términos de largo plazo y evaluar el contexto histórico que guardan las sequías del termino de siglo XX y principios del XXI.
4. Determinar la posible influencia de procesos oceánico-atmosféricos que inciden en la región, sobre la presencia de sequías en la CRBM.

CAPÍTULO I

ESTADO DEL ARTE SOBRE LA SEQUÍA Y RECONSTRUCCIÓN CLIMÁTICA EN EL NORTE DE MÉXICO

GENERALIDADES SOBRE LA SEQUIA

La sequía es uno de los eventos climáticos más complejos, muy poco comprendidos, tiende a extenderse de forma irregular en tiempo y espacio, a diferencia de otras amenazas desastres naturales, la se presenta lentamente con efectos acumulativos que pueden permanecer aún después de la culminación del evento (Wilhite, 2000). La sequía es considerada como un rasgo normal y recurrente del clima que puede ocurrir en cualquier región y condición climática del planeta. En contraste con la aridez, la sequía representa una condición temporal del clima que se asocia a un período prolongado con niveles significativamente bajos de precipitación, humedad en el suelo y/o suministro de agua, en relación a valores normales esperados por el ambiente local y la sociedad, que asociado a factores climáticos como: elevadas temperaturas, fuertes vientos y baja humedad relativa, producen efectos que pueden llegar a afectar al ambiente y a una amplia gama de sectores productivos como la agricultura, ganadería, gestión de los recursos hídricos y fuentes de alimentación (Riebsame et al., 1991).

Numerosas definiciones sobre sequía han sido desarrolladas desde una amplia variedad de perspectivas disciplinarias, en donde cada disciplina incorpora en su definición, factores de carácter físico, biológico y/o socioeconómico. La carencia de una precisa y objetiva definición sobre sequía ha originado confusiones y ha obstaculizado la comprensión de este evento climático (Wilhite,

2000). Por ejemplo, la Organización Meteorológica Mundial (OMM, 2006) define la sequía como una deficiencia extendida y sostenida de la precipitación respecto a las condiciones normales o esperadas, es decir, respecto a un promedio a largo plazo. La Convención de las Naciones Unidas de Lucha contra la Desertificación por su parte la considera como un fenómeno que se produce naturalmente cuando las lluvias han sido considerablemente inferiores a los niveles normales registrados, causando un agudo desequilibrio hídrico que perjudica los sistemas de producción de recursos de tierras. La Organización para la Alimentación y la Agricultura destaca que la sequía es una amenaza que puede conducir a la pérdida de cultivos por falta de humedad. La enciclopedia del clima y el tiempo de Schneider, (1996) define a la sequía como “un período prolongado (una temporada, un año, o varios años) de precipitaciones deficientes en relación con la estadística de varios años promedio para una región”. Palmer (1965) describe a la sequía como una desviación significativa de las condiciones hidrológicas normales de un área. Linseley et al. (1959) define sequía como un período sostenido de tiempo, sin precipitación significativa.

En la ausencia de una definición precisa y universalmente aceptada de la sequía, Wilhite y Glantz, (1985) y la Sociedad Meteorológica Americana AMS (2004) agruparon el estudio de la sequía en los siguientes tipos: i) meteorológica, ii) hidrológica y iii) agrícola. En la figura 1.1 se muestra la relación que existe entre los tipos de sequía y la duración del evento.

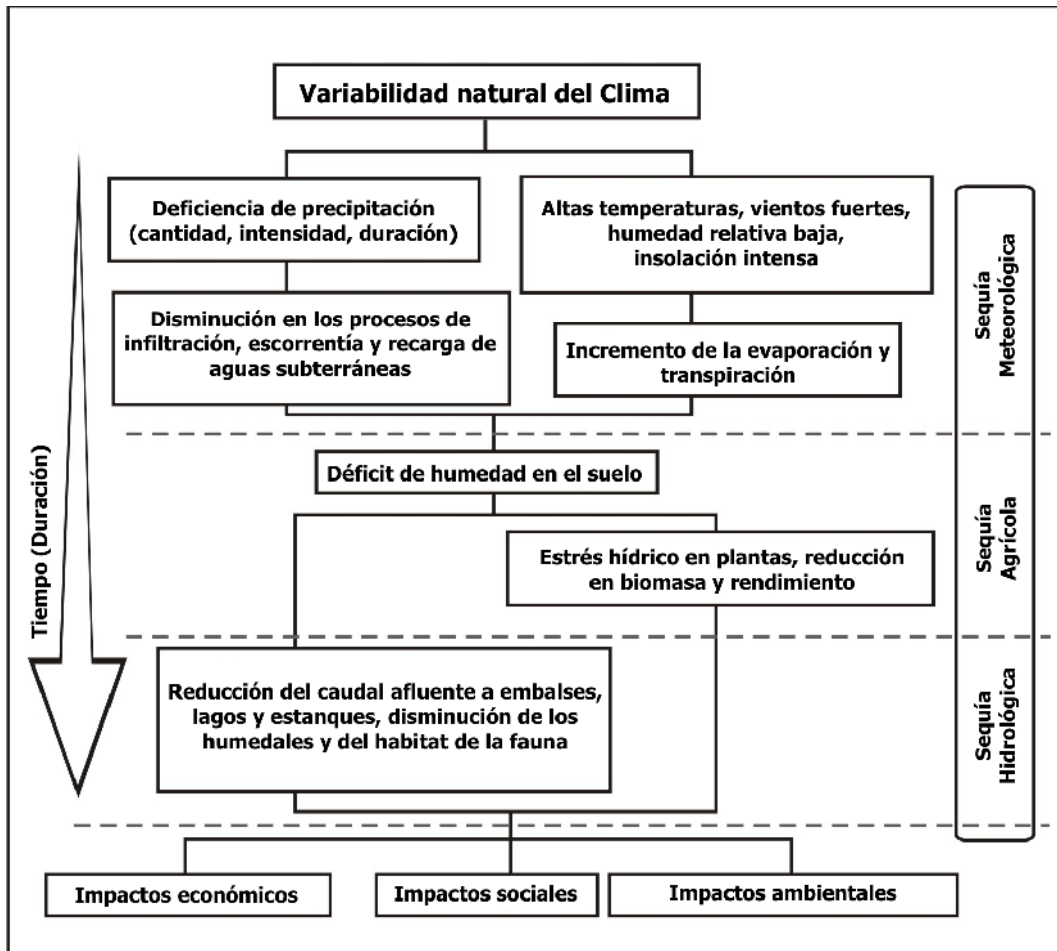


Figura 1.1.- Relación entre los tipos de sequía y la duración del evento. Traducido de Wilhite (2000).

i) La *sequía meteorológica*.- se entiende como una condición de tipo atmosférica caracterizada por una reducción en la cantidad de precipitación que normalmente se espera en un periodo dado para una región (Wilhite 2000; Mishra and Singh 2010). La sequía meteorológica es expresada comúnmente en función del grado de déficit de la lluvia (respecto a valores promedio esperados) y la duración del periodo seco. La duración, intensidad y distribución geográfica son parámetros clave para definir la severidad de un evento de sequía (Wilhite 2000).

La temperatura, el viento y la humedad relativa son también factores importantes al momento de caracterizar la sequía según el lugar. Cuando el déficit de lluvia se asocia a altas temperaturas, baja humedad relativa y alta radiación solar, se incrementan los niveles de evaporación y transpiración y por consecuencia, el déficit de humedad en el suelo que impide o limita el desarrollo de cultivos.

ii) La *sequía agrícola*.- relaciona algunas de las características de la sequía meteorológica (o hidrológica) y los impactos en la agricultura. La demanda del agua de los cultivos depende de las condiciones atmosféricas que prevalecen en la región, así como de las características biológicas de la planta específica, de su etapa del crecimiento y de las características físicas y biológicas del suelo. La sequía agrícola puede llegar a explicar la susceptibilidad de los cultivos durante las diversas etapas de su desarrollo. Deficiencias de humedad en el suelo podrían obstaculizar la etapa de germinación de plantas, resultando en una reducción de la producción final (Quiring y Papakyriakou, 2003, Narasimhan y Srinivasan 2005).

iii) La *sequía hidrológica*.- ocurre cuando los niveles de escurrimiento son insuficientes para abastecer el flujo hídrico superficial y/o subterráneo requerido para el funcionamiento adecuado de un sistema hidrológico (Wilhite 2000, Núñez et al., 2007).

Aunque todas las sequías se originan por la deficiencia de precipitación, las sequías agrícola e hidrológica podrían estar también determinadas por un manejo inadecuado tanto del suelo como de los recursos hídricos disponibles en una

región, incluso aun en el caso en que desde el punto de vista meteorológico no se identifique una sequía.

INDICADORES DESARROLLADOS PARA EVALUAR LA SEQUÍA METEOROLÓGICA

Cuando se define una sequía es importante diferenciar definiciones que son de tipo conceptual de las operacionales. Las definiciones del primer tipo, expresan las características e impactos de la sequía en términos generales y relativos (pe. la sequía es un largo periodo seco), mientras que las definiciones de tipo operacional intentan identificar de forma cuantitativa el inicio, la severidad y la culminación de un período de sequía, permitiendo de este modo describir los parámetros que caracterizan su ocurrencia tales como: frecuencia, severidad, duración y extensión geográfica (Mishra et al. 2009).

Un indicador de sequía además de cuantificar los parámetros antes mencionados, debe ser capaz de identificar la sequía desde diversas escalas de tiempo, por lo que la longitud del historial de datos climáticos es esencial. Las escalas de tiempo comúnmente utilizadas para análisis de sequía son de tipo anual, estacional y mensual; aunque escalas de tiempo anual y estacional proporcionan información demasiado general sobre su comportamiento regional. Para monitorear los efectos de la sequía en actividades relacionadas a la agricultura y gestión en el uso del agua, escalas de tiempo mensuales parecen ser más apropiadas. (Panu and Sharma, 2002). En recientes décadas se han derivado una gran diversidad de índices climatológicos que cuantifican el grado de déficit de precipitación respecto a lo esperado en un período de tiempo dado.

Entre los índices más comúnmente utilizados en México para evaluar la sequía se encuentran: el valor porcentual de la precipitación normal, el método de deciles, el índice de la severidad de la sequía de Palmer (Palmer Drought Severity Index PDSI) y el índice de precipitación estandarizado (Standardized Precipitation Index SPI), los cuales se describen a continuación.

Valor Porcentual de la Precipitación Normal (VPPN)

El valor porcentual de la precipitación normal (VPPN) es una de las más simples formas utilizadas para medir el grado de déficit/excedente de la lluvia para una región. Se obtiene con el cociente que resulta al dividir el valor de cada observación de precipitación entre el promedio de la precipitación de largo plazo (valor promedio registrado en un periodo de al menos 30 años), multiplicado por 100%. La precipitación normal esperada estaría representada entonces por un 100%, valores porcentuales inferiores a 100% representan condiciones de sequía. El VPPN puede ser calculado para una amplia variedad de escalas de tiempo, usualmente estas escalas de tiempo fluctúan de un mes a un grupo de meses, que representan alguna época del año, el año hidrológico, o bien el año completo (Willeke et al., 1994). Una de las principales limitantes con el uso del VPPN radica en que las series de precipitación, ya sea en escalas mensuales o estacionales, no se distribuyen normalmente, por consecuencia, el valor de la mediana y de la media, al ser diferentes, pueden producirse interpretaciones con sesgo que generan confusiones (Willeke et al., 1994). Un claro ejemplo se presenta a continuación: Al analizar las series de datos históricos de precipitación (1961 – 2011) en la estación climática localizada en la comunidad de Creel, en Chihuahua,

se obtuvo una mediana de precipitación en el mes de marzo igual a 6.0 mm; esto significa que en el 50% de la series de datos se registraron menos 6.0 mm y en el restante 50%, valores mayores, mientras que el promedio histórico para este mismo mes de marzo fue de 16.26 mm. Lo cual indica que con un valor de precipitación correspondiente a la mediana (6.0 mm) en el mes de marzo, se obtendría un VPPN de 35% que indicaría condiciones de extrema sequía.

Método de deciles

Distribuir las series de datos mensuales de precipitación en deciles es otra técnica empleada para el monitoreo de la sequía. Este procedimiento fue desarrollado por Gibbs y Maher (1967) como una alternativa para compensar las debilidades que presenta el enfoque del VPPN. La técnica consiste en ordenar de forma ascendente las series de datos históricas de precipitación mensual y posteriormente se divide en diez grupos iguales, a las que se le denominan deciles. El primer decil se refiere a la cantidad de lluvia que no excede el 10% de los registros más bajos de precipitaciones. El segundo decil es la cantidad de precipitación que se encuentra entre el 10% y el 20% de los registros más bajos de precipitaciones. Es resto de los deciles continúan hasta que la cantidad lluvias identificado por el décimo decil es la cantidad de precipitación más elevada del registro histórico. Por definición, el quinto decil además de ser la cantidad de precipitación no se supera en 50% de los registros, es la mediana. Los deciles se agrupan en cinco clasificaciones. El método decil fue seleccionado como la medición meteorológica de la sequía en el sistema de vigilancia de la sequía Australiana porque es relativamente fácil de calcular y requiere un menor número

de supuestos que el PDSI (Smith et al., 1993). Una desventaja del sistema de decil es que se requiere un registro climatológico largo para calcular los deciles con precisión.

Índice de Severidad de la Sequía de Palmer (PDSI)

El índice de Severidad de la Sequía de Palmer (PDSI) fue desarrollado con el propósito de contar con un indicador para medir las pérdidas del suministro de humedad de una región (Palmer, 1965). Palmer basa su índice en el concepto de oferta y demanda de humedad a través de una ecuación de balance hídrico, teniendo en cuenta además del déficit de precipitación, la evapotranspiración, la escorrentía así como recargas y pérdidas de humedad de la capa superficial del suelo en lugares específicos. El PDSI es referido como un índice meteorológico que responde de manera eficiente a condiciones climáticas anormalmente secas o anormalmente húmedas, se calcula sobre una base de registros históricos de precipitación y temperatura, así como del contenido de humedad disponible localmente en el suelo. Una descripción detallada sobre el método puede encontrarse en el estudio original de Palmer, (1965) y en el análisis más reciente realizado por Alley (1984). El esquema de clasificación que Palmer propuso para definir las condiciones de sequía o de humedad, produce un rango teórico de valores comprendidos entre -6.0 y 6.0 (Tabla 1.1) que derivó en sus áreas de estudio originales en el centro de Iowa y Kansas occidental (Palmer, 1965).

El PDSI ha sido útil como una herramienta para el monitoreo sequía y se ha utilizado para llevar a cabo planes o acciones de contingencia asociados a la

sequía (Willeke et al., 1994). Entre las características positivas que han contribuido a la popularidad del PDSI según Alley, (1984) destacan: (i) proporciona a los responsables en la toma de decisiones una medida de la anomalía de las condiciones de humedad para una región, (ii) brinda la oportunidad de identificar las condiciones actuales en una perspectiva histórica, y (iii) puede representar en espacio y tiempo las condiciones de sequía y de humedad históricamente. No obstante algunas limitaciones han sido descritas por Alley (1984) y Karl y Knight (1985) entre las cuales pueden mencionarse: (i) los valores de cuantificación de la intensidad de la sequía y que indican el inicio y termino de un periodo húmedo o de sequía fueron asignados arbitrariamente en base a el estudio que Palmer desarrolló en el centro de Iowa y el oeste de Kansas, por lo que tienen poco significado científico en otras regiones. (ii) El Índice es sensible al contenido de humedad disponible en el suelo, por lo que aplicar el índice en regiones en donde no se dispone de esta información produciría resultados generales o sesgados.

Tabla 1.1- Clasificación de la sequía de acuerdo al PDSI

Rango de valores PDSI	Categorías de sequía
>= 0.5	Condición húmedas
De 0.49 a -0,49	Condiciones cercanas a lo normal
De -0,5 a -0,99	Condición de sequía incipiente
De -1,0 a -1,99	Sequía ligera
De -2,0 a -2,99	Sequía moderada
De -3,0 a -3,99	Sequía severa
De -4.0 a -6.0	Sequía extrema

Índice de Precipitación Estandarizado (SPI)

El índice de precipitación estandarizado (Standardized Precipitation Index SPI) fue desarrollado por McKee et al., (1993) con la finalidad de definir y monitorear la ocurrencia de periodos de sequía o de eventos anormalmente húmedos en diversas escalas de tiempo (McKee, et al. 1995). El proceso de cálculo del SPI involucra ajustes de series históricas de precipitación a la distribución probabilística Gama; el valor de probabilidad acumulada obtenido del ajuste, es transformado a una distribución normal estándar que tiene promedio igual cero y desviación estándar igual a uno; mayores detalles sobre el procedimiento para el cálculo del SPI pueden ser consultados en Edwards and McKee (1997). En términos simples el SPI refleja el número de desviaciones estándar que cada observación se aleja del promedio histórico correspondiente; valores negativos representan déficit de precipitación, en tanto que valores positivos indican que la precipitación ocurrida es superior al promedio histórico. De acuerdo con el programa The North American Drought Monitor NADM, (2013), la intensidad de la sequía se clasifica con los rangos de valores SPI mostrados en la tabla 1.2.

La fortaleza fundamental del SPI radica en que puede ser calculado en diversas escalas de tiempo; es decir los ajustes y transformaciones pueden llevarse a cabo con la precipitación acumulada desde 1 a n meses, lo que hace posible identificar el efecto de la sequía en términos de corto, mediano y largo plazo (McKee et al., 1995; Mishra et al., 2009). Por ejemplo, las condiciones de

humedad del suelo responden a la variabilidad de la precipitación en una escala de tiempo relativamente corto, mientras que los procesos hidrológicos como el escurrimiento e infiltración que ocurren durante la recarga de cuerpos de aguas superficiales y subterráneos, reflejan la variabilidad de la precipitación a largo plazo (Chung and Salas 2000; Tonkaz 2006). Las escalas de tiempo comúnmente empleadas para el cálculo del SPI son de 3, 6, y 12 meses, aunque también puede ser obtenido con la precipitación acumulada en un periodo deseado. El SPI ha sido utilizado en estudios que abordan diversos aspectos de la sequía, tales como análisis de la frecuencia e intensidad (Mishra et al., 2009; Nuñez et al., 2007) y su distribución espacio temporal (Muñoz et al., 2006).

Tabla 1.2.- Esquema de clasificación del SPI propuesto por NADM, (2013)

Rango de valores SPI	Categorías de sequía
> 0	Condiciones húmedas
De 0 a -0.5	Condiciones normales
De -0.5 a -0.79	Sequía incipiente
De -0.8 a -1.29	Sequía moderada
De -1.3 a -1.59	Sequía severa
De -1.6 a -1.99	Sequía extrema
-2.0 >	Sequía excepcional

FACTORES QUE INFLUYEN EN LA VARIABILIDAD DE LA PRECIPITACIÓN EN EL NORTE DE MÉXICO

El ciclo anual de la precipitación en el norte de México se caracteriza por el establecimiento de un periodo de lluvias claramente definido en los meses del verano (de junio a septiembre), y otro relativamente seco durante el invierno, a

este régimen de precipitación se le conoce como de tipo monzónico (García 2004, Magaña et al. 2003). Los mecanismos generadores de la precipitación en el verano e invierno del norte de México provienen de diversos sistemas meteorológicos que se ocurren a escalas global, sinóptica y de meso-escala los cuales se describen a continuación.

Durante los meses del periodo invernal (entre noviembre y abril), la principal causa de la lluvia que se registra el norte de México es originada por sistemas frontales con movimientos ondulatorios provenientes de latitudes medias que transportan masas de aire frío hacia latitudes tropicales. Estos sistemas de transporte también conocidos como ondas de Rossby, son el mecanismo que provoca el encuentro de masas de aire frío provenientes de latitudes medias con masas de aire cálido originadas en latitudes próximas a los trópicos, dando a lugar a los sistemas denominados “frentes o nortes” (Magaña, 1999; García 2004). La mayoría de los frentes producen descensos en las temperaturas y son los responsables de la precipitación invernal, de aquí se dice que la parte de la lluvia que se observa en el invierno sea de tipo frontal (Ortíz y Vidal 2006, García y Vidal 1992).

Las lluvias del verano por su parte, están asociadas a una mayor variedad de sistemas meteorológicos así como la interacción de viento húmedo con los rasgos orográficos que predominan en la región (García 2004, Mosiño y García 1974). Entre los sistemas meteorológicos que se presentan en el verano y que modulan la variabilidad de la precipitación se encuentran los siguientes:

- i) La Zona Inter-tropical de Convergencia (ZITC).
- ii) Las ondas del este.
- iii) Ciclones tropicales.
- iv) El Monzón Mexicano.
- v) El Niño / Oscilación del Sur
- vi) Oscilaciones océano atmosféricas de baja frecuencia

DESPLAZAMIENTO LATITUDINAL DE LA ZONA INTER TROPICAL DE CONVERGENCIA.

La Zona Inter Tropical de Convergencia (ZITC) es la región del planeta en la que convergen los vientos alisios del hemisferio norte y del hemisferio sur. Esta zona se caracteriza por un patrón de circulación que domina la atmósfera tropical con fuertes movimientos ascendentes de masas de aire que se originan cerca del ecuador y descienden en las latitudes medias de ambos hemisferios (región comprendida entre 30° de latitud norte y 30° de latitud sur), región a la que se conoce como celdas de Hadley (ver Figura 1.2).

Gran parte de la dinámica atmosférica de verano en México está relacionada con la presencia de la ZITC, cuya intensa actividad convectiva tiende desplazarse hacia el norte (Figura 1.3), ejerciendo una importante influencia en el transporte de humedad y en consecuencia en la ocurrencia de lluvia de verano principalmente en el centro y sur de la República Mexicana (Magaña y Yanai, 1995).

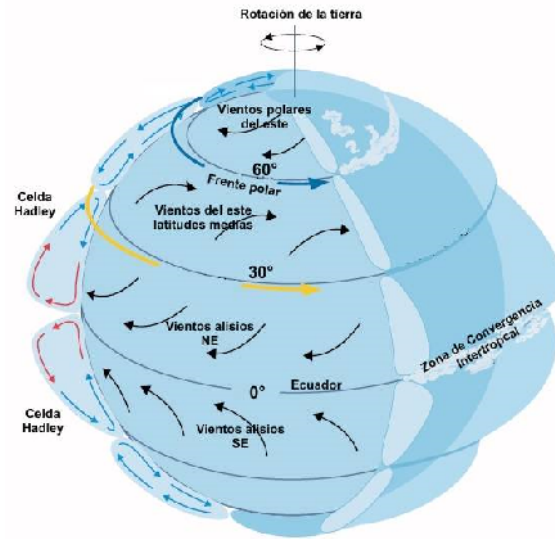


Figura 1.2.- Circulación general de los vientos en la atmósfera. Tomado de Magaña y Yanai, (1995)

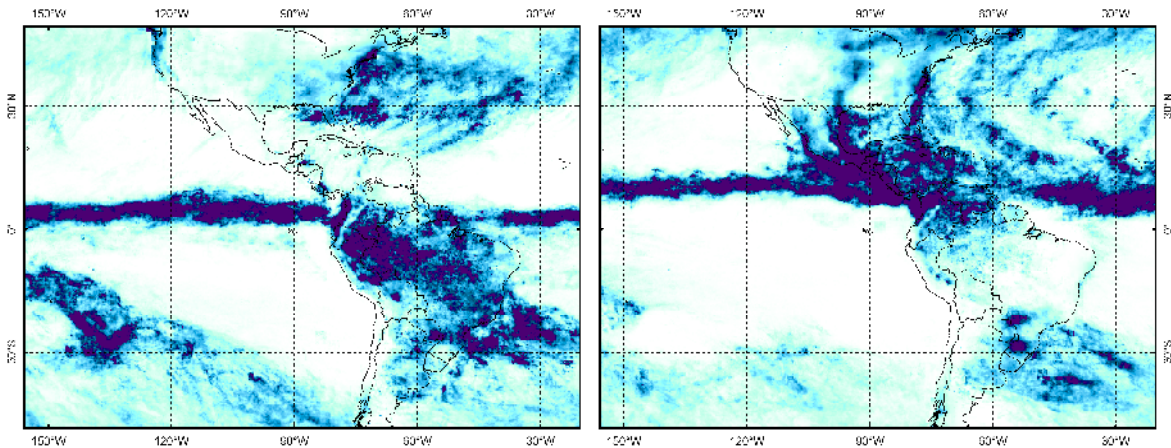


Figura 1.3.- Desplazamiento latitudinal de la Zona Intertropical de Convergencia durante el periodo de invierno (izquierda) y verano (derecha). Tomada de Magaña (1999)

ONDAS DEL ESTE

Son movimientos ondulatorios que ocurren en la atmósfera debido a perturbaciones tropicales que se originan en las costas de África, viajan a través del Océano Atlántico hasta América, tienen un periodo de desarrollo de una a varias semanas, con una velocidad de desplazamiento de 5 a 7 grados de longitud

por día (Thorncroft y Hodges 2001). Anualmente, en promedio ocurren 45 ondas del este y su actividad mantiene una estrecha relación con la corriente del chorro del Caribe. En mayo y julio tienden a perder energía cinética, mientras que por el contrario, la corriente del chorro del Caribe tiende a acelerarse; el caso inverso ocurre en agosto, septiembre y octubre (Salinas 2006; García 2004). La interacción de las ondas del este con el relieve de la Sierra Madre Oriental, resulta en un mecanismo de origen de los ciclones tropicales cercanos a la costa de México (Zehnder 1991).

CICLONES TROPICALES

Son sistemas meteorológicos que se desarrollan durante el verano, consisten en agrupaciones de nubes *cumulunimbus* organizadas en una rotación ciclónica (Landa et al. 2008). Un ciclón atraviesa por varias fases y por su intensidad puede evolucionar en huracán. La fase inicial corresponde a lo que se conoce como depresión tropical, seguida por tormenta tropical, para finalmente convertirse en huracán. Los huracanes se clasifican de acuerdo a su intensidad, y existen cinco categorías de las cuales la primera es la menos intensa.

México está entre los países más afectados por huracanes o ciclones tropicales, los cuales se introducen por el mar Caribe, el Golfo de México o el océano Pacífico; estas tormentas pueden favorecer la presencia de lluvias intensas al interior del país. Sin embargo, aun continua siendo un tema de investigación poco explorado, el determinar de forma precisa las relaciones entre ciclones y precipitación, ya que algunas hipótesis sugieren que cuando los

ciclones tropicales no alcanzan a introducirse y pasan a una distancia determinada de la zonas costeras pueden actuar como sumideros de humedad, lo cual ocasiona una disminución en las precipitaciones al interior del continente (Landa et al. 2008). En el océano Atlántico, la mayoría de los ciclones tropicales se originan a partir de las ondas del este, pero también de desprendimientos de ondas de latitudes medias, mientras que en el pacífico, el origen parece ser menos claro (McDonald y Case 2005). Los daños ocasionados por los ciclones tropicales se producen por los fuertes vientos y las intensas precipitaciones.

EL MONZÓN DE NORTEAMÉRICA

Este sistema de circulación atmosférica que se desarrolla durante el periodo de verano en el Noroeste de México y Sureste de Estados Unidos (Douglas, et al. 1993). Es originado por la formación de centros de baja presión en Sonora y Arizona que transportan la humedad proveniente del Golfo de California hacia la Sierra Madre Occidental resultando en una convección profunda que produce lluvia intensa sobre la región (Reyes et al. 1994). La lluvia del Monzón en el noroeste de México durante los meses de julio, agosto y septiembre representa entre el 60 y 80% de la precipitación total anual, mientras que para el estado de Arizona representa solamente 40% del acumulado anual (Stentrud et al., 1995).

EL NIÑO / OSCILACIÓN DEL SUR

El Niño se refiere a una condición anómala en la temperatura de la superficie oceánica que registra el Pacífico tropical del este. Por tratarse de un sistema acoplado océano-atmósfera relacionado con las variaciones de presión

entre Darwin y Tahití comúnmente conocida como Oscilación del Sur, el fenómeno completo es denominado El Niño – Oscilación del Sur (ENOS). De acuerdo con Trenberth (1997), El Niño corresponde al estado climático en el que la temperatura superficial del océano se encuentra 0.5°C por arriba del promedio registrado en el periodo de 1950 – 1979, por al menos seis meses consecutivos, en la región denominada “Niño 3” (4°N - 4°S , 150°W - 90°W). Contrariamente a lo que ocurre durante El Niño, en el evento La Niña, la temperatura superficial del mar en el Pacífico desarrolla anomalías negativas de la temperatura oceánica, es decir ocurre un enfriamiento respecto a lo normal esperado. Diversos estudios se han llevado a cabo desde finales de siglo XX que evalúan el efecto que tiene el fenómeno de El Niño sobre la variabilidad de la precipitación en México (Cavazos y Hastenrath, 1990; Magaña, 1999; Magaña et al. 2003), en los que se ha encontrado que durante inviernos El Niño, las lluvias tienden a intensificarse en el noreste de México, y a reducir su intensidad en la región centro-sur del país. Mientras que bajo condiciones La Niña, las anomalías en la precipitación parecen ser simétricamente contrarias con respecto a las observadas en El Niño. Durante el verano, bajo la influencia del El Niño las condiciones han resultado en severas sequías en la mayor parte de México, mientras que veranos La Niña implican lluvias por encima del promedio en gran parte del país (Magaña, et. al. 2003).

OSCILACIONES DE BAJA FRECUENCIA

Además de las variaciones intra-estacionales y de la variabilidad interanual, el comportamiento de la precipitación en México es influenciado por variaciones cíclicas en las temperaturas de los océanos adyacentes. Estas variaciones

ocurren en periodos de tiempo del orden de décadas y son denominadas como oscilaciones de baja frecuencia. Las dos cuya teleconectividad ha sido recientemente estudiada son la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) y la Oscilación Multidecadal de Atlántico (AMO).

La PDO es un patrón recurrente de variaciones océano-atmósfera que se observa en la región oceánica del Pacífico norte (Mantua et al., 1997). Registros instrumentales muestran cambios importantes en las anomalías de estas oscilaciones particularmente en los años de 1948 cuando cambia de una anomalía cálida a otra fría, y en 1977 que se observa la transición inversa a la anterior (Figura 1.4).

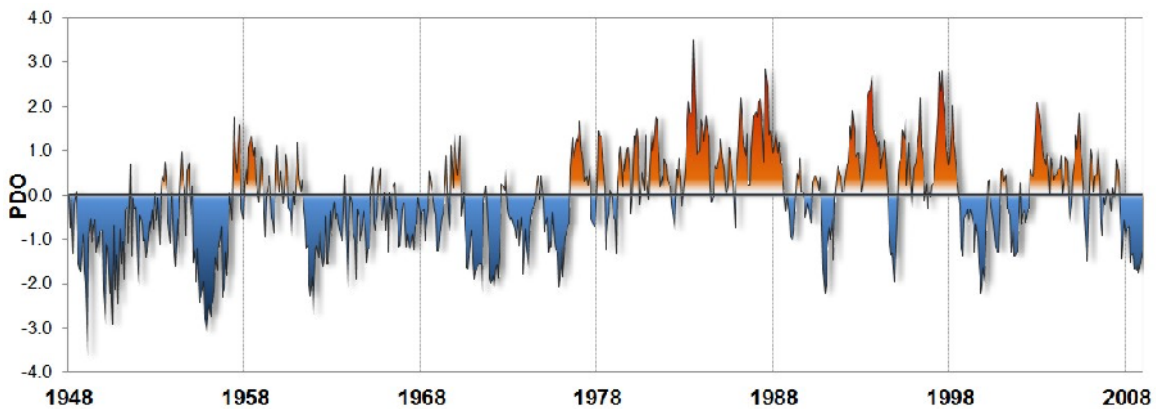


Figura 1.4.- Comportamiento del Índice de Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) durante el periodo de 1948 a 2008. Elaboración propia a partir de series de datos mensuales disponibles en The National Oceanic Atmospheric Administration (NOAA): <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/pdo>

Cierto es que bajo condiciones El Niño, los veranos del territorio mexicano tienden a ser más secos que lo esperado, sin embargo la intensidad de la sequía no guarda una relación directa con la magnitud de la anomalía El Niño, esto es

debido a que la relación entre ENSO y precipitación tiene implícitos procesos de carácter no-lineal (Bond y Harrison, 2000). Estudios como los de Power et al. (2006) y Pavia et al. (2006) revelan que la PDO parece modular teleconexiones del ENSO en periodos de tiempo del orden de décadas. Englehart y Douglas (2003) encontraron vínculos sistemáticos de la PDO con la sequía del norte de México y sur de Estados Unidos con el uso de modelos océano atmosféricos de escala global, mientras que la relación de estas sequías con el ENSO no resulta de una relación simple.

La Oscilación Multidecadal del Atlántico identificada por Schlesinger, (1994), es un modo de variabilidad de las temperaturas de la superficie del Océano Atlántico Norte. El comportamiento histórico de la AMO observado en la figura 1.5 muestra el desarrollo de una fase cálida en el periodo de 1940 a 1960, mientras que la fase fría se identifica de 1970 a 1990. Estudios recientes indican que la fase positiva de la AMO se relaciona con la ocurrencia de prolongadas sequías en el sureste y la parte centro norte de Estados Unidos, dos de las más severas del siglo XX, se produjeron bajo una condición cálida de la AMO, entre 1925 y 1965: El Dust Bowl de la década de 1930 y la sequía de 1950 (Enfield et al. 2001; McCabe et al. 2004).

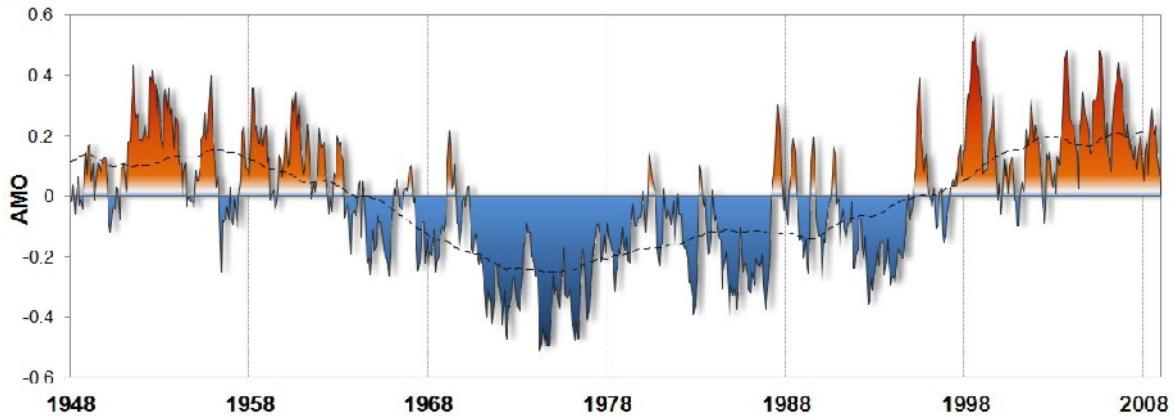


Figura 1.5.- Comportamiento del Índice de Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO) durante el periodo de 1948 a 2008. Elaboración propia con datos mensuales disponibles en The National Oceanic Atmospheric Administration (NOAA): <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO>

El estudio de las teleconexiones entre las oscilaciones de baja frecuencia y la variabilidad de la lluvia en México es un tema aun poco explorado que ofrece oportunidades de investigación.

USO DE TÉCNICAS DE DENDROCRONOLOGÍA PARA LA RECONSTRUCCIÓN CLIMÁTICA

HISTORIA DE LA DENDROCRONOLOGÍA

El desarrollo histórico de la dendrocronología, ciencia que aborda el estudio de la secuencia cronológica y fechado preciso de anillos de crecimiento anual de especies forestales (Stokes y Smiley 1968), se remonta al año 1901, cuando el astrónomo Andrew Douglas, considerado como el "padre" de la dendrocronología, identificó variaciones en el ancho de los anillos de un corte de madera, su razonamiento le permitió deducir que si esta variabilidad se debía a deficiencias de humedad, entonces los años secos podrían corresponder con los anillos más

angostos y por lo tanto, podrían ser utilizados como fuentes de aproximación indirecta “*proxy*” para analizar la variabilidad del clima (Stokes y Smiley 1968; Luckman, 2007).

Las contribuciones de A. Douglas a la dendrocronología fueron notales: en 1911 desarrolló los principios de fechado-cruzado “cross-dating” que consisten en encontrar correspondencias de patrones con variaciones sincronizadas entre los anillos de crecimiento provenientes de diferentes muestras para de este modo identificar el año exacto de su formación; esta implicación le llevó a concluir que el patrón común de anillos por si mismo refleja una respuesta de las condiciones ambientales externas; en 1914 generó la primer cronología de *Pinus ponderosa* P & C Lawson, con una extensión aproximada de 500 años, con la que demostró la relación directa entre la precipitación del periodo invernal y el grosor de los anillos de dicha cronología (Villanueva-Díaz et al. 2000; Luckman, 2007). En 1937 fundó del Laboratorio de Investigación Dendrocronológica de la Universidad de Arizona (Laboratory of Tree-Ring Research LTRR) el cual fue a partir de entonces, el centro de investigación y enseñanza más importante de América en el estudio de anillos de crecimiento de especies forestales. Un número importante de investigadores notables formados en el LTRR, contribuyeron tanto en el desarrollo y mejora de las técnicas de análisis dendrocronológico, como en ampliar su aplicación práctica a otras áreas de la ciencia como la climatología, ecología y arqueología (Hughes, 2002).

El rápido incremento en el desarrollo de cronologías de anillos para estudios paleo-climáticos en todo el mundo, y su creciente aplicación a otras escalas y áreas de investigación, creó en la comunidad científica, la necesidad de conformar una base de datos internacional de fácil acceso y con protocolos estrictos de formato y calidad para un libre intercambio de la información; por lo que en 1974 fue creado el banco internacional de series de anillos de crecimiento (International Tree-Ring Data Bank, ITRDB) con sede en su fase inicial en el LTRR de la Universidad de Arizona. En 1990, el Programa de Paleoclimatología de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (National Oceanic and Atmospheric Administration Paleoclimatology Data Center, NOAA) se hizo cargo de la operación del ITRDB, con la creación del Centro Mundial de Datos para Paleoclimatología en el Centro Nacional de Datos Geofísicos (National Geophysical Data Center NGDC) de Boulder, Colorado, en EE.UU (Hughes, 2002; Luckman, 2007).

El ITRDB inicialmente creado con colecciones del LTRR, ahora es una empresa global con bases de datos que registra más de 2000 cronologías provenientes de 150 especies distribuidas en los cinco continentes (Villanueva et al. 2000). Los tipos de datos paleoclimáticos que se albergan en el ITRDB, además de series de anillos de crecimiento son: núcleos de hielo, sedimentos, polen paleo-biológico y los correspondientes registros documentales, mismos que se encuentran disponibles de forma gratuita en línea a través de: www.ncdc.noaa.gov/paleo/paleo.html.

PRINCIPIOS BÁSICOS DE LA DENDROCROLOGÍA

Uno de los principios fundamentales en la dendrocronología consiste en identificar de manera precisa la existencia de patrones con variabilidad sincronizada entre series de anillos de crecimiento colectadas de árboles presentes en un sitio. A este proceso se le conoce técnicamente como fechado-cruzado “cross-dating” y generalmente se lleva a cabo para verificar que las series representadas en los anillos son anuales y por lo tanto susceptibles a la asignación de la fecha precisa de su formación (Hughes, 2002).

Por lo general, las cronologías que se obtienen para un sitio, provienen de un muestreo pareado de 10 a 20 árboles de una misma especie, los cuales se desarrollan bajo condiciones ambientales similares y se encuentran libres de anomalías de crecimiento. La información fundamental que resulta del análisis de los anillos de crecimiento además de la fecha de su formación, es su grosor promedio a nivel de sitio. Con el propósito de remover tendencias de baja frecuencia relacionadas con la edad de los árboles tales como: formación de anillos más anchos en árboles jóvenes y de anillos estrechos en árboles viejos, previo a la obtención del promedio del sitio, cada serie es sometida a procesos de “estandarización”. El proceso consiste en dividir el parámetro de medición de cada anillo anual, entre valores derivados de una curva teórica (comúnmente se emplea una curva negativa exponencial) que transforma los datos medidos a valores normalizados con promedio de 1 y varianza similar a lo largo de las series (Luckman, 2007).

Anatómicamente, la formación de cada anillo de crecimiento particularmente en especies de coníferas, está constituido por bandas denominadas de “madera temprana” (de mayor amplitud, pared celular delgada) y de “madera tardía” (pequeñas, con pared celular gruesa), que representan el incremento radial que se desarrolla en los periodos invierno-primavera y verano-otoño respectivamente. La transición entre madera temprana y tardía generalmente es gradual, no obstante sus límites están claramente definidos, por lo que el ancho y fechado de cada banda puede ser determinado con exactitud a su periodo de formación. Tradicionalmente, el grosor del anillo total es la variable primaria utilizada para analizar la variabilidad climática interanual, mientras que el ancho de los anillos de madera temprana y de madera tardía se utilizan para diferenciar la variabilidad estacional del clima (Cleaveland 1988; Stahle, et al. 1998; Meko y Baisan, 2001).

El crecimiento radial de las especies arbóreas es influenciado por diversos factores ambientales, no obstante, una amplia diversidad de estudios dendrocronológicos demuestran que la variabilidad interanual común reflejada en los anillos de crecimiento provenientes de sitios dispersos en áreas extensas, puede ser explicada únicamente por el factor clima, ya que ningún otro factor varía de forma sistemática y consistente a esas escalas espaciales.

Identificar el registro de la señal climática en las series de anillos de crecimiento generalmente se lleva a cabo durante el proceso de desarrollo de la cronología. El aislamiento de la señal del clima lo describe analíticamente el

modelo conceptual de agregado lineal desarrollado por Cook (1990) y Graybill (1982). En este modelo, la variación en el ancho de los anillos de crecimiento esta conformada por los componentes descritos en:

$$R_t = A_t + C_t + D1_t + D2_t + \epsilon_t$$

de donde R_t se refiere al ancho de cada anillo de crecimiento en las series, A_t denota la tendencias relacionadas con la edad en el ancho del anillo, C_t es la señal ambiental relacionada con el clima, $D1_t$ y $D2_t$ son los disturbios no relacionados con el clima de carácter individual (D1) y del sitio (D2), y ϵ_t es la variabilidad que no tiene explicación en las series anuales (Cook, 1990). Idealmente el termino E debe ser aleatorio y minimizado. Los efectos de disturbios pueden estar presentes o ausentes y generalmente son reducidos o evitados revisando las series individuales (D1), por una selección cuidadosa del sitio antes del muestreo (D2), o por comparación de los registros de sitios adyacentes que no hayan sido alterados. El término A_t que expresa las tendencias relacionadas con la edad generalmente es removido a través de los procesos de estandarización. El promedio de los valores estandarizados en las series de anillos, realza la señal del clima común en el sitio, por lo que conceptualmente la ecuación se reduce a:

$$R_t = C_t$$

El proceso para identificar la señal del clima en series de anillos de crecimiento involucra desarrollar análisis estadísticos que permitan evaluar en qué

proporción puede ser explicada la variabilidad de las series cronológicas por las series de datos climáticos instrumentales, siendo la temperatura y la precipitación las variables climáticas más utilizadas para este propósito. La información sobre el clima debe ser espacialmente representativa, homogénea (es decir, que las series de datos sean de calidad) y puede provenir de una estación climática que registra la información localmente o bien, de un conjunto de estaciones agrupadas a una escala espacial cuya variación corresponda con el parámetro evaluado (Hughes, 2002). Si los resultados de los análisis estadísticos son satisfactorios, modelos lineales de reconstrucción climática pueden ser obtenidos ya sea para un sitio o bien extenderse a una amplia red de cronologías que permitan reconstruir el pasado de la temperatura, precipitación o procesos atmosféricos que se desarrollan a gran escala.

LA DENDROCRONOLOGÍA EN MÉXICO

La investigación de la dendrocronología en México fue promovida en sus etapas iniciales por Schulman (1944), quien obtuvo las primeras cronologías de anillos de crecimiento de *Pinus*, *Pseudotsuga* y *Abies* en sitios localizados en Durango. Los esfuerzos de Schulman por desarrollar cronologías en México se fortalecieron por el “*Proyecto mexicano de anillos de árboles*” implementado por la Universidad de Arizona, en donde se generaron aproximadamente 20 cronologías que se encuentran disponibles en el ITRDB. En la última década, la dendrocronología en México ha tenido notables avances, debido principalmente al apoyo técnico y financiero otorgado por diversos organismos internacionales y nacionales interesados en el estudio de la variabilidad del clima, el

comportamiento histórico de eventos océano atmosféricos, así como la frecuencia e impacto ecológico de los incendios forestales.

En 1999 fue fundado el Laboratorio Nacional de Dendrocronología en las instalaciones del Centro Nacional de Investigación Disciplinaria en Relación Agua, Suelo, Planta, Atmósfera (CENID RASPA) del Instituto Nacional de Investigaciones Agrícolas Forestales y Pecuarias (INIFAP). Los investigadores de este laboratorio colaboran de forma permanente con investigadores del Laboratorio de Dendrocronología de la Universidad de Arkansas para ampliar el número de cronologías de anillos de crecimiento sensibles al clima en México y actualizar algunas de las ya existentes (Figura 1.6).

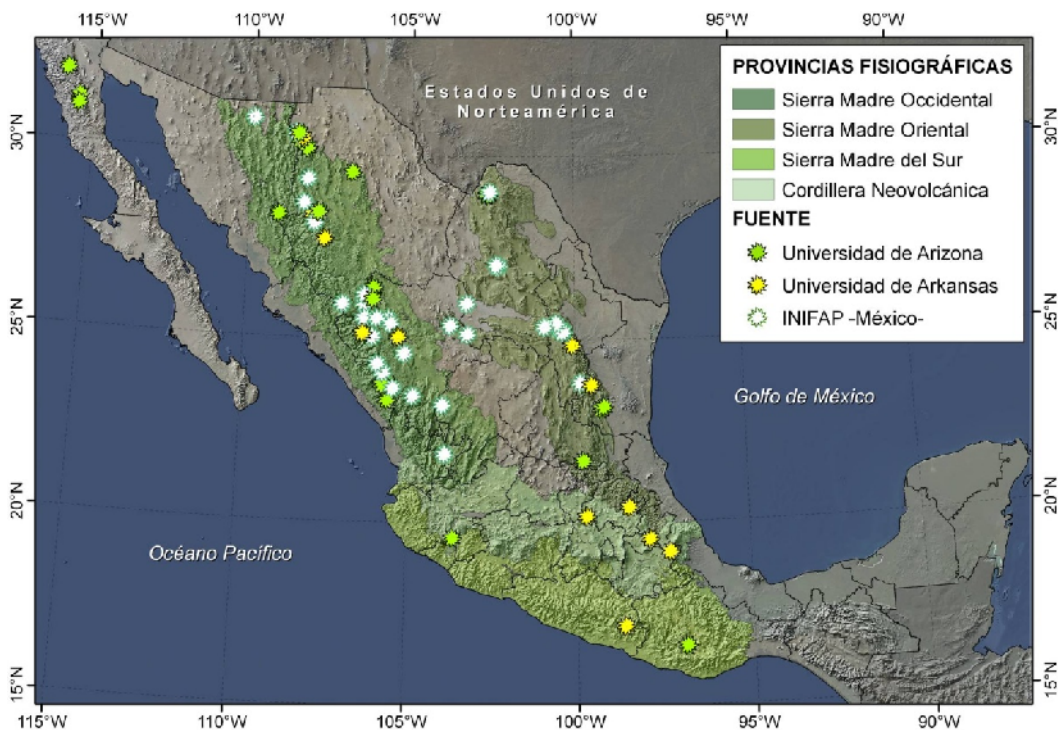


Figura 1.6.- Ubicación de series cronológicas desarrolladas en México por instituciones de investigación nacionales e internacionales. Elaboración propia, en base a la información producida por ITRDB, (2004) y Villanueva, (2000).

La gran mayoría de las cronologías de anillos de árboles producidas en México provienen de los bosques templados ubicados en las provincias de la Sierra Madre Oriental, Sierra Madre Occidental, Sierra Madre del Sur y Cordillera Neovolcánica, en donde se han producido poco más de 80 series de los siguientes géneros *Pseudotsuga* (60%), *Pinus* (26%), *Abies* (6%) y *Taxodium* (7%) (Figura 1.7). Algunas de estas cronologías han sido utilizadas con fines de reconstrucción climática a gran escala, en estudios que abarcan el oeste de Estados Unidos y se extienden al norte de México (Fritts, 1965).



Figura 1.7.- Distribución geográfica de las cronologías desarrolladas en México por género. Elaboración propia en base a la información producida en ITRDB, (2004) y Villanueva, (2000).

Además de las series dendrocronológicas publicadas para México existen también diversos proyectos de investigación orientados a determinar el potencial dendrocronológico de otras especies forestales, extender la red de cronologías a lo largo de la costa este de los Estados Unidos de Norteamérica y actualizar las colecciones ya existentes.

RECONSTRUCCIONES CLIMÁTICAS EFECTUADAS EN MÉXICO

Diversos estudios de reconstrucción de la variabilidad climática han sido desarrollados en el norte México utilizando las series dendrocronológicas producidas principalmente en la región noroeste del país, destaca el estudio elaborado por Douglas (1980) quien utilizó cronologías de Baja California, Chihuahua y Durango para reconstruir las variaciones de la temperatura superficial del mar (SST) del Océano Pacífico, en la actualidad, estas reconstrucciones continúan considerándose como las de mejor calidad científica. Villanueva-Díaz, (1995) y Villanueva-Díaz & MacPherson (1996) obtuvieron series cronológicas sensibles al clima de *Pinus ponderosa* y *Pseudotsuga menziesii* con las cuales reconstruyeron la precipitación del periodo invierno-primavera y el índice de severidad de sequía de Palmer (PDSI) en el suroeste de Estados Unidos y noroeste de México. Biondi (2001) por su parte, reporta el desarrollo de una serie cronológica de 400 años de *Pinus hartwegii* procedente del Nevado de Colima y determina que la precipitación del periodo de verano producida por el Monzón, es la mayor significancia en el crecimiento de la especie.

En diversos estudios se han llevado a cabo reconstrucciones de la variabilidad de la precipitación que han utilizado, en la mayoría de los casos, cronologías de madera temprana de *Pseudotsuga menziessi*. De la región que comprende la Sierra Madre Occidental (SMOc) destacan por ejemplo las reconstrucciones de la precipitación del periodo invernal con una extensión de 600 años para Durango (Sthale et al. 1999 y Cleaveland et al. 2003) y de 346 a 554 años para Chihuahua (Díaz et al. 2002; Villanueva-Díaz et al. 2005; Villanueva-Díaz et al. 2009; Villanueva-Díaz et al. 2011), en estas reconstrucciones ha sido posible identificar los periodos de sequía más intensos registrados en los últimos seis siglos en el norte de México, así como la influencia del ENSO sobre la variabilidad de la precipitación en la región. Gómez-Elizondo et al (2005) por su parte además de identificar una elevada respuesta de la precipitación invernal con los anillos de crecimiento de cinco series cronológicas de *Pseudotsuga menziessi*, encuentra una correlación inversa con la temperatura máxima aunque ligeramente mas débil pero con significancia estadística. Además de los trabajos de reconstrucción climática reportados para la SMOc, destacan también las reconstrucciones históricas del caudal hidrológico en la cuenca continental del Golfo de California (Brito et al. 2003) y en la cuenca del río Nasas en Durango (Villanueva et al. 2005).

De los estudios desarrollados en el noreste de México pueden mencionarse el de Arreola-Ortiz et al. (2010) quienes utilizaron cronologías de *Pseudotsuga menziesii* provenientes de sitios ubicados en la Sierra Madre Oriental, para evaluar la asociación entre el índice de crecimiento radial de cronologías y

registros instrumentales de factores climáticos (precipitación y temperatura), reconstruyeron la variabilidad de la precipitación invernal e identificaron cuatro eventos de sequías severas en un periodo de 120 años. En este mismo contexto, Villanueva-Díaz et al. (2007) y Cerano-Paredes et al. (2011) desarrollaron y actualizaron cronologías de *Pseudotsuga menziesii* y *Pinus cembroides*, con la finalidad de reconstruir series paleoclimáticas de más de 400 años para el noreste de Coahuila y de 600 años para el sur de Nuevo León, determinaron que sequías de gran intensidad y duración presentan una recurrencia aproximada de 100 años y sequías de intensidad moderada se presentaron en intervalos de 50 años.

LITERATURA CITADA

- Alley, W.M. 1984. The Palmer drought severity index: limitations and assumptions. *J. Clim. Appl. Meteorol.* 23, 1100–1109.
- American Meteorological Society (AMS). 2004. Statement on meteorological drought. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 85: 771–773.
- Arreola-Ortiz, M. R. y Návar-Cháidez J. J. 2010 Análisis de sequías y productividad con cronologías de *Pseudotsuga menziesii* Rob. & Fern., y su asociación con El Niño en el nordeste de México. *Investigaciones Geográficas.* 71: 7-20.
- Biondi, F. 2001. A 400-year tree-ring chronology from the tropical treeline of North America. *Royal Swedish Academy of Sciences* 30: 162-166.
- Bond, N.A. and Harrison, D.E. 2000. The Pacific Decadal Oscillation, air–sea interaction and central north Pacific winter atmospheric regimes. *Geophys. Res. Lett.* 27:731–734.

- Brito-Castillo, L. Diaz-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*. 278:39-50.
- Cavazos, T. and Hastenrath, S. 1990. Convection and rainfall over Mexico and their modulation by the Southern Oscillation. *J. Climatol.* 10:377–386.
- Cerano-Paredes, J., Villanueva-Díaz, J., Valdez, C.R., Méndez, G.J. Constante, G.V. 2011, Sequías reconstruidas en los últimos 600 años para el noreste de México. *Rev. Mex. Cienc. Agric.* 2:235-249.
- Chung, C.H. and Salas, J.D. 2000. Drought occurrence probabilities and risks of dependent hydrologic processes. *ASCE Journal of Hydrologic Engineering*, (5): 259–268.
- Cleaveland, K. M. 1988. Corrigendum to climate response of densitometric properties in semiarid sites tree rings. *Tree-Ring Bulletin*. 48:41-47.
- Cleaveland, K. M.; Stahle, D. W.; Therrell, M. D.; Villanueva-Diaz, J. and Burns, B. T. 2003. Treering reconstructed winter precipitation in Durango, Mexico. *Climatic Change*. 59:369-388.
- Cook, E.R. 1990. A conceptual linear aggregate model for tree-rings. In *Methods of Dendrochronology: Applications in the Environmental Sciences* (E. R. Cook and L. A. Kairiukstis, Eds.), pp. 98–103. Kluwer, Dordrecht, The Netherlands.
- Cook, B., Seager, R. and Miller, R. L. 2009. Atmospheric circulation anomalies during two persistent North American droughts: 1932–1939 and 1948–1957. *Clim. Dynam.* 36: 2339-2355.
- Díaz, S.C., Therrell, M.D., Stahle, D.W. and Cleaveland, M.K. 2002 Chihuahua (México) winter-spring precipitation reconstructed from tree rings, 1647-1992. *Climate Research* 22:237-244.
- Douglas, A.V. 1980. Geophysical estimates of sea-surface temperatures of western North America since 1671. *California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations*. Report 21. Pp. 102-112.

- Douglas, M.W., Maddox, R. A., Howard, K. and Reyes, S. 1993. The Mexican Monsoon. *J. Climate*. 6:1665-1677.
- Edwards, D.C., McKee, T.B., 1997. Characteristics of 20th Century Drought in the United States at Multiple Scales. *Atmospheric Science Paper No. 634*, May 1–30.
- Enfield, D. B., Mestas-Nunez, A. M. and Trimble, P. J. 2001. The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relationship to rainfall and river flows in the continental U.S. *Geophys. Res. Lett.*, 28: 2077–2080.
- Englehart, P.J. and Douglas, A.V. 2003. Assessing warm season Drought episodes in the central United States. *J. Climate*. 16(11):1831-1842.
- Fritts, H. C. (1976). *Tree Rings and Climate*. Academic Press, New York.
- Fritts, H. C. 1965. Tree-rings evidence for climatic changes in western North America. *Monthly Weather Review*. 93:421-443.
- García, E. 2004. Distribución de la precipitación en la República Mexicana. *Investigaciones Geográficas*. 50:67-76.
- García, E. y Vidal Z.R. 1992. Temperaturas extremas en la República Mexicana, Atlas Nacional de México, Hoja IV.4.5, Instituto de Geografía, UNAM, México.
- Gibbs, W.J. and Maher, J.V. 1967. Rainfall Deciles as Drought Indicators. *Bureau of Meteorology Bull.* 48. Commonwealth of Australia, Melbourne, Australia.
- Graybill, D.A. 1982. Chronology development and analysis. In *Climate from Tree Rings* (M. K. Hughes, P. M. Kelly, J. P. Pilcher and V. C. LaMarche, Jr., Eds.), pp. 21–28. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Hughes, M. K. 2002 Dendrochronology in climatology—The state of the art. *Dendrochronologia* 20, 95–116.
- ITRDB. 2004. Contributors of the International Tree-Ring Data Bank, IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology. Boulder, CO, USA: NOAA/NGDC Paleoclimatology Program 2004;

- Karl, T.R. and Knight, R.W. 1985. Atlas of Monthly Palmer Hydrological Drought Indices (1931–1983) for the Contiguous United States. Historical Climatology Series 3– 7, National Climatic Data Center, Asheville, North Carolina.
- Kelly, E.M. 2001. The Rio Conchos: A Preliminary Overview [online]. Texas Center for Policy Studies. Available from: <http://www.texascenter.org/publications.html#texasmexico> [Accessed 7 January 2011].
- Landa, R., Magaña, V.O. y Neri, C. 2008. Agua y clima: elementos para la adaptación al cambio climático. Secretaria de Medio Ambiente Recursos Naturales. México. 133p.
- Linsely Jr., R.K., Kohler, M.A. and Paulhus, J.L.H. 1959. Applied Hydrology. McGraw Hill, New York.
- Luckman, B.H. 2007. Dendroclimatology". In Elias, Scott A. Encyclopedia of Quaternary Science 1. Elsevier. pp. 465–475.
- MacDonald, G.M. and Case, R.A. 2005. Variations in the Pacific Decadal Oscillation over the past millennium. Geophys. Res. Lett. 32.
- McCabe, G. J., Palecki, M. A. and Betancourt, J. L. 2004. Pacific and Atlantic Ocean influences on multidecadal drought frequency in the United States. Proc. Natl. Acad. Sci. USA. 101:4136–4141.
- Magaña, V.O. and Yanai, M. 1991. Tropical Mid-latitude interaction on the time scale of 30 to 60 days during the Northern summer of 1979. J. Climate.4:180-200.
- Magaña, V.O. 1999. Los impactos de El Niño en México. Dirección General de Protección Civil - Secretaria de Gobernación, México. 219 pp.
- Magaña, V. O., Vázquez, J. L., Pérez, J. L. and Pérez, J. B. 2003. Impact of El Niño on precipitation in Mexico. Geofísica Internacional. 42(3): 313-330.

- Mantua, N.J., Hare, S.R., Zhang, Y., Wallace, J.M., Francis, R.C. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 78:1069–1079.
- McCabe, G.J., Palecki, M.A. and Betancourt, J.L. 2004: Pacific and Atlantic Ocean influences on multidecadal drought frequency in the United States. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA.* 101: 4136–4141.
- McKee, T.B., Doesken, N.J., Kleist, J., 1993. The Relationship of Drought Frequency and Duration to Time Scales, Paper Presented at 8th Conference on Applied Climatology. American Meteorological Society, Anaheim, CA.
- McKee, T., N. Doesken, and J. Kleist, 1995. "Drought Monitoring with Multiple Time Scales." American Meteorological Society, 9th. Conference on Applied Climatology, 233-236 pp.
- Meko D.M. and Baisan C.H. 2001. Pilot study of latewood-width of conifers as an indicator of variability of summer rainfall in the North American monsoon region. *International Journal of Climatology*, 21: 697–708.
- Mishra, A. K., Singh, V. P. and Desai, V. R. 2009. Drought characterization: a probabilistic approach. *Stoch. Environ. Res. Risk A.* 23 (1): 41–55.
- Mishra, A.K. and Singh, V.P. 2010. A review of drought concepts. *Journal of Hydrology* 391: 202–216.
- Mosiño, P. A. and García, E. 1974. The climate of Mexico. In: Bryson, R. A. and F. K. Hare (eds.), *World survey of climatology, Climates of North America*, Elsevier, London, vol. II: 345-404.
- Muñoz R.C., Núñez L.D., Gadsden H., Rodríguez J., Reyes G.V., Hinojosa O. 2006 Analyse des déficits hydriques dans l'état de Chihuahua au Mexique. *Science et changements planétaires SECHRESSE* 17 (4) : 457- 465.
- Narasimhan, B., Srinivasa, R., 2005. Development and evaluation of soil moisture deficit index (SMDI) and evapotranspiration deficit index (ETDI) for agricultural drought monitoring. *Agric. For. Meteorol.* 133: 69-88.

- Núñez L. D., Muñoz C. Reyes V. Velasco, I. y Gadsden H. 2007 "Caracterización, de la sequía a diversas escalas de tiempo en Chihuahua, México." *Revista Agrociencia*. 41(3): 253-262.
- Organización Meteorológica Mundial, (OMM). 2006. Vigilancia y alerta temprana de la sequía: conceptos, progresos y desafíos futuros. WMO Publ. Tech. Note 1006, Genève, Switzerland. 127 pp.
- Ortíz A.M y Vidal Z.R. 2006. Población expuesta a inviernos fríos. *Investigaciones Geográficas* 59:93-112.
- Özger M., Mishra, A. K., Singh, V. P. 2009. Low frequency drought variability associated with climate indices. *Journal of Hydrology*. 364: 152-162.
- Pavia, E.G., Graef, F. and Reyes, J. 2006. PDO–ENSO Effects in the Climate of Mexico. *Journal of Climate*. 19:6433-6438.
- Palmer, W.C. 1965. *Meteorological Drought*. US Department of Commerce Weather Bureau. Research Paper No 45. 58p.
- Panu, U.S. and Sharma, T.C. 2002. Challenges in drought research: some perspectives and future directions. *J. Hydrol. Sci.* 47, 19–30.
- Power, S., Haylock, M., Colman, R. and Wang, X. 2006. The predictability of Interdecadal Changes in ENSO activity and ENSO Teleconnections. *BASM* 19(19):4755-4771.
- Quiring, S.M. and Papakyriakou, T.N. 2003. An evaluation of agricultural drought indices for the Canadian prairies. *Agric. For. Meteorol.* 118: 49-64.
- Reyes, S., Douglas, M. W. and Maddox, R. A. 1994. El monzón del suroeste de Norteamérica (TRAVASON/SWAMP). *Atmósfera*. 7:117-137.
- Ropelewski, C. F. and Halper, M.S. 1989. North American precipitation and temperature patterns associated with El Niño/Southern Oscillation (ENSO). *Monthly Weather Review* 114: 2352-2362.

- Salinas, J.A. 2006. Dinámica de las ondas del este y su interacción con el flujo medio en el Caribe. Tesis doctorado en física de la atmósfera. UNAM. México 93pp.
- Schlesinger, M.E. 1994. Una oscilación en el sistema climático mundial del período 65 a 70 años. *Naturaleza* 367 (6465): 723-726.
- Schneider, S.H. (ed.) 1996. *Encyclopaedia of Climate and Weather*, New York: Oxford University Press.
- Schulman, E. 1944. Dendrochronology in Mexico I. *Tree-Ring Bulletin* 10:18-24.
- Smith, D.I., Hutchinson, M.F. and McArthur, R.J. 1993. Australian climatic and agricultural drought: Payments and policy. *Drought Network News* 5(3):11–12.
- Stahle, D. W., Cleaveland, K.M., Therrell, M.D. and Villanueva-Diaz, J. 1999. Tree-ring reconstruction of winter and summer precipitation in Durango, Mexico for the past 600 years. In: proceedings of the 10th Symposium on Global Change Studies. Dallas Texas American Meteorological Society, Boston, MA, January 10-15 317-318 pp.
- Stahle, D.W., D'Arrigo, R.D., Krusic, P.J., Cleaveland, M.K., Cook, E.R., Allan, R.J., Cole, J.E., Dunbar, R.B., Therrel, M.D., Guy, D.A., Moore, M.A., Stokes, B.T., Villanueva-Díaz, J. and Thompson, L.G. 1998. Experimental dendroclimatic reconstruction of the Southern Oscillation. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 70(10):2137-2152
- Stentrud, D.J., Gall, R.L., Mullen, S.L. and Howard. K.W. 1995. Model Climatology of the Mexican Monsoon. *Journal Climate*. 9:1043-1059.
- Stokes, M.A. and T.L. Smiley. 1968. *An introduction to tree-ring dating*. Univeristy of Chicago Press. 73 p.
- Thorncroft, C. D and Hodges, K. 2001. African easterly wave variability and its relationship to Atlantic tropical cyclone activity. *J. Climate*. 14:1166-1179.

- Tonkaz, T. 2006. Spatio-temporal assessment of historical droughts using SPI with GIS in GAP region, Turkey. *Journal of Applied Sciences*. 6: 2565–2571.
- Trenberth, K.E. 1997. The definition El Niño. *BAMS*. 78:2771-2777.
- UACH Universidad Autónoma de Chapingo. 2010. Evaluación externa del programa de atención a contingencias climatológicas (PACC) 2010. Chapingo, México. 223p.
- Villanueva-Díaz, J., 1995. Influence of land-use and climate on soils and forest structure in mountains of the southwestern United States and Northern Mexico. PhD. Dissertation, University of Arizona, Tucson.
- Villanueva-Díaz, J., McPherson, G.R. 1996. Reconstruction of precipitation and PDSI from tree-ring chronologies developed in mountains of New Mexico, USA and Sonora, México. *Ariz. Nev. Acad. Sci Hidrolo. Sect.* 26:45-54.
- Villanueva, D.J., Stahle, D.W., Cleaveland, M.K. y Therrel, M.D. 2000. Estado actual de la Dendrocronología en México. *Rev. Ciencia Forestal en México* 25(88): 5-38.
- Villanueva, D. J.; Luckman, B. H.; Stahle, D. W.; Therrell, M. D.; Cleaveland, M. K.; Cerano-Paredes, J. Gutiérrez-García, G.; Estrada-Ávalos, J. and Jasso-Ibarra, R. 2005. Hydroclimatic variability of the upper Nazas basin: water management implications for the irrigated area of the Comarca Lagunera. *Dendrocronología*. 22(3):215-223.
- Villanueva-Díaz, J., Stahle, D.W., Luckman, B.H., CeranoParedes, J., Therrell, M.D. and Cleaveland, M.K. 2007. Winter-Spring precipitation reconstructions from tree rings for northeast Mexico. *Clim. Change*. 83:117-131.
- Villanueva-Díaz, J.; Cerano-Paredes, J. y Estrada-Ávalos, J. 2008. Reconstrucción de precipitación estacional de *Pseudotsuga menziesii* (Mirb.) Franco en Sierra la Madera. Cuatro Ciénegas, Coahuila. *Rev. Cienc. For. Méx.* 33(104):17-35.

- Villanueva -Díaz, J., Peter Z. Fulé, J. Cerano P., J. Estrada A., I. Sánchez C. 2009. Reconstrucción de la precipitación estacional para el barlovento de la Sierra Madre Occidental . Rev. Cien. For. en Méx . 34 (105): 37-69.
- Villanueva-Díaz, J., Cerano-Paredes, J., Constante-García, V., Stahle, D.W., Estrada-Ávalos, J. y Tostado-Plascencia, M. 2011. Variabilidad hidroclimática histórica del norte de México, inferida con anillos de crecimiento de Douglas-Fir. Rev. Mex. Cienc. Agric. 2: 221-334
- Wilhite, D. A. 2000. Drought as a natural hazard. In: Drought: A Global Assessment. Wilhite, D.A.(ed). Routledge Publishers, London, UK. pp: 3-18.
- Wilhite, D.A. and Glantz, M.H., 1985. Understanding the drought phenomenon: the role of definitions. Water International 10: 111–120.
- Willeke, G., Hosking, J.R.M., Wallis, J.R. and Guttman, N.B.. 1994. The National Drought Atlas. Institute for Water Resources Report 94–NDS–4, U.S. Army Corps of Engineers.
- Zehnder, J.A. 1991. The interaction of planetary-scale Tropical Easterly Waves with topography : A Mechanism for the initiation of Tropical Cyclones. J. Atm. Sci. 48(10):1217-1230.

CAPÍTULO II

INFLUENCIA DE VARIABLES TOPOGRÁFICAS, GEOGRÁFICAS Y DE CONTINENTALIDAD SOBRE LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA PRECIPITACIÓN MEDIA MENSUAL EN LA CUENCA DEL RÍO BRAVO¹

RESUMEN

En el presente estudio se analizaron datos mensuales de precipitación para representar fiablemente, la distribución espacial de la Precipitación Media Mensual (PMM) en el territorio Mexicano de la Cuenca del Río Bravo (CRBM). Se utilizaron datos de 201 estaciones climáticas ubicadas al interior y en los alrededores de la cuenca. Con la información del 60% de estaciones seleccionadas aleatoriamente, se ajustaron modelos de regresión múltiple para predecir la PMM a partir de: la elevación, la complejidad del relieve, la proximidad de zonas marítimas y la localización geográfica de estaciones climáticas, que explicaron entre 70 y 82% la variabilidad espacial de la precipitación que ocurre durante los meses del periodo húmedo. Se obtuvieron mapas mensuales de PMM calibrados espacialmente con la interpolación de los residuales. Con el restante 40% de estaciones se realizaron pruebas de validación estadística antes y después de la calibración. Las pruebas de validación mostraron coeficientes de eficiencia (*CE*) comprendidos entre 0.41 y 0.82 y valores porcentuales del error medio absoluto (*%EMA*) entre 19.1% y 39.5%, siendo los modelos del periodo comprendido entre mayo y agosto los de mejor capacidad predictiva. La calibración de los modelos mejoró significativamente la fiabilidad de las interpolaciones en la totalidad de los modelos (*CE* entre 0.60 y 0.90, y *%EMA* entre 16.2 y 30.1) permitiendo obtener coberturas geográficas fiables, de alta resolución espacial y con potencial de poder considerarlas como variables de entrada en modelos orientados a evaluar procesos hidrológicos en la CRBM.

Palabras clave: regresión lineal múltiple; fiabilidad; prueba de eficiencia

ABSTRACT

In the present study were analyzed monthly rainfall data in order to reliably represent the spatial distribution of the average monthly precipitation (PMM) in the

¹ Citar como:

Núñez-López D., Treviño-Garza E.J., Reyes-Gómez V.M., Muñoz-Robles C.A., Aguirre-Calderón O. A., y Jiménez-Pérez J. 2013. Interpolación espacial de la precipitación media mensual en la cuenca del Río Bravo/Grande. Revista Tecnología y Ciencias del Agua 4(2).

Bravo River Basin (CRBM). Were used data from 201 weather stations located inside and around the basin. With the information of 60% randomly selected stations were constructed multiple linear regression models to predict the PMM as a function of elevation, complexity of the topography, coast proximity and geographic location of stations. The results show that the spatial variability of precipitation that occurs during the wet period could be explained between 70 and 82% by the independent variables. Monthly maps of PMM were spatially calibrated interpolating the residuals. Validation tests were conducted before and after of the spatial calibration using the remaining 40% of stations. The validation tests showed efficiency test coefficients (*CE*) between 0.41 and 0.82 and mean absolute percent error values (*%EMA*) between 19.1% and 39.5%, resulting the months from may to august as the best predictive. The calibration of the models significantly improved the reliability of the interpolations of every month (*CE* between 0.60 and 0.90, *%EMA* between 16.2% and 30.1%), allowing to obtain reliable geographical coverage of PMM with high spatial resolution and with the potential for being considered as input variables in models that assess hydrological processes in the CRBM.

Keywords: multiple linear regression; reliability; efficiency test.

INTRODUCCIÓN

La descripción espacial y temporal de variables climáticas es de gran utilidad para comprender el funcionamiento de procesos bio-físicos. La precipitación es una de las principales variables climáticas requeridas para estimar balances hídricos, recargas de frontera en la modelación de flujos de agua subterránea, evaluar procesos de erosión así como para definir las condiciones climáticas actuales. Sin embargo, la representación espacial fiable de la precipitación, es particularmente difícil en zonas montañosas con escasa disponibilidad de estaciones climáticas en donde el efecto orográfico es grande (Hevesi et al., 1992; Phillips, et al., 1992; Huade et al., 2005).

Diversos métodos estadísticos han sido desarrollados para predecir la distribución espacial de variables climáticas, y difieren en su concepto y

formulación matemática. Métodos locales de interpolación como polígonos de Thiessen e inverso del cuadrado de la distancia (IDW) han sido frecuentemente empleados en la predicción climática y desarrollo cartográfico (New y Hulme, 2000; Johnston et al., 2001; Vicente-Serrano et al., 2003), al igual que procedimientos geo-estadísticos como Kriging, co-Kriging y Spline (Saveliev et al., 1998; Nalder y Wein, 1998; Price et al., 2000; Vicente-Serrano et al., 2003; Apaydin et al., 2004; Hong et al., 2005). Algunos trabajos se han enfocado a comparar la eficiencia de éstos métodos con el propósito de determinar el más apropiado para representar espacialmente la precipitación. No obstante, estos procedimientos de interpolación consideran únicamente las relaciones espaciales de las estaciones climatológicas situadas geográficamente y no toman en cuenta características del paisaje que influyen en la distribución de la precipitación, por lo que tienden a predecirla de manera sesgada.

En diversos estudios se ha evaluado la influencia de la elevación del relieve sobre la distribución de la precipitación, encontrándose correlaciones significativas que indican que tiende a incrementarse con la elevación del relieve, debido al efecto orográfico de las montañas (Hevesi et al., 1992; Daly et al., 1994); sin embargo esta relación es más complicada debido a que existen otros factores tales como las exposiciones y la complejidad del relieve que juegan un papel determinante en la distribución de la precipitación particularmente en zonas montañosas (Basist et al., 1994; Daly et al., 1994; Hession y Moore, 2011). Modelos estadísticos multivariados han sido desarrollados en otros estudios para predecir eficientemente la precipitación considerando como variables predictivas:

mediciones regionales de la topografía, longitud, latitud, elevación del relieve y proximidad de las zonas marítimas. (Ninyerola et al., 2000; Wotling et al., 2000; Vicente-Serrano, et al., 2003; Marquinez et al., 2003; Diodato, 2005; Oettli and Camberlin, 2005). Actualmente, la combinación de modelos de regresión con métodos geo-estadísticos hace posible el desarrollo de cartografía climática con predicciones precisas y mínima varianza espacial (Atkinson 1997; Curran y Atkinson 1998; Goovaerts 2000; Vicente-Serrano et al., 2003).

Los patrones generales de circulación atmosférica son ampliamente responsables de las variaciones del clima a gran escala e incluyen la dirección predominante de los vientos, circulaciones monzónicas y otras características que definen el clima de una región (Daly, 1994). Se asume que muchos de estos patrones ocurren a diferentes escalas, por ejemplo, procesos de meso-escala suelen manifestarse sobre regiones que comprenden desde 1 km hasta aproximadamente 100 km en diámetro; mientras que procesos de escala sinóptica impactan en la distribución de la precipitación en zonas con un diámetro aproximado entre 100 km y 1 000 km (Hession y Moore, 2011). Particularmente en el norte de México, la precipitación presenta una variabilidad espacial influenciada por diversos patrones de circulación atmosférica de escala global tales como la Oscilación del Sur y la ocurrencia del fenómeno El Niño (Magaña et al., 2003). De los procesos de meso-escala que tienen un efecto directo sobre la lluvia en esta región destacan los vientos del este, provenientes del Golfo de México y del Atlántico; los vientos del suroeste que ascienden desde el Pacífico Tropical (Reyes et al., 1994) y el sistema de circulación atmosférica conocido

como Monzón de Norteamérica, asociado a los numerosos y severos eventos de precipitación que ocurren de julio a septiembre en la zona montañosa de la Sierra Madre Occidental (Gochis et al., 2006; Méndez y Magaña, 2010); en contraste, el sistema subtropical de alta presión y la orientación de las barreras orográficas de la Sierra Madre Occidental y la Sierra Madre Oriental limitan la cantidad de precipitación sobre el Altiplano Mexicano (García, 2003).

La Cuenca del Río Bravo se sitúa en el norte de México y por su carácter Binacional es considerada como una de las más importantes de país. La presión sobre el uso del agua al interior de la cuenca por los sectores agrícola, doméstico e industrial se ha intensificado en los últimos años, situación que se ha complicado debido a la ocurrencia de sequías (Velasco et al., 2004). Aunado a esto, existe una presión internacional debida a la necesidad de cumplir con el Tratado Internacional de 1944 en el cual se estipula que México debe entregar anualmente a Estados Unidos de Norteamérica 432 millones m³ de agua hacia el cauce del Río Bravo. De no cumplir con esta cuota, el adeudo se acumula para el siguiente ciclo de cinco años, con aguas procedentes de la cuenca del río Conchos, principal afluente mexicano de la CRB (Kelly, 2001; Velasco et al., 2004). Por su ubicación geográfica y por la complejidad tanto del relieve como de los sistemas atmosféricos que convergen en ella, la CRB es altamente susceptible a variaciones de la precipitación. Para comprender el desarrollo de los procesos hidrológicos, y en términos generales el funcionamiento hidrológico de la CRB, es necesario representar de manera fiable la distribución espacial y temporal de la precipitación que ocurre en la cuenca.

En el presente estudio se analizaron datos de Precipitación Media Mensual (PMM) de estaciones climáticas localizadas al interior y en los alrededores de la CRBm. Los objetivos del estudio fueron: (1) determinar la distribución espacial de la PMM en la CRB, mediante modelos de regresión lineal múltiple (MRLM) concebidos en función de la longitud, latitud, altitud sobre el nivel del mar, complejidad del relieve y proximidad de las zonas costeras, y (2) evaluar estadísticamente la fiabilidad de las interpolaciones obtenidas para cada mes.

MATERIALES Y MÉTODOS

ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca del Río Bravo cubre una superficie total de 457 275 km²; de ésta superficie, aproximadamente el 49% se distribuye en territorio Mexicano y el resto en Estados Unidos de Norteamérica (Figura 2.1). El Río Bravo nace en las montañas nevadas de Colorado y Nuevo México, tiene una longitud aproximada de 3,033 km que lo ubica como el quinto río más largo de Norteamérica; en sus últimos 2,100 km antes de descargar sus aguas en el Golfo de México, forma parte del límite fronterizo entre los dos países. Los dos afluentes más importantes son el río Conchos en México y el río Pecos en Estados Unidos.

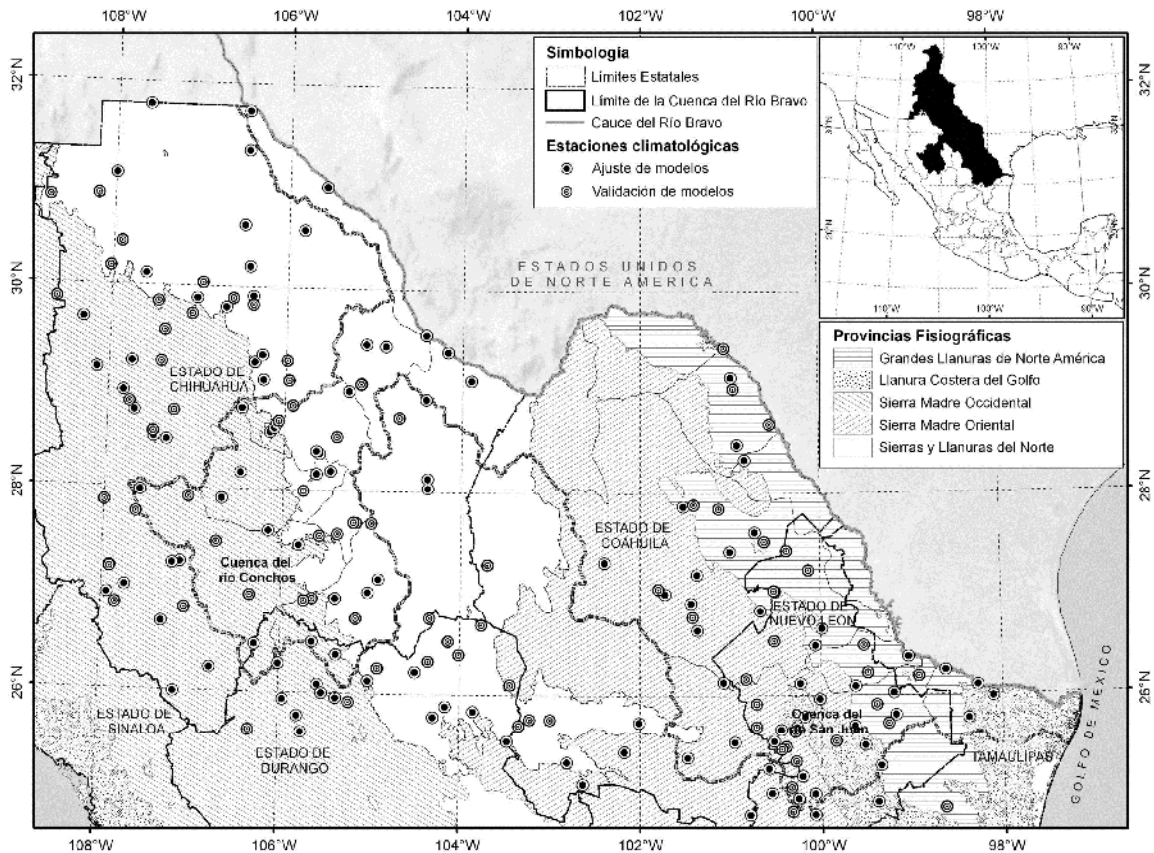


Figura 2.1.- Ubicación geográfica de la Cuenca del Río Bravo y red de estaciones climáticas utilizadas. El mapa pequeño ubicado en la parte superior derecha muestra la totalidad de la cuenca del Río Bravo. Elaboración propia con información proveniente de CNA, (2010).

La Cuenca del Río Bravo del lado Mexicano (CRBM) es identificada en términos de su manejo como la región hidrológica 24 denominada Bravo-Conchos (CNA, 2003). Geográficamente se sitúa entre los 107° 45' y 97° 15' de longitud Oeste, y los 31° 50' y 24° 55' de latitud Norte, abarcando parte de los estados de Durango, Chihuahua, Coahuila, Nuevo León y Tamaulipas.

Por sus dimensiones, la CRBM cubre diferentes zonas climáticas y dentro del territorio mexicano se localiza bajo la influencia del cinturón subtropical de

altas presiones, que se caracteriza por la presencia de vientos descendentes que no favorecen la formación de nubes (CNA 2010). La distribución de la precipitación que ocurre sobre la cuenca es irregular y escasa (precipitación media anual de 420 mm), características que son influenciadas por la continentalidad, ubicación geográfica, complejidad orográfica y factores globales de circulación atmosférica (CNA 2010).

La CRBM se distribuye sobre una gran variedad de condiciones topográficas. En la región Occidente, el Río Conchos, uno de sus principales afluentes, nace a una altitud aproximada de 2 850 metros sobre el nivel medio del mar (msnm) en la sub-provincia de Gran Meseta y Cañones Chihuahuenses de la Sierra Madre Occidental, desciende por la sub-provincia del Bolsón de Mapimí hasta desembocar en el cauce del Río Bravo a una altitud de 780 msnm. La cuenca del río San Juan, segundo afluente de mayor importancia se origina en altitudes comprendidas entre 1 950 y 2 100 msnm de la sub-provincia Gran Sierra Plegada de la Sierra Madre Oriental, continuando su descenso por Las Llanuras y lomeríos hasta los 50 msnm donde se une con el Río Bravo en las Grandes Llanuras de Norte América.

El régimen de precipitación que ocurre en la CRB se caracteriza por la presencia de un periodo de lluvias abundantes claramente definido en el verano entre los meses de junio a septiembre, siendo agosto y septiembre los meses más húmedos del periodo (Figura 2.2).

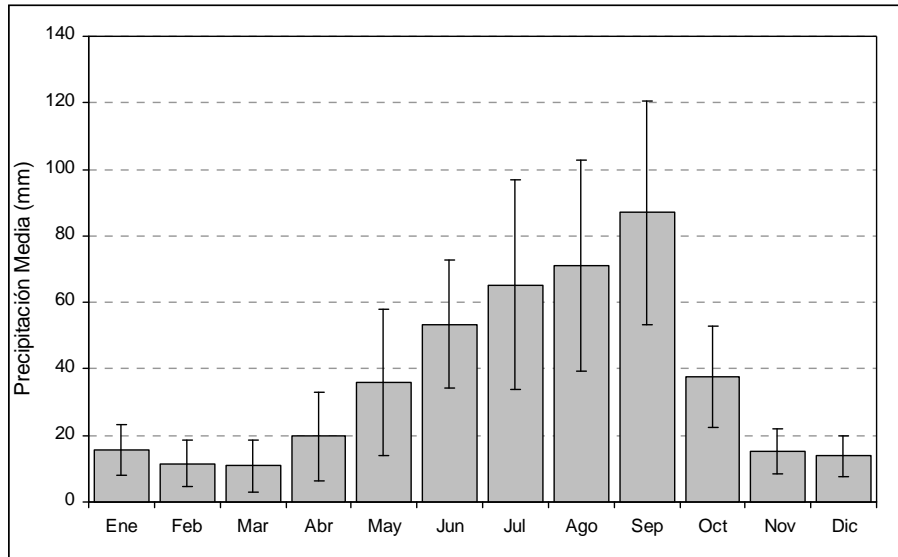


Figura 2.2.- Distribución de la Precipitación Media Mensual en las estaciones analizadas en la Cuenca del Río Bravo. Las acotaciones representan la desviación estándar. Elaboración propia con series de datos de precipitación provenientes de CNA, (2010).

La precipitación media acumulada durante los meses lluviosos representa aproximadamente el 66% de la precipitación total anual captada en la cuenca (CNA 2010).

METODOLOGÍA

Datos de entrada

En el presente estudio se recopilieron series históricas de precipitación mensual provenientes de estaciones climatológicas administradas por la Comisión Nacional del Agua y el Servicio Meteorológico Nacional que se encuentran distribuidas tanto al interior como al exterior de la CRBM. Preferentemente se consideró el uso de estaciones que cumplieran con un periodo común de datos con al menos de 35 años de continuidad (1970 - 2004); sin embargo y debido a la calidad de la información disponible, el número de estaciones que cuentan con

este periodo en su historial es muy reducido y siendo verdaderamente estricto, podrían quedar excluidas estaciones que a pesar de tener ligeras ausencias de datos, son de gran valor por ubicarse en zonas donde no existen estaciones climáticas.

De manera práctica es difícil considerar un período común a todas las estaciones, ya que una cantidad importante de éstas tienen periodos extremadamente cortos en sus registros o bien lagunas de datos faltantes de información. Para incluir el mayor número de estaciones posibles para la realización del presente estudio, se seleccionaron estaciones que contaron con al menos 85% de los registros mensuales de precipitación en el periodo comprendido de 1970 a 2004. En total fueron seleccionadas 201 estaciones climatológicas (Figura 1) a partir de las cuales, se determinaron los datos faltantes mediante análisis de regresión entre estaciones con datos completos e incompletos de acuerdo a como lo sugieren Young (1992) y Wanielista et al. (1997). Habiendo completado los datos faltantes y considerando el periodo de 1970 a 2004, para cada estación climatológica se obtuvo la precipitación media mensual. Dado que los valores de PMM no se ajustan a una distribución normal, transformaciones con funciones cuadráticas y logarítmicas se realizaron para la normalización de las series de datos mensuales previo al ajuste de MRLM.

Variables independientes

Las variables independientes incluyen la ubicación geográfica de las estaciones climatológicas (latitud y longitud) representadas en el sistema de

coordenadas métrico cónica conforme Lambert; la proximidad de las estaciones a las zonas de costa, derivada a partir de la distancia euclidiana; la elevación del relieve expresada en metros sobre el nivel del mar (ver Figura 2.3); y finalmente, con el propósito de considerar la influencia de la complejidad del relieve, se incluyó el índice de sinuosidad topográfica (Topographic Ruggedness Index, TRI) derivado a partir de un Modelo Digital de Elevaciones (MDE) con resolución espacial de 90 m (INEGI 2003). El TRI es un parámetro desarrollado por Riley et al., (1999) que permite cuantificar la heterogeneidad de la topografía, expresando el cambio de la elevación promedio que existe en cada píxel de un MDE, respecto a la de los ocho pixeles que inmediatamente lo rodean.

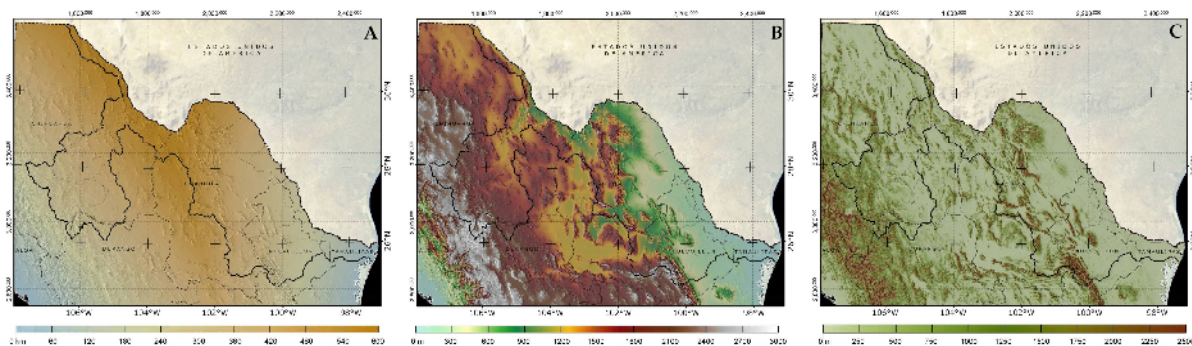


Figura 2.3.- Distribución espacial de: A) Proximidad de las zonas de costa. B) Elevación del relieve y, C) Complejidad del relieve representada a través del índice de sinuosidad topográfica TRI. Elaboración propia a partir de Continuo de elevaciones proveniente de INEGI, (2003)

Obtención y ajuste de MRLM

Con el propósito de predecir espacialmente la PMM histórica de la CRBM, para cada uno de los meses del año se ajustó un MRLM como (1). Del total de las estaciones climatológicas en estudio, se seleccionaron aleatoriamente el 60% para la obtención y ajuste del MRLM (1) para cada mes del año.

$$PMM_i = \beta_0 + \beta_1 LON + \beta_2 LAT + \beta_3 ELEV + \beta_4 DEM + \beta_5 TRI + \varepsilon \quad (1)$$

donde PMM_i representa el valor de respuesta de la precipitación media mensual en milímetros del i ésimo mes, LON , LAT , $ELEV$, DEM y TRI denotan respectivamente, las variables independientes longitud, latitud (representadas en el sistema de coordenadas Cónica Conforme Lambert), elevación sobre el nivel medio del mar (metros), la distancia Euclidiana a la zonas marítimas (metros) y el índice de sinuosidad topográfica que representa la complejidad del relieve. Las constantes $\beta_0, \beta_1, \beta_2, \beta_3, \beta_4$ y β_5 son parámetros que se estiman en el proceso de ajuste del modelo.

El término \mathcal{E} representa el error aleatorio del MRLM; se asume que los errores del modelo \mathcal{E} son independientes e idénticamente ajustados a una distribución normal de media 0 y varianza constante σ^2 , analíticamente queda expresado como: $\varepsilon \sim iidN(0, \sigma^2)$. Para verificar dichos supuestos se aplicaron respectivamente las siguientes pruebas estadísticas Durbin-Watson y Kolmogorov-Smirnov descritas ampliamente por Marquínez et al. (2003); en tanto que la homogeneidad de la varianza fue evaluada de manera gráfica, verificando la inexistencia de algún un patrón sistemático o tendencia entre los errores y las predicciones del modelo tal y como lo sugiere Hession y Moore (2011).

El proceso de ajuste se llevó a cabo utilizando el procedimiento de mínimos cuadrados por pasos con selección de variables hacia delante “Forward stepwise”. El método permite incluir todas las variables independientes en un simple paso y

descartar en pasos subsecuentes las variables que no cumplan con el nivel de significancia estadística esperado ($p < 0.05$). Cada vez que una variable es removida de la función, el modelo es reajustado y el valor de R^2 resultante, explica la varianza global, mayores detalles del proceso son descritos por Marquínez et al. (2003) y Hession y Moore (2011).

Interpolación espacial y calibración de la PMM

La interpolación espacial se llevó a cabo utilizando el programa Arc/Info 9.2 ®. La ecuación de cada MRLM fue resuelta mediante la sumatoria algebraica del valor de la constante del modelo $\hat{\beta}_0$ y los productos de las variables independientes con sus correspondientes coeficientes de regresión $\hat{\beta}_1, \hat{\beta}_2, \hat{\beta}_3, \hat{\beta}_4$ y $\hat{\beta}_5$. En otras palabras, en cada MRLM se sustituyeron los valores de longitud, latitud, elevación del relieve con la información proveniente del MDE, proximidad de las zonas de costa y los valores del índice de sinuosidad topográfica (TRI).

Los valores predichos por los MRLM fueron comparados con los observados en el 60% de estaciones, obteniéndose el error residual para cada estación climática. Los valores residuales se interpolaron espacialmente empleando la técnica *spline*, con un valor de 400 en el parámetro de tensión, tal y como lo sugieren Vicente-Serrano et al., (2003). Las matrices de valores residuales resultantes se utilizaron para calibrar espacialmente los valores de PMM interpolados con los MRLM, tal y como se indica en la ecuación 2 (Ninyerola et al., 2000; Vicente –Serrano et al., 2003):

$$PMMc_i = PMM_i + Mresid_i \quad 2)$$

en donde: $PMMc_i$ es la Precipitación Media Mensual calibrada del i ésimo mes, PMM_i es la Precipitación Media Mensual del i ésimo mes estimada por el correspondiente MRLM y $Mresid_i$ corresponde a los valores residuales interpolados espacialmente.

Validación estadística de las interpolaciones

La capacidad predictiva de cada MRLM fue evaluada empleando los valores de precipitación media mensual observados en el restante 40% de estaciones climatológicas que no fueron incluidas en los procesos de ajuste de los modelos. Los parámetros estadísticos obtenidos para determinar la fiabilidad de cada MRLM previo y posterior al proceso de calibración fueron: el valor porcentual del error medio absoluto $\%EMA$ (ecuación 3), y coeficiente de eficiencia de modelos de Nash-Sutcliffe CE (ecuación 4).

$$\%EMA = 100 * \frac{\sum \frac{|y_i - \hat{y}_i|}{|y_i|}}{n} \quad 3)$$

$$CE = 1 - \frac{\sum (y_i - \hat{y})^2}{\sum (y_i - \bar{y})^2} \quad 4)$$

Donde $\%EMA$, es el valor porcentual del error medio absoluto, CE es la eficiencia Nash-Sutcliffe del modelo, y_i es el valor de precipitación media mensual

observada en el 40% de estaciones no consideradas en el ajuste, \hat{y} es el valor de precipitación estimado por el MRLM, \bar{y} es la precipitación media observada. De acuerdo con Mayer y Butler (1993); Krause et al., (2005) y Bellocchi et al., (2009) la prueba CE es un indicador que permite evaluar la fiabilidad de modelos; valores de CE cercanos a uno indican que las predicciones son relativamente cercanas a la perfección, en tanto que valores próximos a cero se obtienen cuando la capacidad predictiva del modelo es tan precisa como el valor promedio de los datos observados, valores negativos revelan que el promedio de los valores observados resulta un mejor pronóstico que propiamente el modelo.

RESULTADOS

AJUSTE DE MODELOS DE REGRESIÓN

En términos generales, los coeficientes de regresión múltiple r oscilaron entre 0.70 y 0.91, en tanto que los coeficientes de determinación r^2 se mantuvieron entre 0.49 y 0.82 (Tabla 2.1). Los modelos correspondientes al periodo comprendido entre mayo y agosto mostraron el mejor desempeño (r entre 0.83 y 0.91; r^2 entre 0.70 y 0.82), el resto de los meses presentaron coeficientes de correlación múltiple y de determinación ligeramente más bajos (r entre 0.70 y 0.82; r^2 entre 0.50 y 0.68) aunque con significancia estadística.

Tabla 2.1.- Calidad de los MRLM obtenidos con el 60 % de estaciones climatológicas y resultados de las pruebas de validación estadística calculadas con el 40% de estaciones climatológicas no consideradas en los ajustes de modelos.

	Log (Ene)	Log (Feb)	Log (Mar)	Log (Abr)	Log (May)	Log (Jun)	Log (Jul)	Log (Ago)	Log (Sep)	Log (Oct)	Log (Nov)	Log (Dic)
$*r$	0.82	0.73	0.82	0.75	0.83	0.87	0.91	0.91	0.70	0.81	0.73	0.72
r^2	0.68	0.53	0.68	0.56	0.70	0.77	0.82	0.82	0.50	0.65	0.53	0.53
$\hat{\sigma} (EE)$	0.13	0.22	0.19	0.13	0.13	0.13	0.11	0.12	0.13	0.10	0.14	0.16
DW	1.93	1.85	1.65	1.84	1.88	2.08	2.00	1.78	1.94	1.87	2.02	1.94
Coefficientes de los MRLM												
$\hat{\beta}_0$	-0.9157	-3.8953	-5.0225	-4.4073	-2.0026	2.2096	2.9625	1.9470	0.9705	-0.6664	-0.5834	-0.9874
$\hat{\beta}_1 (LON)$	3.6E-07	7.2E-07	1.1E-06	1.3E-06	1.1E-06	1.7E-07	-4.9E-07	-2.5E-07	1.9E-07	3.9E-07	2.9E-07	2.3E-07
$\hat{\beta}_2 (LAT)$	6.2E-07	1.3E-06	1.5E-06	1.1E-06	4.6E-07	NS	NS	2.2E-07	2.9E-07	5.9E-07	5.2E-07	7.2E-07
$\hat{\beta}_3 (ELEV)$	7.8E-05	NS	9.6E-05	1.0E-04	NS	NS	7.6E-05	8.6E-05	NS	NS	NS	NS
$\hat{\beta}_4 (DEM)$	-1.8E-06	-2.1E-06	-2.3E-06	-1.3E-06	-5.8E-07	-7.8E-07	-9.3E-07	-1.2E-06	-1.1E-06	-1.1E-06	-1.3E-06	-1.7E-06
$\hat{\beta}_5 (TRI)$	9.7E-04	1.6E-03	1.6E-03	7.9E-04	NS	NS	5.7E-04	5.3E-04	NS	1.1E-03	7.1E-04	1.2E-03
Pruebas de validación previo a calibración **												
CE	0.59	0.58	0.49	0.41	0.74	0.82	0.77	0.76	0.42	0.49	0.45	0.53
$\%EMA$	26.6	29.4	39.5	25.1	23.4	21.9	19.1	18.6	22.2	21.7	28.6	32.1
Pruebas de validación posterior a calibración **												
CE	0.70	0.73	0.71	0.64	0.80	0.84	0.79	0.90	0.63	0.60	0.60	0.74
$\%EMA$	23.3	25.3	30.1	24.2	18.1	17.1	16.2	16.6	16.8	19.4	24.7	24.5

* $p < 0.001$; R^2 Coeficiente de determinación; $\hat{\sigma} (EE)$ = Error Estándar; DW = Prueba de Durbin Watson ;
 $\hat{\beta}_1 (LON)$ = longitud; $\hat{\beta}_2 (LAT)$ = latitud; $\hat{\beta}_3 (ELEV)$ = elevación; $\hat{\beta}_4 (DEM)$ = Distancia
 Euclídeana a la zona de marítima; $\hat{\beta}_5 (TRI)$ = índice de sinuosidad topográfica; NS = Sin
 significancia estadística ($p > 0.05$).

** Pruebas de validación obtenidas empleando el 40% de estaciones no consideradas en los
 ajustes de modelos
 CE = Prueba de eficiencia de modelo de Nash-Sutcliffe; $MAE\%$ = Porcentaje del error medio
 absoluto.

La proximidad de las zonas de costa mostró significancia estadística
 negativa en la totalidad de los meses del año reflejando un claro efecto de
 continentalidad que indica una disminución de los valores de precipitación
 conforme mas lejana se encuentra la zona marítima; este mismo efecto se

observó también en la variable longitud geográfica, que muestra una significancia positiva en la mayoría de los MRLM, exceptuando julio y agosto, indicando que la precipitación tiende a incrementarse en valores de longitud próximos al este de la cuenca, es decir en longitudes próximas a la costa del Golfo de México.

Las variables topográficas representadas a través de la elevación del relieve y del índice de rugosidad topográfica mostraron significancia estadística de forma variable; la primera de éstas, fue significativa únicamente en los modelos correspondientes a los meses de enero, marzo, abril, julio y agosto con una tendencia que indica un incremento en la precipitación conforme aumenta la elevación del relieve de la cuenca; en tanto que el índice topográfico que representa la heterogeneidad del relieve, es significativo en la mayoría de los modelos exceptuando mayo, junio y septiembre lo que indica que la precipitación tiende a ser mayor en zonas donde la altitud del relieve presenta alta variabilidad.

Las pruebas estadísticas de Kolmogorov-Smirnov revelaron con un nivel de significancia de 0.05, que los valores residuales de la totalidad de los MRLM se distribuyen normalmente, cumpliendo así con el supuesto de normalidad de residuos. Así mismo y considerando un nivel de significancia de 0.05, un valor de $n = 201$ y un total de 5 regresores incluidos en el modelo (1), se determinó que los límites inferior (dL) y superior (dU) que permiten estimar los valores críticos para evaluar la presencia o ausencia de auto-correlación a través de la prueba estadística Durbin-Watson (d) fueron $dL = 1.52$ y $dU = 1.63$. De acuerdo con Goldbenger (1962), la inexistencia de auto-correlación se establece cuando: $dU <$

$d < (4 - dU)$; para el presente análisis los límites de confianza quedaron comprendidos en: $1.63 < d < 2.37$. De acuerdo con los resultados obtenidos puede mencionarse que los valores de la prueba estadística Durbin-Watson (d) obtenidos en el ajuste de la totalidad de los modelos se mantuvieron entre 1.65 y 2.08, lo cual confirma la inexistencia de auto-correlación.

INTERPOLACIÓN ESPACIAL DE LA PMM

En la Figura 2.4 se muestran las interpolaciones espaciales de los valores residuales obtenidos al confrontar valores observados con los valores predichos por cada MRLM, en donde para cada mapa mensual es posible identificar las zonas en donde las estimaciones de la PMM fueron menos eficientes. Las zonas representadas con tonalidades claras indican que los valores de PMM predichos por los MRLM resultaron muy próximos a los valores observados; mientras que las zonas en tonos intensos muestran las anomalías extremas de los modelos; intensidades color azul representan sub-estimaciones, e intensidades de color rojo corresponden con sobre-estimaciones.

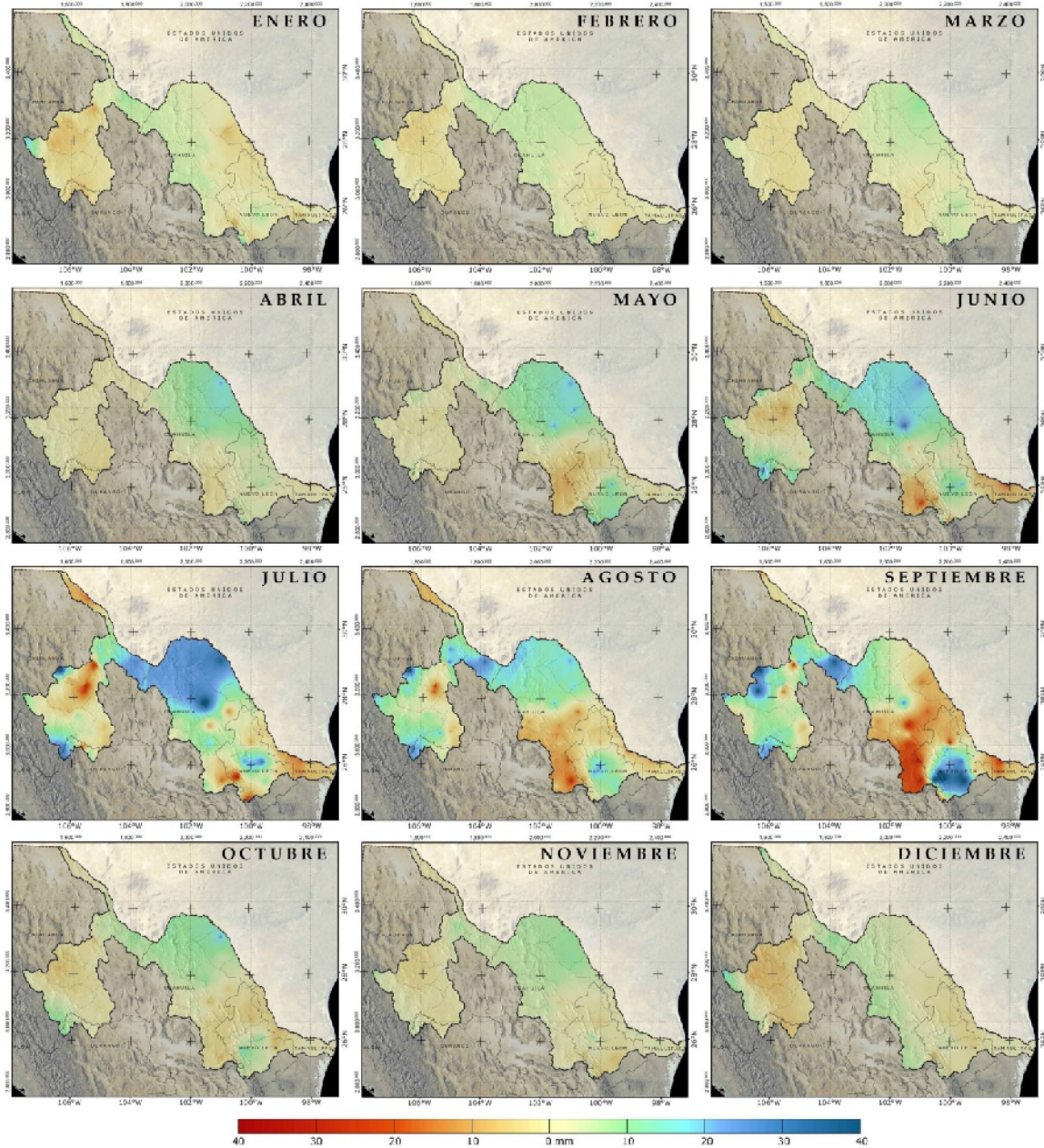


Figura 2.4.- Distribución espacial de valores residuales de los modelos obtenidos con el 60% de estaciones climatológicas. Las tonalidades en color azul representan sub-estimaciones de los modelos y tonalidades en rojo sobre-estimaciones. (Elaboración propia)

Tal y como puede observarse en la Figura 2.4, los modelos correspondientes a los meses comprendidos entre octubre y mayo pronosticaron eficientemente la precipitación, con algunas anomalías extremas localizadas de

forma aislada que no superaron los 20 mm de error (mayo y junio al noreste de Coahuila). Los errores mas extremos se observaron principalmente en los meses del periodo húmedo (junio – septiembre), con un rango de anomalías que se mantuvieron entre 30 y 40 mm, presentándose generalmente en zonas con relieve complejo.

Puede observarse también que la mayoría de los modelos, con excepción de agosto y septiembre, tienden a sobre-estimar la precipitación tanto en la parte media de la cuenca del río Conchos como en la parte alta de la Sierra Madre Oriental; en tanto que las sub-estimaciones ocurrieron principalmente en la porción central de la CRB justo en el límite internacional con el estado de Coahuila, así como en la parte alta de la cuenca del Conchos particularmente durante el periodo húmedo. La integración de los mapas de errores residuales con los predichos por los MRLM permitió calibrar las coberturas de datos continuos de PMM y reducir la variabilidad espacial.

FIABILIDAD DE LAS INTERPOLACIONES

Los coeficientes de eficiencia obtenidos para las interpolaciones producidas con los MRLM previamente al proceso de calibración arrojaron valores comprendidos entre 0.41 y 0.82; en tanto que el valor porcentual del error medio absoluto se mantuvo entre 19.1% y 39.5%. Los modelos correspondientes a los meses del periodo húmedo fueron los más destacados por su capacidad predictiva presentando valores de *CE* que fluctuaron entre 0.74 y 0.82. Tal y como puede constatarse en la tabla 2.1, la calibración de los modelos mediante la

incorporación de valores residuales mejoró de manera notable la fiabilidad en todos los MRLM, por una parte, los valores de *CE* se incrementaron a un rango comprendido entre 0.60 y 0.90 y por otra, el valor porcentual del error medio absoluto disminuyó a un rango de valores comprendidos entre 16.2% y 30.1%.

DISCUSIÓN

Los resultados de ajuste de MRLM, los parámetros de la calidad de ajuste y las pruebas de eficiencia obtenidas para cada modelo son indicadores que ponen en evidencia la relación que guardan los rasgos geográficos, la distancia continental a las zonas marítimas y la complejidad del relieve con la PMM que ocurre sobre la CRB (Tabla 2.1). La contribución de las variables independientes permitió explicar entre el 70 y 82% la variabilidad espacial de la PMM que se presenta particularmente durante los meses que comprenden el periodo húmedo en la CRB. La precipitación del periodo húmedo muestra sus máximos valores en las partes altas de la cuenca del río Conchos y se reducen conforme la elevación y complejidad del relieve disminuyen en dirección al Río Bravo, situación que refleja un claro efecto orográfico producido por las montañas (Figura 2.5).

Este patrón de distribución de la precipitación concuerda con lo señalado por Brito-Castillo et al. (2010) quienes mencionan que particularmente en esa región del Monzón existe un patrón de distribución de la precipitación de sur a norte y de este a oeste. Es probable que el origen de las precipitaciones del periodo húmedo que ocurre en la parte alta de la cuenca del río Conchos esté influenciado por el sistema atmosférico regional conocido como circulación

monzónica (Douglas et al., 1993; Reyes et al., 1994; Brito-Castillo et al., 2003) que ocurre generalmente entre los meses de junio y septiembre. Este fenómeno se caracteriza por el transporte de la humedad que proviene del Golfo de California y que es modulada por la formación de centros de baja presión presentes en Sonora y Arizona, el cual a su vez, se asocia a una gran convergencia y vorticidad ciclónica sobre la Sierra Madre Occidental (Reyes et al., 1994). En la región oriental de la CRB, los máximos valores de precipitación se presentan en zonas próximas a la costa del Golfo de México y disminuyen conforme aumenta la lejanía de la zona marítima y se aproxima la altiplanicie mexicana, esto sugiere un patrón de distribución espacial de lluvia similar a lo indicado por García, (2003), quien menciona que la zona del altiplano norte de México llueve menos, por influencia de la continentalidad (lejanía del Golfo de México).

Resultados similares a los del presente estudio fueron obtenidos por Ninyerola et al. (2000) quienes obtuvieron coberturas geográficas de precipitación y temperatura con MRLM corregidas, considerando como variables predictivas factores geográficos y topográficos, y, de manera similar al presente estudio, determinaron que las variables topográficas tienen significancia estadística positiva en la contribución de los MRLM. La calibración de los valores predichos por los modelos mediante la integración de los residuales correspondientes permitió reducir la variabilidad espacial en cada modelo y mejorar de forma significativa la calidad de las interpolaciones, obteniendo de este modo coberturas geográficas de PMM confiables (Figura 2.5).

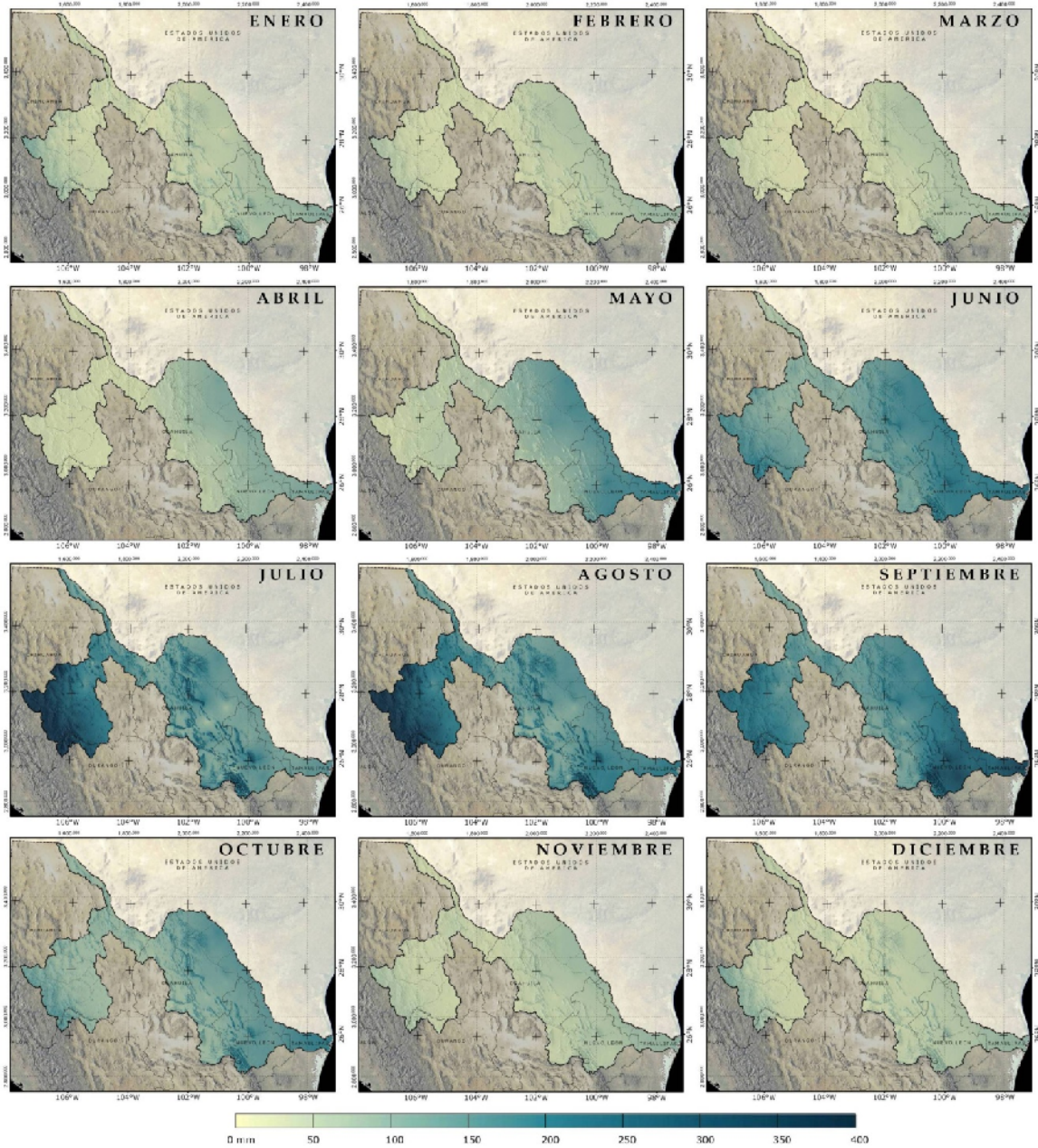


Figura 2.5.- Mapas de precipitación media mensual obtenidos con MRLM, calibrados con los valores residuales interpolados espacialmente. (Elaboración propia)

CONCLUSIONES

La estimación de la precipitación media mensual en función de la proximidad de las zonas marítimas, de la ubicación geográfica de estaciones

climáticas y de la elevación y complejidad del relieve mediante el uso de MRLM calibrados con los valores residuales, permitió la obtención de coberturas continuas de PMM estadísticamente confiables y de alta resolución espacial para la CRB. La principal contribución del presente estudio radica en la generación de coberturas continuas de PMM de alta resolución espacial y estadísticamente fiables, tal y como lo demostraron las pruebas de validación (Tabla 2.1). Los mapas generados cuentan con el potencial de constituirse como una herramienta de gran utilidad para evaluar y/o modelar las variaciones espaciales y temporales de los procesos hidrológicos que ocurren en la CRB.

LITERATURA CITADA

- Apaydin, H., Kemal, F. S. and Ersoy, Y. Y. 2004. Spatial interpolation techniques for climate data in the GAP region in Turkey. *Climate Research*. 28: 31-40.
- Atkinson, P. M. 1997. Geographical information science. *Prog. Phys. Geogr.* 21: 573-582.
- Basist, A., Bell, G.D., and Meentemeyer, V. 1994. Statistical relationships between topography and precipitation patterns. *J. Clim.* 7 (9): 1305–1315.
- Bellocchi, G., Rivington, M., Donatelli, M. and Matthews, K. 2009. Validation of biophysical models: issues and methodologies: A review. *Agron. Sustain. Dev.* 30 (1): 109-130.
- Brito-Castillo, L., Douglas, A.V., Leyva-Contreras, A. and Lluch-Belda, D. 2003. The effect of large-scale circulation on precipitation and streamflow in the Gulf of California continental watershed. *Int. J. Climatol.* 23 (7): 751-768.
- Brito-Castillo, L., Vivoni, E. R., Gochis, D. J., Filonov, A., Tereshchenko, L. and Monzon, C. 2010. An anomaly in the occurrence of the month of maximum precipitation distribution in northwest Mexico. *J. Arid Environ.* 74: 531-539.

- Comisión Nacional del Agua (CNA). 2010. Estadísticas del Agua en México, Edición 2010. México. 2010. 249 pp.
- Comisión Nacional del Agua (CNA). 2003. Programa Hidráulico Regional 2002-2006. Región Río Bravo. México. 242 pp.
- Curran, P. J. and Atkinson, P. M. 1998. Geostatistics and remote sensing. *Prog. Phys. Geogr.* 22: 61-78.
- Daly, C., Neilson, R. P., and Phillips, D. L. 1994. A statistical-topographic model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain. *Journal of Applied Meteorology.* 33: 140–158.
- Diodato, N. 2005. The influence of topographic co-variables on the spatial variability of the precipitation over small regions of complex terrain. *Int. J. Climatol.* 25: 351–363.
- Douglas, M. W., Maddox, R. A., Howard, K. and Reyes, S. The Mexican Monsoon. *J. Climate.* 6:1665-1677.
- García, E., 2003. Distribución de la precipitación en la República Mexicana. *Investigaciones Geográficas.* 50: 1993, 67-76.
- Gochis, D. J., Brito-Castillo, L. and Shuttleworth, W. J. 2006. Hydroclimatology of the North American Monsoon region in Northwest Mexico. *J. Hydrol.* 3 (16): 53-70.
- Goovaerts, P. 2000. Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *J. Hydrol.* 228: 113-129.
- Hession, S. L. and Moore, N. 2011. A spatial regression analysis of the influence of topography on monthly rainfall in East Africa. *Int. J. Climatol.* 31: 1440–1456
- Hevesi, J. A., Istok, J. D. and Flint, A. L. 1992. Precipitation estimation in mountainous terrain using multivariate geostatistics. Part I: Structural analysis. *J. Appl. Meteorol.* 31: 661–676.

- Huade, G., Wilson, J. L. and Makhnin, O. 2005. Geostatistical mapping of mountain precipitation incorporating autosearched effects of terrain and climatic characteristics. *J. Hydrometeorol.* 6: 1018-1031.
- Hong, Y., Nix, H. A., Hutchinson, M. F. and Booth, T. H. 2005. Spatial interpolation of monthly mean climate data for China. *Int. J. Climatol.* 25: 1369-1379.
- Instituto Nacional de Geografía Estadística e Informática (INEGI). 2003. Sistema de descarga del continuo de elevaciones Mexicano [en línea]. Disponible para World Wide Web:
<http://mapserver.inegi.org.mx/DescargaMDEWeb/> [Descargado 22 marzo 2008].
- Johnston, K., Verhoef, J. M., Krivoruchko, K. and Lucas, N. 2001. Using ArcGIS Geostatistical Analyst., ESRI, Redlands, C.A.
- Krause, P., Boyle, D.P., Bäse, F.B. 2005. Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in Geosciences*, 5: 89–97.
- Kelly, E.M. 2001. The Rio Conchos: A Preliminary Overview [online]. Texas Center for Policy Studies. Available from: <http://www.texascenter.org/publications.html#texasmexico> [Accessed 7 january 2011].
- Magaña, V. O., Vázquez, J. L., Pérez, J. L. and Pérez, J. B. 2003. Impact of El Niño on precipitation in México. *Geofísica Internacional.* 42 (3):313-330.
- Marquinez, J., Lastra, J., and Garcia, P. 2003. Estimation models for precipitation in mountainous regions: the use of GIS and multivariate analysis. *Journal of Hydrology.* 270: 1–11.
- Mayer, D. G. and Buttler, D. G. 1993. Statistical validation. *Ecol. Modelling.* 68: 21-32.
- Méndez, M. and Magaña, V. O. 2010. Regional aspects of prolonged meteorological drought over Mexico and Central America. *American Meteorological Society* 42(3): 313-330.

- Nalder, I. A. and WEIN, R.W. 1998. Spatial interpolation of climatic normals: test of a new method in the Canadian boreal forest. *Agr. For Meteorol.* 92, 211–225
- New, M. and Hulme, M. Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II. Development of 1901 monthly grids of terrestrial surface climate. *J. Climatol.* 13, 2000, 2217-2238.
- Ninyerola, M., Pons, X. and Roure, J. M. 2000. A methodological approach of climatological modelling of air temperature and precipitation through GIS techniques. *Int. J. Climatol.* 20: 1823-1841.
- Oettli, P., Camberlin, P. 2005. Influence of topography on monthly rainfall distribution over East Africa. *Climate Research* 283: 199–212.
- Phillips, D. L., Dolph, J. and Marks, D. 1992. A comparison of geostatistical procedures for spatial analysis of precipitation in mountainous terrain. *Agr. For Meteorol.* 58: 119-141.
- Price, D. T., Mckenney, D. W., Nalder, I. A., Hutchinson, M. F. and Kesteven, J. L. 2000. A comparison of two statistical methods for spatial interpolation of Canadian monthly mean climate data. *Agr. For Meteorol.* 101: 81-94.
- Reyes, S., Douglas, M.W. and Maddox, R.A. 1994. El monzón del suroeste de Norteamérica (TRAVASON/SWAMP). *Atmósfera.* 7: 117-137.
- Riley, S. J., Degloria, S. D. and Elliot, R. 1999. A terrain ruggedness index that quantifies topographic heterogeneity, *Intermountain Journal of Sciences.* 5:1-4.
- Saveliev, A. A., Mucharamova, S. S. and Piliugin, G. A. 1998. Modeling of the daily rainfall values using surface under tension and kriging. *J. Geogr. Inf. Decision Anal.* 2 (2): 52-64.
- Vicente-Serrano, S. M., Saz-Sánchez, M. A. and Cuadrat, J. M. 2003. Comparative analysis of interpolation methods in the middle Ebro Valley (Spain): application to annual precipitation and temperature. *Climate Research,* 24:161-180.

- Velasco, V. I., Aparicio, F. J., Valdés, J. y Velázquez, J. 2004. Evaluación de índices de sequía en las cuencas afluentes del Río Bravo/Grande. *Ingeniería Hidráulica en México*. Vol IX, Núm 3: 37-53.
- Wanielista, M. P., Kersten, R. and Eaglin R. 1997. Hydrology. Wiley and Sons. New York, U.S.A. 567 pp.
- Young, K. C. 1992. A three-way model for interpolating for monthly precipitation values. *Monthly Weather Rev.* 120: 2561-2569.
- Wotling, G., Bouvier, CH., Danloux, J., and Fritsch, J.M. 2000. Regionalization of extreme precipitation distribution using the principal components of the topographical environment. *J. Hydrol.* 233:86–101.

CAPÍTULO III

CARACTERIZACIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL DE LOS EVENTOS DE SEQUÍA IDENTIFICADOS EN LA CUENCA DEL RÍO BRAVO DURANTE EL PERIODO 1970-2008

RESUMEN

En este trabajo se presentan las principales características de los eventos de sequía identificados en el territorio mexicano de la Cuenca del Río Bravo (CRBM) a partir de registros instrumentales provenientes de 201 estaciones climáticas. Considerando un periodo común de datos de precipitación mensual comprendido entre 1970 y 2008, para cada estación climática se calculó el índice de precipitación estandarizado en una escala de tiempo de 12 meses (SPI_{12}). Las series de valores SPI_{12} fueron agrupadas en función de cada provincia fisiográfica que abarca la CRBM. Mediante técnicas de interpolación espacial, para cada mes del periodo analizado, se obtuvieron coberturas continuas del SPI_{12} . Se identificaron de 9 a 12 eventos de sequía que permanecieron entre 3 y 34 meses, con intensidades medias que representaron condiciones de sequía desde incipiente hasta severa y valores SPI_{12} acumulados que indican déficits desde -2.5 hasta -44.2. El estudio permitió confirmar que los eventos de sequía de mayor duración, severidad y extensión geográfica del periodo analizado, ocurrieron a mediados de la década de 1990's y en etapas tempranas de siglo XXI. Curvas de diferencia integrada mostraron, desde mediados de la década de 1990's, tendencias en descenso que indicaron la persistencia de un periodo seco, el cual pareciera culminar en 2005; no obstante para comprender con mayor claridad el comportamiento oscilatorio de periodos húmedos y secos que ocurren en el norte de México es necesario realizar análisis con series de tiempo de muy largo plazo.

PALABRAS CLAVE: Sequía, Índice de precipitación estandarizado, Escala de tiempo, Cuenca del Río Bravo.

ABSTRACT

In this paper we present the main characteristics of drought events identified in the Mexican territory of the Rio Bravo Basin (CRBM) based instrumental records from 201 weather stations. Considering a common period of monthly precipitation data from 1970 to 2008, for each weather station was calculated the standardized precipitation index in a time scale of 12 months (SPI_{12}). The SPI_{12} value series were grouped according to each physiographic province that is distributed the CRBM. Spatial interpolation techniques were used to derive monthly SPI_{12} geographical coverage. We identified from 9 to 12 drought spells that persisted between 3 and 34 months, with average intensities indicating incipient drought conditions to severe, and SPI_{12} values accumulated representing deficits from -2.5 to -44.2. The

study confirmed that the drought events that occurred in the mid 1990's and early XXI century were the most persistent, intensity and severity from the analyzed period. Integrated difference curves shown, from mid 1990's, downward trends that indicate the persistence of a dry period, that seems to end in 2005. However to understand more clearly the oscillatory behavior of wet and dry periods that occur in northern Mexico is necessary to analyze time series long-term.

PALABRAS CLAVE: Drought, Standardized Precipitation Index, Time scale, Rio Bravo Basin.

INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas, la cuenca del río Bravo en su territorio mexicano, (CRBM) ha experimentado una creciente presión por el uso de los recursos hidráulicos para el desarrollo de la agricultura, ganadería e industria. Factores como la disminución de niveles freáticos en acuíferos, uso ineficiente del agua, aumento de la población e industria, todos estos magnificados por la extrema variabilidad climática ponen en riesgo el desarrollo sustentable de la cuenca (Velasco at al 2004; Návar, 2004). La presencia de intensos y prolongados periodos de sequías han acentuado la problemática de escasez de agua en la CRBM, originando controversias e inconformidades entre los principales usuarios del agua por la gestión y manejo del recurso, así como tensiones de carácter político por el incumplimiento de los compromisos internacionales establecidos en el Tratado sobre distribución de aguas internacionales firmado en 1944 por México y los Estados Unidos de América (Salinas-Palacios, 2011; Linares, 2004).

Un mayor entendimiento sobre el comportamiento espacial y temporal de la sequía con una visión de largo plazo, proporcionaría elementos técnicos para

planear estrategias de mitigación adecuadas en términos de gestión del agua, previamente y durante la presencia de períodos de sequía, lo cual a su vez permitiría reducir la alta vulnerabilidad que presenta la CRBM ante este evento climático. Por lo anterior, en el presente trabajo analizaron series de datos de precipitación mensual provenientes de registros instrumentales con el propósito de identificar la periodicidad, intensidad duración, severidad y extensión geográfica de los eventos de sequía que han ocurrido al interior de la CRBM en el periodo comprendido de 1970 a 2008.

MATERIALES Y METODOS

UBICACIÓN DE LA CUENCA DEL RÍO BRAVO

La cuenca del Río Bravo cubre una superficie total aproximada de 457,275 km²; de ésta superficie, 49% se distribuye en el norte del territorio Mexicano y el resto en Estados Unidos de Norteamérica. El Río Bravo nace en las montañas nevadas de Colorado y Nuevo México, su recorrido tiene una longitud aproximada de 3,000 km que lo ubica como el quinto río más largo de Norteamérica; en sus últimos 2,100 km antes de descargar sus aguas en el Golfo de México, forma parte del límite fronterizo entre los dos países.

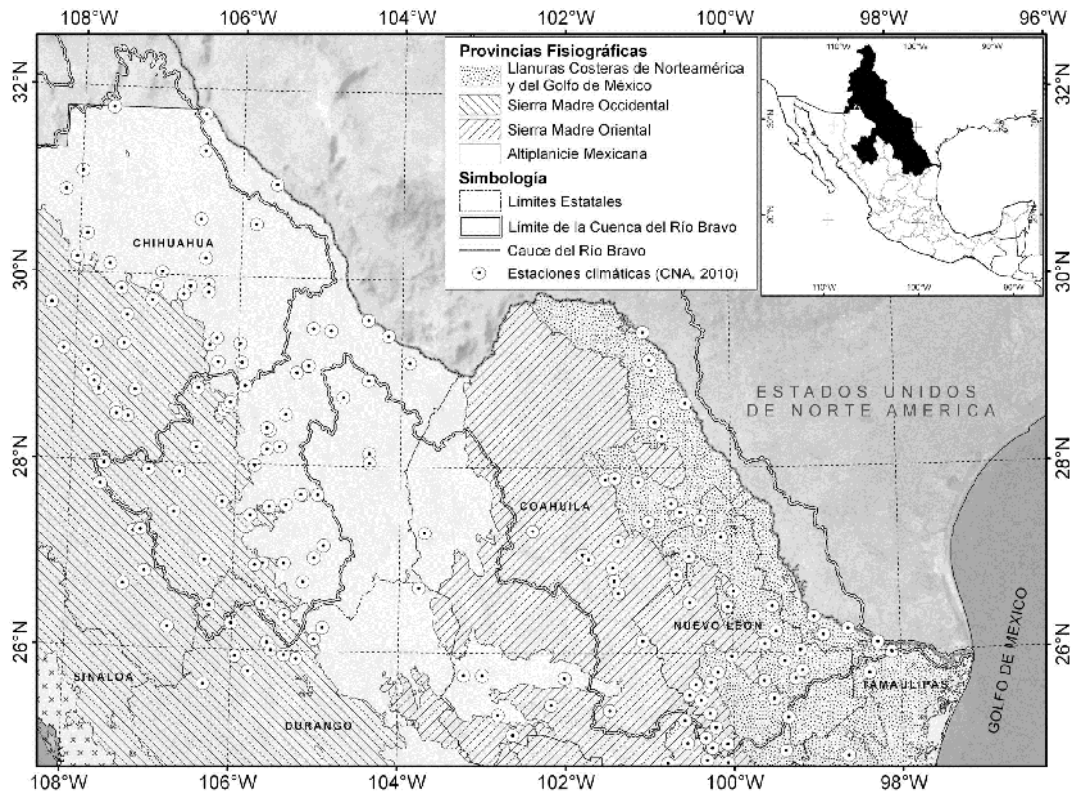


Figura 3.1.- Provincias Fisiográficas que se distribuyen en la Cuenca del Río Bravo y localización de la red de estaciones climatológicas de la Comisión Nacional del Agua. Elaboración propia con información proveniente de CNA, (2010) e INEGI, (2003).

La Cuenca del Río Bravo en territorio Mexicano (CRBM) es identificada en términos de su manejo como la región hidrológica 24 denominada Bravo-Conchos y en términos administrativos pertenece la Región VI Río Bravo (CNA 2010). Geográficamente se sitúa entre los 107° 45' y 97° 15' de longitud Oeste, y los 31° 50' y 24° 55' de latitud Norte, y cubre parte de los estados de Durango, Chihuahua, Coahuila, Nuevo León y Tamaulipas (Figura 3.1). Los ríos Conchos y San Juan son los afluentes mexicanos de mayor importancia por el aporte de sus escurrimientos hacia el cauce del Río Bravo (Navar 2004, Tae-Woong et al.,

2002). Los escurrimientos que provienen del Río Conchos, suministran entre 77 y 80% del agua que se descarga en los dos más importantes embalses Binacionales: La Amistad y Falcón (Tae-Woong et al., 2002).

SERIES DE DATOS

En el presente estudio se recopilamos series históricas de precipitación mensual provenientes de estaciones climatológicas administradas por la Comisión Nacional del Agua y el Servicio Meteorológico Nacional que se encuentran distribuidas tanto al interior como en las proximidades de la CRBM. Preferentemente se consideró el uso de estaciones que cumplieran con un periodo común de datos con al menos de 30 años de continuidad; sin embargo y debido a la calidad de la información disponible, el número de estaciones que cuentan con este periodo en su historial es muy reducido y siendo verdaderamente estricto, podrían quedar excluidas estaciones que a pesar de tener ligeras ausencias de datos, son de gran valor por ubicarse en zonas donde no existen estaciones climáticas.

De manera práctica es difícil considerar un período común a todas las estaciones, ya que una cantidad importante de éstas tienen periodos extremadamente cortos en sus registros o bien lagunas de datos faltantes de información. Para incluir el mayor número de estaciones posibles para la realización del presente estudio, se seleccionaron estaciones que contaron con al menos 85% de los registros mensuales de precipitación en el periodo comprendido de 1970 a 2008. En total fueron seleccionadas 201 estaciones

climatológicas mostradas en la figura 3.1, a partir de las cuales, se determinaron sus datos faltantes mediante análisis de regresión entre estaciones con datos completos e incompletos de acuerdo a lo sugerido por Young (1992) y Wanielista et al. (1997).

METODOLOGÍA

Con el propósito de describir las principales características de los eventos de sequía ocurridos al interior de la CRBM, para cada estación climática incluida en el análisis, se calculó el índice de precipitación estandarizado en la escala de tiempo de doce meses (SPI_{12}) empleando un historial de datos de precipitación mensual del periodo comprendido entre 1970 y 2008. Cada valor mensual SPI_{12} representa la precipitación acumulada del mes en cuestión y los once meses que le anteceden. Una detallada descripción sobre el cálculo del SPI puede ser consultada en Edwards y McKee, (1997). Mediante el uso de procedimientos de interpolación espacial, para cada mes del periodo analizado, se obtuvieron coberturas continuas del SPI_{12} . El método utilizado para este propósito fue el inverso de distancia ponderada (Inverse Distance Weight, IDW) incluido en Arc/Info©. Las coberturas mensuales de valores continuos SPI_{12} fueron clasificadas de acuerdo al esquema propuesto por el programa The North American Drought Monitor NADM, (2013) y posteriormente se transformaron a coberturas vectoriales para cuantificar la superficie que abarcan las diversas intensidades de sequía.

En una siguiente fase, las series de valores SPI_{12} fueron agrupadas de acuerdo a las regiones o provincias fisiográficas que predominan en la CRBM.

Para cada provincia fisiográfica se identificaron los siguientes parámetros de la sequía: i).- Periodicidad, en función del número de eventos de sequía ocurridos en el historial de datos, ii).- Duración (D), periodo expresado en el número de meses en el que predominaron al menos condiciones de sequía incipiente ($SPI_{12} < -0.5$), iii).- Severidad (S), corresponde al déficit acumulado de la precipitación, durante el periodo del evento de sequía $S = \sum_{t=1}^t (SPI_{12} < -0.5)$. iv).- Magnitud o Intensidad Media Mensual (IM), se refiere al grado del déficit de la precipitación promedio por unidad de tiempo ($IM = S/D$) y, v).- Distribución espacial de los eventos de sequía observados en el historial analizado.

En una última fase, para cada provincia fisiográfica se obtuvieron curvas de diferencia integrada (CDI) mediante la acumulación de valores SPI_{12} estandarizadas, con lo cual se analizó el comportamiento cíclico de tendencias en las series de valores SPI_{12} de acuerdo al procedimiento sugerido por Brito-Castillo et al., (1998) y Arreola-Ortiz (2010).

RESULTADOS

En la porción de la Sierra Madre Occidental que ocupa la CRBM se identificaron un total de 12 eventos de sequía que permanecieron entre 5 y 29 meses y con intensidades medias de -0.66 (sequía incipiente) a -1.33 (sequía severa); se observaron valores SPI_{12} extremos que fluctuaron desde -0.656 hasta -2.240 que representan condiciones de sequía en categorías desde incipiente hasta excepcional (Figura 3.2a). El evento de sequía más sobresaliente por su intensidad y persistencia ocurrió entre agosto de 1994 y julio de 1996, mostró una

intensidad media mensual (*IM*) de -1.33 que lo clasificó como condición de sequía severa; durante su permanencia, el evento alcanzó un valor de severidad de -31.9 que lo ubica como el segundo episodio de sequía con mayor duración y déficit acumulado de la región (Figura 3.2a).

Otros eventos de sequía de gran intensidad aunque de corta duración, se registraron a principios de la década de los 80's, específicamente durante los periodos de enero a octubre de 1980 y de septiembre de 1982 a febrero de 1983; la severidad de estos eventos de sequía no pareció ser importante debido a su reducida persistencia y a los intensos periodos húmedos que les siguieron. Por su duración y severidad, el periodo de sequía observado entre septiembre de 2001 y febrero de 2004 es considerado como el de mayor severidad del historial analizado, no obstante que la *IM* de -1.17 (sequía moderada) fue ligeramente inferior al evento antes descrito, alcanzó valores extremos SPI_{12} hasta de -1.816 que lo ubican en categoría de sequía extrema; en su prolongada permanencia de 29 meses acumuló un déficit de valores SPI_{12} de -34.1 (Figura 3.2a).

En la región fisiográfica que comprende la Sierra Madre Oriental fue posible identificar un total de 12 periodos de sequía con una duración que se extendió entre 4 y 34 meses, así como intensidades medias mensuales desde -0.62 (sequía incipiente) hasta -1.58 (sequía severa). Los eventos de sequía más sobresalientes de esta región por sus características de duración, intensidad y severidad, se presentaron en los periodos comprendidos de octubre de 1995 a febrero de 1997 así como de abril de 1998 a enero de 2001 (Figura 3.2b). El primero de estos

mostró una intensidad media mensual que lo clasificó como condición de sequía incipiente, con valores mínimos extremos SPI que alcanzaron la categoría de sequía severa, así como un déficit acumulado de -13.2; en tanto que el segundo episodio se alcanzó una intensidad media mensual que lo clasificó como condición de sequía severa, la intensidad de este periodo de sequía se acentuó a partir de octubre de 1999 cuando se establecieron condiciones de sequía excepcional las cuales prevalecieron por los siguientes 6 meses; el déficit acumulado de valores SPI_{12} registró un descenso de -44.2 (Figura 3.2b).

Las regiones que comprenden la altiplanicie y llanuras costeras, registraron por su parte 12 y 9 eventos de sequía respectivamente, con periodos que fluctuaron desde 3 hasta 33 meses. El evento de mayor intensidad y duración que ocurrió en ambas regiones, se mostró en sus etapas iniciales como una condición de sequía incipiente a partir de junio de 1994, en la región de la altiplanicie, el evento alcanzó a partir del cuarto mes, la categoría de sequía excepcional manteniéndose constante por los siguientes tres meses; después disminuye a condición de sequía extrema permaneciendo sin cambios a lo largo de siete meses; en su última fase, el evento tiende a declinar hacia una condición sequía moderada y persiste hasta agosto de 1996 (Figura 3.2c).

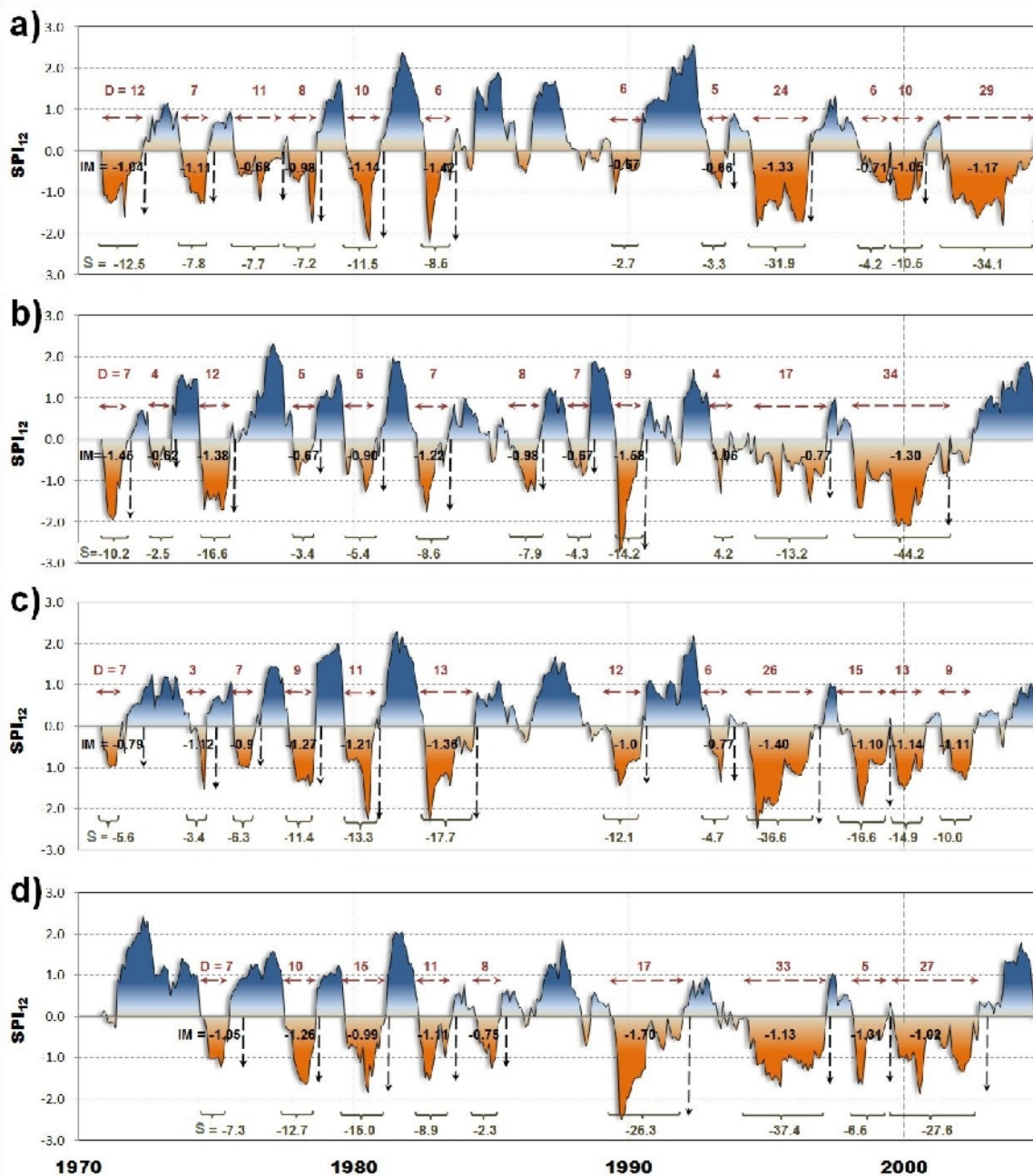


Figura 3.2.- Comportamiento histórico del SPI₁₂ durante el periodo de enero de 1970 a diciembre de 2005 en las regiones fisiográficas que comprende la CRBM. a) Provincia de la Sierra Madre Occidental, b) Provincia de la Sierra Madre Oriental, c) Provincia de la Altiplanicie, y d) Provincia de las Llanuras costeras. Parámetros empleados para caracterizar la sequía: (*D*) Duración en meses, (*IM*) Intensidad media mensual del periodo de sequía y, (*S*) Severidad de la sequía expresada en el déficit acumulado de valores SPI₁₂. (Elaboración propia)

En lo que a la región de las llanuras costeras respecta, este mismo evento de sequía evolucionó gradualmente hasta alcanzar una condición de sequía moderada de septiembre a diciembre de 1994; durante el primer semestre de 1995 se mantuvo como condición de sequía severa, la cual se acentúa al alcanzar la condición de sequía extrema en julio de ese mismo año; a partir de agosto de 1995 la intensidad disminuyó a condición de sequía moderada que mantiene constante por un largo periodo hasta su última fase de desarrollo en febrero de 1997 (Figura 3.2d). Se estima que el déficit acumulado de valores SPI_{12} alcanzó una severidad de -36.6 y de -37.4 en las regiones de la altiplanicie y las llanuras costeras respectivamente.

En la figura 3.2c puede observarse que al término de la década de los 90's y principios de 2000, la región de la altiplanicie, registró 3 eventos de sequía, en los que las fechas de culminación de los dos primeros, estuvieron muy próximas a las de inicio de los periodos de sequía que le siguieron respectivamente. La presencia de estos eventos se prolongó desde 9 a 15 meses y la intensidad media mensual fluctuó entre -1.10 y -1.14, es decir mensualmente mantuvieron una condición media de sequía moderada. En su conjunto el déficit acumulado de los tres eventos de sequía alcanzó una severidad hasta de -41.5.

Otro de los eventos de sequía destacado en la región de las llanuras costeras por su gran intensidad fue el observado al término de la década de los 80's y principios de los 90' (Figura 3.2d). Este evento de sequía inició en agosto de 1989 como una condición de sequía moderada y llegó a alcanzar, en el periodo de

septiembre a noviembre, valores extremos SPI_{12} desde -2.3 hasta -2.5 que indican condiciones de sequía excepcional; en los siguientes tres meses, es decir de diciembre de 1989 a febrero de 1990, la intensidad del evento disminuyó a condición de sequía extrema; de marzo a julio de 1990, el evento se mantuvo como condición de sequía severa y finalizó como sequía moderada en agosto del mismo año (Figura 3.2c).

En términos de extensión territorial, los resultados revelaron la presencia de 8 periodos de sequía que afectaron más del 60% de la superficie de la CRBM (Figura 3.3). Los periodos más prolongados ocurrieron de agosto de 1989 a abril de 1990 (9 meses), de agosto de 1994 a julio de 1996 (24 meses) y de octubre de 1999 a septiembre de 2000 (12 meses), la duración de los periodos restantes se mantuvo entre 4 y 7 meses.

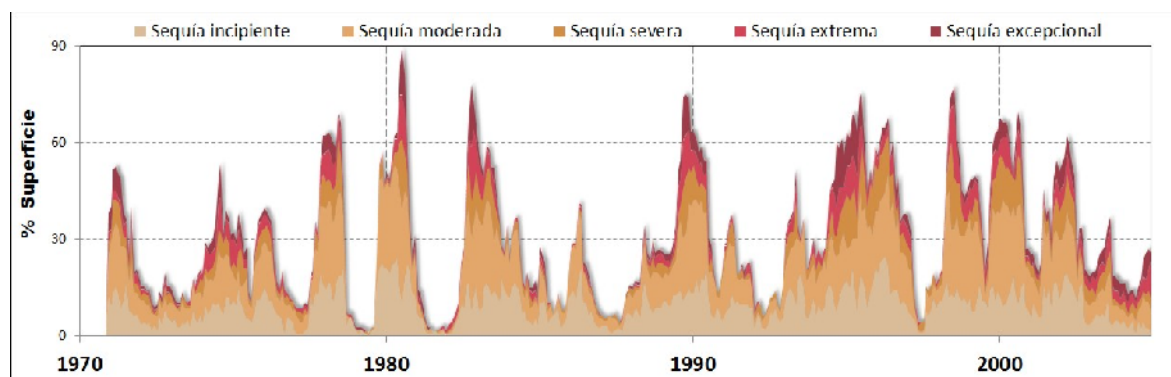


Figura 3.3.- Proporción de superficie afectada por condiciones sequía con intensidades desde incipiente hasta excepcional ($SPI_{12} < -0.5$) al interior de la CRBM. (Elaboración propia)

El comportamiento histórico de valores SPI_{12} observados en la totalidad de las regiones fisiográficas en las que se distribuye la CRBM permitió identificar una marcada alternancia de periodos húmedos ($SPI_{12} > 0.5$) y secos ($SPI_{12} < -0.5$)

durante las décadas de los 70's y 80's, la cual fue interrumpida por los prolongados e intensos eventos de sequía ocurridos desde mediados de la década de los 90's. La intensidad y duración de los periodos húmedos ocasionaron tendencias ascendentes en las curvas de diferencia integrada (CDI) producidas para cada región fisiográfica. Tal y como se ilustra en la figura 3.4, con excepción de las llanuras costeras, las CDI del resto de las regiones fisiográficas alcanzaron un punto de máxima inflexión entre 1992 y 1994, lo que representa el término del periodo húmedo y el inicio de otro seco.

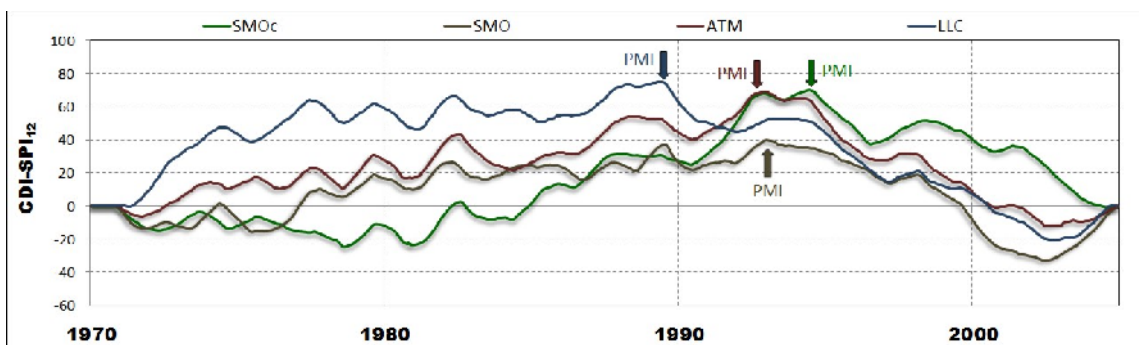


Figura 3.4.- Curvas de diferencia integrada (CDI) derivadas con series de valores SPI_{12} en las regiones fisiográficas que comprende la CRBM. PMI: Punto de Máxima Inflexión. (Elaboración propia)

En la figura 3.5 es posible observar el establecimiento y evolución mensual de la intensidad y extensión territorial del evento de sequía ocurrido a mediados de la década de los noventa en la CRBM. Tal y como puede observarse, entre agosto de 1994 y agosto del siguiente año, la región occidental de la CRBM experimentó las máximas categorías de la sequía (severa, extrema y excepcional) abarcando prácticamente la totalidad del área de captación que comprenden las cuencas del río Conchos y del Valle de Juárez.

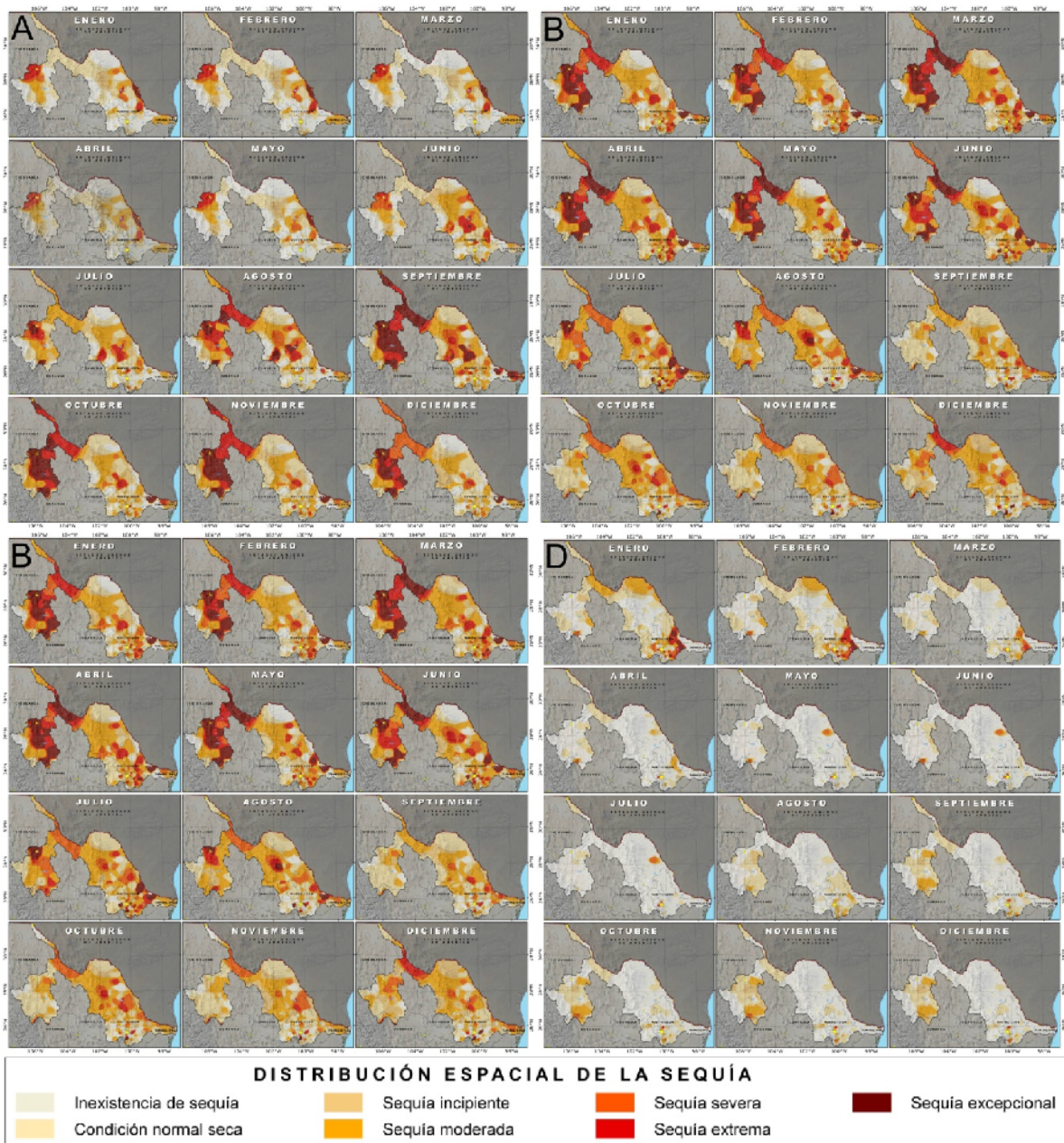


Figura 3.5.- Distribución espacial de los eventos de sequía identificados en la CRBM durante el periodo de 1994 a 1997. A) 1994; B) 1995; C) 1996 y D) 1997. (Elaboración propia)

En tanto que en la región oriental, específicamente en la parte central de la CRBM que se distribuye en el estado de Coahuila, se mantuvieron presentes condiciones de sequía de moderada a severa de forma permanente hasta julio de 1996; en el resto de la superficie de la región oriental las condiciones de sequía

también se mantuvieron presentes aunque sin un patrón claramente definido ya que las intensidades se distribuyeron de forma muy irregular en tiempo y espacio.

DISCUSIÓN

Los resultados revelan que los periodos de sequía observados a mediados y al término de la década de 1990's, fueron los eventos de mayor severidad que han sido registrados en la CRBM desde 1970; estos resultados son consistentes con los obtenidos por Tae-Woong et al., (2009) quienes al evaluar las características espaciales y temporales de la sequía al interior de la Cuenca del río Conchos con el Índice de Severidad de Sequía de Palmer (PDSI), determinaron que las sequías de la década de los 90's, han sido las más intensas, prolongadas y de mayor extensión geográfica de los últimos 40 años. En otros estudios (Gadsden et al., 2003; Velasco, et al 2004; Reyes-Gómez et al 2007; Tae-Woong et al., 2009; Salinas, 2011 y Ortega-Gausin et al., 2011) se ha demostrado que las intensas sequías que experimentó la Cuenca del río Conchos durante la década de los 90's, provocaron disminuciones significativas en los escurrimientos que fluyen al cauce del río Bravo y suministran a los principales embalses de la región; por esta razón México no logró cumplir con la cuota de agua correspondiente a los periodos quinquenales de 1992 a 1997 y de 1998 a 2002 (ciclos 25 y 26 respectivamente) que estipula el Tratado Internacional de 1944, acumulando de este modo, un adeudo de agua equivalente a $1,734 \text{ Mm}^3$, con los consecuentes problemas y tensiones regionales entre ambas naciones (CILA 1998; Velasco 2004; Muñoz et al 2007; Linares, 2009). No obstante los trabajos desarrollados por Stahle et al. (2009) y Seager et al. (2009) demostraron que las sequías tanto del

periodo invernal como del periodo húmedo ocurridas durante la década de 1990 y principios de siglo XXI, no alcanzaron la severidad ni la persistencia de las sequías establecidas en el norte de México a mediados de la década de 1950, por lo cual, son consideradas como las de mayor severidad del siglo XX (Arreola-Ortiz 2010).

La periodicidad, duración, intensidad y severidad de los eventos de sequía observados en la mayoría de las regiones fisiográficas que comprenden la CRB, así como las curvas de tendencias producidas para cada región, en términos generales muestran similitudes y correspondencias cronológicas, lo cual indica que dichos eventos no ocurrieron aisladamente, sino que se distribuyeron en extensas superficies geográficas del norte de México, lo cual podría indicar que procesos de escala global podrían estar determinando su presencia, tal y como lo sugiere Magaña, (2004).

CONCLUSIONES

El historial de series de datos SPI_{12} obtenidos en el presente estudio permitieron concluir, que los eventos de sequía observados a mediados y al término de la década de los 90's fueron los de mayor severidad, duración, intensidad y extensión geográfica que se han registrado al interior de la CRB durante el periodo de 1970 - 2008. El descenso observado en las CDI desde mediados de la década de los noventa, pareciera alcanzar un punto de inflexión mínima durante el 2003, en la mayoría de las regiones fisiográficas, lo que podría indicar el término del periodo seco, sin embargo para comprender con mayor claridad el comportamiento oscilatorio de periodos húmedos y de sequía que

ocurren en el norte de México es necesario analizar series de tiempo de muy largo plazo.

LITERATURA CITADA

- Arreola-Ortiz, M. R. y Návar-Cháidez, J. J. 2010. Análisis de sequías y productividad con cronologías de *Pseudotsuga menziesii* Rob. & Fern., y su asociación con El Niño en el nordeste de México. Investigaciones Geográficas. 71: 7-20
- Brito-Castillo, L. and Leyva-Contreras, A. 1998. Determination of decadal climatic cycles in runoff fluctuation of a hydrologic unit. *Atmósfera*. 11:27-42.
- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). 2010. "Programa Hídrico Regional 2030 Región Hidrológico-Administrativa VI Río Bravo." 1ª Ed. México D.F. 227pp
- Comisión Internacional de Límites y Aguas (CILA). 1998. Informe de la Comisión 1998 Revisión Quinquenal. Cd. Juárez Chihuahua, México. 12 pp.
- Edwards, D. C., McKee, T.B., 1997. Characteristics of 20th Century Drought in the United States at Multiple Scales. *Atmospheric Science Paper No. 634*, May 1–30.
- Gadsden, H., J. Rodríguez, C. Muñoz, D. Núñez y O. Hinojosa. 2003. Monitoring Drought in Chihuahua. *Voices of Mexico, CISAN-UNAM*. Number 63. April-June.
- Linares M. 2004. La sequía en la cuenca del río Bravo: principios de política. *Gaceta Ecológica* 70: 57-66.
- Návar, J. J. 2004. Water supply and demand scenarios in the Lower Río Bravo/Río Grande basin: the irrigated agriculture scenario, *Geofísica Internacional*. 43(3): 495-506.

- Ortega-Gaucin, D., Rendón P. L., Morales B.I y Olivares, A.R. 2011. Sequías hidrológicas en la Cuenca del Río Bravo (Sección Mexicana). *Ingeniería Agrícola y Biosistemas* 3(2): 41-48.
- Salinas-Palacios, D. 2011. Géopolitique de l'eau dans le Bassin du Bajo rio Bravo: rivalités de pouvoirs entre les centres agricoles et urbains dans le nord-est du Mexique. *La Chronique des Amériques*. 6:1-12.
- Seager, R., Ting, M., Davis, M., Cane, M., Naik, N., Nakamura, J. Li, C., Cook, E. R. and Stahle, D. W. 2009. Drought: an observational modeling and tree ring study of variability and climate change. *Atmósfera* 22(1):1-31.
- Stahle, D. W., R. E., Cook. J. Villanueva-Díaz, F. K. Fye, D. J. Burnette, R. D. Griffin, R. Acuña-Soto, R. Seager and R. R. Heim Jr. 2009. Early 21st-Century Drought in Mexico. *EOS Transactions, American Geophysical Union*. 90(11): 89-100.
- Tae-Woong K., Valdés, J. B. Aparicio, J. 2002. Frequency and spatial characteristics of droughts in the Conchos river basin, Mexico. *Water International*. 27(3): 420-430.
- Velasco, I. 1999. Severe droughts becoming recurrent more persistent in Mexico. *Drought Network News* 11(1): 3-6.
- Velasco, I., Aparico, J., Valdés, J.B., Velásquez J. y Tae-Woong K. 2004. Evaluación de índices de sequía en las cuencas de afluentes del río Bravo/Grande.
- Wanielista, M. P., Kersten, R. and Eaglin R. 1997. *Hydrology*. Wiley and Sons. New York, U.S.A. 567 pp.
- Young, K. C. A. 1992. Three-way model for interpolating for monthly precipitation values. *Monthly Weather Rev.* 120: 2561-2569.

CAPÍTULO 4

RECONSTRUCCIÓN DE LA VARIABILIDAD DEL SPI PARA EL ANÁLISIS DE SEQUÍAS DE LARGO PLAZO EN LA CUENCA DEL RÍO BRAVO

RESUMEN

Un análisis retrospectivo de los eventos de sequía ocurridos en la parte alta de la Cuenca del Río Bravo del territorio mexicano (CRBM) se realizó con el propósito de determinar por una parte, el contexto histórico que guardan las sequías de la década de los noventas y principios de siglo XXI respecto a las ocurridas en los últimos siglos, y por otra, la influencia de procesos océano-atmosféricos de escala global. Como indicador de sequía, se calculó el SPI₈ (Standardized Precipitation Index) en función de la precipitación acumulada de octubre a mayo registrada en 33 estaciones climáticas. Series de valores del SPI₈ representativos de las regiones oriental y occidental del parte alta de la CRBM fueron derivadas mediante análisis de componentes principales. Cronologías de madera temprana (AMT) de *Pseudotsuga menziesii* fueron utilizadas para la reconstrucción histórica de valores SPI₈ representativos del periodo invierno-primavera. La variabilidad del ancho de AMT pudo ser explicada entre 49 y 62% por los componentes regionales de valores SPI₈. Las series reconstruidas mostraron comportamientos oscilatorios caracterizados por curvas con tendencias en ascenso y descenso que indican el establecimiento multidecadal de periodos húmedos y secos. La severidad de las sequías al término del siglo XX e inicios del XXI no fue mayor a la de las sequías de mediados del siglo XX (1948-1961), del siglo XIX (1866-1877) y del siglo XVIII (1780-1787), y ninguna de éstas, fue comparable con la mega sequía del siglo XVI (1525-1550). Los resultados confirmaron que tendencias de largo plazo hacia la fase cálida del Océano Atlántico Norte y hacia la fase fría del Océano Pacífico determinan la ocurrencia de sequías del periodo invierno-primavera en la CRBM.

PALABRAS CLAVE: Sequía, Índice de Precipitación Estandarizado SPI, Oscilación Multidecadal del Atlántico AMO, Oscilación Decadal del Pacífico PDO.

ABSTRACT

A retrospective analysis of drought events that occurred historically in the mountain zone of the Mexican Rio Bravo Basin (CRBM) was conducted in order to determine the historical context that keep the recent droughts of the late twentieth and early twenty-first centuries, compared with those that occurred in the past centuries, as well as the possible influence of ocean-atmospheric processes from global scale.

As a climate indicator, the Standardized Precipitation Index (SPI₈) was calculated using the cumulative rainfall from October to May recorded in 33 weather stations. SPI₈ data series, representing the eastern and western regions of the mountain zone of the CRB were derived using principal component analysis. Earlywood tree-rings chronologies from *Pseudotsuga menziesii* were used to reconstruct winter–spring SPI₈ values. The variability of earlywood ring-width was explained between 49 and 62% for the regional components of SPI₈ values. The reconstructed series showed an oscillatory behaviour, characterized by curves with upward and downward trends indicating the establishing of multidecadal wet and dry periods. The drought severity of the late twentieth and early twenty-first century was not higher than of the droughts identified at mid-twentieth century (1948 to 1957), at the nineteenth century (1866-1877) and at the eighteenth century (1780-1787), and none of the above was comparable with the mega drought of the sixteenth century (1525-1550). The results confirmed that long-term trends toward the warm phase from the North Atlantic Ocean and toward the cold phase from the Pacific Ocean determine the occurrence of winter–spring droughts in the CRBM.

KEY WORDS: Drought, Standardized Precipitation Index SPI, Atlantic Multidecadal Oscillation AMO, Pacific Decadal Oscillation PDO.

INTRODUCCIÓN

La sociedad y la economía del norte de México son altamente vulnerables a la ocurrencia de eventos climáticos extremos, por lo cual es de vital importancia tener un mejor entendimiento sobre las variaciones de la precipitación, sus tendencias y escenarios futuros bajo la influencia del cambio climático (Magaña, 2003). La disponibilidad de información climática por períodos de siglos o milenios sustenta de mejor manera decisiones técnicas fundamentadas en un conocimiento más profundo de la variabilidad climática natural y de la frecuencia e intensidad de eventos extremos como la sequía (Villanueva et al., 2011). Sin embargo la poca representatividad de las estaciones climáticas existentes en el norte de México, la inconsistencia en las series de datos y el reducido historial de información disponible, limitan de manera importante cualquier intento de análisis sobre las

variaciones de la precipitación en términos de largo plazo (Villanueva et al., 2009). Información de largo plazo sólo puede ser obtenida a partir de fuentes indirectas o mejor conocidas como fuentes “*proxy*”, una de las cuales es representada por el incremento radial anual de árboles a través de anillos de crecimiento, técnica mejor conocida como “Dendrocronología” (Acuña-Soto et al., 2002, Díaz et al., 2002, Therrell et al., 2006, Villanueva et al., 2009, Stahle et al., 2011, Villanueva et al., 2011). La dendrocronología es uno de los procedimientos más utilizados para la reconstrucción de elementos hidro-climáticos, su fundamento radica en que la variabilidad en el grosor de anillos de crecimiento de especies forestales es influenciada por parámetros climáticos, siendo la precipitación del periodo invernal, el principal factor que determina de manera directa el incremento radial de las especies forestales en los bosques de clima templado frío del norte de México (Stahle y Cleaveland, 1994, Díaz et al., 2002, Unseld et al., 2004, González-Elizondo et al., 2005, Villanueva et al., 2009).

Un mayor entendimiento sobre el comportamiento de la precipitación en el norte de México en términos de largo plazo, podría traducirse en una mejor capacidad para diagnosticar y pronosticar sus variaciones, lo cual sería de gran utilidad en procesos de planificación y gestión de los recursos hídricos de la región, además de que proporcionaría elementos para intentar comprender los mecanismos de escala global que controlan la fluctuación de periodos húmedos y secos que ocurren a nivel regional.

Los impactos de las sequías ocurridas en el norte de México desde mediados de la década de los noventa han motivado un especial interés por determinar si la ocurrencia de este evento climático, particularmente en ésta región del país, es influenciada por anomalías de las temperaturas de la superficie del mar de la región tropical del Océano Pacífico, tal y como ocurre en el centro y sur del país según Magaña et al., (2003) y Pavia et al., (2006) o bien, es modulada por las anomalías de baja frecuencia de la región Atlántico Norte que ejercen influencia en gran parte del territorio de Estados Unidos de Norteamérica (Shubert et al., 2004; Özger et al., 2009). De igual importancia resulta también conocer cuál es la perspectiva histórica que guardan las características de las recientes sequías, en relación a las ocurridas en siglos anteriores. Por lo anterior, en el presente estudio se lleva a cabo un análisis de la variabilidad de la sequía a largo plazo, considerando como sitio experimental la parte alta de la Cuenca del Río Bravo del norte de México. El estudio contempla el uso de series históricas de precipitación provenientes de registros instrumentales para la determinación del SPI (*Standardized Precipitation Index*) como un indicador de sequía, así como el uso de técnicas de dendrocronología para su reconstrucción climática; de este modo, con las series de datos se analiza la relación que guarda el indicador de sequía con los principales indicadores océano-atmosféricos de baja frecuencia que modulan la variabilidad de la precipitación en el norte de México.

MATERIALES Y MÉTODOS

SERIES DE DATOS

Series dendrocronológicas

Se emplearon series dendrocronológicas de *Pseudotsuga mensiesii* disponibles en el banco internacional de anillos de crecimiento (ITRDB International Tree-Ring Data Bank). Se seleccionaron cronologías estandarizadas de anillos de madera temprana (AMT) desarrolladas para los sitios: Cerro del Potosí y Las Bateas en la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Oriental (SMOr), así como de los sitios: Cerro Barajas y Creel ubicados en la fracción de la Sierra Madre Occidental (SMOc) que comprende la parte alta de la CRB (Tabla 1, Figura 1).

Tabla 4.1.- Características de las series dendrocronológicas estandarizadas de *Pseudotsuga mensiesii* utilizadas para la reconstrucción de valores SPI.

Sitio	Long	Lat	Elev	Región Fisiográfica	Serie Histórica
1.Cerro Barajas	106° 05'	26° 24'	3170	SMOc	1510 - 1993
2.Creel	107° 37'	27° 42'	2200	SMOc	1650 - 1993
3.Las Bateas	100° 29'	25° 16'	3300	SMOr	1780 - 1999
4.Cerro Potosí	100° 05'	24° 50'	2500	SMOr	1850 - 1995

La totalidad de las series dendrocronológicas fueron colectadas y procesadas por Stahle, et al. (2000) en el laboratorio de investigación de dendrocronología de la Universidad de Arizona (Laboratory of Tree-Ring Research, University of Arizona) y se encuentran disponibles en:

<http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/treering.html>.

Series de precipitación

Series históricas de precipitación mensual provenientes de estaciones climáticas localizadas en las proximidades a los sitios con información dendrocronológica fueron empleadas en el análisis (Figura 4.1); se consideraron un total de 16 estaciones climatológicas para la región correspondiente a la provincia de la SMOc con un historial de datos de 1950 a 2008, mientras que para la provincia de la SMOr se emplearon 17 estaciones que abarcaron periodos de 1943 a 2008.

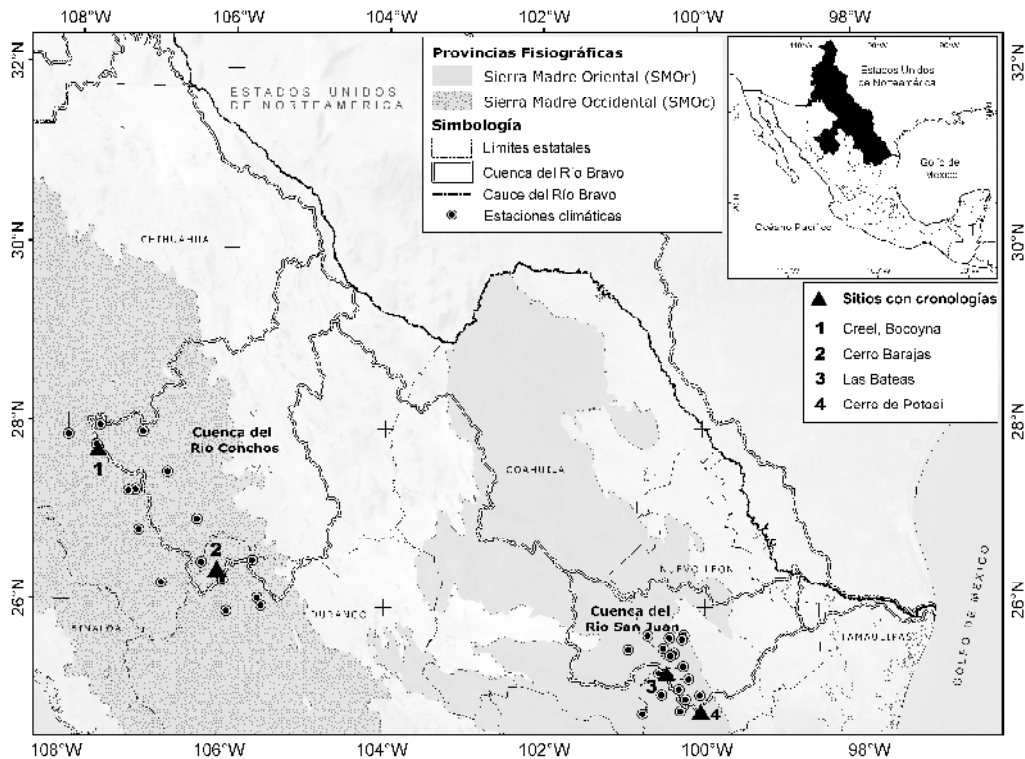


Figura 4.1.- Distribución de estaciones climáticas y sitios con cronologías de *Pseudotsuga menziesii* en la parte alta de la Cuenca del Río Bravo. Elaboración propia a partir de información proveniente de ITRDB (2004), INEGI (2003) y CNA, (2010)

Indicadores océano atmosféricos

Se emplearon series de datos mensuales de los indicadores océano-atmosféricos de baja frecuencia correspondientes a la oscilación decadal del

Pacífico (PDO) y a la Oscilación multidecadal del Atlántico (AMO) disponibles para el periodo comprendido de 1950 a 2008, que se encuentran disponibles en el sitio electrónico de la Agencia Nacional de Administración Oceánica y Atmosférica (NOAA): <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/#AMO>.

Las series de datos están conformados por valores estandarizados que representan el primer componente principal derivado de las anomalías mensuales de las temperaturas registradas en la superficie del Océano Pacífico Norte y Océano Atlántico respectivamente (Mantua, 1997; Seager et al. 2009). Para cada indicador, se obtuvo una serie representativa del periodo estacional comprendido entre los meses de octubre a mayo.

METODOLOGÍA

Agrupamiento de series de valores SPI

Con la finalidad de identificar el comportamiento de la sequía estacional del periodo invierno-primavera, para cada estación climática, se calcularon valores del SPI en función de una escala de tiempo de ocho meses (SPI_8), que considera la precipitación acumulada del periodo de Octubre a Mayo y representa la variabilidad de la precipitación del periodo invierno-primavera de cada año analizado. Una detallada descripción sobre el cálculo de SPI descrita por Edwards y McKee, (1997). El agrupamiento de las series de valores del SPI_8 se llevó a cabo mediante análisis de componentes principales (ACP), a partir de los cuales se derivaron series regionales de valores SPI_8 que recabaron el mayor porcentaje

posible de varianza común explicada por las estaciones climáticas involucradas, quedando representadas las provincias fisiográficas de la SMOc y la SMOr.

Obtención de modelos para la reconstrucción del SPI₈

En una siguiente fase se llevaron a cabo análisis de regresión lineal simple con el propósito de evaluar si la variabilidad del grosor de AMT puede ser explicado por las series de valores SPI₈ regionales correspondientes. Para cada sitio con información dendrocronológica, se obtuvo una ecuación de regresión lineal con la cual se reconstruyeron series valores SPI₈ en función del amplio historial dendrocronológico disponible en cada sitio. La capacidad predictiva de los modelos de regresión fue evaluada a través del coeficiente de eficiencia de Nash and Sutcliffe (1970) que se obtuvo de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$CE = 1 - \frac{\sum (y_i - \hat{y})^2}{\sum (y_i - \bar{y})^2}$$

Donde CE es el coeficiente de eficiencia del modelo de Nash and Sutcliffe (1970), y_i es el valor del SPI₈ observado, \hat{y} es el valor del SPI estimado por el modelo de regresión, \bar{y} es la media del SPI₈.

Relación entre indicadores océano-atmosféricos y SPI₈

En una última fase, para cada serie regional de valores SPI₈ e indicadores océano atmosféricos de baja frecuencia considerados en el análisis, se derivaron

curvas de diferencia integrada (CDI) a partir de la acumulación de las series de valores estandarizadas correspondientes, con lo cual, fue posible analizar tendencias en las series de datos (Brito-Castillo et al., 1998, Arreola-Ortiz 2010). Las CDI obtenidas entre ambos tipos de indicadores fueron confrontadas estadísticamente con el propósito de determinar la posible influencia de los indicadores océano-atmosféricos de baja frecuencia (AMO y PDO) con las fluctuaciones de valores SPI₈ observadas en cada serie regional.

RESULTADOS

Los procesos de ACP permitieron agrupar las series de datos SPI₈ y obtener para la región de la SMOc, un primer componente principal de valores SPI₈ (PC1-SPI₈) que explicó el 68% de la varianza común registrada por las estaciones climáticas involucradas; mientras que en la región de la SMO_r, la variabilidad común de valores SPI₈ pudo ser agrupada por los dos primeros componentes principales (51% con PC1-SPI₈ y 24% con PC2-SPI₈).

Relaciones estadísticamente significativas fueron encontradas por una parte entre el PC1-SPI₈ de la SMOc y las cronologías estandarizadas de AMT de los sitios Cerro Barajas y Creel ($r = 0.71-0.73$, $p < 0.001$, Tabla 2) y por otra, entre el PC1-SPI₈ y PC2-SPI₈ de la SMO_r y las cronologías de los sitios Cerro Potosí y Las Bateas respectivamente ($r = 0.71-0.79$, $p < 0.001$, Tabla 2).

Los coeficientes de determinación obtenidos en los análisis de regresión indican que la variabilidad en el crecimiento de AMT de las series cronológicas

localizadas en la SMOc, pudo ser explicada entre 49 y 52% por la serie de valores del PC1-SPI₈; mientras que en la SMOc el porcentaje de varianza explicada por las series de valores PC1-SPI₈ y PC2-SPI₈ fue de 51 y 62% respectivamente (Tabla 4.2).

Tabla 4.2.- Resultados de los análisis de regresión obtenidos entre cronologías estandarizadas de anillos de madera temprana y componentes regionales de valores SPI derivados en la parte alta de la cuenca del Río Bravo.

PARÁMETRO EVALUADO	SMOc		SMOr	
	C. BARAJAS	CREEL	C. POTOSI	BATEAS
Periodo analizado	1950 - 1993	1950 - 1993	1943 - 1995	1943 - 1999
Número de años	44	44	53	57
*r	0.73	0.71	0.79	0.71
r² ajustado	0.52	0.49	0.62	0.49
Error estándar	0.53	0.55	0.46	0.55
B0	-1.565	-1.792	-1.180	-1.629
B1	1.585	1.768	1.294	1.686
DW	1.72	1.75	1.72	1.84
CE	0.53	0.51	0.61	0.58

* $p < 0.001$; $B0$ y $B1$ Valores de la constante de intercepción y pendiente correspondientes a la ecuación de regresión; DW Prueba de Durbin-Watson; CE Prueba de eficiencia de modelos de Nash and Sutcliffe.

Los modelos de regresión obtenidos mostraron valores estadísticos Durbin-Watson que revelaron inexistencia de autocorrelación en los residuales, así como

coeficientes de eficiencia por arriba de 0.50 lo cual indica que son lo suficientemente adecuados para la predicción de valores SPI_8 (Tabla 2).

RECONSTRUCCIÓN DE SERIES DE VALORES SPI_8

En la figura 4.2 se presenta el amplio historial de valores SPI_8 reconstruidos en los sitios con disponibilidad de series dendrocronológicas de AMT localizados en la parte alta de la CRB. Las líneas tenues representadas en la figura 4.2, corresponden con las series anuales de alta frecuencia de valores SPI_8 reconstruidos para cada sitio; mientras que las líneas de mayor grosor representan curvas de suavización derivadas con medias móviles decenales, las cuales permiten realzar la ocurrencia de periodos de sequía (Cook y Peters, 1981). El historial de valores SPI reconstruido en la región de la SMOc, permitió identificar cinco episodios de sequía de gran duración e intensidad, cuatro de los cuales, muestran correspondencia cronológica en las dos series reconstruidas (Figura 4.2 series C y D).

Respecto al historial de las series reconstruidas en la región de la SMOc, a pesar de que fue mas reducido, se lograron detectar tres intensos periodos de sequía, siendo los de mediados de los siglos XIX y XX los que coinciden cronológicamente en las dos series reconstruidas de la región, la sequía de finales del siglo XX únicamente pudo ser identificada en el sito Cerro Potosí (Figura 4.2 series A y B).

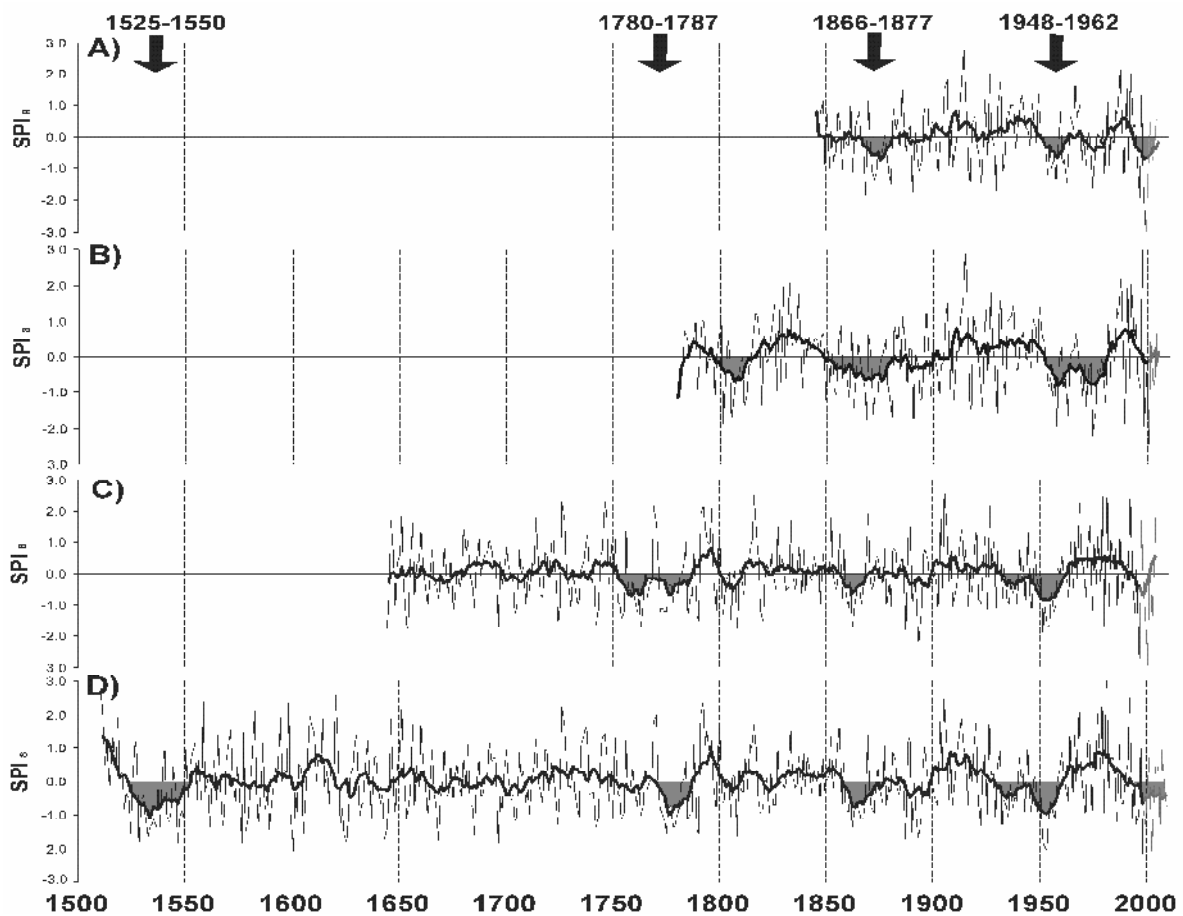


Figura 4.2.- Series de valores SPI_8 (periodo invierno-primavera) reconstruidas a partir de cronologías de madera temprana de *Pseudotsuga mensiesii* colectadas en la parte alta de la Cuenca del Río Bravo. Sitios localizados en la Sierra Madre Oriental: A) Cerro Potosí y B) Las Bateas. Sitios localizados en la Sierra Madre Occidental: C) Creel y D) Cerro Barajas. (Elaboración propia)

RELACIÓN ENTRE INDICADORES OCÉANO-ATMOSFÉRICOS DE BAJA FRECUENCIA Y EL SPI_8

Al confrontar las curvas de diferencia integrada (CDI) de cada componente de valores SPI_8 con la serie correspondiente a la PDO, se obtuvieron coeficientes de correlación de Pearson comprendidos entre 0.523 y 0.628 ($p < 0.001$) mientras que con la serie de la AMO resultaron ligeramente superiores y en sentido inverso (de -0.698 a -0.822; $p < 0.001$). Tal y como puede observarse en la Figura 4.3,

cuando la CDI de la PDO tiende a presentar valores negativos, es decir se encuentra en una condición de fase fría, los valores CDI de los componentes SPI_8 tienden a ser negativos, lo que indica condiciones de sequía; mientras que el caso contrario ocurre con los valores CDI de la AMO, ya que las condiciones de sequía tienden a presentarse cuando la AMO presentó tendencias hacia una fase cálida.

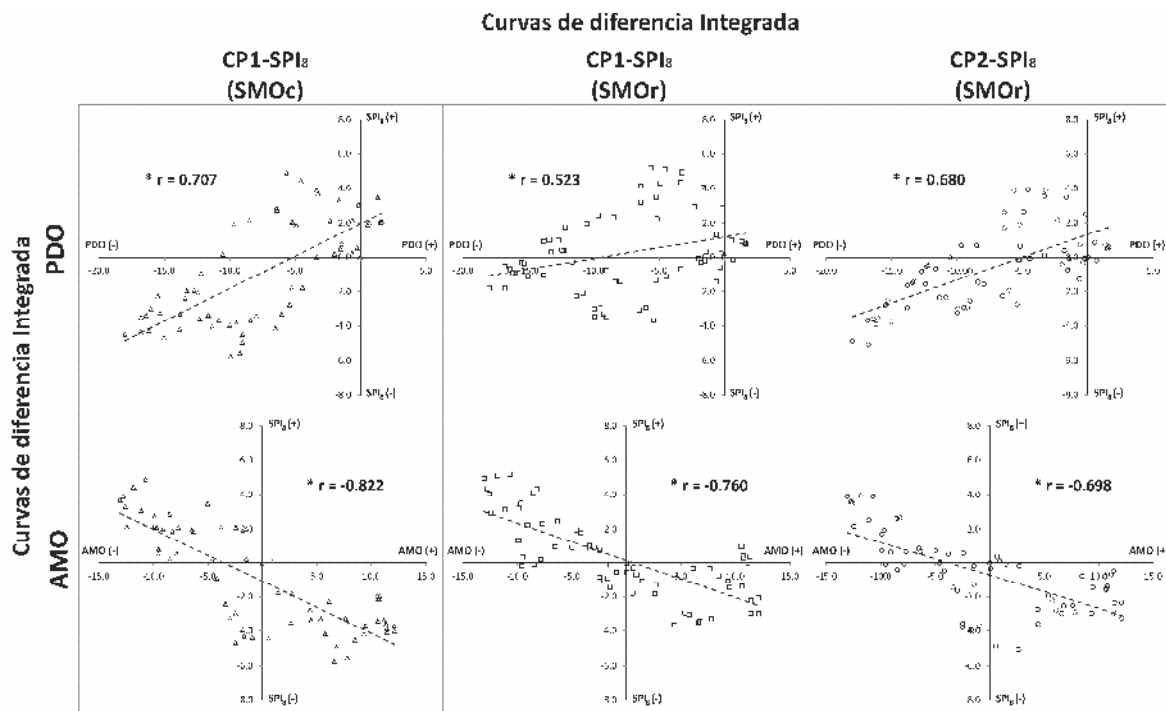


Figura 4.3.- Relación estadística entre los valores de curva de diferencia integrada de los indicadores océano-atmosféricos (PDO y AMO) y las series de componentes regionales SPI_8 derivados en la parte alta de la CRB. La línea discontinua representa solamente la tendencia de los datos. (Elaboración propia)

DISCUSIÓN

Los parámetros de la calidad de ajuste de los modelos de reconstrucción y las pruebas de eficiencia obtenidas para cada modelo, son indicadores que ponen en evidencia la alta sensibilidad climática que mostraron las cronologías de AMT

de *Pseudotsuga menziesii* localizadas en la parte alta de la CRB. Las series de valores regionales de SPI₈, que representan la precipitación del periodo Octubre-Mayo, permitieron explicar entre un 49 y 62% la variabilidad en el grosor de AMT de las series cronológicas. Los resultados son claramente consistentes con los obtenidos por Villanueva et al., (2009) y Cleaveland et al., (2003) quienes obtuvieron coeficientes de determinación comprendidos entre 0.51 a 0.62 al analizar cronologías de AMT *Pseudotsuga menziesii* con la precipitación del periodo invierno-primavera para la región de la SMOc. Arreola-Ortíz y Navar-Chaidez, (2008) por su parte reconstruyeron la precipitación del periodo invernal en función de cronologías de AMT producidas en una fracción representativa del noreste de México, obteniendo valores de r^2 ligeramente inferiores a los del presente estudio (entre 0.25 y 0.37).

Las reconstrucciones de series de datos SPI₈ efectuadas en la parte alta de la CRB, aun a pesar de que consideran la variabilidad de la precipitación del periodo invierno-primavera (que representa aproximadamente 30% de la precipitación total anual), permitieron identificar los episodios de sequía de mayor intensidad y persistencia registrados a lo largo de la historia de la sociedad de México de los últimos 500 años, y que han sido descritos en otros estudios (Stahle et al. 2011; Cleaveland et al., 2003; Therrell, 2005; Acuña-Soto et al., 2002).

Las series de valores SPI₈ reconstruidas revelan que las sequías estacionales (invierno-primavera) ocurridas a finales del siglo XX y en la etapa

inicial del siglo XXI, a pesar del impacto socioeconómico que presentaron, no parecieran ser las más intensas ni prolongadas del siglo XX. Estudios realizados por Stahle et al. (2009) y Seager et al. (2009) afirman que las sequías tanto del periodo invernal como del periodo húmedo de la década de 1990 y principios de siglo XXI, no alcanzaron la severidad ni la persistencia de los eventos de sequía que se establecieron en el norte de México durante la década de 1950, los cuales son considerados como los episodios de sequía de mayor severidad del siglo XX (Arreola-Ortiz 2010, Therrell et al., 2006, Cleaveland et al., 2003). Las reconstrucciones de valores SPI_8 efectuadas en la SMOc identificaron la señal de la sequía de 1950's específicamente en el periodo comprendido de 1948 a 1962, mientras que en las reconstrucciones de la región oriental, la señal fue identificada entre 1952 y 1963, aunque la serie del sitio Las Bateas, el periodo de sequía parece prologarse de forma importante hasta finales de la década de 1970's. Los estudios de Stahle y Malcolm (1988) y Stahle et al., (2009) destacan que la extensión geográfica de las sequías de mediados del siglo XX parece haberse extendido hacia el estado de Texas y parte central de Estados Unidos de América, en períodos similares a los observados en el norte de México.

En el siglo XIX entre 1866 y 1877, las series reconstruidas permitieron identificar un periodo de sequía que parece mostrar características similares al evento ocurrido a mediados del siglo XX. De acuerdo con los estudios de Herweijer et al., (2006) y Cook et al., (2007) este evento de sequía pudo haber sido originado como resultado del enfriamiento de la temperatura en la superficie del Océano Pacífico.

La mayor extensión de las series históricas obtenidas en las reconstrucciones efectuadas para la SMOc mostraron el evento de sequía que se hizo presente en la segunda mitad del siglo XVIII (1780 - 1787) el cual, con la ocurrencia simultánea de ondas gélidas fuera de temporada, dieron origen al mayor desastre en la historia de la agricultura y la sociedad colonial de México, al que se le denominó como "*El Año del Hambre en México*" (Therrell, 2005). Este acontecimiento es descrito por Gibson (1964) como un episodio desastroso que trajo consigo considerables pérdidas en la producción de maíz, hambruna y brote de enfermedades epidémicas durante la época de la colonia. Las condiciones de sequía que contribuyeron al año del hambre en México se acentuaron particularmente entre 1785 y 1787, extendiéndose en gran parte del territorio Mexicano y de la parte central de Estados Unidos de Norteamérica (Therrell 2005). Estudios sugieren que "*El Año del Hambre en México*" pudo haber contribuido a la Guerra de la Independencia de México (Florescano, 1986).

El amplio historial de la reconstrucción efectuada en el sitio *Cerro Barajas* revela la presencia del evento de sequía ocurrido entre 1525 y 1550, que por su intensidad y persistencia, es considerado como el episodio de sequía de mayor severidad de los últimos 500 años (Cleaveland et al. 2003). Archivos históricos y registros paleo-climáticos destacan que durante el siglo XVI el centro de México fue afectado por uno de los períodos de sequía más intensos y prolongados de la historia, que adicionado a condiciones ecológicas y sociales, magnificó el impacto humano de las enfermedades infecciosas en México durante y posterior a la época de la conquista (Stahle et al., 2011). Estos acontecimientos se ligan a los descritos

por Acuña-Soto et al., (2002) quienes sugieren que entre 1519 y 1520 la población nativa de México padeció de enfermedades epidémicas como la viruela, ocasionando el deceso de 5 a 8 millones de personas. Las extremas condiciones de sequía que se establecieron entre 1545 y 1576 provocaron una baja producción de maíz, escasez de alimentos y se intensificó el brote de la epidemia denominada como '*cocoliztli*' termino que en Nahuatl hace referencia a la peste (Acuña-Soto et al., 2002). La epidemia del '*cocoliztli*' ocasionó la muerte adicional de 5 a 15 millones de personas, es decir poco más del 80% de la población indígena de México, dando inicio al colapso de las comunidades indígenas del siglo XVI (Stahle et al., 2011, Therrell et al., 2006, Acuña-Soto et al., 2002, Florescano 1986). La distribución de la gran 'mega-sequía' de la época de la conquista se extendió desde el centro del territorio de México hasta Estados Unidos y Canadá, desde el Pacífico hasta el Atlántico, sin embargo la máxima severidad parece haber ocurrido en el norte y centro de México (Stahle et al., 2000, Cleaveland et al., 2003, Cook et al., 2007).

La obtención de CDI a partir de las series de valores SPI_8 reconstruidas permitió identificar comportamientos cíclicos multidecadales, que se caracterizaron por una marcada oscilación de curvas con tendencias en ascenso (periodos húmedos) y descenso (periodos de sequía) que permanecen en periodos de tres a cinco décadas de duración (ver figura 4.4).

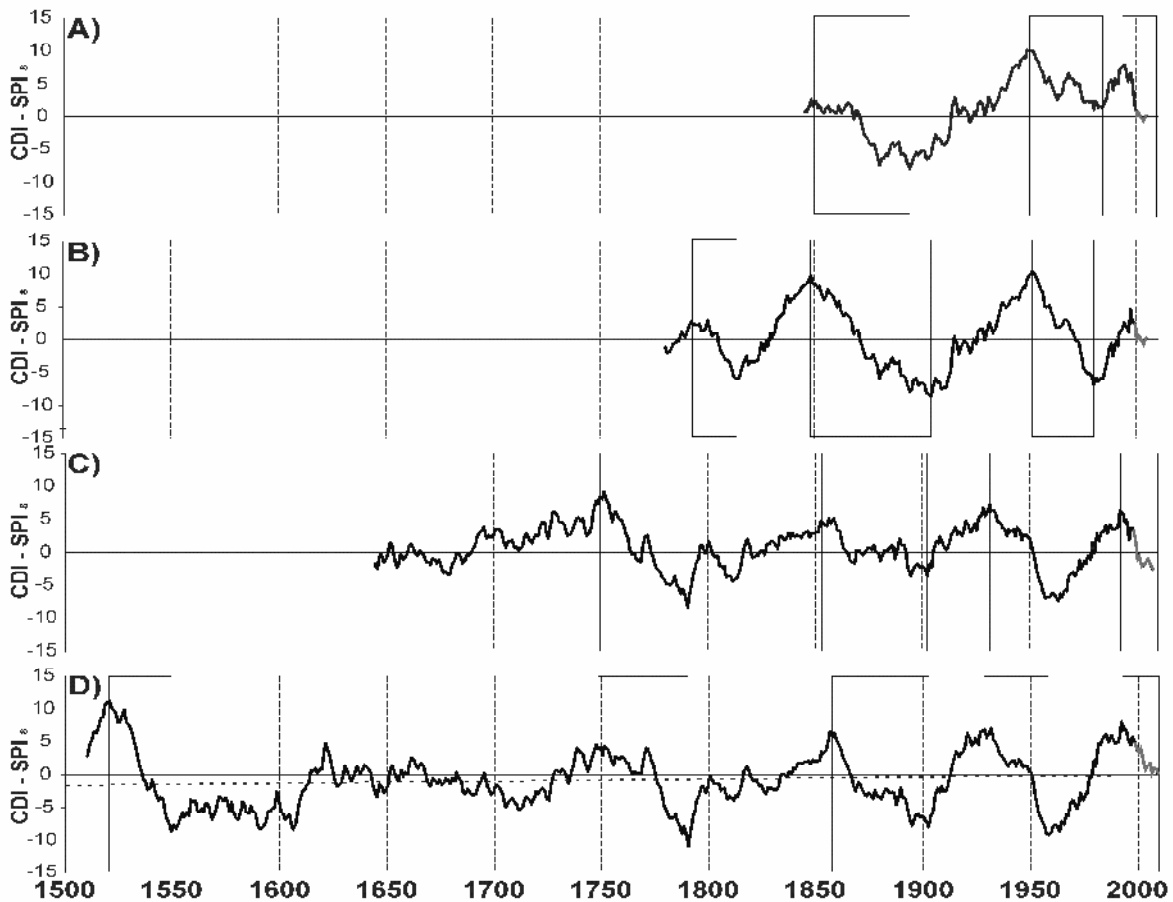


Figura 4.4.- Curvas de diferencia integrada de las reconstrucciones de valores SPI_8 en la parte alta de la Cuenca del Río Bravo. Sitios en la Sierra Madre Oriental: A) Cerro Potosí y B) Las Bateas. Sitios en la Sierra Madre Occidental: C) Creel y D) Cerro Barajas. (Elaboración propia)

La oscilación y amplitud de los comportamientos cíclicos que se observan desde los últimos tres siglos, parecen coincidir cronológicamente en al menos tres de las series reconstruidas (casos B, C y D, Figura 4.4), de continuar este mismo comportamiento oscilatorio, pudiera esperarse que las tendencias hacia condiciones de sequía que se observan desde finales del siglo XX y en etapas tempranas del XXI, continúen en las próximas décadas. Estas correspondencias cíclicas, así como la fortaleza y significancia estadística encontrada entre las CDI

de las series regionales de valores SPI_8 y los indicadores océano-atmosféricos (valores absolutos de $r > 0.52$; $p > 0.001$), permiten corroborar por una parte, que la amplia extensión territorial que ocupan los eventos de sequía de gran magnitud, es determinada principalmente por procesos físicos que se desarrollan a gran escala, tal y como lo sugieren Enfield et al., (2001), Cook et al., (2009) y Stahle et al., (2009).

Por otra parte, los resultados encontrados en el presente estudio confirman también que la fluctuación de periodos húmedos y de sequía que han ocurrido en una fracción representativa del norte de México, está ligada a las tendencias producidas por las anomalías de las temperaturas oceánicas que se registran en la superficie tanto en el Atlántico como en el Pacífico. Es decir, cuando el Océano Atlántico Norte (AMO) mostró tendencias hacia condiciones de calentamiento, y el Océano Pacífico (PDO) hacia condiciones de enfriamiento, se identificaron tendencias hacia la fase negativa de las series de valores regionales SPI_8 de la SMOc y SMO_r reflejando condiciones de sequía. Ésta conclusión, es claramente consistente con lo encontrado por Kingtse et al., (2007), Seager et al., (2009), Schubert et al., (2009), Mendez y Magaña (2011) quienes determinaron que durante la fase positiva (cálida) de la AMO se presentan intensos sistemas de baja presión sobre el Atlántico Norte, que producen un debilitamiento de la corriente de chorro de bajo nivel del Caribe y Golfo de México, así como un incremento en la actividad ciclónica de las ondas del este, lo cual trae como consecuencia disminuciones en el flujo de humedad en el norte de México y convecciones tropicales sobre el sur de México y Centroamérica. Los resultados de Méndez y

Magaña, (2011) indican que cuando las anomalías de los indicadores océano-atmosféricos se invierten, el flujo de humedad tiende a desplazarse hacia el Norte de México y las condiciones de sequía hacia al sur de México y centro América.

CONCLUSIONES

La variabilidad en las series de valores SPI_8 reconstruidas hasta los últimos cinco siglos, indica que la intensidad y duración de los eventos de sequía de finales del siglo XX y principios del siglo XXI no fueron superiores a la de los episodios de sequía que afectaron la parte alta de la CRB durante los periodos de 1948 a 1962, de 1866 a 1877, de 1780 a 1787, y ninguna de éstas, es comparable con la gran mega sequía ocurrida durante la época de la conquista en el siglo XVI (1525-1550).

De acuerdo con los resultados obtenidos puede concluirse que los eventos de sequía que ocurren en la parte alta de la CRB del norte de México, son influenciados por variaciones a largo plazo producidas por las temperaturas de la superficie de los Océanos Pacífico y Atlántico respectivamente. Tendencias hacia la fase cálida de la AMO y hacia la fase fría del PDO producen tendencias negativas en los valores SPI_8 que reflejan condiciones de sequía.

Las curvas de diferencia integrada derivadas a partir del historial de valores SPI_8 reconstruidos (Figura 4.4), revelaron la existencia de estructuras cíclicas multidecadales compuestas por curvas con tendencias oscilatorias en ascenso y descenso que ponen en evidencia la alternancia de periodos húmedos y sequías

con tres a cinco décadas de duración. Es importante destacar que de mantenerse constante el comportamiento de oscilación de tendencias observado en los últimos tres siglos, las tendencias hacia condiciones de sequía de largo plazo que persisten en el Norte de México desde finales del siglo XX, podrían continuar al menos hasta las próximas décadas, lo cual debe ser tomado en consideración por los responsables en la toma de decisiones en términos de planeación y uso de los recursos hidráulicos de la región.

LITERATURA CITADA

- Acuña-Soto, R., Stahle, D. W., Cleaveland, M. K. and Therrell, M. D. 2002. Megadrought and megadeath in 16 Century Mexico. *Emerging Infectious Diseases*. 8(4):360-362.
- Arreola-Ortiz, M. R. y Návar-Cháidez, J. J. 2010. Análisis de sequías y productividad con cronologías de *Pseudotsuga menziesii* Rob. & Fern., y su asociación con El Niño en el nordeste de México. *Investigaciones Geográficas*. 71: 7-20
- Brito-Castillo, L. and Leyva-Contreras, A. 1998. Determination of decadal climatic cycles in runoff fluctuation of a hydrologic unit. *Atmósfera*. 11:27-42.
- Cleaveland, K. M., Stahle, D. W., Therrell, M. D., Villanueva-Diaz, J. and Burns, B. T. 2003. Treering reconstructed winter precipitation in Durango, Mexico. *Climatic Change*. 59:369-388.

- Cook, R. E. and K. Peters. 1981. The smoothing spline: a new approach to standardizing forest interior tree-ring width series for dendroclimatic studies. *Tree-Ring Bulletin* 41:45–53
- Cook, R. E., Seager, R., Cane, M. A., Sthale, D. W. 2007. North American drought: Reconstructions, causes, and consequences. *Earth-Science Reviews*. 81: 93–134.
- Cook, B., Seager, R. and Miller, R. L. 2009. Atmospheric circulation anomalies during two persistent North American droughts: 1932–1939 and 1948–1957. *Clim. Dynam.* 36: 2339-2355.
- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). 2010. “Programa Hídrico Regional 2030 Región Hidrológico-Administrativa VI Río Bravo.” 1ª Ed. México D.F. 227pp
- Díaz, S.C., Therrell, M. D., Stahle, D. W. and Cleaveland, M.K. 2002 Chihuahua (México) winter-spring precipitation reconstructed from tree rings, 1647-1992. *Climate Research*. 22:237-244.
- Edwards, D. C., McKee, T.B., 1997. Characteristics of 20th Century Drought in the United States at Multiple Scales. *Atmospheric Science Paper No. 634*, May 1–30.
- Endfield, D. B., Mestas-Nuñez, A. M. and Trimble, P.J. 2001. The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. *Geophysical Research Letters*. 28(10): 2077-2080.
- Florescano, M. E. 1986. *Precios del maíz y crisis agrícolas en México: 1708-1810*. Ediciones Era. Distrito Federal, México, 236 pp.
- Gibson, C. 1964. *The Aztecs Under Spanish Rule: A History of the Indians of the Valley of Mexico*. Stanford: Stanford University Press.
- González-Elizondo, M., Jurado, E., Návar, J., Villanueva, J., Aguirre, C.O. and Jiménez, J. 2005. Tree-rings and climate relationships for Douglas-fir chronologies from the Sierra Madre Occidental, Mexico: a 1681-2001 rain reconstruction”, *For. Ecol. and Manag.* 213:39-53.

- Herweijer, C., Seager, R., Cook, E. R. 2006. North American droughts of the mid to late nineteenth century: a history, simulation and implication for Medieval drought. *The Holocene* 16, 159–171.
- ITRDB. 2004. Contributors of the International Tree-Ring Data Bank, IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology. Boulder, CO, USA: NOAA/NGDC Paleoclimatology Program 2004.
- Kingtse C. M., Jae-Kyung, E. S., Soo-Hyun, Y. 2009. Influence of ENSO and the Atlantic Multidecadal Oscillation on drought over the United States. *Journal of Climate*. 22: 5962 – 5982.
- Magaña, V. O., Vázquez, J. L., Pérez, J. L. and Pérez, J. B. 2003. Impact of El Niño on precipitation in Mexico. *Geofísica Internacional*. 42(3): 313-330.
- Mantua, N. J., Hare, S. R., Wallace, J. M. and Francis, R. C. 1997. A pacific decadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Am. Meteorol. Soc.* 78:1069-1079.
- Mendez M. and Magaña, V. O. 2010. Regional Aspects of Prolonged Meteorological Droughts over Mexico and Central America. *Journal of Climate*. 23: 1175-1188.
- McCabe, G. J., Palecki, M. A. and Betancourt, J. L. 2004. Pacific and Atlantic Ocean influences on multi-decadal drought frequency in the United States. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 101: 4136–4141.
- Návar, J. J. 2004. Water supply and demand scenarios in the Lower Río Bravo/ Río Grande basin: the irrigated agriculture scenario, *Geofísica Internacional*. 43(3): 495-506.
- Nash J.E. and Sutcliffe, J.V. 1970. River flow forecasting through conceptual models, Part I - A discussion of principles, *J. Hydrol.* 10:282–290
- Özger M., Mishra, A. K., Singh, V. P. 2009. Low frequency drought variability associated with climate indices. *Journal of Hydrology*. 364: 152-162.

- Pavia E. G., Graef, F. and Reyes, J. 2006. PDO–ENSO Effects in the Climate of Mexico. *Journal of Climate*. 19:6433-6438.
- Stahle, W. D. and Malcolm, K. C. 1988. Texas drought history reconstructed and analyzed from 1698 to 1980. *J. Clim.* 1:59-74.
- Stahle, D. W. and Cleaveland, M. K. 1994. Tree-ring reconstructed rainfall over the southeastern U.S.A. during the Medieval Warm Period and the Little Ice Age, *Climatic Change*. 26:199-212.
- Stahle, D. W., Cleaveland, M. K., Therrell M. D. and Villanueva-Díaz, J. 1999. Tree-ring reconstruction of winter and summer precipitation in Durango, Mexico, for the past 600 years. 10th Symposium on Global Change Studies. Dallas Texas.
- Stahle, D. W., Villanueva, J., Cleaveland, M. K., Therrell, M. D., Paull, G. J., Burns, B. T., Salinas, W., Suzan, H. and Fule, P. Z. 2000. Recent tree-ring research in Mexico. In: Roig, F. A. (comp.). *Dendrocronología en América Latina*. EDIUNC. 285-306 pp.
- Stahle, D. W., R. E., Cook. J. Villanueva-Díaz, F. K. Fye, D. J. Burnette, R. D. Griffin, R. Acuña-Soto, R. Seager and R. R. Heim Jr. 2009. Early 21st-Century Drought in Mexico. *EOS Transactions, American Geophysical Union* . 90(11): 89-100.
- Stahle, D. W., Villanueva-Díaz, J., Burnette, D. J., Cerano-Paredes, J. Heim, Jr. R. R., Fye, F. K., Acuña-Soto, R., Therrell, M. D., Cleaveland, M. K. and Stahle, D. W. 2011. Major Mesoamerican droughts of the past millennium. *Geophysical Research Letters*. 38: 1-4.
- Schubert, S. D., Suarez, M. J., Region, P. J., Koster, R. D. and Bacmeister, J. T. 2004. Causes of long-term drought in the United States Great Plains. *J. Climate*. 17: 485–503.
- Schubert, S. D., Suarez, M. J., Region, P. J., Koster, R. D. and Bacmeister, J. T. 2009. A U.S. CLIVAR project to assess and compare the responses of global

climate models to drought related SST forcing patterns: Overview and results. *J. Climate*. 22: 5251–5272.

Seager, R., Ting, M., Davis, M., Cane, M., Naik, N., Nakamura, J. Li, C., Cook, E. R. and Stahle, D. W. 2009. Drought: an observational modeling and tree ring study of variability and climate change. *Atmósfera* 22(1):1-31.

Tae-Woong K., Valdés, J. B. Aparicio, J. 2002. Frequency and spatial characteristics of droughts in the Conchos river basin, Mexico. *Water International*. 27:3, 420-430

Therrell, D. M. 2005. Tree rings and 'El Año del Hambre' in Mexico. *Dendrochronologia* 22:203-207.

Therrell, D. M., Stahle, D. W., Villanueva-Diaz, J., Cornejo-Oviedo, E. and Cleaveland, M. K. 2006. Tree-ring reconstructed maize yield in central Mexico 1474-2001. *Clim. Change*. 74:493-504.

UACH Universidad Autónoma de Chapingo. 2010. Evaluación externa del programa de atención a contingencias climatológicas (PACC) 2010. Chapingo, México. 223p.

Unsel, R., Kahle, H. P. and Spiecker, H. 2004. Methods to detect large-scale spatial patterns of forest growth and their practical applications. Institute for Forest Growth; University of Freiburg Tennenbachers-trasse 4, 79085 Freiburg Germany [instww@iww.uni-freiburg].

Villanueva-Díaz, J., Fulé, P.Z., Cerano-Paredes, J., Estrada-Ávalos, J. y Sánchez-Cohen, I. 2009. Reconstrucción de la precipitación estacional para el barlovento de la Sierra Madre Occidental con anillos de crecimiento de *Pseudotsuga Menziessi (Mirb) Franco*. *Revista Ciencia Forestal en México*. 34(105): 39-71.

Villanueva-Díaz J., Cerano-Paredes, J., Constante-García, V., Stahle, D. W., Estrada-Ávalos, J. y 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. 2:221-334.

CAPÍTULO V

CONCLUSIONES FINALES

La primer etapa del presente estudio permitió concluir que la precipitación media mensual que ocurre en el norte de México y particularmente en la CRBM, se encuentra influenciada en términos espaciales por la proximidad de las zonas marítimas, la elevación y complejidad del relieve y los rasgos geográficos de la cuenca. Mediante el uso de modelos de regresión lineal múltiple fue posible predecir la distribución espacial de la precipitación media mensual y producir coberturas continuas estadísticamente confiables, de alta resolución espacial que cuentan con el potencial de constituirse como una herramienta de gran utilidad para evaluar y/o modelar las variaciones espaciales y temporales de los procesos hidrológicos que ocurren a interior de la CRBM.

Series de valores del SPI_{12} derivados a partir de registros instrumentales de precipitación mensual, confirmaron que los periodos de sequía de mediados de la década de los noventas y en etapas tempranas del siglo XXI fueron los eventos de mayor severidad, duración, intensidad y extensión geográfica que se han registrado al interior de la CRBM durante el periodo de 1970 - 2008. No obstante, la variabilidad de series de valores SPI_8 reconstruidas a partir de cronologías de *Pseudotsuga mensiesii* ubicadas en la parte alta oriental y occidental de la CRBM, revelaron que la intensidad y duración de los eventos de sequía de finales del siglo XX y principios del siglo XXI no fue superior a la de las sequías identificadas en los periodos de 1948 a 1962, de 1866 a 1877, de 1780 a 1787, y ninguna de éstas,

fue comparable con la gran mega sequía ocurrida durante la época de la conquista en el siglo XVI (1525-1550).

Los análisis efectuados con indicadores océano atmosféricos mostraron que los eventos de sequía que ocurren en la parte alta de la CRBM del norte de México, son influenciados por variaciones a largo plazo producidas por las anomalías de la temperatura en la superficie de los Océanos Pacífico y Atlántico respectivamente. Se encontró que tendencias hacia la fase cálida de la Oscilación Multi-decadal del Atlántico y hacia la fase fría de la Oscilación Decadal del Pacífico, producen tendencias negativas en los valores SPI_8 que reflejan condiciones de sequía.

Tendencias a largo plazo de series de valores SPI_8 reconstruidas hasta por cinco siglos, revelaron la existencia de comportamientos oscilatorios caracterizados por curvas en ascenso y descenso que ponen en evidencia la alternancia de periodos húmedos y sequías que se establecen por periodos de comprendidos entre tres y cinco décadas (multidecadales). Las tendencias hacia condiciones de sequía de largo plazo que persisten en el Norte de México desde finales del siglo XX, podrían continuar en las próximas décadas, en caso de mantenerse constante el comportamiento oscilatorio de tendencias observado en los últimos tres siglos.

Las repercusiones e impactos de la sequía al interior la CRBM, se intensifican debido a la gestión, uso y manejo ineficiente de los recursos hidráulicos, ante este panorama es necesario desarrollar e implementar

estrategias adecuadas y oportunas que permitan disminuir la alta vulnerabilidad que presenta la CRBM ante la presencia de prolongados y recurrentes periodos de sequía.