



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA
INGENIERÍA CIVIL – HIDRÁULICA

ANÁLISIS DE TENDENCIA DE EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITACIÓN EN MÉXICO

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN INGENIERÍA

PRESENTA:
ING. CHRISTIAN ARMANDO MEDINA SANTOS

TUTOR:
DR. FRANCISCO JAVIER APARICIO MIJARES
INSTITUTO MEXICANO DE TECNOLOGÍA DEL AGUA

JIUTEPEC, MORELOS, MÉXICO, ABRIL 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

JURADO ASIGNADO:

Presidente: Dr. Ronald Ernesto Ontiveros Capurata

Secretario: Dr. Efraín Mateos Farfán

Vocal: Dr. Francisco Javier Aparicio Mijares

1 er. Suplente: M.I. Roberto Mejía Zermeño

2 d o. Suplente: M.I. Jaqueline Lafragua Contreras

Lugar o lugares donde se realizó la tesis: Instituto Mexicano de Tecnología del Agua

TUTOR DE TESIS:

Dr. Francisco Javier Aparicio Mijares

FIRMA

Agradecimientos

Por el apoyo económico, escolar y profesional a:

Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT)

Universidad Autónoma de México (UNAM)

Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA)

Por su apoyo, cariño y amor brindado durante esta etapa de mi vida,
a mis padres, Luis Antonio Medina Martín y Aurora Santos Aguilar.

Te agradezco también a ti quien estuvo siempre conmigo.

Tabla de contenido

CAPÍTULO 1	13
1.1 INTRODUCCIÓN	13
1.2 EL CAMBIO CLIMÁTICO	15
1.2.1 <i>Los Glaciares</i>	20
1.2.3 <i>Consecuencias en el Ciclo del Agua</i>	22
1.3 EL CLIMA FUTURO	25
CAPÍTULO 2	31
2.1 MÉXICO ANTE EL CAMBIO CLIMÁTICO	31
2.1.1 <i>Consecuencias del cambio climático en México</i>	33
2.2 HIPÓTESIS	41
2.3 OBJETIVO	41
2.4 JUSTIFICACIÓN	41
CAPÍTULO 3	42
3.1 ESTADO DEL ARTE	42
3.2 MODELO ESTADÍSTICO CLAUDIUS-CLAPEYRON	45
3.3 ANÁLISIS DE EVENTOS EXTREMOS EN SERIES DE TIEMPO	48
3.3.1 <i>Series de tiempo</i>	48
3.3.2 <i>Proceso estocástico</i>	51
3.3.3 <i>Función de distribución de probabilidad</i>	55
3.3.4 <i>Intervalos de confianza</i>	57
3.3.5 <i>Ocurrencia de eventos extremos o rompe picos</i>	58
CAPÍTULO 4	60
4.1 DISEÑO DEL EXPERIMENTO	60
4.1.1 <i>Registro sintético de lluvia con el modelo estadístico Clausius-Clapeyron</i>	62
4.2 DATOS CLIMATOLÓGICOS	63
4.3 REGIÓN DE ESTUDIO	66
CAPÍTULO 5	70
5.1 METODOLOGÍA	70
5.1.1 <i>Clima estacionario</i>	70
5.2 ANOMALÍA DE EVENTOS EXTREMOS	71
5.3 ANÁLISIS DE TENDENCIA	73
5.3.1 <i>Descomposición</i>	74
5.3.2 <i>Reconstrucción</i>	76
CAPÍTULO 6	78
6.1 ANÁLISIS DE RESULTADOS	78

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

6.1.1 COMPARACIÓN DE TENDENCIA ENTRE LOS EVENTOS EXTREMOS OBSERVADOS Y LOS ESPERADOS POR EL MODELO ESTACIONARIO.....	80
6.1.2 <i>Comparación de tendencia entre los eventos extremos esperados por el modelo estacionario y los esperados por el modelo Clausius-Clapeyron</i>	85
7.1 CONCLUSIONES	88
BIBLIOGRAFÍA.....	89

Tabla de figuras

FIGURA 1. EMISIONES ANUALES DE CO ₂ ANTROPÓGENO Y SU DISTRIBUCIÓN EN LA ATMÓSFERA, LA TIERRA Y LOS OCÉANOS (PGC AÑO-1) DE 1750 A 2011. (PARTE SUPERIOR) EMISIONES DE CO ₂ DERIVADAS DE LOS COMBUSTIBLES FÓSILES Y DEL CEMENTO POR CATEGORÍA, SEGÚN LAS ESTIMACIONES DEL CENTRO DE ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN SOBRE EL DIÓXIDO DE CARBONO (CDIAC). (PARTE INFERIOR) EMISIONES PROCEDENTES DE LOS COMBUSTIBLES FÓSILES Y DEL CEMENTO SEGÚN INDICA MÁS ARRIBA. FUENTE: IPCC, 2013.	17
FIGURA 2. COMPORTAMIENTO DE LA TEMPERATURA DEL PLANETA A TRAVÉS DEL TIEMPO SEGÚN LOS REGISTROS OBSERVACIONALES COMPARADO CON EL COMPORTAMIENTO DE LA TEMPERATURA SIN GASES DE EFECTO INVERNADERO. FUENTE: MEEHL, 2004. ...	18
FIGURA 3. CAMBIOS EN LA TEMPERATURA DE SUPERFICIE EN EL PERÍODO 1901-2012 SEGÚN LA TENDENCIA LINEAL CORRESPONDIENTE A TRES CONJUNTOS DE DATOS. LAS ÁREAS EN BLANCO INDICAN DATOS INCOMPLETOS O NO DISPONIBLES. FUENTE: IPCC, 2013.	19
FIGURA 4. EVALUACIÓN DE LA PÉRDIDA TOTAL DEL HIELO DE LOS GLACIARES Y MANTOS DE HIELO. FUENTE: IPCC, 2013.	21
FIGURA 5. INDICATIVOS DE UN CLIMA GLOBAL CAMBIANTE. CADA LINEA REPRESENTA UNA ESTIMACIÓN DE LOS CAMBIOS EN EL ELEMENTO CLIMÁTICO OBTENIDA DE FORMA INDEPENDIENTE. A) ANOMALÍA DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL; B) ANOMALÍA DE TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR; C) ANOMALÍA DE TEMPERATURA DEL AIRE MARÍTIMO; D) ANOMALÍA DEL NIVEL DE MAR; E) ANOMALÍA DE LA EXTENSIÓN DEL HIELO MARÍTIMO. FUENTE: IPCC, 2013.	22
FIGURA 6. MAPAS DE LOS CAMBIOS OBSERVADOS EN LA PRECIPITACIÓN SOBRE LA TIERRA DE 1901 A 2010 (IMÁGENES DE LA IZQUIERDA) Y DE 1951 A 2010 (IMÁGENES DE LA DERECHA) ELABORADOS A PARTIR DE LOS CONJUNTOS DE DATOS DE LA UNIDAD DE INVESTIGACIÓN CLIMÁTICA (CRU), LA RED DE DATOS CLIMATOLÓGICOS (GHEN) Y EL CENTRO MUNDIAL DE CLIMATOLOGÍA DE LAS PRECIPITACIONES (GPCC). FUENTE: IPCC, 2013.	24
FIGURA 7. SÍNTESIS DE LAS PROYECCIONES A CORTO PLAZO DE LA TEMPERATURA MEDIA GLOBAL DEL AIRE EN SUPERFICIE. A) PROYECCIONES DEL PROMEDIO ANUAL DE LA	

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

- TEMPERATURA MEDIA GLOBAL DEL AIRE EN SUPERFICIE PARA 1986-2050 (ANOMALÍAS RELATIVAS A 1986-2005) SEGÚN TODAS LAS RCP DE LOS MODELOS DE LA CMIP5 (LÍNEAS GRISES Y COLOREADAS, UNA UNIDAD DEL ENSAMBLE POR MODELO), CON CUATRO ESTACIONES OBSERVACIONALES. B) LO MISMO QUE A) PERO MOSTRANDO EL RANGO DEL 5% Y 95% DE LAS PROYECCIONES PROMEDIO ANUAL DE LA CMIP5. FUENTE: IPCC, 2013. 26
- FIGURA 8. MEDIA ANUAL DE LOS CAMBIOS EN LA PRECIPITACIÓN (P), EVAPORACIÓN (E), HUMEDAD RELATIVA, E-P, ESCORRENTÍA Y HUMEDAD DEL SUELO PARA EL PERÍODO 2081-2100 RESPECTO AL PERÍODO 1986-2005, SEGÚN LA TRAYECTORIA DE CONCENTRACIONES REPRESENTATIVAS RCP8.5. FUENTE: IPCC, 2013. 28
- FIGURA 9. (PARTE SUPERIOR IZQUIERDA) FORZAMIENTO RADIATIVO MEDIO GLOBAL TOTAL PARA LOS CUATRO ESCENARIOS DE RCP BASADO EN EL MODELO DE BALANCE ENERGÉTICO DEL MODELO DE EVALUACIÓN DEL CAMBIO CLIMÁTICO CAUSADO POR LOS GEI (MAGICC). OBSÉRVESE QUE EL FORZAMIENTO REAL SIMULADO POR LOS MODELOS DE LA CMIP5 DIFIERE LIGERAMENTE DE UN MODELO A OTRO. (PARTE INFERIOR IZQUIERDA) SERIES TEMPORALES DE LOS VALORES MEDIOS ANUALES GLOBALES DE LAS ANOMALÍAS DE LA TEMPERATURA DEL AIRE EN SUPERFICIE (EN RELACIÓN CON EL PERÍODO 1986-2005) OBTENIDAS DE EXPERIMENTOS DE LA CMIP5 DETERMINADOS POR LA CONCENTRACIÓN. LAS DISCONTINUIDADES EN 2100 SE DEBEN A CÁLCULOS BASADOS EN LA EJECUCIÓN DE LOS MODELOS PARA FECHAS POSTERIORES AL SIGLO XXI CUYAS CIFRAS NO TIENEN UN SENTIDO FÍSICO. LOS NÚMEROS DEL MISMO COLOR DE LAS LÍNEAS INDICAN EL NÚMERO DE MODELOS DIFERENTES QUE CONTRIBUYEN EN LOS DISTINTOS PERIODOS DE TIEMPO. MAPAS: PROMEDIO DEL ENSAMBLE MULTIMODELOS DEL CAMBIO MEDIO ANUAL DE LA TEMPERATURA DEL AIRE EN SUPERFICIE (COMPARADO CON EL PERÍODO DE BASE 1986-2005) PARA 2016-2035 Y 2081-2100, PARA LAS RCP2.6; 4.5; 6.0 Y 8.5. FUENTE: IPCC, 2013. 29
- FIGURA 10. ANOMALÍA DE TEMPERATURA EN LA REPÚBLICA MEXICANA (1971-2002) CON RESPECTO A LA MEDIO DEL PERIODO DE REFERENCIA 1971-2000, CON BASE DE DATOS ESTATALES DEL SERVICIO METEOROLÓGICO NACIONAL. FUENTE: (GUÍA PARA EL CÁLCULO Y USO DE ÍNDICES DE CAMBIO CLIMÁTICO EN MÉXICO, 2010). 31

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

FIGURA 11. CALENTAMIENTO PROMEDIO ENTRE 1960 Y 2010. LAS RETÍCULAS CON UN PUNTO SON AQUELLAS ZONAS DONDE LA INFORMACIÓN TIENE MAYOR CONFIABILIDAD. FUENTE: PECC, 2013. 32

FIGURA 12. FRECUENCIA DE EVENTOS HIDROMETEOROLÓGICOS POR CATEGORÍAS (1990-2011). LAS BARRAS DE COLORES DENOTAN LA CANTIDAD DE EVENTOS DE ACUERDO A SU CATEGORÍA. LA LÍNEA DISCONTINUA ROJA MUESTRA EL COMPORTAMIENTO DE LOS EVENTOS TOTALES POR AÑO. LA LINEA SÓLIDA NEGRA MUESTRA LA TENDENCIA LINEAL. 33

FIGURA 13. ZONAS COSTERAS DEL GOLFO Y CARIBE MEXICANOS QUE PODRÍAN SER AFECTADAS POR EL INCREMENTO DEL NIVEL DEL MAR. LAS ÁREAS MARCADAS EN ROJO PODRÍAN INUNDARSE SI OCURRIERA UN INCREMENTO DEL NIVEL DEL MAR. FUENTE: (SEMARNAT, 2009) 35

FIGURA 14. IMPACTOS POTENCIALES DE CAMBIO CLIMÁTICO EN MÉXICO. FUENTE: CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA UNAM. 36

FIGURA 15. PROYECCIÓN PARA EL CAMBIO DE TEMPERATURA MÁXIMA PARA LAS TRES TRAYECTORIAS REPRESENTATIVAS DE CONCENTRACIONES (RCP4.5, RCP6.0 Y RCP8.5) BASADOS EN LOS 15 MGC DEL ENSAMBLE REA. CADA RECUADRO CORRESPONDE UNA DIFERENTE RCP PARA LA TEMPORADA PRIMAVERA-VERANO DEL PERÍODO 2015-2039. (IMAGEN OBTENIDA DEL ATLAS DE VULNERABILIDAD HÍDRICA EN MÉXICO ANTE EL CAMBIO CLIMÁTICO (2015)) 37

FIGURA 16. PROYECCIÓN PARA EL CAMBIO DE TEMPERATURA MÁXIMA PARA LAS TRES TRAYECTORIAS REPRESENTATIVAS DE CONCENTRACIONES (RCP4.5, RCP6.0 Y RCP8.5) BASADOS EN LOS 15 MGC DEL ENSAMBLE REA CADA RECUADRO CORRESPONDE UNA DIFERENTE RCP PARA LA TEMPORADA PRIMAVERA-VERANO DEL PERÍODO 2075-2099. (IMAGEN OBTENIDA DEL ATLAS DE VULNERABILIDAD HÍDRICA EN MÉXICO ANTE EL CAMBIO CLIMÁTICO (2015)) 38

FIGURA 17. DIAGRAMA ESQUEMÁTICO QUE MUESTRA CÓMO LOS CAMBIOS EN LA MEDIA Y LA VARIANZA AFECTAN LA DISTRIBUCIÓN DE LA FRECUENCIA ACTUAL Y FUTURA. A) LA CURVA CONTINUA IZQUIERDA REPRESENTA LA DISTRIBUCIÓN NORMAL ACTUAL, MIENTRAS QUE LA LINEA CONTINUA DERECHA REPRESENTA EL DESPLAZAMIENTO QUE SUFRE LA DISTRIBUCIÓN NORMAL AL CAMBIAR SU MEDIA, ASÍ COMO EL DESPLAZAMIENTO DE SUS VALORES EXTREMOS (VÉASE FLECHA DE DESPLAZAMIENTO). B) LA LINEA

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

CONTÍNUA SUPERIOR REPRESENTA LA DISTRIBUCION NORMAL ACTUAL, LA LINEA CONTINUA INFERIOR MUESTRA EL CAMBIO EN LA CURTOSIS DEBIDO AL CAMBIO EN LA VARINZA (VÉASE FLECHA DE DESPLAZAMIENTO). c) LA LINEA CONTÍNUA SUPERIOR REPRESENTA LA DISTRIBUCION NORMAL ACTUAL, MIENTRAS QUE LA LINEA CONTINUA INFERIOR MUESTRA UN CAMBIO EN EL SESGO Y LA CURTOSIS DE LA DISTRIBUCIÓN POR EL CAMBIO EN LA MEDIA Y VARIANZA (VÉASE FLECHAS DE DISTRIBUCIÓN). FUENTE: (MEEHL, Y OTROS, 2010)..... 43

FIGURA 18. PRESIÓN DE VAPOR DE SATURACIÓN COMO UNA FUNCIÓN DE LA TEMPERATURA SOBRE AGUA. EL PUNTO C TIENE PRESIÓN DE VAPOR e Y TEMPERATURA T , PARA LAS CUALES LA PRESIÓN DE VAPOR DE SATURACIÓN ES e_s . LA TEMPERATURA PARA LA CUAL EL AIRE SE ENCUENTRA SATURADO CON SU PRESIÓN DE VAPOR e ES LA TEMPERATURA DE PUNTO DE ROCÍO T_d . FUENTE: HIDROLOGÍA APLICADA (CHOW, MAIDMENT, & MAYS, 1994)..... 46

FIGURA 19. LA ECUACIÓN PERMITE CALCULAR LA PENDIENTE DE LA LÍNEA DE EQUILIBRIO dP/dT DADO UN VALOR DE P O T . LA FASE α Y LA FASE β CORRESPONDEN A UN ESTADO SATURADO DE LA FASE 1 Y 2, RESPECTIVAMENTE. 47

FIGURA 20. PRECIPITACIÓN MEDIA MENSUAL MÁXIMA DE LA REPÚBLICA MEXICANA, EN ELLA SE OBSERVAN LAS COMPONENTES DE TENDENCIA Y LAS OSCILACIONES ANUALES EN EL COMPORTAMIENTO DE LA PRECIPITACIÓN, LA FIGURA B, MUESTRA UN ACERCAMIENTO DE LOS DATOS PARA UNA MEJOR APRECIACIÓN. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA CON LOS DATOS OBTENIDOS DE LA BASE DE DATOS EN MALLA DESARROLLADO POR CISECE (2018). 50

FIGURA 21. FUNCIÓN DE DISTRIBUCIÓN DE PROBABILIDAD DE LA VARIABLE X_t . LA MISMA VARIABLE EN CADA INSTANTE T TIENE SU PROPIA FUNCIÓN DE DISTRIBUCIÓN DE PROBABILIDAD..... 51

FIGURA 22. AL REPETIRSE EL EXPERIMENTO BAJO LAS MISMAS CONDICIONES QUE LA SERIE ORIGINAL TENDREMOS UNA NUEVA VARIABLE ALEATORIA QUE SE COMPORTARÁ DE ACUERDO CON SU PROPIA FUNCIÓN DE DISTRIBUCIÓN DE PROBABILIDAD EN EL INSTANTE T 52

FIGURA 23. REPRESENTACIÓN GRÁFICA DE UN PROCESO ESTACIONARIO. NO PRESENTA TENDENCIA NI PERIODICIDAD OBSERVABLE..... 53

- FIGURA 24. EL EJE X ES LA VARIABLE DE LA SERIE DE TIEMPO EN EL TIEMPO T. EL EJE Y SON LOS MOMENTOS DE LA DISTRIBUCIÓN DE LA VARIABLE ALEATORIA (MEDIA Y VARIANZA). LA LÍNEA CONTINUA ES LA FUNCIÓN DE DISTRIBUCIÓN DE PROBABILIDAD EN UN PROCESO ESTACIONARIO, LA FUNCIÓN DE DISTRIBUCIÓN DE LA VARIABLE X_t ES IDÉNTICA EN CADA INSTANTE T. LA LÍNEA DISCONTINUA ES LA FUNCIÓN DE DISTRIBUCIÓN DE PROBABILIDAD DE EQUILIBRIO DE LA VARIABLE X_t EN EL TIEMPO T. LA LÍNEA NEGRA SÓLIDA REPRESENTA EL COMPORTAMIENTO UN PROCESO ESTACIONARIO EN SENTIDO DÉBIL COMPARANDO LA DISTRIBUCIÓN DE PROBABILIDAD DEL PROCESO ESTRICTAMENTE ESTACIONARIO CONTRA LA DISTRIBUCIÓN DE PROBABILIDAD DÉBILMENTE ESTACIONARIA. 54
- FIGURA 25. LA CURVA REPRESENTADA POR LA LÍNEA SÓLIDA NEGRA PRESENTA LA FUNCIÓN DE DISTRIBUCIÓN NORMAL CON MEDIA μ . LA ZONA SOMBREADA REPRESENTA LA PROBABILIDAD DE QUE EL VALOR REAL DEL PARÁMETRO TENGA UNA PROBABILIDAD $1 - \alpha$ DE SER CORRECTO, MIENTRAS QUE LOS EXTREMOS SIN SOMBREAR REPRESENTAN LA PROBABILIDAD DE QUE EL EVENTO NO SEA CORRECTO. 58
- FIGURA 26. INFORMACIÓN EN MALLA ALMACENADA EN LA BASE DE DATOS CLICOM CREADO POR EL CICESE.. ELABORACIÓN PROPIA. 66
- FIGURA 27. CLIMAS PREDOMINANTES DE LA REPÚBLICA. FUENTE: INEGI. 67
- FIGURA 28. (IZQUIERDA) SITUACIÓN GEOGRÁFICA DE LA CUENCA DEL RÍO CONCHOS. EN LA IMAGEN SE PUEDE VER LA EXTENSIÓN DE LA CUENCA, ASÍ COMO SUS PRINCIPALES AFLUENTES. (DERECHA) INFORMACIÓN EN MALLA ALMACENADA EN LA BASE DE DATOS CLICOM DEL CICESE, QUE CORRESPONDE A LA CUENCA DEL RÍO CONCHOS. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA. 68
- FIGURA 29. (IZQUIERDA). SITUACIÓN GEOGRÁFICA DE LA CUENCA DEL RÍO USUMACINTA. SE OBSERVA QUE LA CUENCA ES COMPARTIDA CON GUATEMALA. (DERECHA) INFORMACIÓN EN MALLA ALMACENADA EN LA BASE DE DATOS CLICOM DEL CICESE, QUE CORRESPONDE A LA CUENCA DEL RÍO USUMACINTA. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA. 69
- FIGURA 30. PROCEDIMIENTO ESQUEMÁTICO PARA EL CÁLCULO DE LAS ANOMALÍAS DE LOS EVENTOS EXTREMOS. PASO 1, ESTABLECER LOS LÍMITES DE LA REGIÓN PARA EL PROCESO DE MEZCLA ALEATORIA. PASO 2, CONTEO DE LAS ANOMALÍAS DE EVENTOS

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

EXTREMOS. PASO 3, CONTEO DE LAS ANOMALÍAS BASADO EN EL MODELO ESTACIONARIO.	72
FIGURA 31. AUTOCORRELOGRAMA DE UNA SERIE DE TIEMPO ANUAL DE MÉXICO DEL MES DE A) JUNIO, B) JULIO, C) AGOSTO, D) SEPTIEMBRE. LAS BARRAS AZULES SON LOS COEFICIENTES DE CORRELACIÓN OBTENIDOS EN LAG λ . EL LAG λ ES ANUAL PARA EL MISMO MES. FUENTE ELABORACIÓN PROPIA.	79
FIGURA 32. PORCENTAJE DE LA VARIANZA QUE DESCRIBE CADA EIGENVALOR. CADA PUNTO MOSTRADO EN LAS GRÁFICAS ANTERIORES REPRESENTAN EL EIGENVALOR CALCULADO A PARTIR DE MÉTODO SSA. SE HACE EL ARREGLO DE MANERA DESCENDENTE PARA QUE SE PUEDA OBSERVAR CÓMO CADA EIGENVALOR DESCRIBE SOLAMENTE UN PORCENTAJE DE LA SERIE DE TIEMPO DE LA QUE FUE CALCULADA.	81
FIGURA 33. ANOMALÍA ANUAL DE EVENTOS EXTREMOS (BARRAS AMARILLAS) PARA MÉXICO, LA CUENCA DEL RÍO USUMACINTA Y LA CUENCA DEL RÍO CONCHOS, RESPECTIVAMENTE. LA TENDENCIA NO LINEAL DE LA ANOMALÍA DE LOS EVENTOS EXTREMOS (LÍNEA NEGRA) SE CALCULÓ CON UN ANÁLISIS SINGULAR DE ESPECTRO CON UNA VENTANA DE DOCE AÑOS. EL INTERVALO DE CONFIANZA AL 95% (LÍNEA CÍAN) FUE CALCULADO DEL CONJUNTOS DE DATOS SIMULADOS BASADOS EN LOS DATOS ORIGINALES Y EL MODELO ESTACIONARIO.	84
FIGURA 34. TENDENCIA NO LINEAL DE ANOMALÍA DE EVENTOS EXTREMOS MOSTRADO PARA MÉXICO (A), LA CUENCA DEL RÍO USUMACINTA (B) Y LA CUENCA DEL RÍO CONCHOS (C), RESPECTIVAMENTE. LAS LÍNEAS CÍAN REPRESENTAN EL INTERVALO DE CONFIANZA AL 95% DEL MODELO ESTACIONARIO. LAS LÍNEAS AZULES REPRESENTAN EL INTERVALO DE CONFIANZA AL 95% DEL MODELO ESTADÍSTICO CLAUSIUS-CLAPEYRON.	87

Glosario de símbolos

X_t	serie de tiempo en función de t
t	instante de tiempo
T	longitud de tiempo del proceso
N	número de datos de la serie de tiempo
$f(x_1, x_2, \dots, x_N)$	función de distribución de probabilidad
∞	infinito
$E(X_t)$	esperanza matemática de la serie temporal X_t
μ	media aritmética de la serie temporal X_t
$Cov[X_t, X_{t+\tau}]$	covarianza entre un elemento en un instante t y $t + \tau$
τ	lag, tiempo desplazado entre un instante t y otro $t+1$
$\gamma(X_\tau)$	coeficiente de autocovarianza en el lag τ
\bar{X}_t	media de la serie de tiempo
$N\left(\mu, \frac{\sigma^2}{n}\right)$	distribución normal con media μ y varianza $\frac{\sigma^2}{n}$
n	número de datos de la muestra
$N(0,1)$	distribución normal estándar con media cero y varianza uno
α	significancia estadística
$X_{\alpha/2}, X_{-\alpha/2}$	colas de la distribución normal
$P_r(n)$	probabilidad de que el evento n sea extremo.
R_{anom}	anomalía de evento extremo
R_{obs}	número de eventos extremos observados
$R_{1/n}$	número de eventos extremos esperados
P_r	precipitación sintética
P_r^{trend} P_r^{term}	precipitación con tendencia inducida térmicamente
Δpr	variabilidad estocástica de la precipitación
\bar{p}_r	media climatológica de la serie de tiempo de precipitación máxima mensual

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

δpr_{therm}	porcentaje de cambio entre la temperatura media de la serie de tiempo de temperatura y la tendencia no lineal de la temperatura
e_s	presión de vapor de saturación medido en KPa.
T^{trend}	cambio no lineal de la media de temperatura medido en grados Celsius ($^{\circ}\text{C}$)
\bar{T}	temperatura media mensual máxima medido en grados Celsius ($^{\circ}\text{C}$)
T	temperatura máxima mensual, medido en grados Celsius ($^{\circ}\text{C}$)
$e_s(T)$	presión de vapor de saturación (KPa), medido a una temperatura ($^{\circ}\text{C}$)
r_λ	coeficiente de autocorrelación de orden k
$X(t)$	serie de tiempo
M	tamaño de la ventana
$\vec{X}(t)$	vector rezagado
$(\vec{X}(t))^T$	vector rezagado transpuesto
X	matriz de vectores rezagados
$C_{M \times M}$	matriz de covarianza
λ_k	eigenvalor de orden k
ρ_k	eigenvector de orden k
$A_k(t)$	componentes principales de orden k, de la matriz X
$R_k(t)$	reconstrucción de la serie original a partir de sus componentes principales

Resumen

Se ha observado que la estabilidad climática del planeta está siendo afectada por la concentración de gases de efecto invernadero, lo que trae consigo problemas de tipo científico, socioeconómicos y políticos. En lo que se refiere a precipitación, los estudios hablan sobre una disminución de la escorrentía, así como una disminución en las precipitaciones en los siguientes años, lo que conlleva a tomar medidas para contrarrestar o adaptarse a estos cambios que ya han sido anunciados (Stocker, y otros, 2013).

Se ha hablado de la disminución de la precipitación media (Stocker, y otros, 2013) pero poco se ha dicho sobre los eventos extremos en México. Estos eventos se consideran hasta cierto punto normales dentro de la naturaleza misma (Villers & Trejo, 2004), pero se ha demostrado que estos eventos se harán más frecuentes y más intensos con el aumento de la temperatura del planeta (Stocker, y otros, 2013). La localización geográfica de México lo posiciona como un país especialmente vulnerable ante los efectos del cambio climático, por ello es necesario entender el comportamiento del sistema climático en ello, y en especial la tendencia que tiene los eventos extremos de precipitación.

Se plantea capturar la tendencia de los eventos extremos de precipitación con base en la ecuación de Clausius-Clapeyron que es un modelo termodinámico que relaciona la temperatura de superficie con la cantidad de vapor que puede retener la atmósfera, es decir, cuánto vapor de agua puede la atmósfera retener a cierta temperatura. Se pretende estudiar si la tendencia no lineal de la temperatura extrema se ajusta a la tendencia no lineal de precipitación extrema, y así capturar el comportamiento de la tendencia de precipitación extrema. Esto se compara con el comportamiento esperado por un modelo climático estacionario. Todo esto con el fin de evaluar si el modelo Clausius-Clapeyron pudiera ser usado para la predicción climática a corto plazo en lo que se refiere a los eventos extremos.

El modelo estadístico utilizado en este trabajo, propuesto por Lehmann (2015) en el cual es utilizado la ecuación de Clausius-Clapeyron que analiza la lluvia como un proceso termodinámico. Este modelo es presentado como una posible vía de análisis sobre el comportamiento de las precipitaciones extremas en relación con la máxima cantidad de agua que la atmósfera pudiera retener debido al aumento de la temperatura.

La metodología descrita en este trabajo se basa en medir el comportamiento actual de las precipitaciones extremas, bajo el concepto de estacionariedad. Se demuestra

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

matemáticamente la estacionariedad del sistema climático y por lo tanto la posible descripción del comportamiento de los eventos extremos de precipitación. A partir de esta idea se realiza una serie de tiempo de precipitación máxima sintética con ayuda de la ecuación de Clausius-Clapeyron y de esta manera hacer un análisis comparativo de si el comportamiento histórico de las precipitaciones extremas sigue, o no, la misma tendencia del aumento de las temperaturas extremas.

La tendencia de la serie temporal histórica y la sintética se analizó a través de un análisis singular de espectro a manera de un análisis estadístico multivariado partiendo de la serie de tiempo original, generando múltiples series obtenidas de rezagos aplicados a la serie original. El método permite aproximaciones adecuadas en el análisis de sistemas, inclusive no lineales, como es el caso de la precipitación. Con esto se busca capturar la variabilidad de la cantidad física que origina la serie. La ventaja de este método radica en que se puede describir la dinámica del sistema a partir de una serie de tiempo y sus sucesivos rezagos.

Los resultados presentados marcan una tendencia hacia la disminución en la frecuencia de los eventos extremos en México, pero nada se dice sobre la cantidad de agua precipitada, pudiéndose entender que las precipitaciones de mayor intensidad están en aumento. También se presenta la posibilidad de que los eventos de precipitación extrema no estén restringidos solamente por el proceso termodinámico sino también por otros procesos dinámicos.

Capítulo 1

1.1 Introducción

La atmósfera, los océanos y los continentes pertenecen al llamado sistema climático terrestre, el cual mantiene una compleja dinámica entre sus componentes y que se investiga de manera interdisciplinaria por campos como la meteorología, la oceanografía y la hidrología, entre otras. Así, es importante comprender la relación océano-atmósfera y atmósfera-continentes para interpretar sus consecuencias, tanto en el tiempo meteorológico como en el clima y sus efectos en las actividades humanas (Arreguín *et al.*, 2015).

El planeta ha mantenido una relativa estabilidad climática; sin embargo, desde una perspectiva más cercana a la experiencia humana, es decir, dentro de un periodo factible de evolución humana, se ha observado un incremento en la temperatura media anual global (Cornwall, 2008). Los informes de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA, por sus siglas en inglés), la Administración Nacional de la Aeronáutica y del Espacio (NASA, por sus siglas en inglés) y la Organización Meteorológica Mundial (OMM) confirman que 2015, 2016 Y 2017 han sido los más cálidos (NOAA, 2018).

La energía que alimenta nuestro sistema climático proviene del Sol, que transmite esta energía por medio de radiación, la cual se propaga en forma de ondas electromagnéticas y su incremento produce un aumento de temperatura. Parte de la radiación entrante es absorbida por la atmósfera y sus nubes, otra por la superficie terrestre, dependiendo tanto de la latitud como de la nubosidad y las estaciones del año.

Desde el punto de vista energético, existe un balance entre la energía entrante al planeta y la saliente; sin embargo, este balance se modifica cuando los gases de efecto de invernadero, principalmente vapor de agua y CO₂, en la atmósfera se incrementan (Garduño, 2004).

El aumento en la concentración de los gases de efecto invernadero reduce la eficiencia de reemisión energética de la Tierra al espacio por lo que parte de la radiación saliente es enviada de vuelta a la superficie terrestre por la presencia de esos gases, lo que influye directamente en que la temperatura de la atmósfera aumente. Sin la presencia de los gases de invernadero, como el vapor de agua y el

dióxido de carbono (CO₂), la temperatura media de la superficie terrestre sería significativamente menor y, por ende, no existirían las condiciones de vida actuales.

Si el balance de energía de la Tierra se da entre la energía proveniente del Sol y la energía regresada al espacio por la radiación emitida por la Tierra, entonces cualquier proceso que altere el balance energético, ya sea por cambios en la radiación recibida o re-emitida, se reflejará como cambios en el clima. A tales cambios en la disponibilidad de energía radiativa se les conoce como forzamientos radiativos. Cuando el forzamiento radiativo es positivo conduce a un calentamiento y, cuando es negativo, a un enfriamiento (Stocker, y otros, 2013).

Cuando un parámetro meteorológico como la precipitación o la temperatura sale de su valor medio de muchos años, se habla de una anomalía climática ocasionada por forzamientos internos, como inestabilidad en la atmósfera y/o el océano; o por forzamientos externos, como puede ser algún cambio en la intensidad de la radiación solar recibida o incluso cambios en las características del planeta (Arreguín *et al.*, 2015).

La temperatura es la variable climática más evidente en el contexto de cambio climático. Los registros de temperatura evidencian un incremento en la temperatura del planeta, lo que se traduce en un forzamiento radiativo positivo, es decir, que el planeta no está re-emitiendo la energía que recibe del Sol, sino que la está conservando en su superficie (Garduño, 2004; Stocker, y otros, 2013).

El Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (2013), IPCC, por sus siglas en inglés, concluye que la Tierra ha experimentado un desequilibrio energético debido a que en la parte superior de la atmósfera ha entrado más energía solar de la que ha salido, desde al menos 1970 aproximadamente.

Las diferentes actividades humanas modifican continuamente la superficie del planeta y la composición de la atmósfera. Algunos de estos cambios tienen una repercusión directa o indirecta en el balance energético de la Tierra por lo que podemos considerar que son impulsores del cambio climático. En general los cambios significativos en el balance radiativo de la Tierra alteran la circulación del mar y la atmósfera y, dado que esto está relacionado íntimamente con el ciclo hidrológico se manifiesta en cambios en la precipitación y temperatura (Magaña Rueda, 2004).

Podría pensarse que un clima cálido es más agradable que uno templado y que no habría ningún problema si la temperatura aumentara, pero no es así; Velasco (2012) afirma que el cambio en la temperatura frecuentemente viene acompañado por

cambios en la humedad atmosférica y, en consecuencia, en el régimen de lluvias. Ambos cambios tienen efectos en eventos tan importantes como la formación de huracanes y ocurrencia de inundaciones.

1.2 El Cambio Climático

La Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (1992) define cambio climático como un cambio de clima atribuido directa o indirectamente a la actividad humana que altera la composición de la atmósfera mundial y que se suma a la variabilidad natural del clima observada durante períodos comparables.

La variabilidad natural del clima, presuntamente exacerbada por las actividades humanas, está ocasionando diversos cambios en la superficie de la Tierra, en los mares y en la atmósfera, que a su vez repercuten, negativamente, tanto en la ocurrencia natural de los fenómenos asociados al clima, como en el ambiente humano, en la estabilidad y bienestar de la población (Velasco, 2012).

Este llamado cambio climático no es nuevo, ya que nuestro planeta ha tenido varios cambios en su temperatura, precipitación, viento, presión, nubosidad, y humedad al paso de los milenios, pero actualmente estos cambios están sucediendo en una escala de tiempo que está afectando a las actividades humanas (Hartmann, 2010).

Coincidiendo que desde la era industrial este proceso natural está siendo afectado por la acumulación de gases de efecto invernadero. También la deforestación, el cambio de uso de suelo y la quema de combustibles fósiles son algunos de los ejemplos de cómo la actividad humana modifica el sistema climático.

La atmósfera es una mezcla de gases y aerosoles suspendidos, pero los responsables del efecto invernadero solamente comprenden el 1% de la composición de la atmósfera. Los gases de efecto invernadero más importantes son el vapor de agua (H₂O) y el dióxido de carbono (CO₂) (Garduño, 2004). Jaramillo (2004) señala que la importancia del CO₂ y el vapor de agua en la atmósfera radica en la regulación de la temperatura del planeta, tanto que sin su presencia la temperatura promedio actual del planeta sería más fría y, por lo tanto, el planeta estaría congelado.

Garduño (2004) afirma que el vapor de agua tiene una función esencial en el clima de la Tierra. Sin embargo, es la temperatura del aire más que las emisiones la que controla la cantidad de vapor de agua presente en la atmósfera. Por ello, los

científicos consideran al vapor de agua como un agente de retroalimentación más que como un agente de forzamiento del cambio climático.

El ser humano no puede controlar hasta el momento la cantidad de vapor de agua en la atmósfera, pero sí la concentración de CO₂. La quema de combustibles fósiles y la deforestación propician el incremento de las concentraciones de CO₂ y una concentración mayor de CO₂ se traduce en un incremento de temperatura.

Desde el Cuarto Informe de Evaluación (2007) del IPCC han aparecido nuevas evidencias de la influencia humana detectable en varios aspectos del ciclo del agua. Se ha observado cambios en la humedad específica cerca de la superficie desde 1973 que contienen un componente antropogénico perceptible, confirmando en el Quinto Informe de Evaluación (2013) que la humedad específica troposférica ha aumentado desde la década de 1970.

El IPCC expone, también, que observaciones realizadas a partir de estaciones de superficie, radiosondas, sistemas de posicionamiento mundial y mediciones satelitales indican un aumento del vapor de agua troposférico a grandes escalas espaciales y que la magnitud de los cambios globales observados en el vapor de agua troposférico, de aproximadamente el 3.5% en los últimos 40 años es coherente con los cambios de temperatura observados de cerca de 0.5 °C durante el mismo período.

No cabe duda de que el incremento en temperatura global del planeta tiene su origen en actividades antropogénicas como expone Meehl (2004), particularmente en aquellas relacionadas con la combustión de combustibles fósiles y la deforestación, así como aquellos procesos que consumen energía donde se emiten enormes cantidades de dióxido de carbono, uno de los principales gases de efecto invernadero (véase fig. 1).

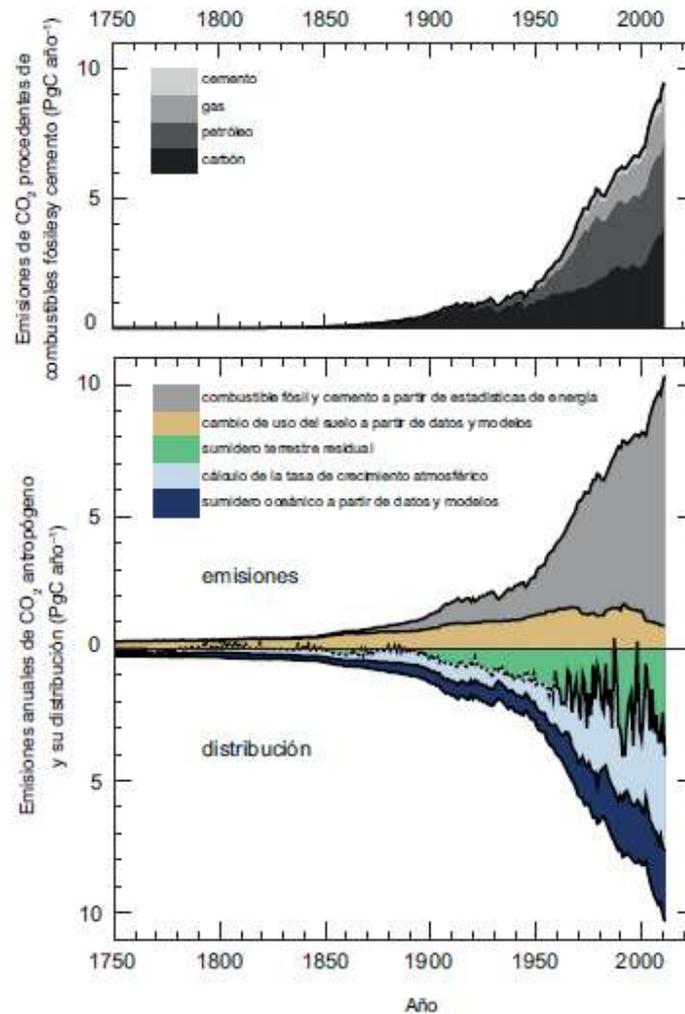


Figura 1. Emisiones anuales de CO₂ antropogénico y su distribución en la atmósfera, la tierra y los océanos (PgC¹ año⁻¹) de 1750 a 2011. (Parte superior) Emisiones de CO₂ derivadas de los combustibles fósiles y del cemento por categoría, según las estimaciones del Centro de Análisis de la Información sobre el Dióxido de Carbono (CDIAC). (Parte inferior) Emisiones procedentes de los combustibles fósiles y del cemento según indica más arriba. Fuente: IPCC, 2013.

Si las concentraciones de gases de efecto invernadero continúan aumentando, la temperatura de superficie del planeta mantendrá una tendencia positiva. Aun si las emisiones de estos gases se estabilizan, los efectos del calentamiento perdurarán mucho tiempo, pues los gases de este tipo tienden a permanecer por muchos años en la atmósfera (Magaña, 2004).

Se ha visto que el aumento de los gases de efecto invernadero tiene como consecuencia un forzamiento radiativo positivo, lo que lleva a una alteración del flujo natural de energía, por lo que a mayor cantidad de gases de efecto invernadero,

¹ 1 petagramo de carbono = 1 PgC = 10¹⁵ gramos de carbono.

mayor será la cantidad de calor que absorba y la superficie del planeta alcanzará una temperatura más alta (Tudela, 2004) como se muestra en la Figura 2.

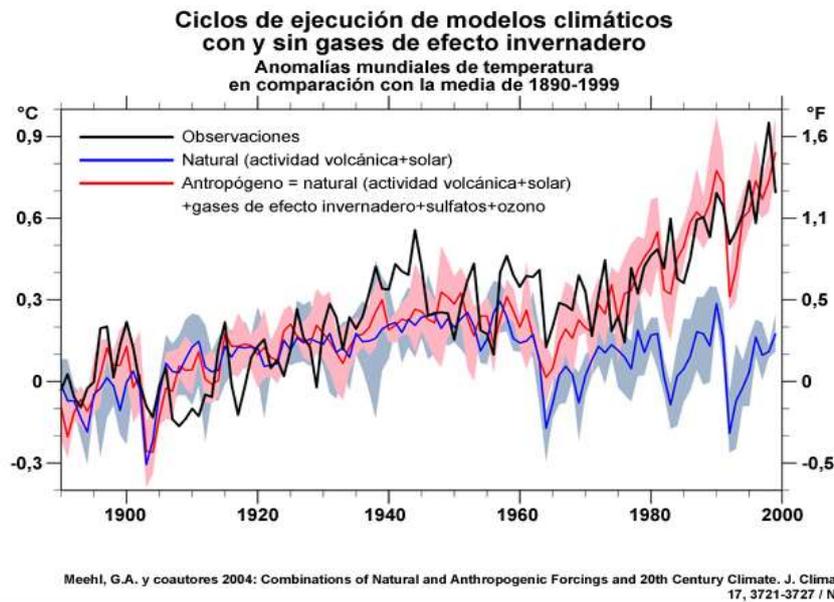


Figura 2. Comportamiento de la temperatura del planeta a través del tiempo según los registros observacionales comparado con el comportamiento de la temperatura sin gases de efecto invernadero. Fuente: Meehl, 2004.

El Cuarto Informe de Evaluación (2007) del IPCC establece que el calentamiento del sistema climático es inequívoco, como es evidente de las observaciones de las temperaturas globales promedio de la atmósfera y los océanos, el derretimiento de la nieve y el hielo generalizado y del aumento global del nivel medio del mar.

El mismo panel afirma que la temperatura media global en la superficie ha aumentado desde finales del siglo XXI (actualmente la Tierra está 0.75°C más caliente que en 1850). Cada uno de los tres últimos decenios ha sido sucesivamente más cálido en la superficie de la Tierra que cualquier otro decenio anterior desde que existen los registros instrumentales, y el decenio de 2000 fue el más cálido de todos.

Existen varios registros de datos analizados de forma independiente de la temperatura del aire en la superficie terrestre a nivel mundial y regional, obtenidos de observaciones de estaciones que coinciden ampliamente en que la temperatura del aire en la superficie terrestre ha aumentado. La temperatura superficial del mar también ha aumentado (véase fig. 3) (Stocker, y otros, 2013).

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

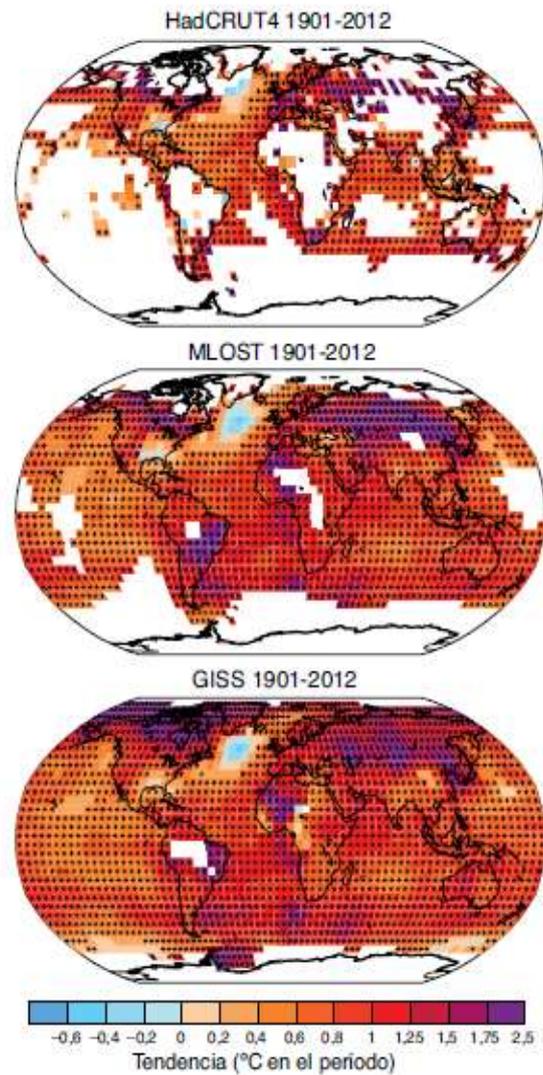


Figura 3. Cambios en la temperatura de superficie en el período 1901-2012 según la tendencia lineal correspondiente a tres conjuntos de datos. Las áreas en blanco indican datos incompletos o no disponibles. Fuente: IPCC, 2013.

Este informe también establece que el calentamiento de los últimos 50 años muy probablemente, ha sido mayor que el de cualquier periodo durante por lo menos los últimos 1,300 años y que los cambios observados en el clima incluyen cambios importantes en las temperaturas y hielo de ártico, cambios generalizados en las cantidades de precipitación, salinidad de los océanos, patrones de viento, además de cambios en los eventos extremos como sequías, lluvias torrenciales, ondas de calor e intensidad de los ciclones tropicales.

1.2.1 Los Glaciares

Los glaciares son enormes masas de hielo que cubren las cimas de algunas montañas y volcanes o inmensas extensiones sin montañas, como en Groenlandia y la Antártida, que se han formado por la acumulación gradual de nieve a través de cientos o miles de años, por lo que son considerados como el mayor reservorio de agua dulce en el planeta (Velasco, 2012).

En poco menos de treinta años, la capa de hielo ártico se redujo unos 950 mil kilómetros cuadrados, esto es, cerca del 20% de su superficie; esta superficie equivaldría aproximadamente a la mitad del territorio mexicano (Semarnat, 2009). En el continente Antártico, en el año 2002 se fracturó la llamada plataforma Larsen B, con lo que se desprendió y posteriormente se fundió en el mar una masa de hielo de 3 mil 240 kilómetros cuadrados, esto es, una superficie poco mayor a dos veces la del Distrito Federal (Tierramérica, 2010; NatGeo, 2010).

De acuerdo con el Resumen Técnico del Quinto Informe de Evaluación (2013) del IPCC, existe un nivel de confianza muy alto en que, durante el último decenio, la pérdida de hielo global de los glaciares se produjo en los glaciares de Alaska, la región ártica de Canadá, la periferia del manto de hielo de Groenlandia, el sur de los Andes y las montañas asiáticas. En conjunto, estas áreas representan más del 80% de la pérdida total de hielo.

Desafortunadamente estos ejemplos no son casos aislados, pues los reportes de grandes fracturas en los glaciares continúan: a principios de 2009, el puente de hielo que unía la plataforma Wilkins con la península Antártica se fracturó, desprendiéndose cerca del 25% del total de la plataforma (Velasco, 2012).

Al derretirse los glaciares, la superficie de colores más oscuros, como las del agua de mar de los suelos que están debajo del hielo quedan expuestas, por lo que absorben más radiación, se calientan y emiten radiación infrarroja que contribuye a calentar más la Tierra, lo que ocasiona como consecuencia que se derrita más hielo (Velasco, 2012).

La Figura 4 muestra la evaluación de la pérdida de hielo de los glaciares y mantos de hielo en términos de masa (Gt^2) y de nivel del mar equivalente (NME), en unidades de milímetros (mm), de la última década. Es muy probable que la pérdida de masa total de los glaciares situados en la periferia de los mantos de hielo haya

² 100 $Gt\ año^{-1}$ de pérdida de hielo equivale a aproximadamente 0.288 $mm\ año^{-1}$ de nivel del mar equivalente.

sido de 226 [91 a 361] Gt años⁻¹(nivel de mar equivalente, 0.62 [0.25 a 0.99] mm años⁻¹) durante el período 1971-2009.

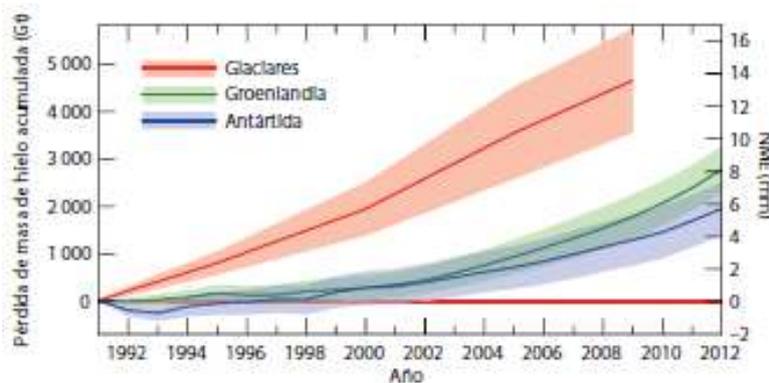


Figura 4. Evaluación de la pérdida total del hielo de los glaciares y mantos de hielo. Fuente: IPCC, 2013.

Con el desprendimiento de los glaciares ocurren dos efectos. Primero, se pierden depósitos vitales de agua dulce para la población ya que funcionan como reservorios naturales gratuitos reteniendo el agua durante el invierno y liberándola poco a poco durante la primavera y el verano. En segundo lugar, los glaciares contribuyen a evitar que el planeta se caliente más, y no por ser de hielo, sino por su color blanco que refleja hacia el espacio una gran cantidad de luz.

En el caso de los glaciares de montaña, el agua derretida puede seguir sus cursos naturales a través de los cauces de los ríos que corren por los continentes y finalmente desembocar al mar. O como en el caso de los de Groenlandia, escurrir directamente al mar. Esto es preocupante por dos razones: la primera, porque el inmenso volumen de hielo que podría derretirse y llegar al mar diluiría el agua salada a niveles peligrosos para el clima global, por su afectación a las principales corrientes marinas; y, en segundo lugar, porque los océanos tenderían a elevar sus niveles (NatGeo, 2010).

El derretimiento de los hielos terrestres en las zonas polares y en las montañas ha ocasionado que el nivel del mar se eleve (véase fig. 5e). Durante el periodo de 1901-2010, el nivel medio global del mar, estimado a partir de una tendencia lineal basada en los registros mareográficos y de datos satélites recogidos desde 1993, se elevó 0.19 [0.17 a 0.21] m. (Stocker, y otros, 2013).

El incremento del nivel del mar podría parecer mínimo, pero no lo es. De hecho, resulta preocupante, puesto que muchos países en el mundo tienen ciudades ubicadas en las zonas costeras e incluso por debajo del nivel del mar, como es el caso de Ámsterdam, en Holanda, que está cuatro metros por debajo del nivel del

mar. Ello implica el riesgo de que millones de personas fueran susceptibles en el futuro próximo de sufrir las consecuencias de inundaciones por la invasión del mar (Velasco, 2012).

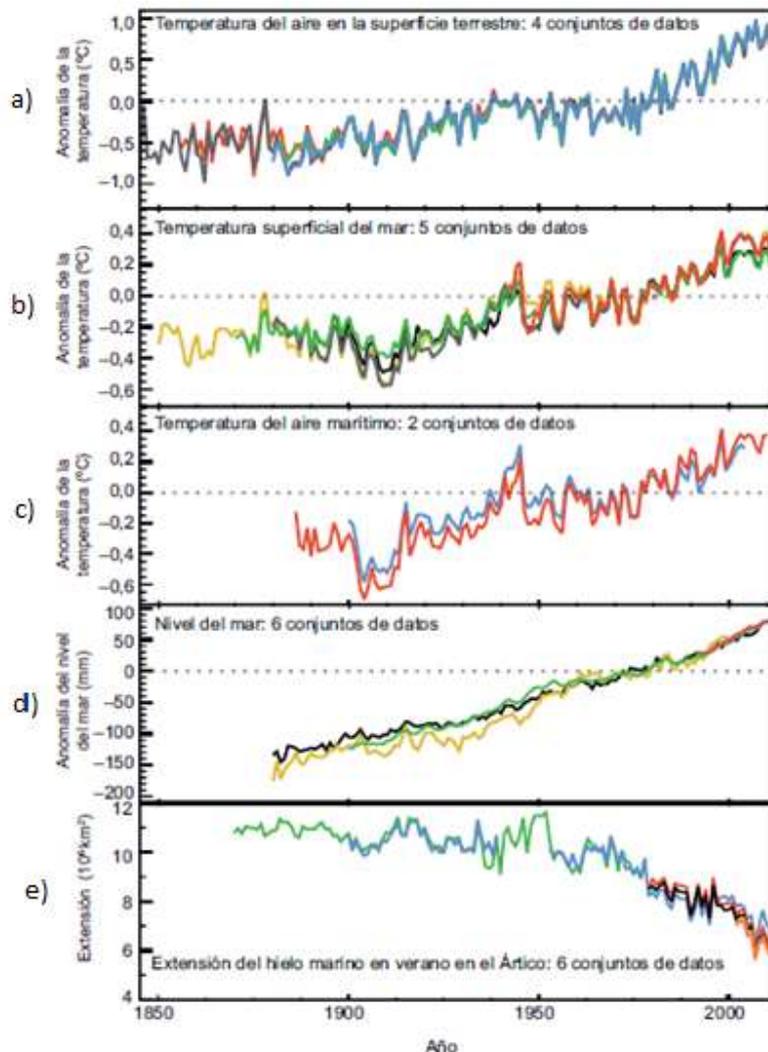


Figura 5. Indicativos de un clima global cambiante. Cada línea representa una estimación de los cambios en el elemento climático obtenida de forma independiente. a) anomalía de la temperatura superficial; b) anomalía de temperatura superficial del mar; c) anomalía de temperatura del aire marítimo; d) anomalía del nivel de mar; e) anomalía de la extensión del hielo marítimo. Fuente: IPCC, 2013.

1.2.3 Consecuencias en el Ciclo del Agua

El aumento en la temperatura media del planeta tendrá impactos en el incremento de la temperatura del agua, así como en los cambios observados en los eventos

extremos de inundaciones y sequías, y las consecuencias que esto puedan tener en la calidad del agua.

El incremento proyectado del nivel medio del mar traerá también un mayor impacto de la cuña de intrusión salina en estuarios y acuíferos costeros, disminuyendo con ello la disponibilidad de agua dulce en ecosistemas y comunidades en zonas costeras (Greenpeace, 2010).

Una mayor frecuencia de huracanes debido al calentamiento global y el aumento de las temperaturas de los océanos. Agua más caliente significa más energía disponible para los ciclones tropicales, transformando la energía térmica en viento. Temperaturas altas significan mayor evaporación, que a su vez conduce a precipitación más intensa (Greenpeace, 2010).

En general se ha percatado la influencia humana significativa en los cambios a escala global de los patrones de precipitación, incluso en aumentos en las latitudes medias y altas en el hemisferio norte. En la mayor parte de las masas terrestres de latitudes medias y en regiones tropicales húmedas, se producen episodios de precipitaciones extremas más intensos y frecuentes (Stocker, y otros, 2013).

Se han observado incrementos significativos en los patrones de lluvia del este de Norteamérica y Sudamérica, en el norte de Europa y en el norte y parte central de Asia. En contraste, se han observado desde los años 70, sequías más prolongadas, particularmente en las regiones tropicales y subtropicales (Conde & Saldaña, 2003).

Bates (2008) concluyen que durante el siglo XX se observó que la precipitación aumentó en regiones ubicadas en las latitudes altas en el hemisferio norte y que la precipitación disminuyó en regiones ubicadas entre los paralelos 30°N y 10°S (véase fig. 6). Según el IPCC es probable que desde aproximadamente 1950 haya habido más regiones en las que el número de precipitaciones intensas haya aumentado que en las que haya disminuido.

En el caso de América del Norte y Europa, es probable que se haya producido un aumento ya sea en la frecuencia o en la intensidad de las precipitaciones fuertes, con algunas variaciones estacionales y regionales. Es muy posible que se hayan dado tendencias a una mayor intensidad de las precipitaciones en la zona central de América de Norte (Stocker, y otros, 2013).

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

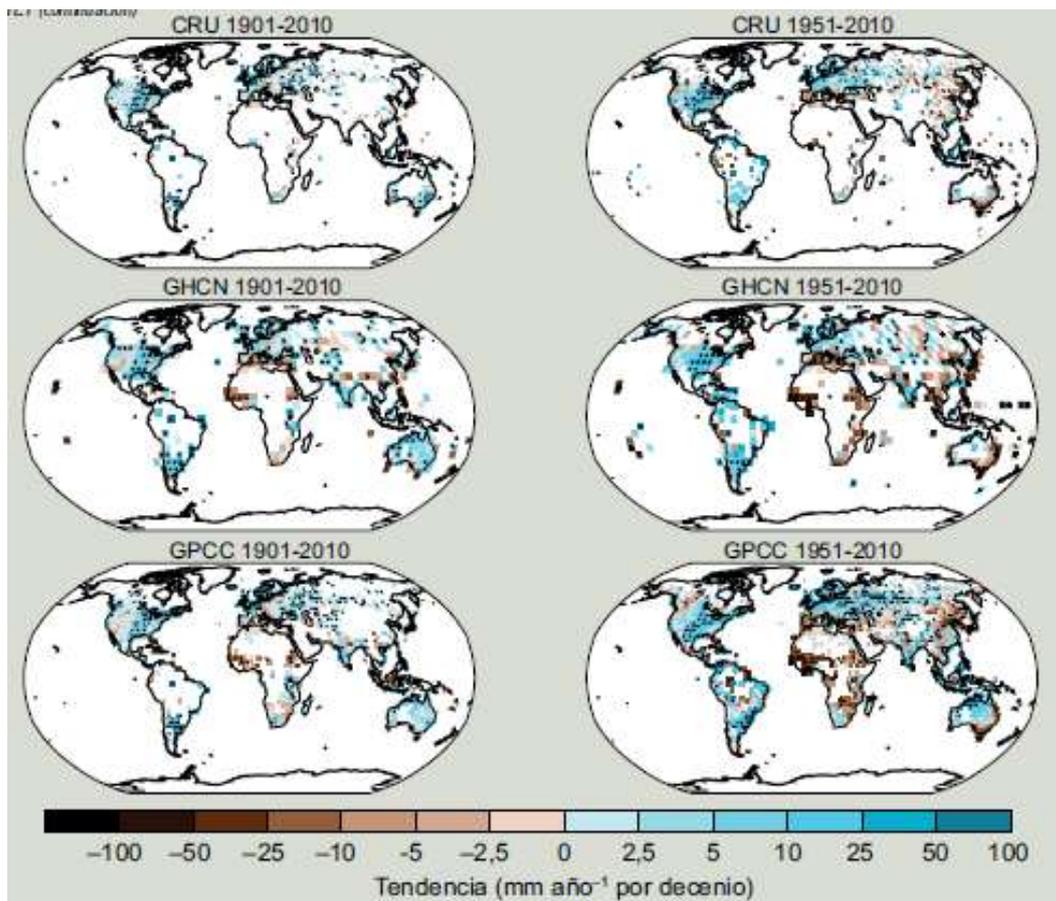


Figura 6. Mapas de los cambios observados en la precipitación sobre la tierra de 1901 a 2010 (imágenes de la izquierda) y de 1951 a 2010 (imágenes de la derecha) elaborados a partir de los conjuntos de datos de la Unidad de investigación climática (CRU), la Red de datos climatológicos (GHCN) y el Centro Mundial de Climatología de las Precipitaciones (GPCC). Fuente: IPCC, 2013.

El desproporcionado incremento de precipitaciones extremas puede ya estar ocurriendo en partes del mundo, como los Estados Unidos (Karl & Knight, 1998), Reino Unido (Osborn, Hulme, Jones, & Basnett , 2000) y Australia (Suppiah & Hennessy, 1998). De hecho, se sugiere que, sobre el Reino Unido, las inundaciones de magnitud esperada por ocurrir cada 20 años en 1860 ahora podrían ser esperada cada 5 años (Allen & Ingram, 2002).

Particularmente, en lo que se refiere al agua, se prevé que la disponibilidad absoluta disminuya, así como la oportunidad de su abasto y, desde luego, al aumentar la población y la demanda de agua, las dificultades de su suministro son factores potenciales de conflictos y de problemas (Lozano, 2004).

Desertificación, incremento de las zonas áridas y semiáridas, contaminación del agua y sequía, son sólo algunos de los posibles efectos de esta situación. A partir de considerar que la sequía es probablemente la manifestación más dramática del

agua en la naturaleza, es de esperarse que este fenómeno aumente en intensidad, severidad, extensión y duración, incrementando el riesgo de su ocurrencia, así como la vulnerabilidad de las poblaciones afectadas (Magaña, 2004).

1.3 El clima futuro

El clima es un fenómeno tan complejo y en el cual intervienen tantos factores, que es difícil esperar una certeza absoluta en su pronóstico. Desde que los científicos se dieron cuenta de que la temperatura promedio de la superficie del planeta podría alterarse por el cambio en la concentración atmosférica de los gases de efecto invernadero, comenzaron a hacer cálculos. Les interesaba saber, básicamente, qué temperaturas podrían alcanzarse en la Tierra con ciertas concentraciones de CO₂ en la atmósfera.

Las ecuaciones que usaban eran relativamente sencillas al principio, tanto por el poco conocimiento que tenían de cómo funcionaba el clima, como por la dificultad de hacer muchas operaciones sin computadoras. Con el paso del tiempo y con mejores herramientas, las ecuaciones fueron desarrollándose más e incluyeron nuevas variables que también se consideraron importantes, y ahora permiten simular de mejor manera y en súper computadoras, el comportamiento del sistema climático global (Garduño, 1998).

En el marco de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados del Programa Mundial de Investigaciones Climáticas (CMIP5) se utilizó un nuevo conjunto de escenarios, denominados trayectorias de concentración representativas (RCP), para realizar las nuevas simulaciones de modelos climáticos. En la CMIP5 se ha utilizado un gran número de modelos climáticos integrales y modelos del sistema Tierra cuyos resultados constituyen el elemento fundamental de las proyecciones del sistema climático (Stocker, y otros, 2013).

Estos nuevos escenarios RCP están basados en el desbalance energético (entre la radiación entrante y saliente) y se refieren al posible aumento global de energía radiativa en W/m²; por ejemplo, RCP8.5 es el escenario más extremo que supone un aumento de 8.5 W/m² para el año 2100 debido a los gases de efecto invernadero (Arreguín *et al.*, 2015) (véase fig. 7).

El aumento de la temperatura a corto plazo dependen del calentamiento asegurado (causado por la inercia de la respuesta de los océanos al forzamiento externo histórico), de la evolución temporal de la variabilidad del clima generada

internamente y de las trayectorias futuras del forzamiento externo (Stocker, y otros, 2013).

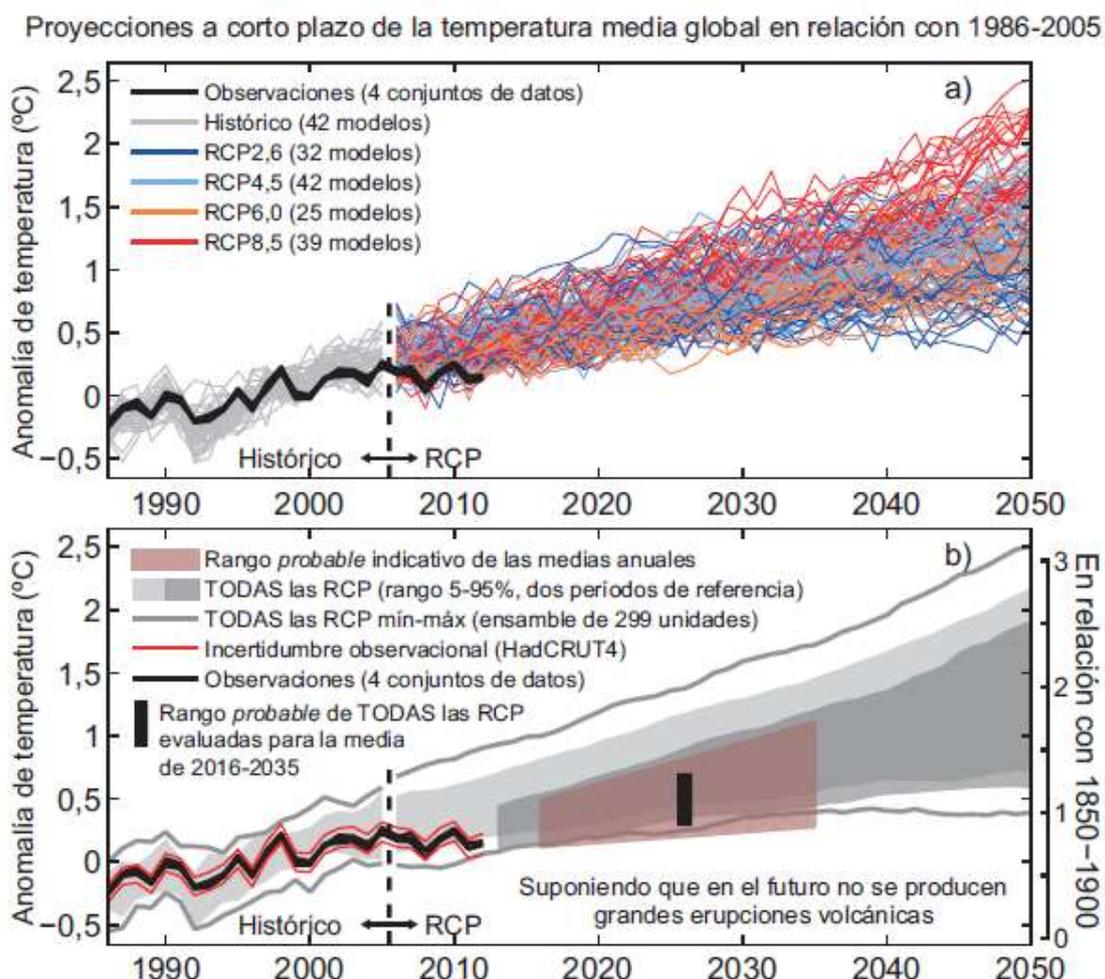


Figura 7. Síntesis de las proyecciones a corto plazo de la temperatura media global del aire en superficie. a) Proyecciones del promedio anual de la temperatura media global del aire en superficie para 1986-2050 (anomalías relativas a 1986-2005) según todas las RCP de los modelos de la CMIP5 (líneas grises y coloreadas, una unidad del ensamble por modelo), con cuatro estaciones observacionales. b) Lo mismo que a) pero mostrando el rango del 5% y 95% de las proyecciones promedio anual de la CMIP5. Fuente: IPCC, 2013.

Es posible que este incremento de temperatura parezca pequeño o poco significativo, pero 5°C por debajo de la temperatura promedio actual fueron suficientes para mantener una gran parte de Europa, Asia y Norteamérica bajo una inmensa masa de hielo hace más de 11 mil 500 años, durante la última de las glaciaciones (NatGeo, 2010; Velasco, 2012).

Las proyecciones de precipitación del Cuarto Informe de Evaluación para el siglo XXI para los modelos del cambio climático son consistentes con el aumento de

precipitación en zonas de alta latitud norte y la disminución de la precipitación en las zonas tropicales y subtropicales del planeta.

En ese mismo documento se menciona que para mediados del siglo XXI los modelos de cambio climático proyectan que el escurrimiento medio anual y la disponibilidad del agua aumentarán, como resultado del cambio climático, en esas mismas latitudes altas del hemisferio norte y en algunas regiones tropicales húmedas, pero a la vez esos mismos parámetros disminuirá en regiones secas ubicadas en latitudes medias y en zonas tropicales secas.

Además, el hecho de que la intensidad y variabilidad de la precipitación aumenten en algunas regiones del planeta tendrá por resultado un mayor riesgo de inundaciones en algunos casos (Garnica & Alcántara, 2004), y en otros, un mayor riesgo de sequías, especialmente en las zonas subtropicales. Los eventos extremos de precipitación y sequía se esperan se presenten con una mayor frecuencia.

Es probable que las masas terrestres situadas a altas altitudes registren un mayor volumen de precipitación debido a la mayor capacidad de almacenamiento de agua en una tropósfera más cálida. Es probable que la escorrentía disminuya en el sur de Europa y Oriente Medio. Por otra parte, es probable que la escorrentía aumente en latitudes septentrionales altas y que este aumento sea coherente con el aumento previsto de las precipitaciones en esas regiones (Stocker, y otros, 2013).

Las concentraciones de gases de efecto invernadero en la atmósfera, así como las temperaturas del aire y del mar, están conectadas de manera muy estrecha con otros elementos del ambiente, por lo que resulta ingenuo imaginar que las consecuencias del cambio climático en el futuro se limitarán al cambio de la temperatura promedio (véase fig. 8). Se sabe ahora en relativa confianza que se afectarán los regímenes de precipitación, los hielos presentes en los polos y en las cimas de los volcanes y cordilleras, el nivel del mar y las especies y sus ecosistemas, incluidos los humanos.

De hecho mucha de la preocupación alrededor del cambio climático está en cómo se verán afectados los elementos de la vida diaria, tales como la alimentación debido a la caída de la producción agrícola y pesquera (Romo, 2009), la salud, por el aumento en los casos de enfermedades transmitidas por vectores, como la malaria, y la seguridad, con el aumento, por ejemplo, de las víctimas mortales por huracanes y tormentas (Velasco, 2012).

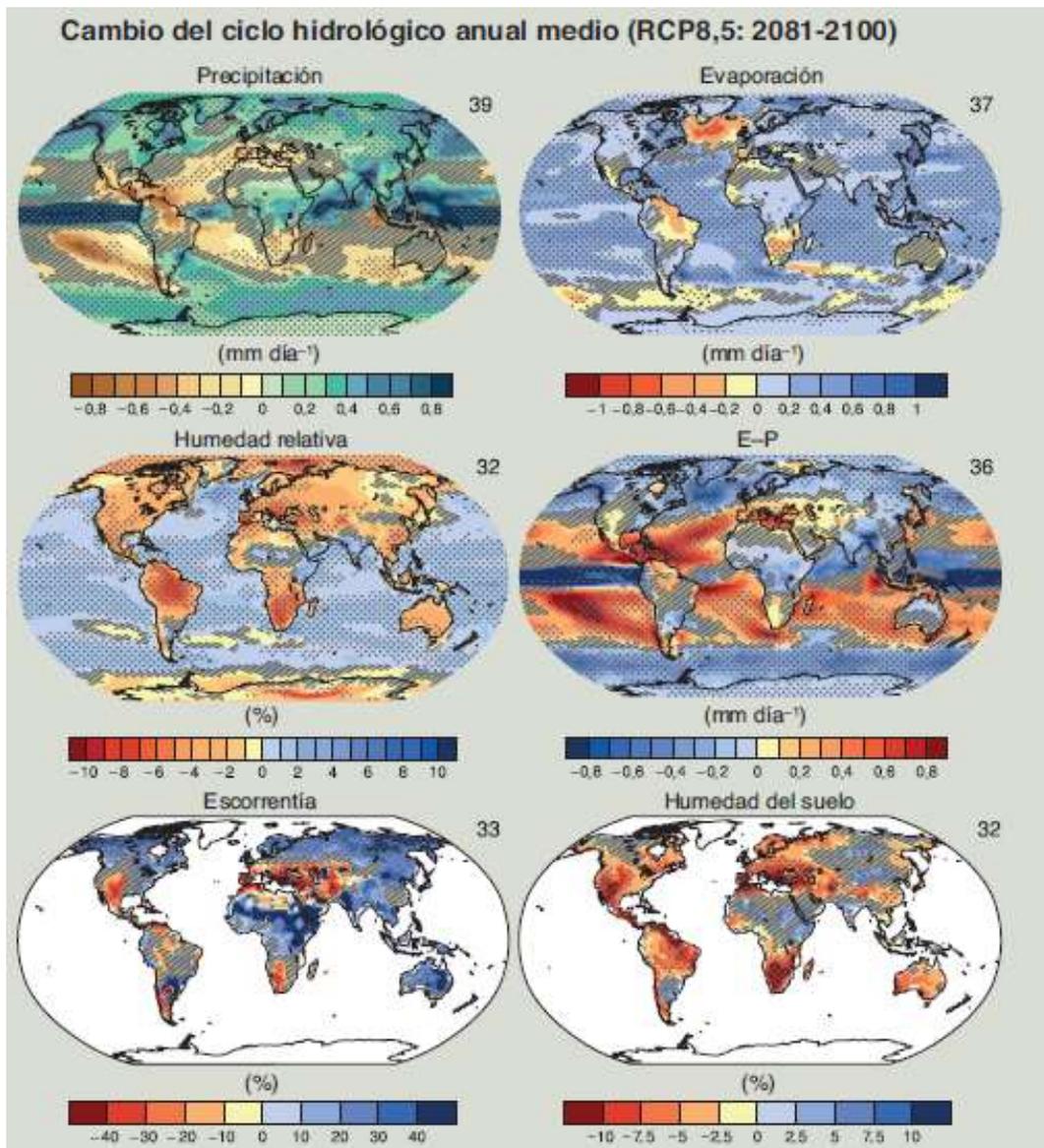


Figura 8. Media anual de los cambios en la precipitación (P), evaporación (E), humedad relativa, E-P, escorrentía y humedad del suelo para el período 2081-2100 respecto al período 1986-2005, según la trayectoria de concentraciones representativas RCP8.5. Fuente: IPCC, 2013.

Según el IPCC los modelos climáticos pronostican que la temperatura global aumentará entre 1.4 y 5.8 °C para el año 2100 (véase fig. 9). Este cambio climático tendrá probablemente un cambio significativo sobre el medio ambiente global, y en general, cuanto más rápido el cambio climático, mayor el riesgo de daños. Por ello la humanidad enfrentará nuevos riesgos y presiones. Los pueblos y ecosistemas deberán adaptarse a corto plazo a los futuros regímenes climáticos, como estrategia para sobrevivir (Varady *et al.*, 2009).

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

La figura 9 muestra los escenarios climáticos de acuerdo con las proyecciones de los diferentes RCP en los próximos 300 años. También muestra los escenarios de comportamiento del forzamiento radiativo de acuerdo con las diferentes concentraciones de gases de efecto invernadero de cada uno de los escenarios RCP, así como los cambios en la temperatura media global de la segunda mitad del siglo.

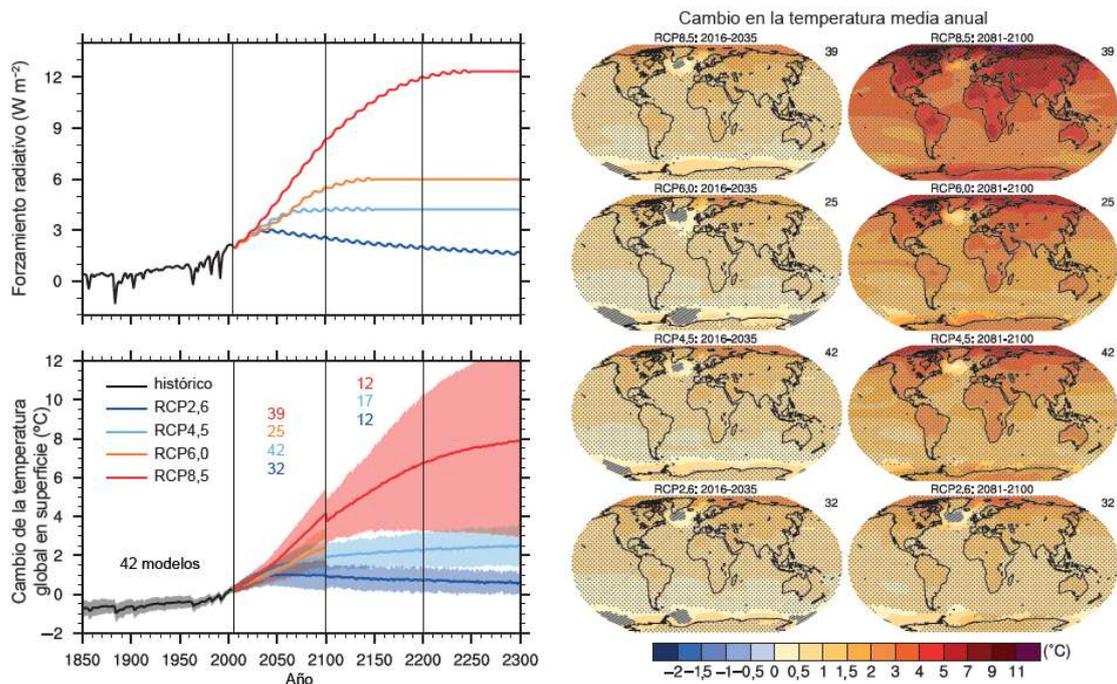


Figura 9. (Parte superior izquierda) Forzamiento radiativo medio global total para los cuatro escenarios de RCP basado en el modelo de balance energético del Modelo de evaluación del cambio climático causado por los GEI (MAGICC). Obsérvese que el forzamiento real simulado por los modelos de la CMIP5 difiere ligeramente de un modelo a otro. (Parte inferior izquierda) Series temporales de los valores medios anuales globales de las anomalías de la temperatura del aire en superficie (en relación con el período 1986-2005) obtenidas de experimentos de la CMIP5 determinados por la concentración. Las discontinuidades en 2100 se deben a cálculos basados en la ejecución de los modelos para fechas posteriores al siglo XXI cuyas cifras no tienen un sentido físico. Los números del mismo color de las líneas indican el número de modelos diferentes que contribuyen en los distintos periodos de tiempo. Mapas: Promedio del ensamble multimodelos del cambio medio anual de la temperatura del aire en superficie (comparado con el período de base 1986-2005) para 2016-2035 y 2081-2100, para las RCP2.6; 4.5; 6.0 Y 8.5. Fuente: IPCC, 2013.

La sociedad humana enfrenta nuevos riesgos y presiones. Aunque es poco probable que se ponga en riesgo la seguridad alimentaria a nivel mundial, sí es altamente probable que algunas regiones experimenten escasez de alimentos y sufran hambruna, sobre todo en los países menos desarrollados. Los recursos hídricos se verán afectados en la medida en que los patrones de precipitación y evaporación

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

cambien en todo el mundo. La infraestructura física será afectada, en particular por el aumento en el nivel del mar y por la presencia de eventos climáticos extremos.

Las actividades económicas, los asentamientos humanos y la salud humana sufrirán efectos directos e indirectos. Así, mientras los modelos económicos y de desarrollo actuales persistan, los pobres y los menos privilegiados son los más vulnerables a las consecuencias negativas del cambio climático (Magaña *et al.*, 2004; Velasco, 2012).

Capítulo 2

2.1 México ante el Cambio Climático

En casi todos los países de América Latina, la temperatura aumentó considerablemente en los últimos cuarenta o cincuenta años y se produjo un notorio cambio en las precipitaciones anuales y en el inicio de las estaciones lluviosas o secas (Tierramérica, 2010). México tiene características geográficas que lo sitúan como uno de los países más vulnerables a los efectos del cambio climático. Su localización entre dos océanos y su latitud y relieves lo hacen estar particularmente expuesto a diferentes fenómenos meteorológicos (DOF, 2014).

La versión de difusión del Programa Especial de Cambio Climático 2014-2018 (PECC) menciona que las temperaturas extremas tendrán una disminución del periodo de retorno en México y Centroamérica de 2 a 1.5 años, entre los horizontes 2046-2065 y 2080-2100; lo mismo para el caso de los eventos extremos de precipitación en donde se dará una reducción del período de retorno de 15 a 12 años aproximadamente, para los mismos horizontes.

El documento menciona también que desde la década de los años sesenta (véase fig. 10), México se ha vuelto más cálido. Las temperaturas promedio a nivel nacional han aumentado 0.85°C , cifra que coincide con el incremento global reportado por el IPCC, y las temporadas invernales a 1.3°C .

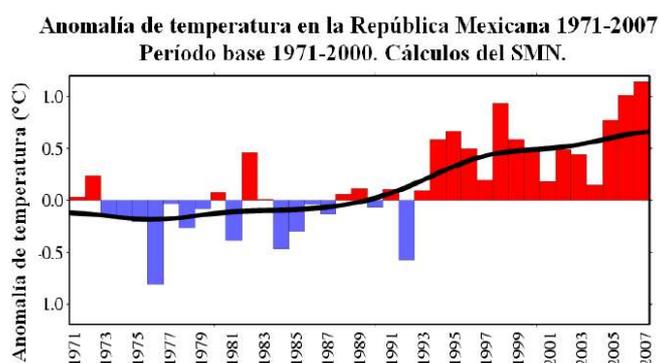


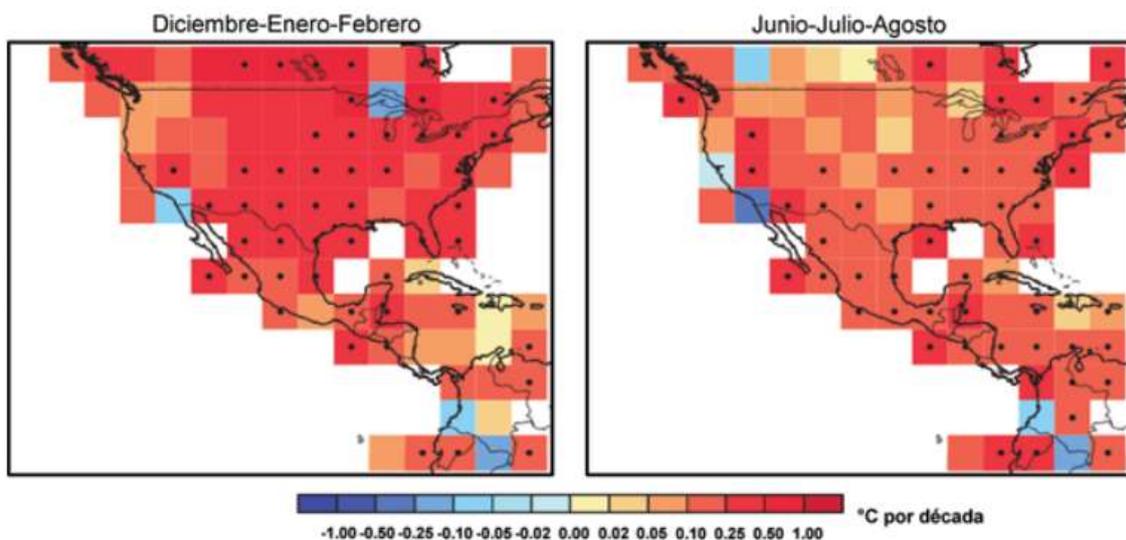
Figura 10. Anomalía de temperatura en la República Mexicana (1971-2002) con respecto a la medio del periodo de referencia 1971-2000, con base de datos estatales del Servicio Meteorológico Nacional. Fuente: (Guía para el cálculo y uso de índices de Cambio Climático en México, 2010)

También están aumentando las condiciones climáticas extremas de toda índole y cada vez son más frecuentes los fenómenos como sequías, fuertes lluvias, olas de

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

calor, grandes incendios, etc. De 1945 a 1990 se produjo una disminución global del número de huracanes intensos en el Océano Atlántico. Sin embargo, en la pasada década se registró un retorno de huracanes más intensos y frecuentes en el Atlántico. En 1998 y 2004, la temporada de huracanes en dicha región superó los registros anteriores de la intensidad de huracanes, los daños y la pérdida de vidas (Greenpeace, 2010)

La temperatura media anual de la Ciudad de México aumentó en más de cuatro grados desde inicios del siglo XX, según confirmó a Tierramérica el subsecretario de Planeación y Política Ambiental de México (Tierramérica, 2010). También, según el PECC, se han reducido la cantidad de días más frescos y han aumentado las noches cálidas. Por su parte, la precipitación ha disminuido en el sureste del país desde hace medio siglo. Las temperaturas han aumentado de manera diferenciada por región, siendo el norte la zona con mayor incremento, de 0.25°C a 0.50°C por década, entre 1960 a 2010 (véase fig. 11)



Fuente: UK Met Office. INECC. 2013. Climate: observations, projections and impacts. Summary factsheet Mexico. <http://www.metoffice.gov.uk/climatechange/policy-relevant/obs-projections-impacts>

Nota: La resolución de los mapas presentados es de 5° Latitud, 5° Longitud

Figura 11. Calentamiento promedio entre 1960 y 2010. Las retículas con un punto son aquellas zonas donde la información tiene mayor confiabilidad. Fuente: PECC, 2013.

De acuerdo con la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), los únicos estados de la República Mexicana que han mantenido estables sus temperaturas son Nayarit, Colima, Michoacán y Jalisco; mientras que el resto del territorio mexicano, particularmente el área del lado del océano Atlántico y el norte del país, se ha calentado más rápidamente (Greenpeace, 2010)

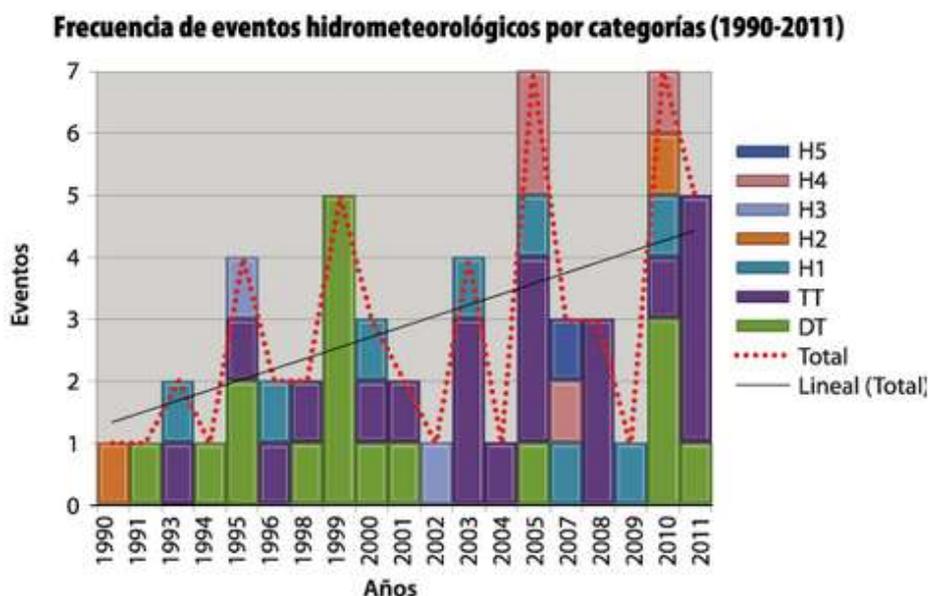
Los glaciares de las zonas altas del Iztaccíhuatl, Popocatepetl y Pico de Orizaba, ya también han sido afectados por el cambio climático. Según datos disponibles

(Martínez A. P., 2008), los glaciares del Iztaccíhuatl ya han sufrido reducciones tanto en su superficie (de hasta 40% en un periodo de 20 años) como en su profundidad (en 1999 era de 70 metros y para el 2004 se había reducido a 40 metros).

En el Pico de Orizaba y el Popocatepetl, los volcanes más altos del país, la tendencia es similar, pero en este último la reducción ha sido posiblemente acelerada aún más por la actividad volcánica de los últimos años. Si se mantiene la velocidad a la cual se han reducido los glaciares del Iztaccíhuatl y Pico de Orizaba, es posible que desaparezca por completo en los próximos 10 y 35 años, respectivamente (Gay & Estrada, 2007).

2.1.1 Consecuencias del cambio climático en México

Los huracanes obtienen su fuerza de la condensación del aire húmedo que existe sobre las aguas oceánicas, por lo que, al ser más calientes, evaporarán más agua y favorecerán a este tipo de ciclones tropicales. Los científicos esperan que los huracanes de las categorías 4 y 5 en la escala de Saffir-Simpson, es decir, los más fuertes, aumenten en frecuencia y tengan un mayor riesgo e impacto sobre las costas del país (véase fig. 12) (Gay & Estrada, 2007).



Fuentes: SMN, 2013. // NHC, 2013.

Figura 12. Frecuencia de eventos hidrometeorológicos por categorías (1990-2011). Las barras de colores denotan la cantidad de eventos de acuerdo a su categoría. La línea discontinua roja muestra el comportamiento de los eventos totales por año. La línea sólida negra muestra la tendencia lineal.

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

Para el caso específico del Golfo de México en su vertiente mexicana, con los datos de la NOAA se ha observado un incremento ligero en la intensidad de hidrometeoros y en la frecuencia de los eventos extremos (Ochoa, *et al.*, 2013)

Han ocurrido huracanes que han ocasionado no sólo pérdidas humanas y materiales considerables, sino también daños importantes a los ecosistemas naturales: *Emily* en Yucatán, *Katrina* en el Sureste de Estados Unidos y *Stan* y *Wilma* en el sureste de México. En Hidalgo, Puebla, Oaxaca y Veracruz se estima que el huracán *Stan* generó en 2005, pérdidas por mil 724 millones de dólares y dañó el 98% de la infraestructura en la costa sur de la península de Yucatán. (Tierramérica, 2010)

De acuerdo con el PECC, los huracanes no serán la única consecuencia del calentamiento del agua de los océanos; también se prevén inundaciones por el incremento del nivel del mar. Algunas zonas del país se verían afectadas si ocurriera un incremento entre 1 y 5 metros del nivel del mar: estas inundaciones tendrían efectos importantes tanto en ecosistemas como en localidades.

En los estados de Tabasco y Chiapas ocurrieron graves inundaciones en 2007 a causa de las fuertes lluvias, las más graves registradas en los últimos cincuenta años, y que dejaron tan solo en Tabasco, un total de 500 mil damnificados y 100% de pérdidas en los cultivos. En la figura 13 se muestran algunas zonas del país que se verían afectadas si ocurriera un incremento de uno y cinco metros del nivel del mar.

En lo que se refiere a lluvias, los resultados de los estudios sugieren que podrían reducirse en el invierno hasta 15% en las zonas del centro de México y 5% en el Golfo, e incluso, es probable que se retrase su inicio en gran parte del país (Martínez A. P., 2008). Además, el número de tormentas severas podría aumentar, es decir, que esos eventos en los que llueve de manera torrencial y que causan inundaciones y deslaves, sean más frecuentes y más intensos (Velasco, 2012).

Durante septiembre de 2003, lluvias intensas fueron las causantes de las inundaciones de mayor impacto en el país, situación catalogada como crítica por los efectos a que dieron lugar, sobre todo en los estados que forman parte de la cuenca media del río Lerma, como el Estado de México, Querétaro, Guanajuato, Michoacán y Jalisco (Matías *et al.*, 2007).

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

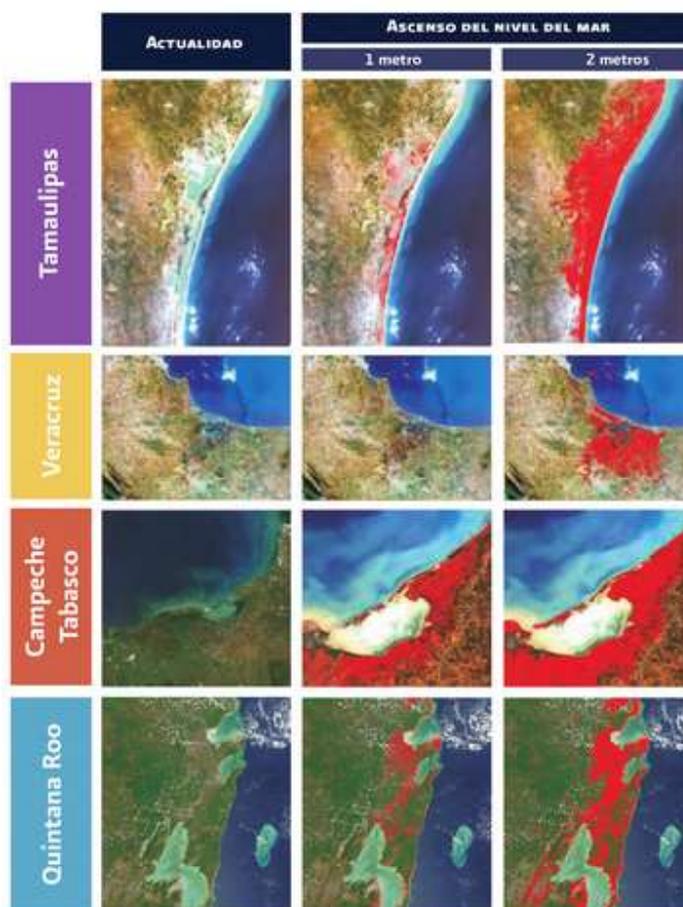


Figura 13. Zonas costeras del Golfo y Caribe mexicanos que podrían ser afectadas por el incremento del nivel del mar. Las áreas marcadas en rojo podrían inundarse si ocurriera un incremento del nivel del mar. Fuente: (Semarnat, 2009)

Según la versión de difusión del Programa Especial de Cambio Climático 2014-2018 se proyecta que los fenómenos hidrometeorológicos podrían ser más recurrentes y aumentar su intensidad por los efectos del cambio climático. De 1999 a 2011, las pérdidas humanas y los daños económicos derivados de los fenómenos hidrometeorológicos se calculan en un promedio anual de 154 muertes y 21,368 millones de pesos.

La pérdida económica que un cambio en el medio ambiente podría rebasar los seis puntos del PIB de nuestro país, e incluso, estos mismos estudios señalan que la vulnerabilidad de México ante el cambio climático implica que el 71% de su PIB será afectado por los impactos adversos de dichos fenómenos. En el *Estudio sobre economía del cambio climático* (Ibarrarán & Rodríguez, 2007) se señala que los impactos del cambio del clima en la producción agrícola mexicana pueden ir en orden de los \$16 a los \$22 mil millones de pesos.

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

El elemento climático de mayor importancia en nuestras actividades socioeconómicas es la lluvia, y, consecuentemente, la disponibilidad de agua. Determinar cómo, cuándo y en qué medida cambiarán la precipitación, los caudales de ríos o los niveles de presas requiere de un análisis multidisciplinario (Magaña *et al.*, 2004).

Según algunos estudios, si se considera el desarrollo social y económico del país, así como los escenarios previstos del cambio climático, se tiene que la cantidad de agua de la que se podrá disponer entre los años 2020 y 2030 pudiera disminuir hasta 10% respecto a la que se tenía en el 2000. Bajo este escenario, tanto Baja California como Sonora pasarán a una situación crítica de agua. Otras zonas del país también incrementarán sensiblemente su presión sobre los recursos hídricos, aunque a niveles menos críticos (Semarnat, 2009) (véase fig. 14).



Figura 14. Impactos potenciales de Cambio Climático en México. Fuente: Centro de Ciencias de la Atmósfera UNAM.

Los escenarios de cambio climático son una representación plausible y a menudo simplificada del clima futuro, basada en un conjunto internamente coherente de relaciones climatológicas, que se construye para ser utilizada de forma explícita en la investigación de las consecuencias potenciales de cambio climático antropogénico, y que sirve a menudo de insumo para las simulaciones de impactos. Un “escenario de cambio climático” es la diferencia entre un escenario climático y el

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

clima actual. Estos escenarios no son pronósticos climáticos, ya que cada escenario es una alternativa de cómo se puede comportar el clima futuro (Fernández *et al.*, 2015).

Se han desarrollado en el mundo diversos modelos que proyectan los posibles cambios en temperatura y precipitación que se han ido perfeccionando a lo largo de la última década. Los más recientes para México se construyeron con base en la mejor información disponible, empleando los resultados de 15 modelos climáticos, ponderando su desempeño en función de su capacidad de reproducir las condiciones observadas para México y su convergencia en los valores proyectados a futuro (Fernández *et al.*, 2015).

Con base en los 15 modelos climáticos se generó el ensamble ponderado denominado REA (Reability Ensemble Averaging), mediante la metodología propuesta por Giorgi y Mearns (2002). Bajo estos escenarios se prevé que la temperatura promedio de México en el año 2020 podría ser entre 1.5 y 2.5°C mayor que la actual (véase fig. 15) y podría llegar hasta los 2 y 4 °C para el año 2080 (véase fig. 16), con variaciones regionales: la región norte sería la que probablemente registre los mayores incrementos en la temperatura (Martínez, 2008; Arreguín *et al.*, 2015).

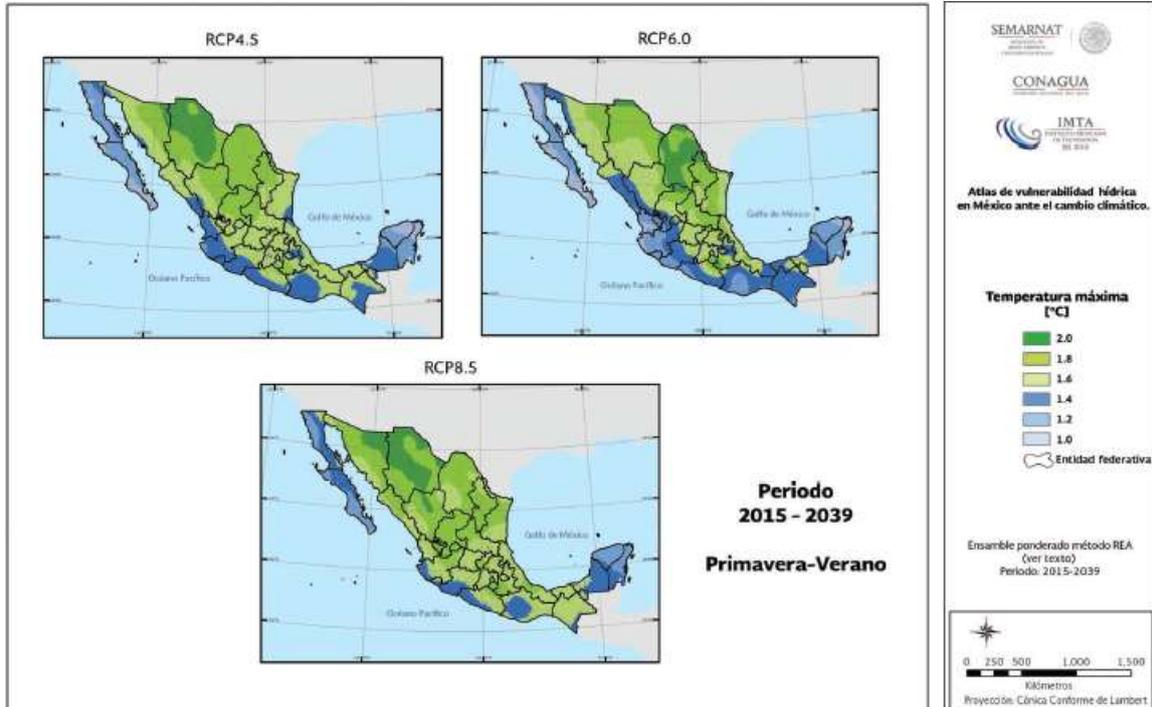


Figura 15. Proyección para el cambio de temperatura máxima para las tres trayectorias representativas de concentraciones (RCP4.5, RCP6.0 y RCP8.5) basados en los 15 MGC del ensamble REA. Cada recuadro corresponde una diferente RCP para la temporada primavera-verano

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

del período 2015-2039. (Imagen obtenida del Atlas de vulnerabilidad hídrica en México ante el cambio climático (2015))

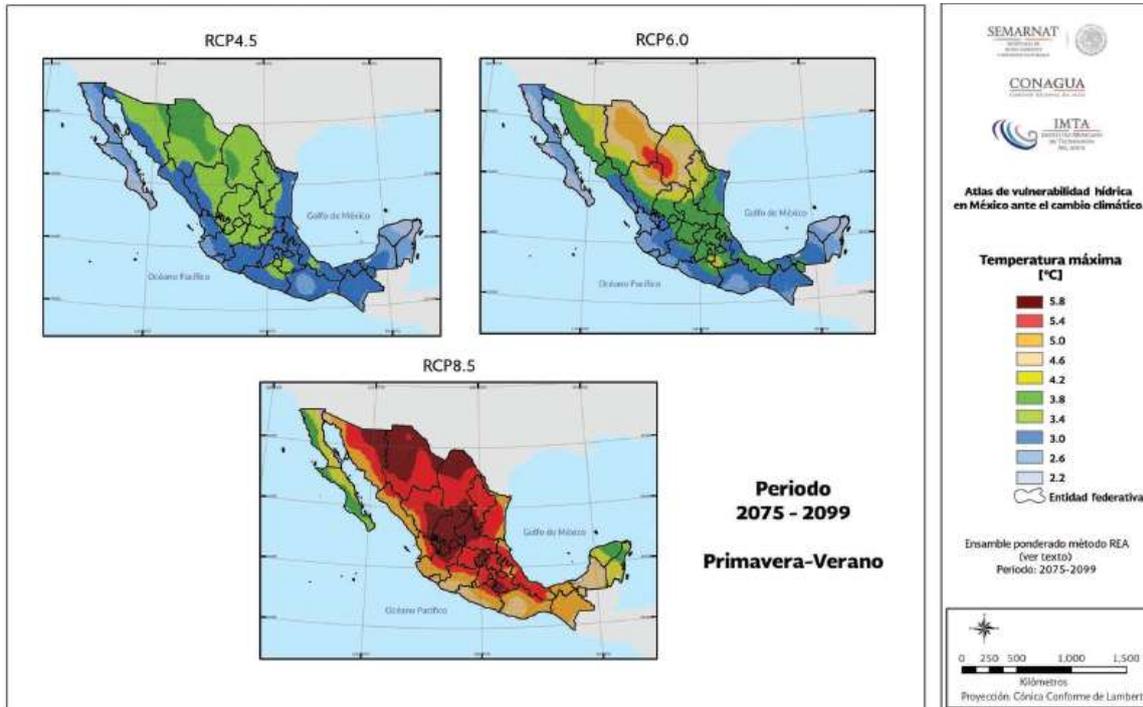


Figura 16. Proyección para el cambio de temperatura máxima para las tres trayectorias representativas de concentraciones (RCP4.5, RCP6.0 y RCP8.5) basados en los 15 MGC del ensamble REA Cada recuadro corresponde una diferente RCP para la temporada primavera-verano del período 2075-2099. (Imagen obtenida del Atlas de vulnerabilidad hídrica en México ante el cambio climático (2015))

Junto con la temperatura del aire, la de los mares nacionales también será mayor en el futuro: en el Caribe, Golfo de México y Pacífico podría aumentar entre 1 y 2 °C a partir del año 2020. Como consecuencia es altamente probable que los huracanes aumenten en intensidad y, con ello, sus efectos sobre las poblaciones humanas y los ecosistemas cercanos a las costas (Semarnat, 2009).

Así, ante las perspectivas sugeridas por los modelos climáticos, es de esperarse que en el futuro cercano se intensifiquen las condiciones de variabilidad hidrológica, y que, entre otros efectos, pueda haber una disminución de la lluvia en algunas áreas, además de que sean más intensas. Se prevé que las variaciones de frecuencia e intensidad de las precipitaciones intensas en 24 horas favorecerán un incremento de los procesos geomorfológicos dinámicos, como remociones en masa, que provocarían un aumento de las pérdidas humanas y materiales (Aristizábal & Yokota, 2006).

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

El contexto actual de cambio climático exige ampliar el conocimiento sobre las variaciones espaciales y temporales de las precipitaciones extremas, asociadas a un aumento de la frecuencia e intensidad de los ciclones tropicales en el Golfo de México. Ante este panorama poco alentador, y dada la alta incertidumbre de lo que pueda acontecer, se destaca que, como se ha establecido, la mejor, si no es que la única opción para afrontar el fenómeno y sus impactos, sea la prevención, en todos los niveles de gobierno, en todos los usos y usuarios, y en toda la sociedad (Velasco, 2012).

El costo de investigar, planear y prepararse para la eventualidad de un fenómeno seguro en su ocurrencia, con intensidad, severidad y duración inciertas, es siempre más bajo que el costo de no hacer nada, y, por ende, el costo de los impactos y daños sin prevención puede superar muy cuantiosamente la inversión en prevención. Dicho de otra forma, manejar el riesgo siempre será más efectivo (en todos los aspectos), que soportar la crisis (Velasco, 2012).

Una idea clara sobre cómo el cambio climático impactará regionalmente (como por ejemplo en las entidades federativas de México) requiere profundizar el conocimiento del clima en dichas escalas, es decir, se requiere tener identificadas con gran nivel de detalle las variaciones climáticas que ocurren en cada región de interés. Sólo mediante este conocimiento y un constante monitoreo del clima se podrá elucidar la forma en que los impactos del calentamiento global se irán manifestando en la región donde vivimos.

En todo caso, la generación de escenarios climáticos es el punto de partida. Si tales escenarios indicaran disminución o aumento marcado en las lluvias, se puede estimar cómo cambiará la disponibilidad de agua y, por tanto, se pueden sugerir mejores políticas de manejo de agua.

El entendimiento del clima pasado y presente es uno de los elementos más importantes que nos permitirán trabajar en el diseño de medidas de adaptación a los cambios en el clima. Una sociedad que ha aprendido a adaptarse a las variaciones del clima del pasado reciente y del presente tiene más posibilidades de adaptarse a los cambios climáticos derivados del calentamiento global (Vázquez Aguirre, 2010).

El presente estudio planea entregar un enfoque diferente a la predicción climática, en lo que refiere a precipitaciones extremas. Se presenta un análisis en la tendencia de eventos de precipitación a causa del aumento de la temperatura. Ya que el aumento de la temperatura trae consigo el aumento en la intensidad de precipitación se pretende capturar esta tendencia no lineal con un modelo estadístico que relaciona contenido de vapor de agua de la atmósfera debido al aumento de la

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

temperatura como describe la ecuación de Clausius-Clapeyron. Se analiza si la tendencia no lineal de la precipitación extrema sigue la tendencia no lineal de la temperatura máxima, que es cuando se espera la precipitación extrema. Con esto se busca que el modelo pueda ser usado en el diseño hidrológico a corto plazo.

2.2 Hipótesis

La tendencia de los eventos extremos en México está relacionada con un desequilibrio radiativo que a su vez está asociado con el aumento de la temperatura de la superficie que trae consigo, entre otras cosas, un aumento en las precipitaciones extremas, mismo que puede ser descrito por el modelo estadístico Clausius-Clapeyron que relaciona la temperatura del aire con la capacidad de la atmósfera de retener agua.

2.3 Objetivo

Evaluar el comportamiento estacionario de la precipitación extrema de México a través de sus registros temporales.

Evaluar la variabilidad espaciotemporal de la anomalía precipitación extrema de México y compararla con el modelo estacionario.

Evaluar el modelo termodinámico Clausius-Clapeyron y la relación que tiene la temperatura extrema con la precipitación extrema y comparar los resultados con el comportamiento estacionario.

2.4 Justificación

Los análisis actuales para el diseño hidráulico no contemplan variaciones hidrológicas por el aumento de la temperatura, pudiendo éstas ser significativas en el tiempo. Los estudios de efecto de cambio climático se refieren a la disponibilidad tanto superficial como subterránea, pero se cuenta con pocas investigaciones relacionadas con las modificaciones que se tendrán en los valores extremos de las variables hidrológicas, particularmente en la precipitación.

Se prevé que conforme el planeta siga calentándose los valores extremos de precipitación verán un aumento de hasta 7% por cada Kelvin de aumento en la temperatura atmosférica (Stocker, y otros, 2013). Incluso, de acuerdo con el IPCC los cambios en los extremos son del 5% al 10% por cada grado Celsius de aumento de temperatura.

Capítulo 3

3.1 Estado del arte

La predicción climática trata de la cuantificación de la magnitud de un evento y la probabilidad de ocurrencia del mismo, en este caso la magnitud máxima de precipitación. Cambios en las distribuciones de lluvia podrían tener mucho más impacto que el riesgo más frecuente citado del calentamiento global, pero cuantificar sistemáticamente la probabilidad de cambios sólo es el comienzo. No se puede predecir el clima exacto en 2050, y aún menos el tiempo en un día en particular, pero se puede evaluar la probabilidad relativa de diferentes tendencias, dadas las limitaciones observacionales y el entendimiento físico hoy disponibles (Allen & Ingram, 2002).

Se puede definir como evento extremo, o evento rompe pico, a la ocurrencia de un valor de un tiempo o variable climática más arriba (o abajo) de un valor umbral cerca de la parte superior (o inferior), es decir, extremos de la gama de valores observados de la variable (Zwiers *et al.*, 2012), sin embargo, no existe una definición universal. En algunos casos pueden ser denominados como la máxima o la mínima de una variable durante un cierto periodo o como el valor más grande o más pequeño de una variable en magnitud.

Algunos grupos de investigación han propuesto diversas definiciones para los eventos extremos. Por ejemplo, para la identificación de extremos de precipitación calculados a partir de datos diarios, Nicholls y Murray (1999) sugieren al menos tres índices:

- a) la frecuencia de días que exceden los percentiles 90, 95 y 99, calculando los percentiles únicamente con los días con lluvia;
- b) el 'índice simple de intensidad de lluvia' calculado dividiendo la lluvia total entre el número de días con lluvia y
- c) el porcentaje de la lluvia en un periodo (año, estación, etc.) que ocurre en los días con lluvia por arriba de los percentiles 90, 95 y 99.

Como ejemplo del tipo de evento extremo definido por Nicholls y Murray, un evento extremo, la figura 17 muestra una distribución típica de una variable distribuida normalmente. La curva continua representa la distribución de la frecuencia actual y el sombreado indica las partes extremas de la distribución, lo que representa eventos que ocurren con poca frecuencia (por ejemplo, los valores que están lejos

de la media). Si hay un simple cambio en la distribución de un clima futuro, habrá un aumento en los eventos anormales hacia un extremo y una disminución en el otro (fig. 17a, b, c) (Meehl, y otros, 2010).

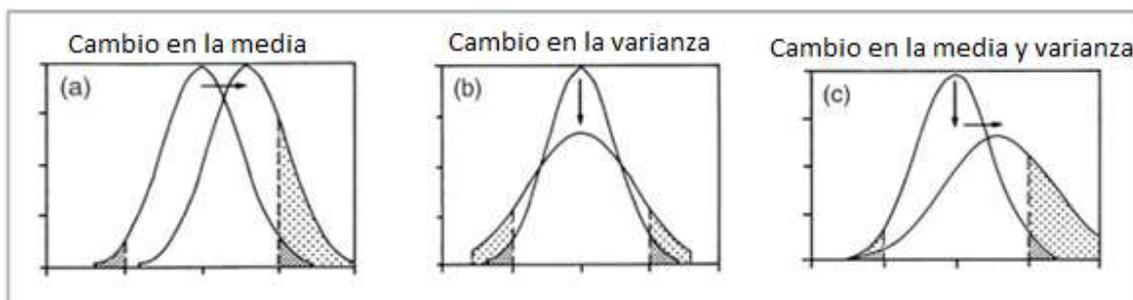


Figura 17. Diagrama esquemático que muestra cómo los cambios en la media y la varianza afectan la distribución de la frecuencia actual y futura. a) la curva continua izquierda representa la distribución normal actual, mientras que la línea continua derecha representa el desplazamiento que sufre la distribución normal al cambiar su media, así como el desplazamiento de sus valores extremos (véase flecha de desplazamiento). b) La línea continua superior representa la distribución normal actual, la línea continua inferior muestra el cambio en la curtosis debido al cambio en la varianza (véase flecha de desplazamiento). c) La línea continua superior representa la distribución normal actual, mientras que la línea continua inferior muestra un cambio en el sesgo y la curtosis de la distribución por el cambio en la media y varianza (véase flechas de distribución). Fuente: (Meehl, y otros, 2010)

Es importante notar que el cambio de la frecuencia de los extremos no es lineal con el cambio en la media de la distribución, esto es, un pequeño cambio en la media puede resultar en un gran cambio en la frecuencia de los extremos (Mearns, Katz, & Schneider, 1984; Meehl, y otros, 2010)

Según Beniston (2004), los eventos extremos se pueden cuantificar de acuerdo con los siguientes criterios: a) qué tan raros son (se analiza la frecuencia), b) qué tan intensos son (se establece un umbral y se estudian los eventos que lo sobrepasan) y c) cómo impactan (se analizan los efectos que producen sobre el ambiente o en sectores económicos, en términos de costos o daños).

Algunos índices involucran límites arbitrarios, como el número de días al año que la lluvia exceda cierta cantidad (Groisman, y otros, 1999) o el número de días de invierno por debajo de 0° C (Jones, y otros, 1999). Esos estudios son adecuados para regiones con poca variabilidad espacial en el clima, pero los límites arbitrarios son inapropiados para regiones que abarcan una amplia gama de climas.

La aplicación de análisis coherentes en una amplia región también requiere que los criterios utilizados para definir eventos extremos sean significativos en toda la región. Lo que se considera extremo en una parte de la región puede considerarse

rutinario en otro. Por ejemplo, en México no hay una temperatura o lluvia límite que pueda considerarse extrema en todo el país.

Por ejemplo, una forma de estudiar en qué medida se puede ver modificado el peligro de la época de lluvias y ciclones tropicales, es considerar cómo los modelos climáticos proyectan el comportamiento de los valores extremos de lluvia diaria utilizando técnicas estadísticas, como el cálculo de la anomalía del percentil 95 de los eventos de lluvia (Arreguín *et al.*, 2015).

Los cambios en los eventos extremos son algunos de los mayores efectos del cambio climático, aunque su impacto en diversas regiones y localidades del país es aún incierto. Si bien en la actualidad se cuenta con escenarios sobre el probable comportamiento condicional del clima hacia mediados y finales de siglo, los cambios observados en el clima del pasado reciente y del presente también deben considerarse en las estrategias de adaptación.

Esta aparente acumulación de condiciones climáticas extremas en una década excepcionalmente caliente ha planteado la cuestión de si estos eventos están relacionados con el cambio climático. En muchos modelos climáticos, tanto en escalas globales como regionales, se han registrado incrementos en las precipitaciones extremas mayores que en la media con el aumento de los gases de efecto invernadero.

La última década ha producido un gran número de fenómenos meteorológicos extremos en todo el mundo (Coumou & Rahmstorf, 2012). El año 2010 ha sido hasta ahora el año más húmedo registrado en la tierra en términos de precipitación total (NOAA, 2010) estableciendo récords de precipitaciones en diferentes escalas de tiempo sobre muchas partes del mundo (Threnberth, 2012).

Los eventos extremos son ocasionados por una extensa combinación de factores y también ocurren como parte del clima normal, es decir, incluso en un clima sin cambios en su variabilidad hay un cierto número de eventos extremos. La detección de los cambios en los extremos y el monitoreo de éstos es un tema relevante tanto en un clima normal como en condiciones de cambio climático (Vázquez Aguirre, 2010).

Se ha reconocido que es extremadamente difícil detectar tendencias en fenómenos meteorológicos y climáticos extremos porque éstos son raros y porque los registros de observación generalmente son cortos. Los cambios en los extremos climáticos se investigan usualmente utilizando índices climáticos extremos que pueden definirse de diferentes maneras o utilizando cantidades estadísticas, tales como percentiles (Jones, y otros, 1999; Manton, y otros, 2001; Klein Tank & Könen, 2003; Griffiths, y otros, 2005).

Siempre se espera que los extremos sucedan a medida que el registro climático se hace más largo, pero ciertos extremos relacionados con el calentamiento son cada vez más evidentes. Por ejemplo, en Estados Unidos, los extremos de temperaturas altas han estado ocurriendo en un valor del doble de esos extremos fríos (Meehl *et al.*, 2009) y esto se ha acelerado considerablemente desde junio de 2010 a un factor de 2.7, y en el verano de 2011 a un factor de más de 8 (Skolnik, 2011)

La determinación de las tendencias a largo plazo de los registros observacionales se enfrenta a la dificultad fundamental de que las variaciones estocásticas en un registro climático limitan la exactitud con la que se puede estimar una tendencia a largo plazo. Al investigar tendencias en los extremos de una distribución climática, la probabilidad de complicaciones resultantes de datos erróneos se incrementa porque los valores atípicos pueden considerarse incorrectamente como verdaderos extremos de datos (o los extremos genuinos pueden ser rechazados como valores atípicos).

Hay una rica literatura sobre las matemáticas de los eventos récord (por ejemplo, Glick, 1978; Balakrishnan & Chan, 1998). La literatura matemática sobre los eventos récord es bastante avanzada, y existen resultados generales para la mayoría de los problemas de series de tiempo en condición de estacionariedad.

Para este estudio se utilizará la definición de evento extremo hecha por Lehmann (2015), un evento extremo se define como el evento que excede el valor de todos los valores anteriores dentro de una serie de tiempo (rompe pico).

3.2 Modelo estadístico Clausius-Clapeyron

El incremento de los gases de efecto invernadero en la atmósfera produce el calentamiento global a través del aumento de la radiación, y esto no solo incrementa la temperatura del planeta, sino que también intensifica el ciclo hidrológico. El incremento de la temperatura significa un incremento en la capacidad de retención de agua de la atmósfera, y junto con el aumento de la evaporación, la humedad atmosférica debería incrementarse (Trenberth K. E., 1999)

Se ha propuesto que mientras el cambio en la precipitación media está principalmente restringido por el balance energético, los eventos más extremos se esperan cuando toda la humedad en un volumen de aire se precipita, asumiendo que la intensidad de esos eventos se incrementa con la disponibilidad de humedad (Pall, Allen, & Stone, 2006).

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

El vapor de agua es quien alimenta la humedad de aire, por lo que, a mayor vapor de agua, mayor humedad atmosférica. Al aumentarse la humedad atmosférica aumenta la presión del vapor del volumen de aire. La presión de vapor es la presión de la fase gaseosa sobre la fase líquida, es decir cuando el líquido se halla en equilibrio dinámico con su vapor.

Para que exista el equilibrio dinámico, la tasa de evaporación de líquido es igual a la tasa de condensación del vapor. La ecuación Clausius-Clapeyron (CC) es una importante relación que describe la forma en que la presión cambia con la temperatura en un sistema formado por dos fases en equilibrio (véase fig. 18).

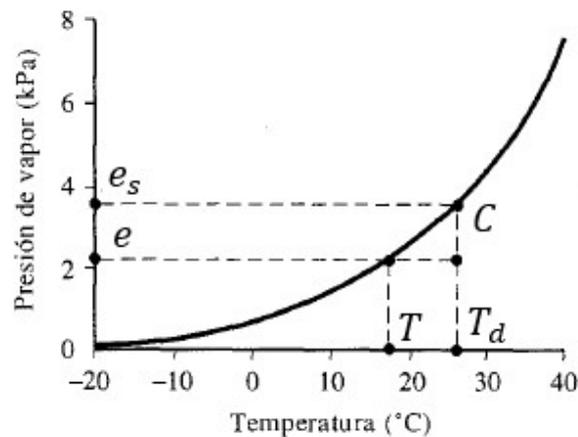


Figura 18. Presión de vapor de saturación como una función de la temperatura sobre agua. El punto C tiene presión de vapor e y temperatura T , para las cuales la presión de vapor de saturación es e_s . La temperatura para la cual el aire se encuentra saturado con su presión de vapor e es la temperatura de punto de rocío T_d . Fuente: Hidrología aplicada (Chow, Maidment, & Mays, 1994)

El contenido de humedad debido al cambio de temperatura está limitado por la relación Clausius-Clapeyron (O'Gorman & Muller, 2010). Con el calentamiento global, las variables termodinámicas tienen relaciones señal-ruido mucho más fuertes que las variables dinámicas (Deser, Phillips A, & Teng, 2010).

Por consiguiente, los cambios de temperatura y la capacidad de retención de agua de la atmósfera son más robustos que los cambios que dependen de los vientos en cualquier forma (Trenberth K. E., 2012). Los modelos climáticos sugieren que el cambio termodinámico en la presión de vapor de saturación descrita por la relación Clausius-Clapeyron es un buen predictor para los cambios en intensidades de lluvia (Pall, Allen, & Stone, 2006).

En cuanto la cuantificación del aumento esperado de la precipitación, Allen & Ingram (2002) siguen a Trenberth (1999) argumentando que bajo el calentamiento global y bajo la restricción de la humedad relativa constante (Ingram, 2002) la relación Clausius-Clapeyron implica que la humedad específica y por lo tanto, la humedad

atmosférica aumentarían en forma aproximadamente exponencial con la temperatura, como muestra la figura 19.

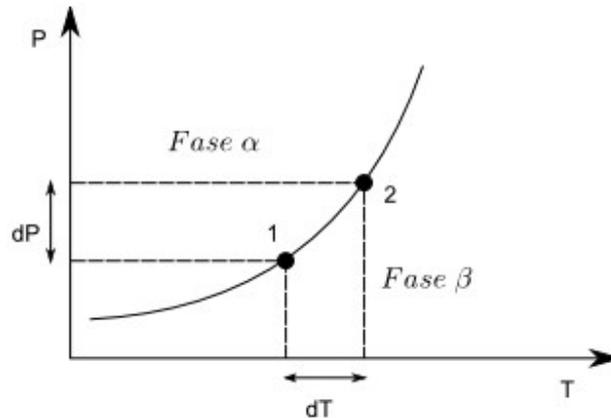


Figura 19. La ecuación permite calcular la pendiente de la línea de equilibrio dP/dT dado un valor de P o T. La fase α y la fase β corresponden a un estado saturado de la fase 1 y 2, respectivamente.

Un aumento en la humedad atmosférica implica mayor agua precipitable, por lo que se espera que la ocurrencia de las lluvias más fuertes suceda cuanto todo el agua retenida en la atmósfera se precipite, esto es que la intensidad de estos eventos aumenta con la disponibilidad de humedad, sucede que los cuartiles más altos de la distribución de la lluvia incrementan como indica la relación de Clausius-Clapeyron (Pall, Allen, & Stone, 2006).

O’Gorman & Muller (2010) afirman que el aumento del vapor de agua, bajo el calentamiento global y humedad relativa invariante, de acuerdo con la relación Clausius-Clapeyron es en promedio 7.4%/K, siendo el cambio mínimo de 6.5%/K y el cambio máximo de 8.2 %/K. En particular, se prevé que la lluvia y los vientos máximos termodinámicamente posibles en los huracanes aumentarán rápidamente con el calentamiento (Allen & Ingram, 2002).

Aunque también, exponen que si bien el aumento de la humedad troposférica está controlado por las restricciones de la invariancia de la humedad relativa y la ecuación Clausius-Clapeyron, el cambio en la intensidad del ciclo hidrológico no está controlada por la disponibilidad de la humedad, sino por la disponibilidad de la energía.

Por lo que las lluvias máximas termodinámicamente posibles pudieran incluso aumentar debido a otros procesos dinámicos, como el viento y la nubosidad. Según Berg (2013) los procesos dinámicos convectivos arrastran más aire húmedo a la atmósfera circundante a medida que la temperatura aumenta y esto puede explicar

parcialmente una posible nivelación de las intensidades de precipitación para temperaturas altas.

Singleton & Toumi (2013) concluyen que a partir de simulaciones que para lluvias extremas (percentil 99.9) la escala con la temperatura puede ser hasta el doble de la relación Clausius-Clapeyron, agregando al primero, soporte del modelo por convección.

La combinación de los componentes termodinámicos de precipitación y aquellos componentes que tiene que ver más con la dinámica del sistema climático suponen un cambio de aproximadamente 14% de la precipitación por Kelvin de aumento de temperatura. Esto es denominado el efecto Super Clausius-Clapeyron (Berg & Hearer, 2011).

3.3 Análisis de eventos extremos en series de tiempo

3.3.1 Series de tiempo

Una secuencia de datos que presente valores de una propiedad física que fluctúa en forma variable en el tiempo o espacio y cuyo muestreo y medición se realiza a una tasa constante, se denomina serie de tiempo, cadena de datos o señal (García-Cabrejo & Moreno-Sánchez, 2006). Una serie de tiempo es un conjunto de observaciones que mide la variación en el tiempo de un fenómeno dado. Si graficamos los valores se tendría una imagen del comportamiento del fenómeno, es decir una descripción visual del proceso físico real.

Con este tipo de información es posible ajustar un modelo matemático que es estudiado por medio de sus propiedades estadísticas, como la media, la varianza y la covarianza, siendo esta la manera de estudiar estadísticamente el proceso físico real. Se entiende por lo tanto como serie de tiempo a datos estadísticos de eventos que se recopilan, observan o registran en intervalos de tiempo regulares.

Estos datos estadísticos se denominan variables aleatorias o estocásticas que son solamente un valor numérico que representan un fenómeno observado. Los valores de estos registros pueden ser contabilizados de manera continua o discreta; estos valores se denominan estados, por lo que se puede tener un espacio de estado discreto y un espacio de estado continuo. Un espacio de estado discreto es aquél

cuyo valor numérico está definido por un intervalo observable. De la misma manera la variable tiempo puede ser de tipo discreto o de tipo continuo.

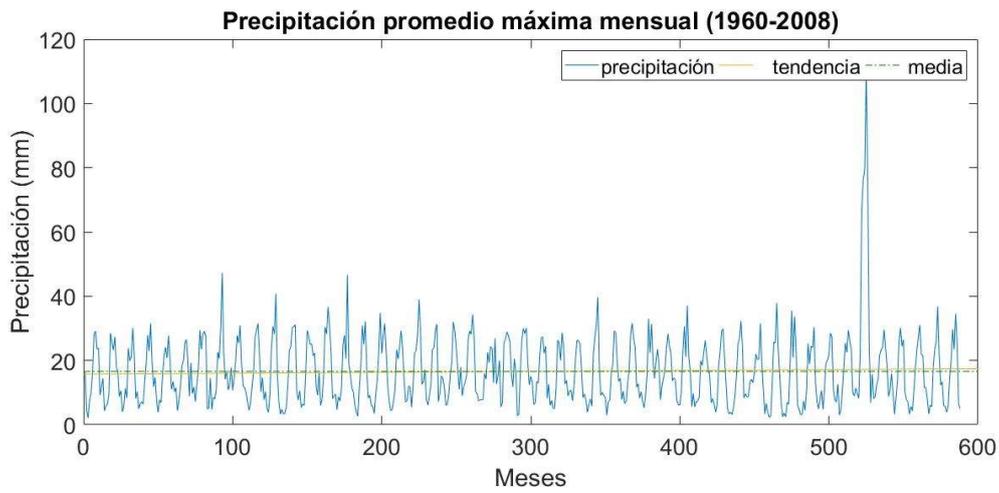
En general, una serie de tiempo pertenece a la categoría de estado continuo y tiempo discreto en el cual las observaciones son hechas de un fenómeno de cambio continuo (*i.e.* precipitación) en intervalos de tiempo (horas, días, meses, etc.).

Una propiedad característica de las series de tiempo naturales es la dependencia temporal entre las observaciones. Esto significa que el orden de las observaciones es importante. Otro punto es que el efecto de esta dependencia se incrementa a medida que el intervalo de tiempo decrece. Por ejemplo, existe una mayor dependencia entre valores sucesivos de precipitación diaria que entre valores anuales.

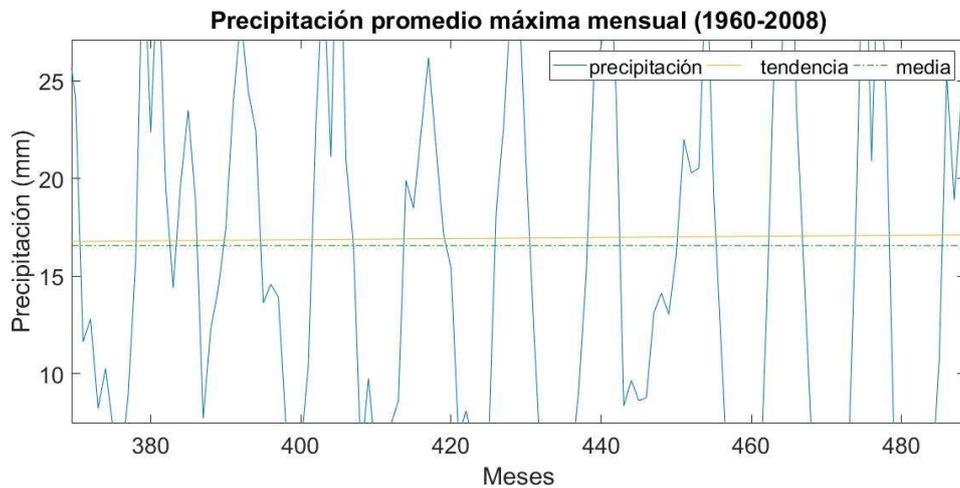
Los métodos tradicionales de análisis de series de tiempo se ocupan principalmente de descomponer una serie en una tendencia, una variación estacional o cíclica y otras variaciones irregulares (véase figura 20). Estas diferentes fuentes de variación se pueden describir como sigue (Chatfield, 1975):

- a) Efecto estacional. Muchas series de tiempo, como los registros de temperatura, exhiben una variación que es anual en el periodo.
- b) Otros cambios cíclicos. A parte de los efectos estacionales, algunas series de tiempo muestran variación en un periodo fijo debido a otras causas físicas, como la nubosidad, el viento o la orografía del lugar.
- c) Tendencia. Puede ser vagamente definido como un cambio en la media a largo plazo. Una dificultad en esta definición es decidir qué se entiende por largo plazo. Por ejemplo, las variables climáticas a veces exhiben una variación cíclica durante un largo periodo de tiempo (como de 50 años). Si se tienen datos de 20 años, esta oscilación parece ser una tendencia, pero con datos de varios cientos de años la oscilación a largo plazo será visible. Así, al hablar de una tendencia debemos tener en cuenta el número de observaciones disponibles y hacer una evaluación subjetiva de qué es largo plazo.
- d) Otras fluctuaciones irregulares. Después de que la tendencia y variaciones cíclicas han sido removidas de un conjunto de datos, se deja una serie de residuos numéricos, los cuales pueden o no ser aleatorios.

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México



a)



b)

Figura 20. Precipitación media mensual máxima de la República Mexicana, en ella se observan las componentes de tendencia y las oscilaciones anuales en el comportamiento de la precipitación, La figura b, muestra un acercamiento de los datos para una mejor apreciación. Fuente: Elaboración propia con los datos obtenidos de la base de datos en malla desarrollado por CISECE (2018).

3.3.2 Proceso estocástico

Un proceso estocástico es una colección o familia de variables aleatorias $\{X_t, t \in T\}$, donde la variable aleatoria (X_t) mide el estado del proceso (x), esto es, el valor que la serie toma en un instante de tiempo t ; y T indica el tiempo en el que el proceso está definido (Chatfield, 1975; Kottegoda, 1980). A veces se define un proceso estocástico como una función aleatoria (Rincón, 2011).

Por lo tanto, para cada instante t tendremos una variable aleatoria distinta representada por X_t , con lo que un proceso estocástico puede interpretarse como una sucesión de variables aleatorias cuyas características pueden variar a lo largo del tiempo. Esta variable aleatoria ofrece una descripción de la probabilidad de que se tomen ciertos valores. No se sabe precisamente qué valor tomará la variable cuando sea medida, pero sí se puede conocer cómo se distribuyen las probabilidades vinculadas a los valores posibles.

La distribución de probabilidad es una función que le da a cada uno de los sucesos que se definen sobre una variable aleatoria un valor que denota cuán probable es que tenga lugar el suceso que representa. Para definirla se parte del conjunto de todos los sucesos, siendo cada uno de ellos el rango de la variable en cuestión. Por ejemplo, si observamos unos pocos valores de t , tendríamos una imagen similar a la de la figura 21.

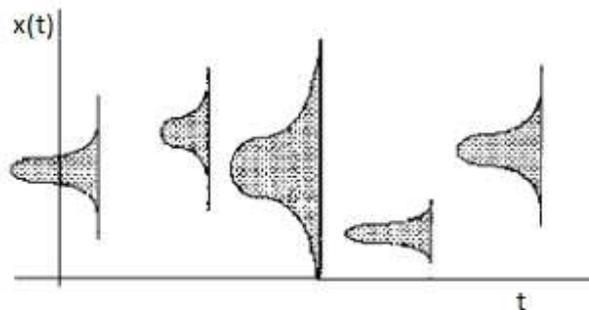


Figura 21. Función de distribución de probabilidad de la variable X_t . La misma variable en cada instante t tiene su propia función de distribución de probabilidad.

Aunque en la figura 21 se han representado unas funciones de distribución de probabilidad variable, un proceso estocástico no tiene por qué presentar esas diferencias en la función a lo largo del tiempo. Para conocer la distribución de probabilidad es necesario tener un conjunto de muchos sucesos, es decir varias repeticiones del mismo suceso bajo las mismas condiciones (véase fig. 22). Aquí los sucesos son llamados realizaciones.

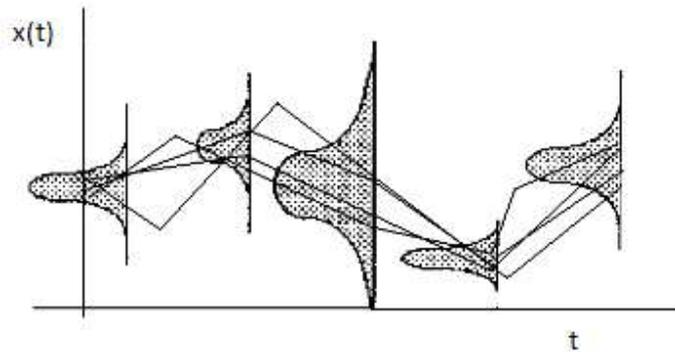


Figura 22. Al repetirse el experimento bajo las mismas condiciones que la serie original tendremos una nueva variable aleatoria que se comportará de acuerdo con su propia función de distribución de probabilidad en el instante t .

Una realización es el resultado de la repetición de un fenómeno bajo las mismas condiciones a la que fue sometido el suceso original. Si nuevamente repetimos el fenómeno bajo las mismas condiciones obtendremos otra realización, representada por otra gráfica o por sus correspondientes resultados numéricos. Por tanto, una realización de un proceso estocástico es una sucesión de infinitos valores de una cierta variable a lo largo del tiempo (Ruiz, 2017).

Una realización consta de infinitos elementos y la serie temporal de un número limitado. Así, desde el punto de vista de los procesos estocásticos, se tiene que una serie temporal es una realización parcial de un proceso estocástico de parámetro de tiempo discreto. Por lo tanto, la teoría de los procesos estocásticos será de aplicación a las series temporales. Del mismo modo que en una variable unidimensional x , se puede calcular su media, su varianza y otras características, y en variables de n -dimensionales se obtiene un vector de medias, matriz de covarianza, etc. (Ruiz, 2017).

No obstante, se encuentra una fuerte restricción que radica en el hecho de que muchas series temporales, ellas son la única realización observable del proceso estocástico que las ha generado. Esto es como tratar de intentar describir la composición de una urna en base a una única bola extraída (Ruiz, 2017).

Procesos estocásticos estacionarios

Al estudiar casos concretos como la evolución de la precipitación a través del tiempo, sólo se dispone de una única realización. Y aunque el proceso estocástico exista, al menos conceptualmente, para poder estimar las características estadísticas del proceso (media, varianza, etc.) a partir de la serie es necesario

suponer que estas permanecen “estables”, es decir, sin cambios en su media y varianza, a lo largo de t .

Lo anterior se justifica ya que la variación de la insolación³ en la capa superior de la troposfera, que resulta de la variación de la órbita de la tierra alrededor del Sol, ha tenido pequeñas variaciones en los últimos 25,000 años (Berger & Loutre, 2002). Esto es que el planeta recibe la misma cantidad de energía solar los últimos miles de años, por tanto, se espera que el clima se comporte de manera estable. Esta idea conduce a la que se entiende por condiciones de estacionariedad de un proceso estocástico de series climáticas.

En una primera aproximación, se llaman estacionarios a aquellos procesos estocásticos que tienen un comportamiento estable a lo largo del tiempo. La figura 23 muestra un ejemplo de serie estacionaria, es decir, una realización de un proceso estocástico estacionario.

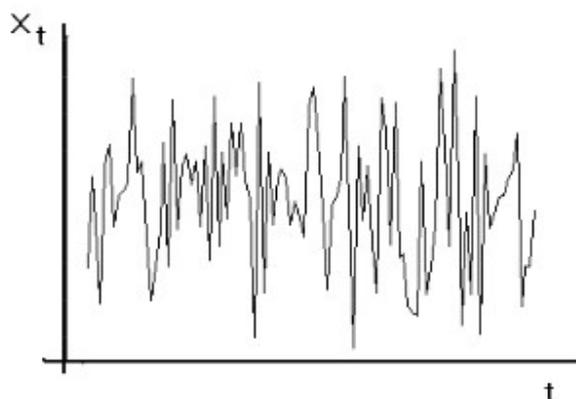


Figura 23. Representación gráfica de un proceso estacionario. No presenta tendencia ni periodicidad observable.

Se dice que un proceso estocástico es estacionario si su media, varianza y autocovarianza (en diferentes rezagos de tiempo) permanecen iguales sin importar el momento en el cual se midan; es decir, son invariantes respecto al tiempo (Chatfield, 1975). Por lo tanto, la función de distribución conjunta, con media μ y desviación estándar σ , $f(x_1, x_2, x_3, \dots, x_N)$ y $f(x_{1+t}, x_{2+t}, x_{3+t}, \dots, x_{N+t})$ de la variable X_t en el tiempo $1, 2, 3, \dots, N$ y nuevamente en el tiempo $t + 1, t + 2, t + 3, \dots, t + N$ son estadísticamente idénticos para todos los valores de N y t (Kottegoda, 1980).

En otras palabras, cambiar el tiempo original en una cantidad t no tiene efecto en la distribución conjunta que solo debe depender de los intervalos entre t_1, t_2, \dots, t_N .

³ Número de horas en un período determinado de tiempo durante el cual una superficie recibe la luz del sol.

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

Esto implica que la distribución del proceso debe ser la misma para toda t , tal que, la media y la varianza son constantes que no dependen del valor t (véase fig. 23). Por ejemplo, un registro de precipitación, que no está afectado por cambios climáticos o ambientales significativos, es una serie de tiempo estacionaria.

Se sabe que hay procesos que tienen una distribución de equilibrio cuando $t \rightarrow \infty$, en el cual la distribución de probabilidad de la variable tiende a un límite que no depende de la condición inicial. Así una vez que el proceso haya sido realizado de nuevo, la distribución de probabilidad cambiará un poco (véase fig. 24) (Chatfield, 1975).

La condición de estacionareidad es muy restrictiva y por consiguiente en la práctica se adoptan otras un poco más "débiles". Si se especifica que la condición inicial debe de ser idéntica a la distribución de equilibrio, el proceso es estacionario en el tiempo y la distribución de equilibrio es entonces una distribución estacionaria del proceso, esto es (Chatfield, 1975):

1. $E(X_t) = \mu$
2. $Cov[X, X_{t+N}] = \sigma(X_t)$

Esta definición más débil de estacionareidad se utiliza a partir de ahora, ya que muchas de las propiedades de los procesos dependen únicamente de la estructura del proceso, tal como se especifica el primer y segundo momento (media y varianza) (Bartlett, 1966).

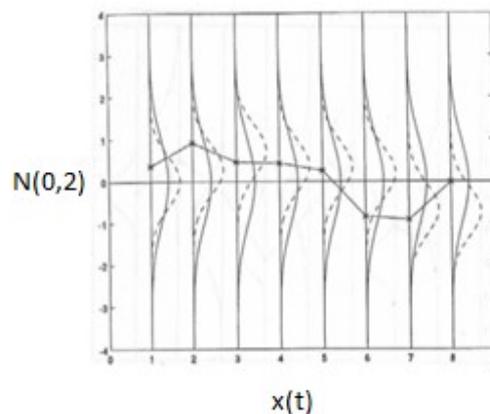


Figura 24. El eje x es la variable de la serie de tiempo en el tiempo t . El eje y son los momentos de la distribución de la variable aleatoria (media y varianza). La línea continua es la función de distribución de probabilidad en un proceso estacionario, la función de distribución de la variable X_t es idéntica en cada instante t . La línea discontinua es la función de distribución de probabilidad de equilibrio de la variable X_t en el tiempo t . La línea negra sólida representa el comportamiento un proceso estacionario en sentido débil comparando la distribución de probabilidad del proceso estrictamente estacionario contra la distribución de probabilidad débilmente estacionaria.

3.3.3 Función de distribución de probabilidad

La modelación matemática del sistema climático, es una tarea que involucra leyes físicas que representan el movimiento de los fluidos que componen la atmósfera como análisis de datos de las variables atmosféricas. Para simular la evolución de las variables climáticas se debe conocer la distribución espacial de los campos atmosféricos en un instante de tiempo dado (Bustamante & Varela, 2007).

La distribución de probabilidad de una variable aleatoria es una función que asigna a cada uno de los sucesos definidos sobre la variable la probabilidad de que dicho suceso ocurra. La distribución de probabilidad está definida sobre el conjunto de todos los sucesos y cada uno de los sucesos está dentro del rango de valores de la variable aleatoria.

La distribución normal es la más importante en estadística (Martínez & Mari, 2008), debido a tres razones fundamentales (DeGroot, 1988):

- Desde el punto de vista matemático resulta conveniente suponer que la distribución de una población de donde se ha extraído una muestra aleatoria sigue una distribución normal, ya que entonces se pueden obtener las distribuciones de varias funciones importantes de las observaciones muestrales, que además resultan tener una forma sencilla.
- Desde el punto de vista científico, la distribución normal aproxima los valores obtenidos para variables que se miden sin errores sistemáticos. Por ejemplo, se ha observado que muchos experimentos físicos frecuentemente tienen distribuciones que son aproximadamente normales, como estaturas o pesos de los individuos, beneficios medios de las empresas, etc.,
- El teorema del Límite Central establece que cuando se dispone de una muestra aleatoria grande, aunque presente una distribución no normal e incluso distribuciones típicas de variables aleatorias discretas, pueden tratarse aproximadamente como distribuciones normales.

Debido a que no se conoce la función de distribución del comportamiento climático, podemos recurrir a este proceso de inferencia estadística para conocer el comportamiento estadístico del sistema climático. El Teorema del Límite Central da herramientas con las cuales se puede trabajar para inferir la media y la varianza de la serie de tiempo.

Por ejemplo, se tiene una serie de tiempo con media μ y varianza σ^2 . Al realizar una segunda realización, se obtiene una segunda serie de tiempo con otra media μ_2 y otra varianza σ_2^2 , y así sucesivamente, de manera que cada realización tiene su propia media y varianza. Esto no es suficiente para hacer declaraciones

probabilísticas acerca de la media del conjunto, pues para ello es necesario el Teorema del Límite Central.

El Teorema del Límite Central dice que si el conjunto de realizaciones hechas para estimar la media muestral es muy grande la función de distribución muestral toma la forma de una función de distribución normal con media μ y varianza σ^2/n (Grinstead & Laurie, 1997) sin importar si la serie de tiempo original tiene o no una distribución normal. Esto es notable ya que nada se supone acerca de la distribución de la variable, excepto la existencia de la media y varianza. Lo anterior se traduce que la función de distribución de probabilidad de la media de la variable aleatoria sigue una distribución aproximadamente normal:

$$\bar{X}_t \sim N\left(\mu, \frac{\sigma^2}{n}\right)$$

Esta media es un estimador insesgado de la media del sistema climático a través de miles de años, es decir que en promedio sus valores deben coincidir con la media del sistema climático. La ley de los grandes números dice que la media de un conjunto muy grande está cerca de la media de la distribución (Wasserman, 2004).

La ley de los grandes números conlleva consigo la consistencia de la media de la muestra, ya que la media podría presentar cierto sesgo, pero si es consistente, dicho sesgo decrece conforme crece el tamaño de la muestra, esto es, que la media converge a su valor verdadero. Sin embargo, cualquier medida conlleva un error. La estimación de un valor de interés, como la media, está generalmente sujeta a una variación entre una realización y otra (Särndal, Swensson, & Wretman, 1992).

El error estándar de la media, es decir, el error debido a la estimación de la media poblacional a partir de las medias muestrales es la desviación estándar de todas las posibles muestras escogidas de esa población. Entonces el error estándar es la desviación estándar de la distribución muestral de un estadístico (Abaira, 2002; Everitt, 2002). El error estándar mide la incertidumbre de la media de los datos muestrales.

El error muestral deseado puede ser controlado si existe un conjunto de datos suficientemente grande (Scheuren, 2005). Por lo tanto, el error muestral se refiere en términos generales al fenómeno de variación entre las muestras. Estos son usualmente expresados en términos del error estándar.

Si bien la varianza es un estimador imparcial de la variación de la muestra, no es así con la desviación estándar. Para muestras grandes la desviación estándar se puede tomar como un estimador imparcial de la media muestral (Gurland & Tripathi, 1971).

Para determinar la probabilidad relativa a X , se utiliza la variable Z definida por:

$$Z = \frac{X - \mu}{\sigma/\sqrt{n}}$$

Es Z una variable aleatoria normal con media cero y desviación típica 1 (Rincón, 2011):

$$Z \sim N(0,1)$$

El valor de la variable estandarizada indica cuánto difiere la variable original de su media en unidades de desviación típica.

En un proceso estocástico estacionario como se mencionó anteriormente la función de distribución de probabilidad es la misma en cada intervalo t , pero de acuerdo con lo explicado en los párrafos anteriores este concepto es muy restrictivo. Ya que cualquier medida conlleva un error, el proceso puramente estacionario no es posible en la práctica, y es cuando se utiliza el concepto de estacionariedad en sentido débil, y el uso de la función normal de distribución de probabilidad.

3.3.4 Intervalos de confianza

La estimación confidencial consiste en determinar un posible rango de valores o intervalo, en los que pueda precisarse, con una determinada probabilidad, que el valor de una variable o parámetro se encuentra dentro de esos límites (Ruíz *et al.*, 2017).

Un intervalo de confianza se asocia con un nivel de confianza. El nivel de confianza da la tasa de sucesos del procedimiento que se utiliza para construir el intervalo de confianza. El nivel de confianza suele expresarse como la probabilidad o área bajo la curva $1 - \alpha$ (véase fig. 25). El valor α es el complemento del nivel de confianza (Triola, 2004).

Generalmente, se aplica un nivel de significancia de 5%, dando como resultado un intervalo de confianza al 95%, esto quiere decir que el parámetro estudiado del conjunto muestral tiene una probabilidad del 95% de contener el verdadero valor del parámetro y un 5% de cometer un error.

Por ejemplo, supongamos que repiten N realizaciones de una serie de tiempo. Cada realización tiene su media. A partir de estos valores, y si la muestra es suficientemente grande para aplicar el TLC, se crea una distribución de probabilidad aproximadamente normal donde están representadas todos los posibles valores de la media. Para conocer si la media de la serie de tiempo original se encuentra entre las medias de la de las diferentes realizaciones se calcula el error estándar mediante el cual mide la incertidumbre del estadístico.

Para ello es necesario calcular el punto $X_{\alpha/2}$, junto con su opuesto $X_{-\alpha/2}$. Si la media es el estadístico en estudio, estos puntos delimitan la probabilidad de que la media este en el intervalo con base al nivel de significancia requerido. Ya que la distribución es aproximadamente normal, $X_{\alpha/2}$ puede tomar el valor de su versión estandarizada $Z_{\alpha/2}$ y $Z_{-\alpha/2}$. Así:

$$P \left[\bar{X}_t - Z_{\frac{\alpha}{2}} \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \leq \mu \leq \bar{X}_t + Z_{\frac{\alpha}{2}} \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \right] = 1 - \alpha$$

Donde el intervalo de confianza es:

$$\left(\bar{X}_t - Z_{\frac{\alpha}{2}} \frac{\sigma}{\sqrt{n}}, \bar{X}_t + Z_{\frac{\alpha}{2}} \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \right)$$

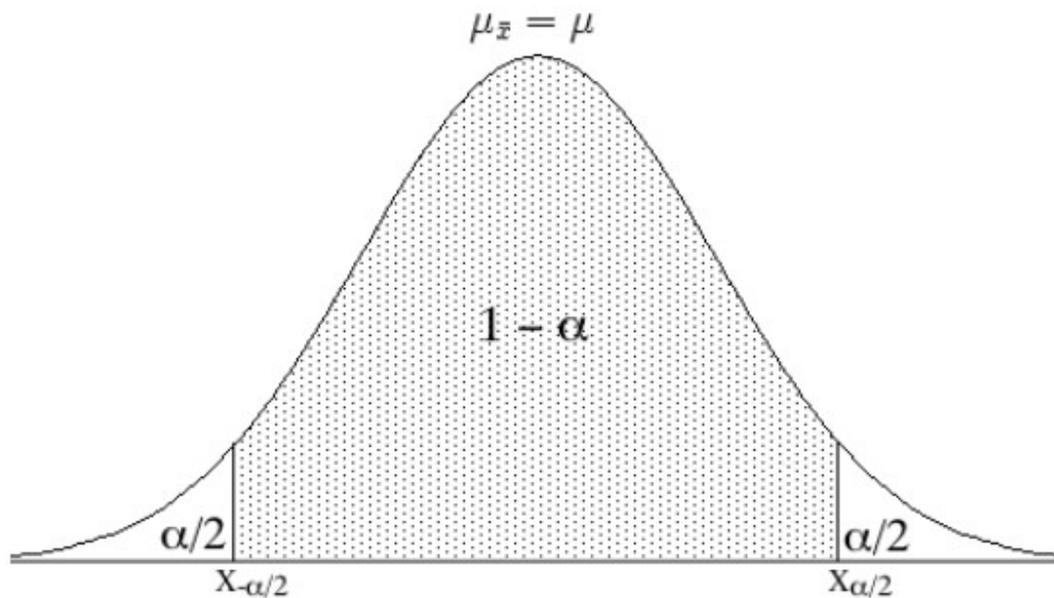


Figura 25. La curva representada por la línea sólida negra presenta la función de distribución normal con media μ . La zona sombreada representa la probabilidad de que el valor real del parámetro tenga una probabilidad $1 - \alpha$ de ser correcto, mientras que los extremos sin sombrar representan la probabilidad de que el evento no sea correcto.

3.3.5 Ocurrencia de eventos extremos o rompe picos

La probabilidad de ocurrencia de un evento extremo en una serie de tiempo Gaussiana con una media dependiente del tiempo (tendencia) μ es (Ballerini & Resnick, 1987; Rahmstorf & Coumou, 2011)

$$P_r(t_n) = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} e^{-\frac{x-\mu_0-\mu t_n}{2\sigma^2}} \prod_{i=1}^{n-1} \left(\frac{1}{2} + \frac{1}{2} \operatorname{erf} \left(\frac{x-\mu_0-\mu t_i}{\sigma\sqrt{2}} \right) \right) \delta x \quad (1)$$

Donde t_n es el tiempo del extremo n (en años), μ_0 es el valor de la media de todo el periodo, σ su variabilidad, x representa el valor extremo y erf se refiere a la función error. Cuando la normalización, definida como la relación de la tendencia μ sobre la variabilidad σ , es relativamente pequeña, este modelo puede ser linealizado, dando la expresión (Franke, Wergen, & Krug, 2010):

$$P_r(n) = \frac{1}{n} \quad (2)$$

El modelo linealizado se compara bien con el original para pequeñas tendencias, pero subestima el número de extremos para tendencias largas. El beneficio de la ecuación 2 es que proporciona una visión directa sobre el comportamiento de primer orden del número de récords en un clima que cambia lentamente, y que se puede resolver directamente mientras que la primera ecuación requiere integración numérica (Coumou, Robinson, & Rahmstorf, 2013).

El promedio esperado de eventos extremos en una serie de tiempo estacionaria está dado por la sumatoria de la probabilidad que una variable en cada instante t tiene de ser un evento extremo, es decir (Glick, 1978):

$$\sum_{n=1}^N \frac{1}{n} \quad (3)$$

Nótese que la descomposición en la tendencia (o “cambio climático”) y el ruido se aplica independientemente de la causa física de la tendencia, de modo que la cuestión de si la tendencia es antropogénica o natural no se aborda por este enfoque estadístico.

Capítulo 4

4.1 Diseño del Experimento

El experimento comienza con un registro de eventos de precipitación, se ha definido anteriormente que un evento extremo o rompe picos es aquel cuyo valor sobrepasa todos los valores anteriores en una serie de tiempo por lo que si se comienza con un nuevo registro de precipitación el primer valor de esta serie de tiempo es un evento extremo, pues es el primer valor que se ha registrado.

Al segundo día, habrá un nuevo registro de lluvia que tiene la misma probabilidad de ser o no un nuevo evento extremo. El segundo valor de estos dos tiene la misma probabilidad de ser o no ser un evento extremo, entonces la probabilidad de que sea un nuevo evento extremo es exactamente del 50%, suponiendo que no puede haber un empate exacto (si la medición es arbitraria).

Desde la misma perspectiva hay una probabilidad de $1/3$ de que un tercer valor sea un nuevo extremo, ya que tiene la misma posibilidad de ser un valor menor al anterior, mayor al anterior o uno que se encuentre entre los dos sin ser un empate exacto al anterior. Similarmente, si registramos diez días consecutivos, todos los valores son igualmente de probables en la décima observación; por lo que la probabilidad de la décima observación es $1/10$. Estadísticamente en el registro hipotético anterior se espera que el número de eventos extremos sea $\sum_{n=1}^{N=10} 1/n = 2.93$, es decir es decir la suma de $1 + \frac{1}{2} + (\dots) + \frac{1}{10}$.

Ya que el número esperado de eventos extremos del primer registro es 1, se comienza el conteo de las probabilidades en el segundo registro para evadir este inicio artificial, esto es $\sum_{n=2}^{N=10} \frac{1}{n} = 1.93$ siendo el número esperado de eventos extremos la suma de $\frac{1}{2} + (\dots) + \frac{1}{10}$.

Es evidente que el número de eventos extremos observados es diferente al número promedio de eventos extremos esperados. Esta diferencia entre lo observado y lo esperado, se le ha llama anomalía y se mide como (Lehmann, Coumou, & Frieler, 2015):

$$R_{anom} = \frac{R_{obs} - R_{1/n}}{R_{1/n}} \cdot 100 (\%)$$

(4)

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

Donde R_{obs} es la suma de todos los eventos extremos observados en la serie de tiempo para cada mes. De la misma manera, $R_{1/n}$ es el número esperado de eventos. Para un mejor entendimiento de lo anterior, se toma una serie de tiempo de precipitación, de una región aleatoria del país, que contiene registros máximos mensuales de precipitación, que se muestran en la Tabla 1.

Tabla 1. Registro de precipitación máxima mensual.

Año	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
1940	5.85	0.25	0.00	14.24	23.85	37.07	89.64	77.74	66.66	75.19	16.58	14.26
1941	0.90	0.00	3.15	3.51	51.42	60.55	58.28	47.79	53.03	28.17	12.99	2.19
1942	0.99	2.17	0.91	47.80	56.31	49.83	43.26	58.00	43.85	38.48	25.93	4.01
1943	6.91	0.15	8.05	34.18	23.15	33.30	51.58	51.04	52.37	42.27	14.97	32.08
1944	3.32	0.24	3.09	39.55	48.16	59.26	37.95	93.92	38.91	32.30	7.33	2.25
1945	8.92	3.81	5.23	10.99	29.15	45.21	36.73	50.07	36.95	57.54	24.05	2.17
1946	2.86	0.58	0.03	8.37	18.84	73.74	50.60	35.30	52.69	44.51	6.26	39.18
1947	0.37	4.78	0.73	1.84	20.30	26.22	46.00	46.15	80.23	30.70	34.19	2.01
1948	2.21	0.00	4.34	23.23	28.25	55.69	45.57	67.80	60.99	41.51	5.34	0.33
1949	3.31	2.34	8.90	39.07	19.65	42.42	47.15	40.15	31.78	37.24	39.42	4.04
1950	1.08	0.00	0.26	10.21	24.23	32.95	29.66	36.63	41.82	33.31	4.39	6.25

Al analizar la serie de tiempo de la columna Enero se observa que existen tres registros que pueden considerarse eventos extremos, es decir que sobrepasan a su anterior máximo (1940, 1943, 1945), entonces $R_{obs} = 3$. La longitud del registro es de 10 años por lo que se espera $R_{1/n} = \sum_{n=2}^{N=10} 1/n = 1.93$, por lo que la anomalía, medido en porcentaje, entre el número de eventos extremos observados y los que debe tener la serie de tiempo estacionaria se calcula como:

$$R_{anom} = \frac{3 - 1.93}{1.93} \cdot 100 = 55 \%$$

Para evaluar si la anomalía que presenta la serie de tiempo con respecto al número de eventos extremos esperados, se crea una distribución de probabilidad de eventos extremos simulados a partir de sus datos originales. Esto es, se crea una serie sintética de tiempo con la redistribución aleatoria de los datos de la serie original (Lehmann *et al.*, 2015). Esta serie sintética será la población de referencia de la muestra de nuestro estudio

Como la serie de tiempo la suponemos estacionaria, las propiedades estadísticas de esta redistribución aleatoria se conservan en el tiempo. Se repite el procedimiento para obtener R_{obs} y se usa nuevamente la ecuación 4 para calcular la anomalía. De esta manera se crea una segunda secuencia de anomalía de eventos máximos.

Como ya se ha mencionado la insolación de la capa más alta de la troposfera ha tenido un mínimo incremento en estos 25,000 años, por lo que, para tener una población de estudio de esa longitud, se hace el cambio aleatorio de los datos por

año. Entonces la distribución aleatoria de los datos por año por mes se hace 600 veces, lo que nos deja una serie de tiempo sintética de $42 \times 600 = 25,200$ años de longitud (Rahmstorf & Coumou, 2011).

En el hipotético caso de que el registro de la lluvia sea una serie de tiempo estacionaria, se espera entonces que el número observado sea el mismo que el número promedio esperado de eventos extremos, esto se expresa como $R_{obs} = R_{1/n}$, por lo que es la media de la serie de tiempo es cero ($\mu = 0$).

Por el Teorema del Límite Central, los datos de la serie de tiempo sintética de 25,000 años siguen una función de distribución normal con media cero y desviación estándar $\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n-1}}$. Se define si la anomalía de eventos extremos es estadísticamente significativa si esta fuera del intervalo de 95% de confianza de la distribución calculada con base en la serie de tiempo original.

4.1.1 Registro sintético de lluvia con el modelo estadístico Clausius-Clapeyron

El modelo estadístico Clausius-Clapeyron fue introducido por Lehmann (2015) como un método de simulación sintética de precipitación basado en la temperatura de superficie. Lehmann (2015) usó este modelo para estudiar el comportamiento de los eventos extremos a escala global. Sus estudios demuestran parcialmente la eficacia del modelo para la captura del comportamiento de la tendencia de precipitaciones extremas. El modelo pudo capturar la tendencia de precipitaciones extremas a escala global y en los extra trópicos del norte.

El modelo Clausius-Clapeyron, según Lehmann (2015), consiste en ensambles de series de tiempo de precipitación (p_r) que se componen de (1) una tendencia térmica no lineal (pr_{therm}^{trend}) donde el cambio de la precipitación está determinísticamente basado en la temperatura usando la ecuación Clausius-Clapeyron (Tetens, 1930; Murray, 1967) con (2) una variabilidad estocástica (Δpr) basado en la serie de tiempo de precipitación sin tendencia:

$$p_r = pr_{therm}^{trend} + \Delta pr \quad (5)$$

La tendencia no lineal térmicamente inducida para cada punto de malla y cada mes se determina como:

$$pr_{term}^{trend} = \bar{pr} \cdot \delta pr_{therm} \quad (6)$$

Donde \bar{pr} es la media climatológica de la serie de tiempo de precipitación máxima mensual de todo el periodo y:

$$\delta pr_{therm} = \frac{e_s(T^{trend}) - \bar{e}_s(\bar{T})}{\bar{e}_s(\bar{T})} \cdot 100(\%) \quad (7)$$

Es una serie temporal con cambios en la precipitación debido a los cambios de temperatura, que surgen de la diferencia entre la temperatura promediada en todo el periodo de tiempo (\bar{T}) y la tendencia no lineal de la temperatura (T^{trend}). El cambio en la precipitación es estimado por una aproximación de la ecuación de Clausius-Clapeyron (Lehmann, Coumou, & Frieler, 2015):

$$e_s(T) = 6.1094e^{\left(\frac{17.625T}{T+243.04}\right)} \quad (8)$$

Este modelo estadístico asume que la precipitación extrema cambia con la temperatura de acuerdo con el potencial de la atmósfera para mantener más humedad a altas temperaturas.

A partir de estas ecuaciones se crea una serie de precipitación sintética. Esta precipitación sintética tiene la misma longitud que la serie original. Esta nueva serie de datos sintéticos se revuelve de manera aleatoria dejando una nueva realización de la serie de tiempo basado en la precipitación sintética original. Se hace este cambio aleatorio 600 veces al igual que el modelo estacionario para crear una distribución de probabilidad basado en el Teorema del Límite Central, y se evalúa su significancia estadística de la misma manera que la serie de tiempo original.

4.2 Datos climatológicos

Para poder alcanzar los objetivos de este trabajo, es necesarios contar con una base de datos climatológicos confiable para realizar este tipo de análisis. La identificación de los eventos extremos requiere que la base de datos de la que se parte no contenga errores que puedan llevar a confundir un evento extremo con un error de medición, por ejemplo.

Desafortunadamente, la mayoría de las series largas, como los registros de precipitación, están afectadas por varios factores no climáticos dificultando la

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

identificación de las variaciones del clima a lo largo del tiempo. Para ello es importante detectar los posibles saltos o inhomogeneidades que se presente en la serie, así como la posible causa de los mismos (por ejemplo, cambio de ubicación de los instrumentos, defectos en los instrumentos)

Una serie temporal climática se define como homogénea cuando las variaciones detectadas son causadas únicamente por variaciones del tiempo y del clima. Las inhomogeneidades en las series climáticas son generalmente causadas por cambios en la ubicación de la estación, cambio en el instrumental, así como cambios en las rutinas de observación entre algunas otras causas (Velasco, 2012).

Los registros históricos de lluvia disponibles en México, que administra el Servicio Meteorológico Nacional (SMN), provienen de alrededor de 5,500 puntos de observación que datan de 1900 hasta la actualidad por lo que contienen aproximadamente 55 millones de registros diarios de lluvia en 24 horas y temperatura mínima y máxima.

Lamentablemente, la información que contienen esas bases de datos no cumple con las expectativas requeridas para un trabajo de esta naturaleza, dada la gran cantidad de huecos o datos faltantes en la mayoría de las estaciones meteorológicas registradas, así como la inhomogeneidad en la temporalidad de los registros (Velasco, 2012).

Todos estos factores hacen que el uso de esta base de datos, tal y como está, sea muy complicado por los supuestos que hay que hacer, en cuanto a completar las series -lo cual frecuentemente desvirtúa la consistencia del registro resultante-, y, lo más importante, hacer que los registros sean temporalmente homogéneos.

Así, se tienen muchas estaciones registradas, con mucha y valiosa información, pero que, por diferentes causas, se suspendieron desde hace muchos años; aunque su valor intrínseco para los periodos registrados es innegable, no es fácil extrapolar esa información hasta los tiempos actuales, puesto que las estimaciones, aun cuando sean las mejores que se puedan hacer, pueden diferir considerablemente de la realidad del valor si éste estuviera registrado.

En contraste, existen estaciones nuevas o recientes -tradicionales y automáticas-, que son confiables y actualizadas, pero la cantidad de información que tienen, de apenas unos pocos años, las hacen insuficientes para este propósito.

El Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) creó una base de datos climatológica en malla a partir de la base climatológica oficial del SMN, que comprende en su totalidad más de 5000 estaciones y está almacenada en el sistema CLICOM (*CLImatological COMputing*) (CICESE, 2018). A esta base de datos se le aplicaron algunas pruebas de calidad de datos y correcciones como:

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

- Remover precipitaciones negativas;
- revisar las temperaturas máximas menores o iguales a la temperatura mínima del mismo día (en tales casos, ambas temperaturas fueron colocadas como valores perdidos);
- revisar los días con el mismo valor repetido 10 o más veces consecutivas (excepto para precipitación cero); en tales casos, todos los valores fueron colocados como valores perdidos; y
- revisar valores diarios que excedan significativamente los valores climatológicos. En tales casos, los datos fueron removidos y reemplazados con un valor perdido.

Los datos de estación ya filtrados con el análisis de calidad de datos arriba mencionado fueron interpolados a una malla regular usando el método *Synographic Mapping System* (SYMAP) (Shepard, 1984), el cual utiliza el promedio ponderado (basado en el inverso del cuadrado de la distancia a la celda de malla en cuestión) de todos los registros en la vecindad de una celda de malla para producir una base de datos diaria para precipitación y temperatura (máxima y mínima) de superficie en una malla de resolución espacial de $1/8^\circ$ para todo México (véase fig. 26) (Zhu & Lettenmaier, 2007; Muñoz-Arreola, Avissar, Zhu, & Lettenmaier, 2009). La plataforma gráfica fue desarrollada por el CICESE (<http://clicom-mex.cicese.mx/malla>).

La base contiene registros diarios de precipitación y temperatura de todo el país dentro del periodo de 1960-2002. Se procesa la base de datos CLICOM con el software MATLAB de manera que la nueva base de datos contenga solamente los valores máximos mensuales de precipitación y temperatura de todo el país. Se analizan los eventos extremos por cada serie de tiempo para cada mes y posteriormente se calcula el promedio anual. A esta serie de tiempo se le aplican métodos estadísticos para evaluar su comportamiento en el tiempo (Chatfield, 1975; Kottegoda, 1980).

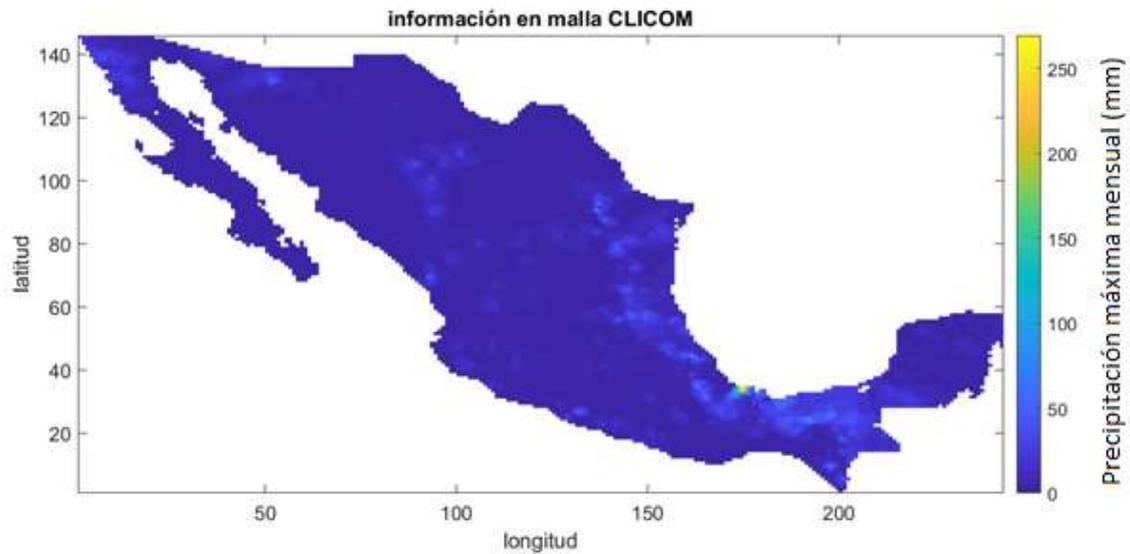


Figura 26. Información en malla almacenada en la base de datos CLICOM creado por el CICESE..
Elaboración propia.

4.3 Región de estudio

México tiene una superficie territorial considerable, tanto así que ocupa el lugar 14 a nivel mundial, su extensión territorial abarca cerca de 1, 960 millones de km², por lo que sería extraño que dado su vasto territorio no presente gran variedad de climas (véase fig. 27). El país está dividido por el trópico de Cáncer, lo que genera dos zonas térmicas diferenciables: la zona templada al norte y la zona cálida al sur. No obstante, teniendo en cuenta la cadena montañosa, como la Sierra Madre Oriental y Occidental, y teniendo en cuenta los litorales, aparecen zonas con temperaturas extremas y áreas con clima desértico o húmedo.

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México



Figura 27. Climas predominantes de la República. Fuente: INEGI.

Para observar el comportamiento de los eventos extremos, se ha seleccionado una cuenca hidrológica con clima seco y otra con clima húmedo, y observar si el modelo puede capturar las anomalías independientemente de la zona climática. El clima desértico podría no responder al modelo debido a la poca humedad que en la zona se encuentra, mientras que posiblemente el modelo pueda capturar el comportamiento de la precipitación extrema en una zona húmeda. La cuenca del río Conchos (véase fig. 28) y la cuenca del río Usumacinta (véase fig. 29), son las seleccionadas para este caso de estudio.

El Programa de manejo Integral de la cuenca del río Conchos (Rocha, 2017) menciona que la cuenca del río Conchos cubre el 30% de la superficie del Estado de Chihuahua. Su cauce nace en las montañas de la sierra Tarahumara y desemboca en el río Bravo. Sostiene ecosistemas rivereños y de agua dulce caracterizados por la riqueza de su biodiversidad y por el alto índice de endemismo de sus especies. En las últimas dos décadas la escasez de agua en el desierto se ha visto agudizada por una prolongada sequía.

La precipitación en la cuenca es variable, en la cuenca alta la precipitación media alcanza 700 mm anuales, en la parte media alcanza una precipitación promedio de 350 mm anuales y la parte baja tiene una precipitación media de 250 mm (Rocha, 2017).

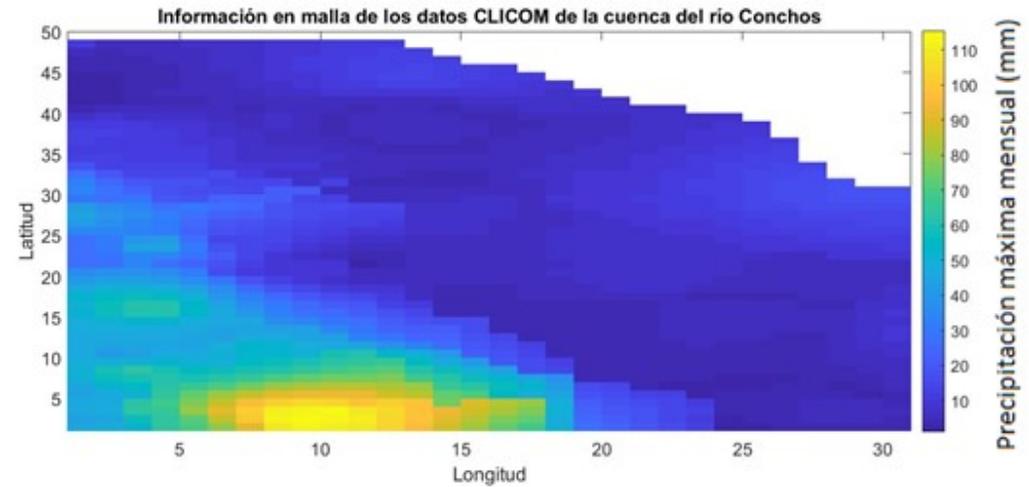
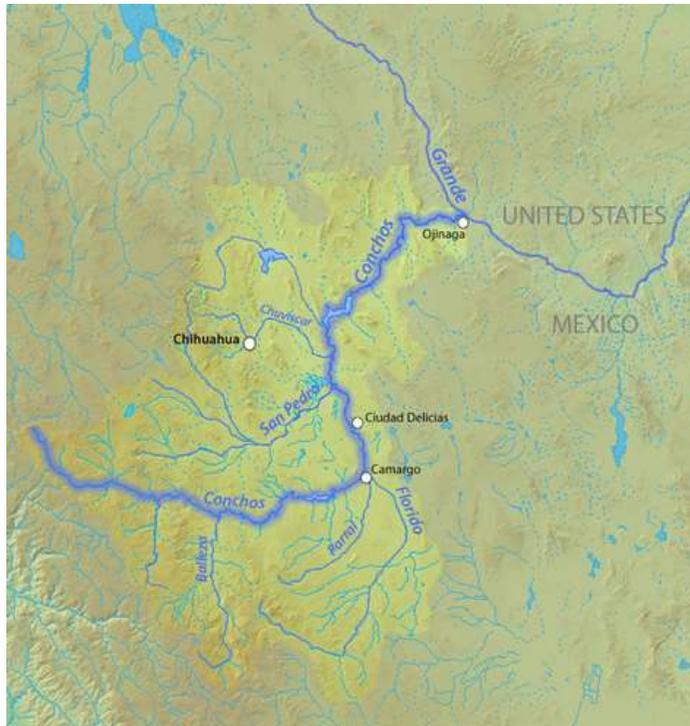


Figura 28. (izquierda) Situación geográfica de la cuenca del río Conchos. En la imagen se puede ver la extensión de la cuenca, así como sus principales afluentes.(Derecha) Información en malla almacenada en la base de datos CLICOM del CICESE, que corresponde a la cuenca del río conchos. Fuente: elaboración propia.

El río Usumacinta, es el río más caudaloso de Guatemala y México, con una longitud de aproximadamente 1,200 km, es uno de los principales escurrimientos de la Cuenca Grijalva-Usumacinta y representa aproximadamente el 30% de los escurrimientos totales del país. En el caso de la cuenca río Usumacinta, de acuerdo con el Programa de Medidas Preventivas y de Mitigación de la Sequía en el Consejo de Cuenca de los ríos Grijalva y Usumacinta (CONAGUA, 2014) representa 15% total de la cuenca y mantiene un clima predominante cálido-húmedo.

La precipitación de la región es la mayor del país y una de las más altas del mundo. Su media anual es de 2,143 mm, 2.6 veces el promedio nacional. En la Sierra de Chiapas y en la Sierra de la Lacandona, las lluvias sobrepasan en algunos lugares los 4,000 mm al

año y llegan hasta los 5,000 mm, mientras que en la zona costera del norte promedia 2,093 mm al año y alcanza los 2,750 mm. La temperatura media anual es de 24 °C y de 7 °C y 41°C en los extremos, lo que establece un gradiente de climas cálidos y semicálidos húmedos con influencia marina en la zona norte y en la parte central de la región (INECC, 2017).

Llueve prácticamente todo el año, el 83% de los 365 días, pero especialmente las lluvias se concentran en verano, otoño e invierno. Sólo la primavera es relativamente seca. En el verano las lluvias son muy intensas. Entre el otoño y el invierno soplan los nortes, con lluvias prolongadas y torrenciales. Los ríos y lagunas alcanzan sus máximos niveles entre septiembre y noviembre, lo que vuelve a la planicie un espejo de agua (INECC, 2017).

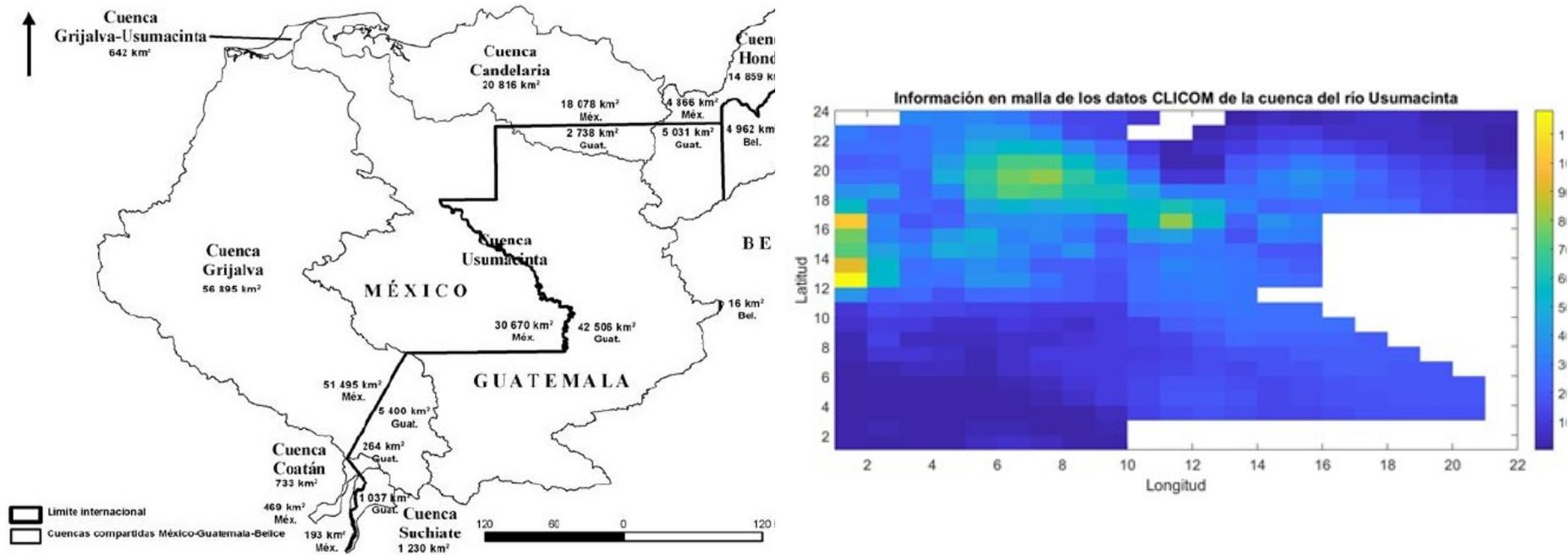


Figura 29. (Izquierda). Situación geográfica de la cuenca del río Usumacinta. Se observa que la cuenca es compartida con Guatemala. (Derecha) Información en malla almacenada en la base de datos CLICOM del CICESE, que corresponde a la cuenca del río Usumacinta. Fuente: elaboración propia.

Capítulo 5

5.1 Metodología

5.1.1 Clima estacionario

Ya se ha dicho, en el Capítulo 4, que las series de tiempo X_t están compuestas por una media, una tendencia, una periodicidad y otras variaciones irregulares. La comparativa entre el comportamiento del sistema climático actual y el comportamiento estacionario se justifica, ya que los datos climatológicos del CLICOM, se comportan de manera estacionaria. Esto se demuestra al descomponer la serie de tiempo en una tendencia (T_t), una periodicidad (P_t) y variaciones aleatorias del clima (ξ_t), esto es el componente estocástico. Lo anterior se representa como (Kottegoda, 1980):

$$X_t = T_t + P_t + \xi_t$$

Primeramente, se extrae la tendencia que tiene el clima como resultado del reforzamiento radiativo que ha venido experimentando en los últimos años, de manera que los residuales contienen la variabilidad mensual de la precipitación. Estos residuales son considerados estacionarios (Rahmstorf & Coumou, 2011).

Los residuales son evaluados por medio de la función de auto covarianza entre las variables calculando el coeficiente de correlación serial. El coeficiente de correlación mide el grado de independencia entre las variables, esto es que la función de distribución de probabilidad de la variable en cada instante t no tiene una relación de dependencia con su anterior valor.

El coeficiente de correlación se calcula para un mismo mes de cada año, de manera que el intervalo de tiempo entre los valores es anual. Es decir, se calcula el coeficiente de correlación entre los valores de todos los enero, todos los febrero y así sucesivamente hasta diciembre. De esta manera la componente periodicidad no afecta el estudio.

El coeficiente de autocorrelación r_λ , como se mencionó en el Capítulo 3, mide el grado de dependencia entre las observaciones. En una serie estacionaria el valor de r_λ tiende a cero conforme λ aumenta. El coeficiente de autocorrelación es dado por la siguiente ecuación (Kottegoda, 1980):

$$r_{\lambda} = \frac{\sum_{t=1}^{N-\lambda} \{(X_t - \bar{X})(X_{t+\lambda} - \bar{X})\}}{\sum_{t=1}^N \{(X_t - \bar{X})^2\}}$$

5.2 Anomalía de eventos extremos

La anomalía se refiere al cambio o desviación respecto de lo que es normal, regular, natural o previsible. Las características estadísticas de las series hidrológicas, como la media, la desviación estándar y los coeficientes de correlación serial, se afectan cuando la serie presenta tendencia en la media o varianza, o cuando ocurren saltos negativos o positivos; tales anomalías son producidas por la pérdida de la homogeneidad o la inconsistencia (Escalante y Reyes, 2002).

El estudio de las anomalías entrega resultados numéricos del porcentaje, en este caso, de cambio entre el clima observado y el clima estacionario. Este porcentaje de cambio solamente es un indicador de cambio, por lo que nada dice sobre las acciones que generan el cambio.

En este caso, este estudio utiliza la anomalía como forma de medir la diferencia entre el registro histórico y lo esperado por el modelo estacionario, para luego medir diferencia de lo observado por el registro histórico y lo esperado por el modelo Clausius-Clapeyron. De esta manera se podrá observar si el cambio en la distribución de las lluvias extremas puede ser capturado por el modelo estadístico.

Como primer paso para el estudio de las anomalías (ver fig. 30), se descompone la serie de tiempo de la base climatológica CLICOM en matrices de orden $m \times n$ que contienen los valores de las precipitaciones máximas mensuales para cada mes, es decir, doce matrices de orden $m \times n$. El número de filas m es igual al número de celdas de la malla de datos CLICOM y denota la localización geográfica; y el número de columnas n se refiere al número de años.

Para computar la anomalía de eventos extremos (paso 2), los eventos extremos son contados en cada fila, por ejemplo, cada valor 1 en una celda denota un nuevo extremo y un valor de 0 significa que el valor no es un nuevo extremo (primera matriz en el medio del panel del paso 2). Después se suman todos los valores de la matriz a lo largo de la columna n que deja un vector de longitud n con el número de eventos extremos por año. Este vector se normaliza con el número esperado de eventos extremos (segunda matriz del panel) de acuerdo con la ecuación 4, presentada en el Capítulo 4, para tener la serie de tiempo de anomalías de eventos extremos.

El paso 3 explica cómo el modelo estacionario es computado. Primero, todas las columnas son cambiadas de manera aleatoria en el proceso en que el orden temporal se pierde, pero la correlación espacial se mantiene. Esto se refiere a que la totalidad de la columna se mantiene como un solo cambio aleatorio, y así para cada columna.

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

De esta manera, con la nueva matriz $m \times n$ obtenida a partir del cambio aleatorio de la serie original, se calcula una serie de tiempo de anomalías de eventos máximos simulados de la misma manera que se describe para los datos observados.

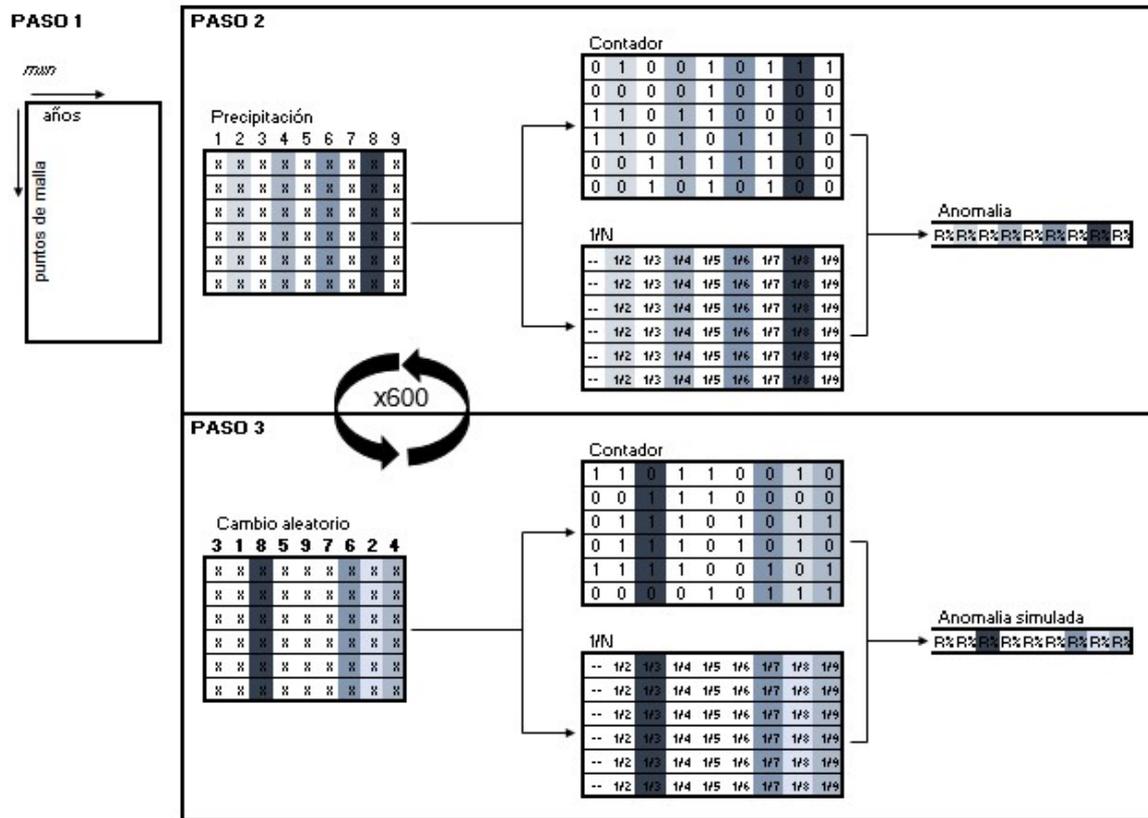


Figura 30. Procedimiento esquemático para el cálculo de las anomalías de los eventos extremos. Paso 1, Establecer los límites de la región para el proceso de mezcla aleatoria. Paso 2, conteo de las anomalías de eventos extremos. Paso 3, conteo de las anomalías basado en el modelo estacionario.

5.3 Análisis de tendencia

El análisis de tendencia realizado en este trabajo espera mostrar el comportamiento de la anomalía de los eventos extremos al paso del tiempo y con ello entender si lo que está ocurriendo es parte de la variabilidad natural del clima o esta está siendo afectado por agentes externos. En series climáticas, la no estacionariedad puede tener dos principales causas: una variación en el valor de la media o el cambio de forma de la distribución de probabilidad con el tiempo (Rahmstorf & Coumou, 2011).

El análisis de la tendencia ofrece una idea de lo que se espera en los años venideros a través del comportamiento pasado de la serie de tiempo de estudio. En este caso el estudio no está basado en predictibilidad, si no en el comportamiento en el tiempo del sistema climático, en el caso de predictibilidad esta pudiera no ajustarse la tendencia actual debido a la alta incertidumbre y no linealidad del sistema climático.

El método de análisis de espectro singular (SSA, por sus siglas en inglés) es una herramienta no lineal de análisis de series de tiempo (Ghil, y otros, 2002). El análisis de espectro singular trata de capturar la evolución del sistema dinámico en el espacio de fases (Olmo & Nave, 2018).

El procedimiento de análisis de espectro singular tiene por objetivos la compresión de información y aumento de la señal-ruido para la serie de tiempo, y además el de encontrar la estructura del atractor que describe la dinámica del sistema (García-Cabrejo & Moreno-Sanchez, 2006). En este aspecto, el SSA detecta un ruido o patrón presente en una señal, en este caso la señal es la serie de tiempo de anomalías.

Dentro de las técnicas estadísticas para analizar distribuciones espaciales de variable que representan campos meteorológicos, la técnica denominada funciones empíricas ortogonales (FEO) representa una técnica de análisis multivariado derivado de patrones dominantes de variabilidad (Bustamante & Varela, 2007).

El análisis de series de tiempo multivariante proporciona información importante para describir, entender y predecir la variabilidad climática (Ghil, y otros, 2002) y su aplicación a series de tiempo busca encontrar componentes principales temporales mediante un análisis multivariado a una simple serie de tiempo (Bustamante & Varela, 2007).

Un simple registro de un sistema dinámico es el resultado de todas las interacciones entre variables y, por lo tanto, en principio el registro puede contener información con respecto a la dinámica de todas las variables importantes involucradas en la evolución del sistema. En consecuencia, cada valor de la variable en el registro progresa temporalmente dependiendo de sus valores anteriores.

Por lo anterior, se puede estudiar la magnitud física que representa el registro y su variabilidad, partiendo del registro en sectores temporales retardados los unos de los otros el mismo intervalo de tiempo. El método brinda el análisis mediante el truco de emplear copias retrasadas de la serie como variables adicionales, en la evolución del sistema, ya que se acepta, que la variable satisface un conjunto de ecuaciones diferenciales de primer orden en el sistema contiguo análogo.

El sistema de ecuaciones de primer orden, mediante diferenciaciones sucesivas puede ser remplazado por una única ecuación que describa muchas variables de un sistema a través de una simple variable y sus derivadas. Por lo tanto, la variable que origina la serie, en el caso discreto, puede ser descrita mediante el registro original y sus sucesivos rezagos (Bustamante & Varela, 2007).

Cada rezago se convierte en una nueva variable que representa una diferencia hacia atrás en el tiempo y contiene información sobre el comportamiento dinámico del sistema. Por esta razón, el procedimiento implica un análisis desde la perspectiva de muchas variables (multivariado).

El método SSA descompone la serie original en una tendencia y componentes oscilatorios que puede estar asociados a la estacionalidad y ruidos (Deng, 2014). El algoritmo básico del SSA tiene dos estados esenciales: descomposición y reconstrucción. A continuación, se seguirá el procedimiento descrito por Ghil *et al.* (2002).

5.3.1 Descomposición

Empotramiento

El propósito del primer paso es mapear la serie de tiempo original en su matriz de trayectorias. Considera $X(t) = (x(t), x(t + 1), \dots, x(N))$, la serie de tiempo de N valores. En el primer paso, sea M el tamaño de ventana, que es un entero entre $2 \leq M \leq N - 1$. Sea $N' = N - L + 1$. El “vector rezagado” es $\vec{X}(t) = (x(t), \dots, x(t + M - 1))^T$ ($1 \leq t < N'$) de tamaño M , que es también llamado el vector rezagado M . La matriz de trayectoria de tamaño M está formada por todos los M vectores rezagados.

$$X = [\vec{X}(t), \dots, \vec{X}(N)] = (X_{i,j})_{i,j=1}^{M,N'}$$

$$X = \begin{bmatrix} x_1 & x_2 & x_3 & \cdots & x_{N'} \\ x_2 & x_3 & x_4 & \cdots & x_{N'+1} \\ x_3 & x_4 & x_5 & \cdots & x_{N'+2} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ x_M & x_{M+1} & x_{M+2} & \cdots & x_N \end{bmatrix}$$

La cual es una matriz de $M \times N'$

A partir de esta matriz de trayectorias, determinar la matriz de varianza-covarianza para un rezago máximo de M . Esto permite averiguar la información contenida en el rezago descomponiendo la secuencia de vectores aumentados obtenida en patrones elementales de comportamiento. Esto se hace para proporcionar filtros adaptables que ayudan a separar las series de tiempo en sus componentes que son estadísticamente independientes, con cero rezagos, en el espacio vectorial aumentado de interés.

Estos componentes se pueden clasificar principalmente en tendencias, patrones de oscilación y ruido. Como lo haremos ver, una característica importante del SSA es que las tendencias no necesariamente son lineales y las oscilaciones puede ser de amplitud y fase modulada, es decir que el cambio en la media no tiene por qué ser solamente ascendente o descendente, sino que puede presentar oscilaciones que pueden ser medidas.

Descomposición del valor singular (SVD)

A partir de la matriz de trayectorias determinar la matriz de varianza-covarianza $C_{M \times M}$. Los eigenvalores $\{(\lambda_k, \rho_k): K = 1, \dots, M\}$ de $C_{M \times M}$ se obtienen resolviendo para los eigenvalores λ :

$$\det|C_{M \times M} - \lambda_k I| = 0$$

Para obtener los eigenvectores ρ_i ;

$$C_{M \times M} \rho_k = \lambda_k \rho_k$$

Una formula equivalente a la anterior es dado formando la matriz E_X de tamaño $M \times M$ que tiene los eigenvectores ρ_k como columna la matriz diagonal Λ_x cuyos elementos son los eigenvalores λ_k , en orden decreciente:

$$E_X^t C_X E_X = \Lambda_X$$

Donde E_X^t es la matriz transpuesta de E_X .

El eigenvalor λ_k es igual a la varianza parcial en la dirección ρ_k , y la suma de todos los eigenvalores λ_k , da la varianza total de la serie de tiempo original $X(t)$. Los eigenvalores λ_k se encuentran relacionados con la varianza explicada por cada una de estas estructuras temporales, y los vectores propios ρ_k con la contribución de cada variable a la señal original.

Por analogía con la literatura meteorológica, los eigenvectores ρ_k en la matriz de covarianza $C_{M \times M}$ se denominan funciones empíricas ortogonales (FEOs). Las FEOs

obtenidas no necesariamente son funciones armónicas, es decir, el comportamiento oscilatorio no puede ser descrito por un modelo de senos y cosenos, cosa que las FEOs, al ser adaptable a los datos, puede capturar formas de oscilación armónica.

Oscilaciones de relajación y otro tipo de oscilaciones no lineales, aunque sea puramente periódico, generalmente no son sinusoidales; es decir, son inarmónicos. Tales oscilaciones no lineales a menudo requieren, por lo tanto, el uso de muchos armónicos o subarmónicos del periodo fundamental al llevar a cabo el clásico Análisis de Fourier, mientras un simple par de eigenvalores y eigenvectores podría ser suficiente (Ghil, y otros, 2002).

5.3.2 Reconstrucción

Una vez obtenidos los eigenvalores y su correspondiente eigenvector de la matriz de covarianza de la señal, se pueden proyectar sobre la serie original por medio de sus componentes principales (PCs):

$$A_k(t) = \sum_{j=1}^M x(t+j-1)\rho_k(j)$$

La gran ventaja que presenta este método consiste en la posibilidad de reconstruir la señal original a partir de los eigenvectores y sus componentes principales (PCs):

$$R_K(t) = \frac{1}{M_t} \sum_{k \in K} \sum_{L_t}^{U_t} A_k(t-j+1)\rho_k(j)$$

Donde K es el conjunto de EOFs en el cual se basa, $R_K(t)$ es la señal reconstruida, ρ_k los eigenvectores y A_k corresponde al respectivo componente k proyectado sobre la señal. Los valores del factor de normalización M_t , como el límite inferior y superior de la suma L_t y U_t , difieren entre la parte central de la serie temporal y sus puntos finales:

$(M_t, L_t, U_t) =$

$$\left\{ \begin{array}{ll} \left(\frac{1}{t}, 1, t \right) & 1 \leq t \leq M-1 \\ \left(\frac{1}{M}, 1, M \right) & M \leq t \leq N' \\ \left(\frac{1}{N-t+1}, t-N+M, M \right) & N'+1 \leq t \leq N \end{array} \right.$$

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

Los componentes reconstruidos (RCs) tienen la propiedad de capturar la fase de la serie de tiempo en un sentido de mínimos cuadrados bien definido, tanto que $X(t)$ y $R_K(t)$ pueden ser superpuestas en la escala de tiempo, $1 \leq t \leq N$. Esta es una ventaja de los RCs sobre los PCs, que tiene una longitud $N - M$ y no contienen información de fase directa dentro del ancho de la ventana M , esto es que los PCs tienen pérdida de información en la serie de tiempo y la pérdida de esta información es de tamaño de la ventana M .

Para calcular la tendencia con el método del Análisis de Espectro Singular (SSA) es necesario calcular la longitud de ventana, es este caso, el número de veces que se regaza el vector para formar la matriz $M \times N'$. El ancho de ventana M debe de ser proporcional a la longitud del componente periódico (Deng, 2014).

Para calcular el ancho de ventana se hicieron simulaciones de la serie de tiempo para poder apreciar cuál era el ancho de ventana que captara la componente periódica de nuestra tendencia (Jenkins & Watts, 1968). Para el comienzo del cálculo hacemos $M < N/3$ (Contreras & Escolano, 1984).

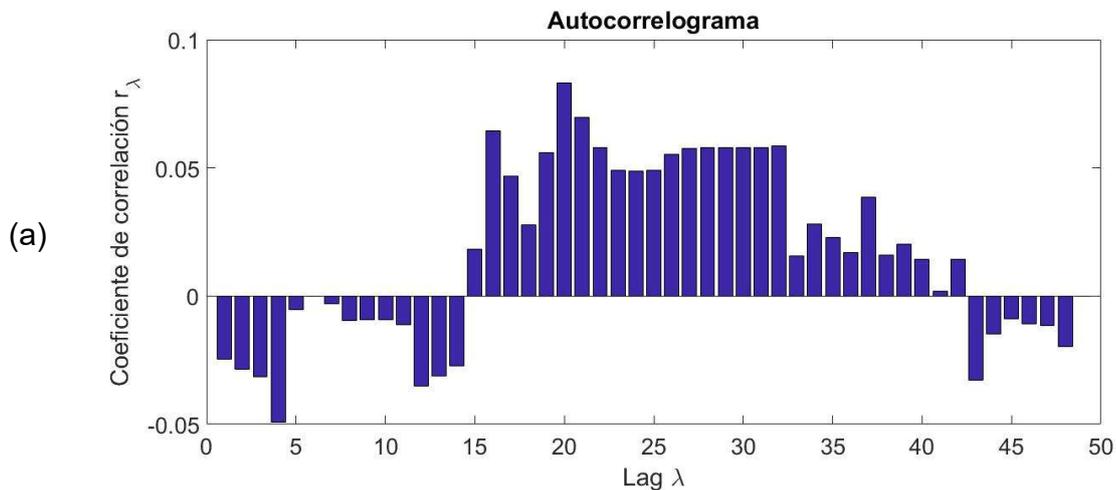
Capítulo 6

6.1 Análisis de resultados

El cálculo del coeficiente de correlación dice que la serie de tiempo temporal de las precipitaciones máximas mensuales son independientes entre sí, es decir que numéricamente las precipitaciones que ocurren anualmente en el mismo mes no tienen una tendencia significativa que relacione la precipitación anterior con la precipitación actual por lo que la precipitación máxima mensual se comporta como un sistema estacionario.

La figura 31 muestra los diferentes tipos de correlogramas obtenidos de la correlación lineal de los datos CLICOM para la verificación de su independencia estadística. Como se observa los valores de la correlación son generalmente pequeños, esto es dentro del rango de -0.1 y 0.15 para todos los meses. Esto sustenta matemáticamente el supuesto en el cual el sistema climático posee estacionariedad estadística, si esta no fuese afectada a causa del forzamiento radiativo.

Los correlogramas mostrados son de los meses más lluviosos y a pesar de esto no se muestra alguna dependencia entre los valores anuales. El mayor valor del coeficiente de correlación se encuentra en Septiembre (d) con un valor de -0.08.



Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

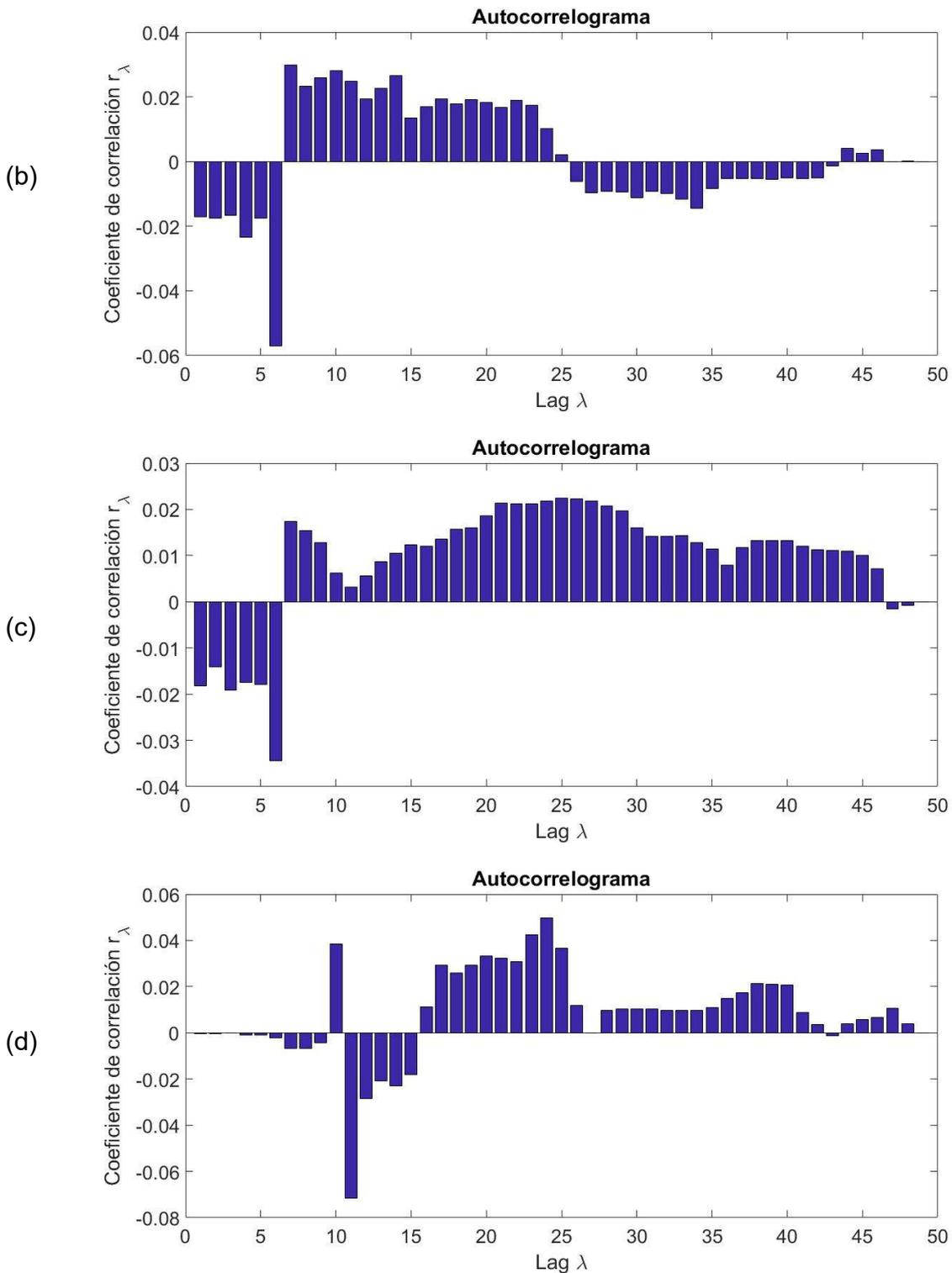


Figura 31. Autocorrelograma de una serie de tiempo anual de México del mes de a) Junio, b) Julio, c) Agosto, d) Septiembre. Las barras azules son los coeficientes de correlación obtenidos en lag λ . El lag λ es anual para el mismo mes. Fuente elaboración propia.

6.1.1 Comparación de tendencia entre los eventos extremos observados y los esperados por el modelo estacionario

Para la evaluación espacio-temporal de la tendencia de los eventos extremos es necesario calcular las series de tiempo de anomalía de precipitación máxima como se describió en el Capítulo 5. Realizada la serie de tiempo de anomalía es necesario determinar su tendencia no lineal, que en este caso será calculada por método de SSA.

Recordado que para la utilización de este método es necesario escoger un ancho de ventana, es decir, las veces en la que la serie de tiempo original serán desplazadas para formar la matriz de trayectorias. EL ancho de ventana usado para este estudio fue de $M=12$, esto después de analizar las simulaciones con diferentes anchos de ventana, concluyendo que dicho número muestra una componente periódica cada 12 años.

Para la reconstrucción de la serie se utiliza el eigenvalor que más describa la varianza de la serie. La figura 32 muestra el porcentaje de la varianza que describe el eigenvalor k . El eigenvalor k describe el comportamiento dinámico de la serie de tiempo dependiente de su valor. La figura 31 muestra los gráficos de los doce eigenvalores calculados con el ancho de ventana M . Se aparecía que el eigenvalor $\lambda_k = 1$ describe la varianza de la serie en un 15.66% en el caso de México (a), y 37.47% en la cuenca Usumacinta (b) 19.28% en la cuenca Conchos (c).

Se utiliza el primer eigenvalor ya que como se mencionó anteriormente un solo valor de eigenvalor puede capturar la fase del comportamiento. El eigenvalor del caso de México (a) describe el 15.66% pero su valor más próximo, es decir el $\lambda_k = 2$, no difiere mucho del primer eigenvalor que se utiliza, lo que dice que el análisis espectral de las series de tiempo de la anomalía de precipitación extrema no capturó algún componente que sobresalga de entre toda la información disponible, esto es que cualquiera de los dos primeros valores podrían describir el comportamiento de la tendencia pero se toma el mayor.

Para el caso de la cuenca Usumacinta se puede ver la figura que el segundo eigenvalor forma un tipo de escalón con el primer eigenvalor, esto es que el primer valor logró capturar un componente que describe mejor la serie de tiempo, esto es que este valor puede describir por sí sola el comportamiento de la serie de tiempo en un 37.47%. Esto se toma como la tendencia que la serie de tiempo presenta. La cuenca del río Conchos (c) tiene el escalón al igual que la cuenca del río Usumacinta por lo tanto el primer eigenvalor también se toma como la descripción de la

tendencia ya que ha capturado alguna componente que predomina en la serie de tiempo.

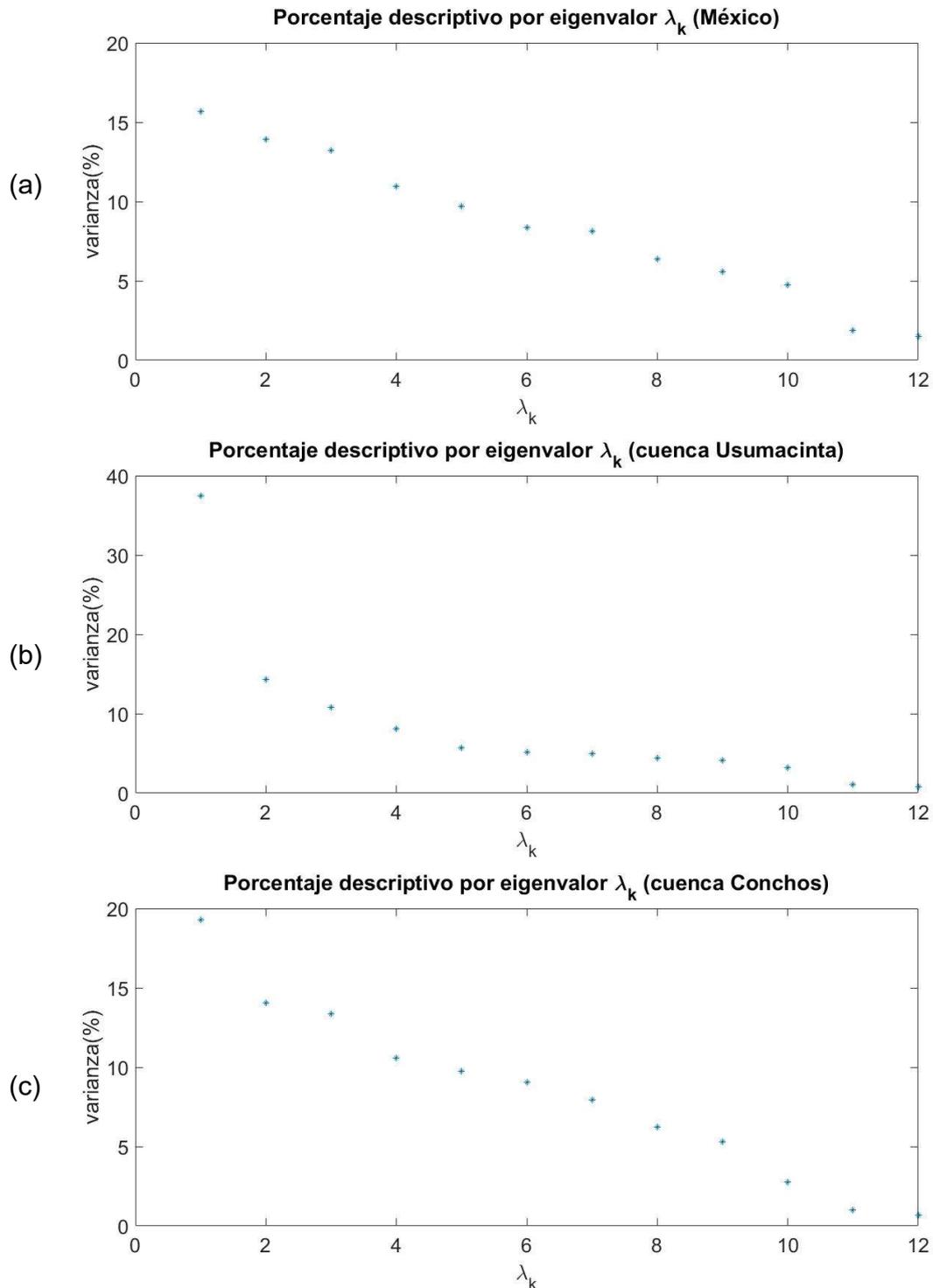


Figura 32. Porcentaje de la varianza que describe cada eigenvalor. Cada punto mostrado en las gráficas anteriores representan el eigenvalor calculado a partir de método SSA. Se hace el arreglo de manera descendente para que se pueda observar cómo cada eigenvalor describe solamente un porcentaje de la serie de tiempo de la que fue calculada.

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

Se analiza la tendencia de los eventos extremos a partir de los datos observados, con lo esperado en un clima sin tendencia, es decir estacionario. En la figura 33 muestran las anomalías anuales de los eventos extremos, la tendencia de la anomalía, calculada en base al SSA, y los niveles de confianza de la tendencia. Se toma como significativo que, si la tendencia se encuentra fuera del intervalo de confianza, esto es que si la línea de tendencia no se encuentra contenida entre los límites de significancia estadística se considera que existe algo que está afectando a la tendencia.

Con esto se observa en primera instancia un decremento en la tendencia de la anomalía de los eventos extremos para todo el país, desde mediados de los sesentas como indica la línea de tendencia para México de la figura 33a. La anomalía de estos eventos extremos en México (a) alcanzó su máximo punto en 1992 con 87.5% eventos extremos más que los esperados en el clima estacionario.

Se puede observar que el punto máximo alcanzado en los que se refiere a la anomalía no fue homogéneo en todo el país. En la región de la cuenca del río Usumacinta (b) se puede observar que el punto máximo alcanzado en lo se refiere a anomalía fue en el 2002 con casi el 100%, es decir el doble de eventos extremos de lo esperado para esa fecha. Para el caso de la cuenca del río Conchos (c), la figura 31 muestra que el punto máximo alcanzado fue en 1981 con cerca del 125% de anomalía.

En el caso general de México (a), la tendencia no lineal de los eventos extremos decrece significativamente desde inicio de la década de los sesentas. Se registra un incremento de +10.5% en 1965, que para 2002 registra un decremento de -14.5% de eventos extremos. La tendencia muestra una no linealidad muy alta ya que influye el hecho de que se analizaron eventos extremos para todos los tipos de climas de la República. Esto es que mientras en una región llovía en otra región no lo hacía en el mismo año, y el conteo de eventos máximos no distingue esta situación.

La región de la cuenca del río Usumacinta presenta un decremento menos perceptible lo que a escala nacional se presenta. Se puede observar que de 1977 a 1990 el comportamiento de la tendencia de los extremos no es significativa, es decir que para estas fechas estadísticamente no se puede decir que existe un agente externo que modifique el comportamiento del sistema climático. Esta cuenca presenta periodicidades cada doce años, como se puede observar por la tendencia no lineal.

En el caso de la cuenca del río Conchos el comportamiento de la tendencia tiene cambios significativos en todo el periodo. Esta región registra anomalías que cambian año con año, por ejemplo, en 1967 se registra la tendencia a la baja llegado a -14% que para el siguiente año repunta la tendencia hacia +16%. Pese a esto la variabilidad de la tendencia en esta zona ha sido menos pronunciada de lo que muestra la cuenca del río Usumacinta y el país en general. Esta cuenca muestra un

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

alta no linealidad en su tendencia, lo que indica la falta de una componente periódica en la serie.

De acuerdo con Lehmann (2015) a escala global el evento extremo muestra un incremento significativo en lo que se refiere a la tendencia, siendo, de acuerdo con los resultados de sus estudios, de hasta 26% en 2010 a escala global. En México se observa una ligera tendencia negativa en la frecuencia de los eventos extremos.

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

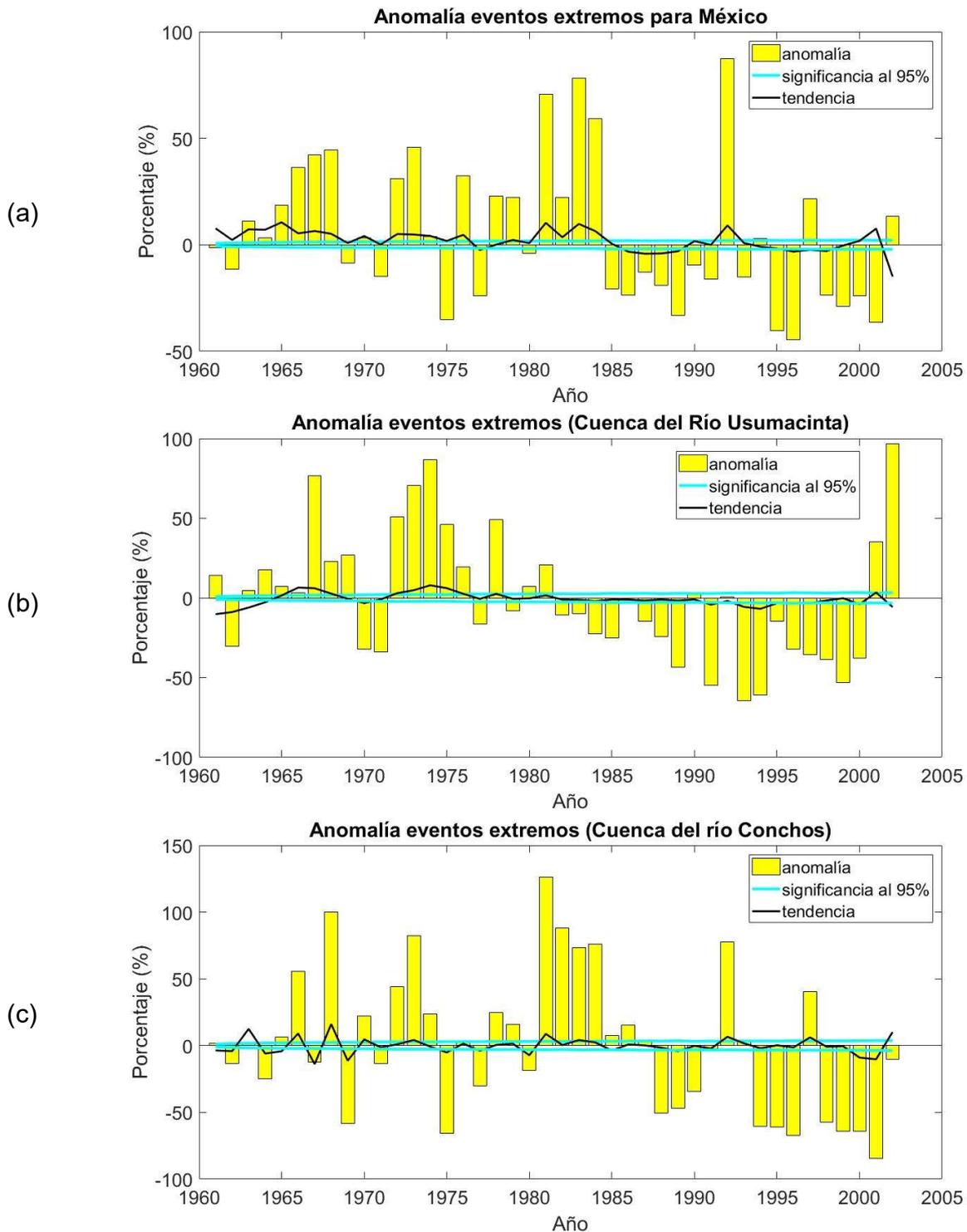


Figura 33. Anomalía anual de eventos extremos (barras amarillas) para México, la cuenca del río Usumacinta y la cuenca del río Conchos, respectivamente. La tendencia no lineal de la anomalía de los eventos extremos (línea negra) se calculó con un análisis singular de espectro con una ventana de doce años. El intervalo de confianza al 95% (línea cian) fue calculado del conjuntos de datos simulados basados en los datos originales y el modelo estacionario.

6.1.2 Comparación de tendencia entre los eventos extremos esperados por el modelo estacionario y los esperados por el modelo Clausius-Clapeyron

Como se ha observado anteriormente la variabilidad espaciotemporal de las precipitaciones extremas no se acopla a lo esperado en un clima estacionario, es a partir de aquí donde se hace el análisis espaciotemporal de las precipitaciones extremas, pero con base en la ecuación de Clausius-Clapeyron.

A partir del modelo presentado en la metodología se crea una serie de tiempo de precipitación sintética a la que se le aplicará el conteo de eventos rompe pico para poder compararlo con el comportamiento observado que dista mucho del comportamiento esperado en por el sistema estacionario.

Los resultados de este análisis de tiempo se muestran en la figura 34, se muestra la tendencia no lineal calculada por medio del método SSA, así como la superposición de los intervalos de confianza creada por de los datos de precipitación histórica y la sintética calculada con la ecuación CC. Se observa en el caso de México (a), la tendencia difiere significativamente del modelo CC, y lo mismo para el caso de la cuenca del río Usumacinta (b) y la cuenca del río Conchos (c).

Se puede ver como los límites de confianza del modelo CC presentan oscilaciones, caso muy diferente en lo presentado por el modelo hecho con los datos históricos. En el caso de México (a) las oscilaciones que presentan parecen ser de carácter decadal. Lo que supondría un aumento en el contenido de vapor de la atmosfera en una fase cíclica de diez años. La tendencia no lineal de los eventos extremos en la primera década de registro está muy por encima del intervalo de confianza.

El intervalo de confianza calculado por el modelo CC no captura de ninguna manera la tendencia no lineal de la anomalía de precipitación extrema siendo superada en gran medida de los esperado. El mal funcionamiento del modelo para México puede ser debido a la gran cantidad de climas que el país presenta y regiones en las cuales se presentan las mismas, pensando que el comportamiento de la precipitación extrema está influenciado por factores locales.

El caso de la cuenca del río Usumacinta los intervalos de confianza muestran un comportamiento errático, pero para el año de 1980 a 1990 muestra una similitud con el comportamiento de México (a) en general, y es en este periodo en el que la línea de tendencia entra al intervalo de confianza, pero claramente se observa que esta entrada es negativa por lo que a partir de estos años la frecuencia de los extremos para el Usumacinta fue en descenso. Para 1994 la tendencia va en aumento lo que

sugiere que la frecuencia de los eventos va en aumento al igual que la intensidad de los mismos.

Aunque para el caso de la cuenca del río Usumacinta se ha logrado capturar el comportamiento de la tendencia en el intervalo de confianza creado por el modelo CC, esto ha sido solamente por periodos de tiempo y dada la observación la captura sucede en el punto en que la oscilación aumenta o disminuye, y esto no es suficiente para poder decir que el modelo es funcional.

Para el caso de la cuenca del río Conchos (c) es posible observar una oscilación cada cinco años en los intervalos de confianza, cosa totalmente diferente al comportamiento de México en general y la cuenca del río Usumacinta. Esto puede ser debido al clima seco de la zona, la cantidad de humedad estaría siendo afectada por factores locales. Se puede ver como la tendencia no lineal presenta un comportamiento altamente no lineal en los primeros diez años de registros. Cosa que partir de la segunda década de los registros comenzó a estabilizarse para ser parcialmente capturada por el modelo CC.

La cuenca del río Conchos tiene un clima seco, por lo que la capacidad de retención de humedad en la atmósfera no influye en un lugar sin humedad, aunque es en esta cuenca en la que mejor se aprecia el decremento de la tendencia y el modelo CC puede capturar parcialmente el comportamiento de la tendencia (1982 a 1987 y 1989, 1990).

Es en la cuenca del río Conchos donde existen mayores coincidencias entre el comportamiento de la tendencia de los extremos con el intervalo de confianza creado a partir de modelo CC. Aunque exista un comportamiento similar en cuanto al intervalo de confianza, el modelo aún no es capaz de capturar estadísticamente el comportamiento de la tendencia, por lo que tampoco la ecuación logra capturar la tendencia no lineal de la precipitación extrema en un clima seco.

El intervalo de confianza del modelo Clausius-Clapeyron no muestra capturar el comportamiento de la tendencia no lineal del comportamiento de los eventos extremos, por lo que la capacidad de la atmósfera a retener humedad la causa predominante en la formación de eventos extremos.

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

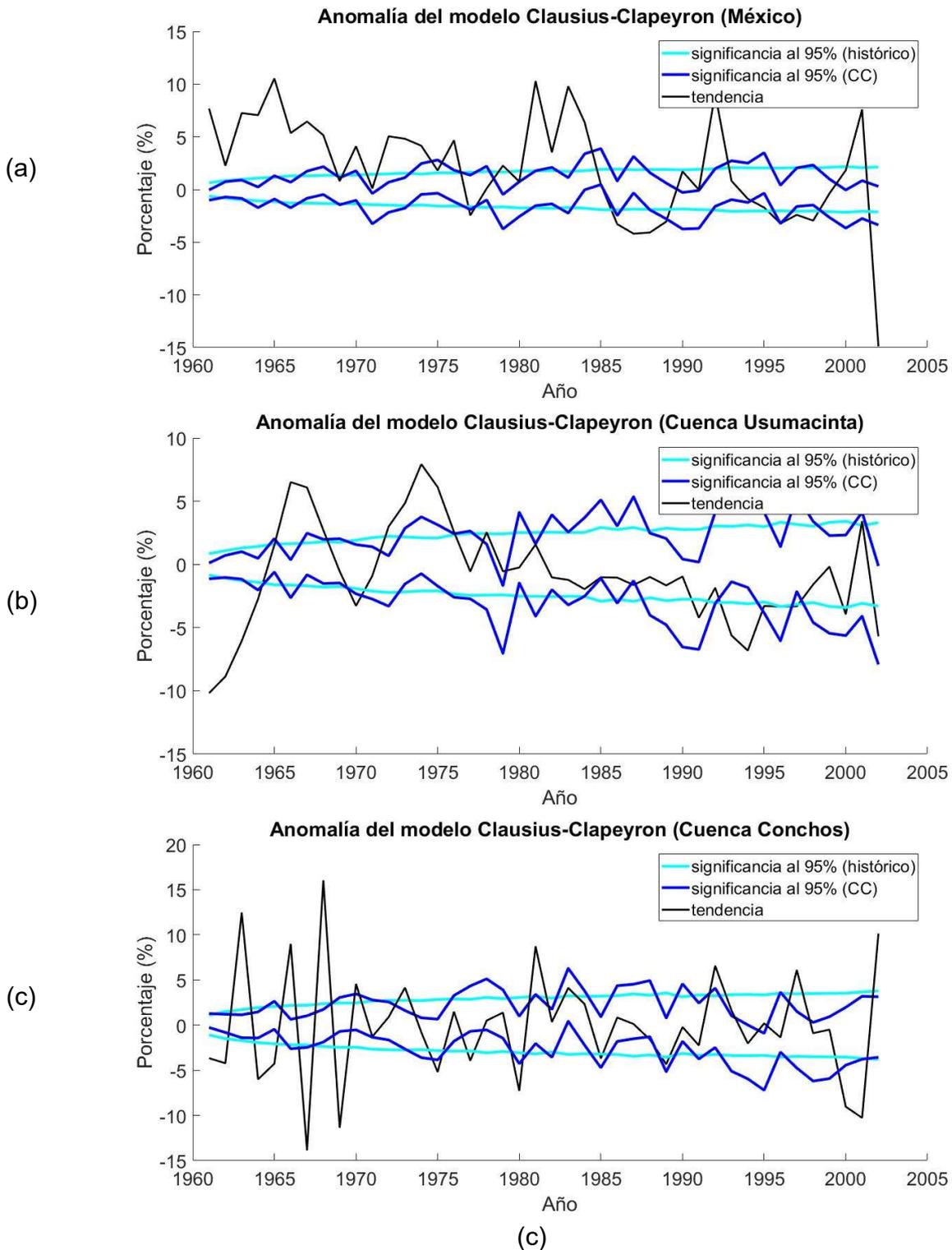


Figura 34. Tendencia no lineal de anomalía de eventos extremos mostrado para México (a), la cuenca del río Usumacinta (b) y la cuenca del río Conchos (c), respectivamente. Las líneas cían representan el intervalo de confianza al 95% del modelo estacionario. Las líneas azules representan el intervalo de confianza al 95% del modelo estadístico Clausius-Clapeyron.

Capítulo 7

7.1 Conclusiones

La tendencia de las precipitaciones extremas presenta una variabilidad significativa que no ha sido capaz de ser capturada por el modelo CC. La tendencia de las anomalías de la precipitación extrema presenta una fluctuación marcada pero evidentemente al descenso, lo que indica que la una disminución en la frecuencia de los eventos extremos.

Que el modelo no haya funcionado como se esperaba se debe a que la precipitación extrema no solamente está íntimamente relacionada con el proceso termodinámico, lo que indica que las lluvias extremas están siendo afectadas por algún componente externo que no ha sido identificado en este estudio.

En el caso de la cuenca Usumacinta se observa que el comportamiento de la tendencia en el periodo de 1980 a 1992 es capturado por el modelo, pero es significativo hasta 1992. Para la cuenca del río Conchos sólo ha podido capturar, en 1985 y 1989, la tendencia significativamente de los eventos extremos. Lo anterior no es suficiente para hacer declaraciones sobre si el modelo Clausius-Clapeyron descrito en este estudio funciona al momento de estudiar los eventos extremos.

El modelo Clausius-Clapeyron usado en este estudio, no es capaz de capturar el comportamiento de los eventos extremos a un nivel de significancia del 95%, esto es, que la lluvia sintética simulada basada en la ecuación de Clausius-Clapeyron no capturó la tendencia térmica no lineal del registro de temperaturas máximas. Con esto se concluye que la precipitación extrema en México no está siendo solamente afectada por el aumento de la temperatura.

Lo anterior sugiere que las precipitaciones extremas pudieran estar relacionadas con otras componentes dinámicas que no tienen que ver directamente con el incremento de la temperatura, sino con el balance energético del planeta. Factores como la nubosidad y el viento pudieran aumentar la componente termodinámica de la precipitación. Por lo que es necesario un análisis más profundo sobre el comportamiento de los eventos extremos y añadir otras variables que pudieran capturar el comportamiento de la tendencia de los eventos extremos en México.

El modelo muestra el descenso en la frecuencia de los eventos extremos en el periodo de tiempo comprendido, pero nada dice de la intensidad de ese evento, por lo que basados en los resultados de este trabajo se puede decir que los eventos extremos en México están siendo menos frecuentes, pero más intensos.

Bibliografía

- Abraira, V. (2002). Desviación estándar y error estándar. *SEMERGEN*.
- Allan, P. R., & Soden, J. B. (7 de August de 2008). Atmospheric Warming and the Amplification of Precipitation Extremes. *Science*, 321, 1481-1484.
- Allen, M. R., & Ingram, W. J. (2002). Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature*, 224-232.
- Allen, M. R., & Smith, L. A. (1997). Optimal filtering in singular spectrum analysis. *Physics Letters A*.
- Aristizábal, E., & Yokota, S. (Julio de 2006). Geomorfología aplicada a la ocurrencia de deslizamientos en el Valle de Aburra. *Dyna*, 73(149), 5-16.
- Arreguín Cortés, F. I., López Pérez, M., Rodríguez López, O., & Montero Martínez, M. J. (2015). *Atlas de vulnerabilidad hídrica en México ante cambio climático*. Jiutepec, Morelos: Instituto Mexicano de Tecnología del Agua.
- Arriaga, L., & Gómez, L. (2004). Posibles efectos del cambio climático en algunos componentes de la biodiversidad de México. En J. Martínez, A. Fernández, & (compiladores), *Cambio climático: una visión desde México* (pág. 523). México: SEMARNAT-INE.
- Ávila Parra, K., & Vide, J. M. (2013). Análisis estadístico de los eventos extremos de precipitación en la zona centro y sur de Chile continental. *Cuadernos Geográficos*, núm. 52, 69-83.
- Balakrishnan, N., & Chan, P. (1998). On the normal record values and associated inference. *Statistics & Probability Letters*, 73-80.
- Ballerini, R., & Resnick, S. (1987). Records in the Presence of Linear Trend. *Advances in Applied Probability*.
- Bartlett, M. (1966). *Stochastic Processes*. Cambridge Univ. Press.
- Bates, B. K. (2008). *El Cambio Climático y el Agua. Documento técnico del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático*. Ginebra: Secretaría del IPCC.
- Benestad, R. (2003). How often can we expect a record event? *Clim Res*, 3-13.
- Benestad, R. (2004). Record-values, nonstationarity tests and extreme value distribution. *Global and Planetary Change*, 11-26.
- Benestad, R., Nychka, D., & Mearns, L. (2012). Specification of wet-day daily rainfall quantiles from the mean value. *Tellus A*.

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

- Beniston, M., & Stephenson, D. (2004). Extreme climatic events and their evolution under changing climatic condition. *Global and Planetary Change*(44), 1-9.
- Berg, P., & Hearer, J. (2011). Unexpected increase in precipitation intensity with temperature - A result of mixing of precipitation types? *Atmospheric Research*.
- Berg, P., Moseley, C., & Haerter, J. (2013). Strong increase in convective precipitation in response to higher temperatures. *Nature Geoscience*.
- Berger, A., & Loutre, M. F. (23 de Agosto de 2002). An exceptionally long interglacial ahead? *SCIENCE*, 297, 1287-1288.
- Bitrán, D., Norlang, A., & Cambranis, R. (. (2004). *Impacto Socioeconómico de los principales desastres ocurridos en la República Mexicana en el año 2003*. México: SEGOB-CENAPRED.
- Bustamante, A., & Varela, D. (2007). Patrones espaciales y temporales de variabilidad climática en campos de presión y viento sobre 56 puntos de grilla en Colombia. *Revista de Investigación*, 177-190.
- Chapela, G. (2004). Lucha contra la desertificación y lucha contra el calentamiento global. En J. & Martínez, *Cambio Climático: una visión desde México* (pág. 523). México: SEMARNAT-INE.
- Chatfield, C. (1975). *The Analysis of Time Series: Theory and Practice*.
- Chow, V., Maidment, D., & Mays, L. (1994). *Hidrología aplicada*. Santafé de Bogotá: McGRAW-HILL INTERAMERICANA, S.A.
- CICESE. (2018 de 01 de 2018). Obtenido de <http://clicom-mex.cicese.mx/>
- CONAGUA. (Octubre de 2014). <https://www.gob.mx/>. Obtenido de https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/99961/PMPMS_CC_R_os_Grijalva_y_Usumacinta.pdf
- CONAGUA. (2014). *Programa de Medidas Preventivas y de Mitigación de la Sequía: Consejo de Cuenca Ríos Grijalva y Usumacinta*. México: SEMARNAT-CONAGUA.
- Conde, C., & Saldaña, S. (2003). Cambio climático en América Latina y el Caribe: Impactos, vulnerabilidad y adaptación. *Ambiente y Desarrollo*, 23-30.
- Contreras, D., & Escolano, J. (1984). El análisis espectral como instrumento para detectar estacionalidad. *Estadística Española*(104), 101-144.
- Cornwall, C. (2008). La verdad sobre el calentamiento global. *Selecciones Readers's Digest*, 37-43.
- Coumou, D., & Rahmstorf, S. (2012). A decade of wether extremes. *Nature Climate Change*, 491-496.

- Coumou, D., Robinson, A., & Rahmstorf, S. (2013). Global increase in record-breaking monthly-mean temperatures. *Climatic Change*, 771-782.
- DeGroot, M. (1988). *Probabilidad y Estadística*. Addison-Wesley Iberoamericana.
- Deng, C. (March de 2014). Time Series Decomposition Using Singular Spectrum Analysis (Tesis de Maestría). United States: East Tennessee State University.
- Deser, C., Phillips A, B. V., & Teng, H. (2010). Uncertainty in climate change projections: the role of internal variability. *Clim Dyn*.
- Dessler, A. E., Zhang, Z., & Yang, P. (2008). Water-vapor climate feedback inferred from climate fluctuations. *Geophys. Res. Lett*.
- DOF. (2014). *Programa Especial de Cambio Climático 2014-2018*. México. Obtenido de http://dof.gob.mx/nota_detalle.php?codigo=5342492&fecha=28/04/2014
- Everitt, B. (2002). *The Cambridge Dictionary of Statistics*. Cambridge University Press.
- Fernández, A., Zavala, H., Romero, R., Conde, C., & Trejo, I. (2015). *Actualización de los escenarios de cambio climático para estudios de impactos, vulnerabilidad y adaptación en México y Centroamérica*. UNAM-UNIATMOS-INECC.
- Fernández, E. A., Zavala, H. J., Romero, C. R., Conde, Á. A., & Trejo, V. R. (2015). *Actualización de los escenarios de cambio climático para estudios de impactos, vulnerabilidad y adaptación*. Centro de Ciencias de la Atmósfera, Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto Nacional de Ecología y Cambio Climático, Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales.
- Franke, J., Wergen, G., & Krug, J. (2010). Records and sequences of records from random variables with a linear trend. *Journal of Statistical Mechanics*.
- García-Cabrejo, O., & Moreno-Sánchez, G. (2006). Sobre la Utilización del Análisis de Fourier, Análisis Espectral Singular y Redes Neuronales Artificiales en Estratigrafía. Parte 1: Teoría y Caso Sintético. *Geología Colombiana*, 105-120.
- Garduño, R. (1998). *El veleidoso clima*. México: FCE-SPE-CONACYT.
- Garduño, R. (2004). ¿Qué es el efecto invernadero? En A. Fernández Bremauntz, J. Martínez, & P. (. Osnaya Ruiz, *Cambio Climático: una visión desde México* (págs. 29-39). México: Instituto Nacional de Ecología. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales.

- Garnica, P. R., & Alcántara, A. I. (Diciembre de 2004). Riesgo por inundación asociados a eventos de precipitación extraordinaria en el curso bajo del río Tecolutla, Veracruz. *Investigaciones Geográficas (Mx)*(55), 23-45.
- Gay, C., & Estrada, F. (2007). Cambio Climático en México. *Centro de Ciencias de la Atmosfera-UNAM*, 31.
- Ghil, M., Allen, M. R., Dettinger, M. D., Ide, K., Kondrashov, D., Robertson, A. W., . . . Yiou, P. (2002). Advanced spectral methods for climatic time series. *Reviews Of Geophysics*.
- Giorgi, F., & Mearns, L. O. (2002). Calculation of Average, Uncertainty Range, and Realiability of Regional Climate Changes from AOGCM Simulations via the "Reliability Ensemble Averaging" (REA) Method. *American Meteorological Society*.
- Glick, N. (January de 1978). Breaking Records and Breaking Boards. *The American Mathematical Monthly*, 85(1), 2-26.
- Golyandina, N., Nekrutkin, V., & Zhigljavsky, A. A. (2001). *Analysis of Time Series Structure: SSA and Related Techniques*. United State of America: Chapman & Hall/CRC.
- Greenpeace. (2010). *México ante el cambio climático: Evidencias, impactos, vulnerabilidad y adaptación*. México: Greenpeace México.
- Greenpeace. (2017). *Greenpeace México*. Obtenido de <http://www.greenpeace.org/mexico/es/Campanas/Energia-y-cambio-climatico/>
- Griffiths, G., Chambers, L., Haylock, M., Manton, M., Nicholls, N., Baek, H.-J., . . . Zhai, P. (2005). Change in mean temperature as a predictor of extreme temperature change in the Asia-Pacific region. *Interntional Journal of Climatology*, 1300-1330.
- Grinstead, C. M., & Laurie, S. J. (1997). *Introduction to Probability*. American Mathematical Society.
- Groisman, P., Karl, T., Easterling, D., Knight, R., Jamason, P., Hennessy, K., . . . Zhai, P. (1999). Change in probability of extree precipitation: important indicators of climate change. *Climatic Change*, 243-283.
- Gurland, J., & Tripathi, R. C. (Octubre de 1971). A Simple Approximation for Unbiased Estimation of the Standar Desviation. *The American Statistician*, 25(4), 30-32.
- Hartmann, D. L. (2010). *Global Physical Climatology*. Estados Unidos de América: Academic Press.

- Ibarrarán, M. E., & Rodríguez, M. (2007). *Estudio sobre Economía del Cambio Climático en México*. México: Instituto Nacional de Ecología - Universidad Iberoamericana.
- IMTA. (2007). *Determinación de periodos de sequía y lluvia intensa en diferentes regiones de México ante escenarios de cambio climático*. Jiutepec, Morelos: Informe Final. IMTA.
- INECC. (11 de Noviembre de 2017). *Instituto Nacional de Ecología y Cambio Climático*. Obtenido de <http://www2.inecc.gob.mx/publicaciones2/libros/402/cuencas.html>
- Ingram, W. (2002). On the robustness of the water vapor feedback: Gen vertical resolution and formulation. *J Clim*, 1917-1921.
- IPCC. (2007). *Cambio Climático 2007: Informe de síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Cuarto Informe de evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático*. Ginebra, Suiza: IPCC.
- Jaramillo, V. J. (2004). El ciclo global del carbono. En J. Martínez, & A. Fernández Bremauntz, *Cambio Climático: una visión desde México*. México: SEMARNAT-INE.
- Jenkins, & Watts. (1968). *Spectral analysis of time series*. Holden Day.
- Jones, P., Horton, E., Folland, C., Hulme, M., Parker, D., & Basnett, T. (1999). The use of indices to identify changes in climatic extremes. *Climatic Change*, 131-149.
- Karl, T., & Knight, R. (1998). Secular trends of precipitation amount, frequency and intensity in the USA. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 231-242.
- Klein Tank, A., & Könen, G. (2003). Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946-99. *Journal of Climate*, 3665-3680.
- Kottegoda, N. T. (1980). *Stochastic Water Resource*.
- Lehmann, J., Coumou, D., & Frieler, K. (2015). Increased record-breaking precipitation events under global warming. *Climatic Change*, 501-515.
- Lozano García, M. S. (2004). El cambio climático global: comprender el problema. En J. Martínez, & A. Fernández, *Cambio Climático: Una visión desde México* (págs. SEMARNAT-INE). México.
- Magaña Rueda, V. O. (2004). El cambio climático global: comprender el problema. En J. Martínez, A. Fernández, & c. c. Osnaya, *Cambio climático: una visión desde México*. México: Instituto Nacional de Ecología. Secretaria del Medio Ambiente y Recursos Naturales.

- Magaña, V., Matías, J., Morales, R., & Millán, C. (2004). Consecuencias presentes y futuras de la variabilidad y el cambio climático en México. En J. Martínez, & V. Fernández, *Cambio climático: una visión desde México* (pág. 523). México: SEMARNAT-INE.
- Manton, M., Della-Marta, P., Haylock, M., Hennesy, K., Nicholls, N., Chambers, L., . . . Yee, D. (2001). Trends in extreme daily rainfall and temperature in southeast Asia and the south Pacific: 1961-1998. *International Journal of Climatology*, 269-284.
- Martínez, A. P. (2008). *Efectos del cambio climático en los recursos hídricos de México*. (Vol. II). (P. F. Martínez, & A. Chávez, Edits.) Jiutepec: Instituto Mexicano de Tecnología del Agua.
- Martínez, M., & Mari, M. (2008). *La distribución Normal*. Universidad Politécnica de Valencia.
- Martínez, P., & Irula, F. (2016). Tendencia de precipitación y cambio climático en la cuenca del río Conchos, México. *Aqua-LAC*.
- Matías Ramírez, L. G., Oropeza Orozco, O., Lugo HubP, J., Cortez Vázquez, M., & Jáuregui Ostos, E. (2007). Análisis de las principales causas de las inundaciones de septiembre de 2003 en el sur del estado de Guanajuato, México. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía*, 7-25.
- Matías, R. L., Oropeza, O. O., Lugo, H. J., Cortez, V. M., & Jáuregui, O. E. (2007). Análisis de las principales causas de las inundaciones de septiembre de 2003 en el sur del estado de Guanajuato, México. *Cuadernos Geográficos*. (64), 7-25.
- Mearns, L., Katz, R., & Schneider, S. (1984). Extreme High-Temperature Events: Change in their Probabilities with Changes in Mean Temperature. *American Meteorological Society*, 1601-1613.
- Meehl, G. A., Washington, W. M., Ammann, C. M., Arblaster, J. M., Wigley, T., & Tebaldi, C. (2004). Combinations of Natural and Anthropogenic Forcings in Twentieth-Century Climate. *American Meteorological Society*, 3721-3727.
- Meehl, G., Karl, T., Easterling, D., Changnon, S., Pielke, R., Changnon, D., . . . Zwiers, F. (2010). An introduction to trends in extremes weather and climate events: Observation, socioeconomic impacts, terrestrial ecological impacts, and model projections. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 413-416.
- Meehl, G., Tebaldi, C., Walton, G., Easterling, D., & McDaniel, L. (2009). Relative increase of record high maximum temperatures compared to record low minimum temperatures in the US. *Geophys Res Lett*.

- Mendoza, M., Villanueva, E., & Maderey, L. (2004). Vulnerabilidad en el recurso agua de las zonas hidrológicas ante el cambio climático global. En J. Martínez, & A. Fernández, *Cambio climático: una visión desde México* (pág. 523). México: SEMARNAT-INE.
- Molnar, P., Fatichi, S., Gáal, L., Szolgay, J., & Burlando, P. (2015). Storm type effects on super Clausius-Clapeyron scaling of intense rainstorm properties with air temperature. *Hydrology and Earth System Sciences*.
- Muñoz-Arreola, F., Avissar, R., Zhu, C., & Lettenmaier, D. (2009). Sensitivity of the water resources of Rio Yaqui Basin, Mexico, to agriculture extensification under multiscale climate conditions. *Water Resources Research*, 45. doi:10.1029/2007WR006783
- Murray, F. (1967). On the computation of saturation vapour pressure. *J. Applied Meteorology*, 203-204.
- Naciones Unidas. (1992). *Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático*. Autor. Obtenido de <http://unfccc.int/resource/docs/convkp/convsp.pdf>:
<http://unfccc.int/resource/docs/convkp/convsp.pdf>
- NatGeo. (2010). *Reporte Especial AGUA*.
- Nicholls, N., & Murray, W. (1999). Workshop on Indices and Indicators for Climate Extremes, Asheville, NC, USA, 3-6 June 1997 - Breakout Group B: Precipitation. *Climatic Change*(42), 23-29.
- NOAA. (08 de 01 de 2018). *National Oceanic and Atmospheric Administration*. Obtenido de <http://www.noaa.gov/news/noaa-2017-was-3rd-warmest-year-on-record-for-globe>
- NOAA, N. O. (2010). *State of the climate: global analysis for annual 2010*. Publicación Online. Obtenido de <http://www.ncdc.noaa.gov/sotc/global/201013>
- Ochoa, M. C., Welsh, R. C., Bonilla, J. E., & Morales, M. M. (2013). *Fuente de información sobre eventos hidrometeorológicos extremos en Veracruz de Ignacio de la Llave*. INEGI.
- O'Gorman, P. A., & Muller, C. J. (2010). How closely do changes in surface and column water vapor follow Clausius-Clapeyron scaling in climate-change simulations? *Environ. Res. Lett.*, 5(2).
- Olmo, M., & Nave, R. (20 de 01 de 2018). *Hyperphysics*. Obtenido de <http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbasees/quantum/phase.html>
- Osborn, T., Hulme, M., Jones, P., & Basnett, T. (2000). Observed trends in the daily intensity of United Kingdom precipitation. *International Journal Climatology*, 347-364.

- Pall, A., Allen, M., & Stone, D. (2006). Testing the Clausius-Clapeyron constraint on changes in extreme precipitation under CO₂ warming. *Climate Dynamics*, 351-363.
- Rahmstorf, S., & Coumou, D. (2011). Increase of extreme events in a warming world. *Proc Natl Acad Sci USA*, 17905-17909.
- República, G. d. (2014). *Versión de Difusión del Programa Especial de Cambio Climático 2014-2018 (PECC 2014-2018)*. México.
- Rincón, L. (2011). *Introducción a los Procesos Estocásticos*. México, D.F.: UNAM.
- Rocha, F. (05 de 09 de 2017). INECC. Obtenido de http://www.inecc.gob.mx/descargas/cuencas/cong_nal_06/tema_02/07_fernando_rocha.pdf
- Romo, S. J. (2009). Impacto del cambio climático en la producción de alimentos. *Foro Latinoamericano de la Ingeniería al Mejoramiento del Medio Ambiente*. México: SAGARPA.
- Ruiz, C. (05 de 08 de 2017). *Universidad Politécnica de Cartagena*. Obtenido de http://www.dmae.upct.es/~mcruiz/Telem06/Teoria/apuntes_procesos.pdf
- Ruíz, F., Barón, F., Sánchez, E., & Parras, L. (07 de Diciembre de 2017). Obtenido de <http://virtual.uptc.edu.co/ova/estadistica/docs/libros/ftp.bioestadistica.uma.es/libro/>
- Santiago Lastra, J. A., López Carmona, M., & López Mendoza, S. (septiembre-diciembre de 2008). Tendencias del cambio climático global y los eventos extremos asociados. *Ra Ximhai*, 4(3), 625-633.
- Santiago Lastra, J., López Carmona, M., & López Mendoza, S. (septiembre-diciembre de 2008). Tendencias del cambio climático global y los eventos extremos asociados. *Ra Ximhai*, 4(3), 625-633.
- Särndal, C.-E., Swensson, B., & Wretman, J. (1992). *Model Assisted Survey Sampling*. Springer-Verlag.
- Scheuren, F. (2005). What is a Margin of Error. En F. Scheuren, *Whta is a Survey??* Washington, D.C.: American Statistical Association.
- Semarnat. (2009). *Cambio climático. Ciencia, evidencia y acciones*. México.
- SEMARNAT. (2012). *Adaptación al cambio climático en México: Visión, elementos y criterios para la toma de desiciones*. México, D.F.: INECC-SEMARNAT.
- Shepard, D. (1984). Computer mapping: The SYMAP interpolation algorithm. En G. Gaile, & C. Willmont, *Spatial Statics and Models* (págs. 133-145). Springer-Science+Business Media, B.V.

- Singleton, A., & Toumi, R. (2013). Super-Clausius-Clapeyron scaling of rainfall in a model squall line. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 334-339.
- Skolnik, S. (2011). U.S summer heat records continue overwhelming cold records by over 8:1. Obtenido de <http://capitalclimate.blogspot.mx/2011/07/us-summer-heat-records-continue.html>
- Stocker, T., Qin, D., Plattner, G.-K., Alexander, L., Allen, S., Bindoff, N., . . . Forster, P. (2013). Resumen Técnico. En T. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. Allen, J. Boschung, . . . P. Midgley, *Cambio Climático 2013. Bases físicas. Contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre Cambio Climático*. Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América: Cambridge University Press.
- Suppiah, R., & Hennessy, K. (1998). Trends in total rainfall, heavy rain events and number of dry days in Australia. *International Journal Climatology*, 1141-1164.
- Tetens, O. (1930). Über einige meteorologische Begriffe. *Z. Geophys*, 207-309.
- Threnberth, K. E. (2012). Framing the way to relate climate extremes to climate change. *Climatic Change*, 283-290.
- Tierramérica. (2010). *América Latina ante los efectos irreversibles de un planeta más caliente Primer Informe Regional sobre Cambio Climático*. IPS, PNUD, PNUMA y el Banco Mundial.
- Trenberth, K. E. (1999). Conceptual framework for changes of extremes of the hydrological cycle with climate change. *Climatic Change*, 327-339.
- Trenberth, K. E. (2012). Framing the way to relate climate extremes to climate change. *Climatic Change*.
- Triola, M. F. (2004). *Estadística*. Pearson.
- Tudela, F. (2004). México y la participación de países en desarrollo en el régimen climático. En J. Martínez, & A. B. Fernández, *Cambio climático: un visión desde México* (pág. 523). México: SEMARNAT-INE.
- Varady, Robert, G., Scott, C. A., Garfin, G. M., & Wilder, M. (2009). Adaptación al cambio climático en América Latina y el Caribe: el sector hídrico. *IAI Newsletter, Issue*, 1-2009.
- Vázquez Aguirre, J. L. (2010). *Guía para el cálculo y uso de índices de cambio climático en México*. México, D.F.: SEMARNAT-INE.
- Vazquez, J. (2010). *Guía para el cálculo y uso de índices de Cambio Climático en México*. México, D. F.: INE-SEMARNAT.

Análisis de tendencia de eventos extremos de precipitación en México

- Velasco, I. (2012). *Sequía y cambio climático en México*. Jiutepec, Morelos: 160.
- Villers, L., & Trejo, I. (2004). Evaluación de la vulnerabilidad en los ecosistemas forestales. En J. Martínez, & A. Fernández, *Cambio climático: una visión desde México* (pág. 523). México: INE-SEMARNAT.
- Wasserman. (2004). *All of Statistics: A Concise Course in Statistical Inference*. Springer.
- Zhu, C., & Lettenmaier, D. P. (2007). -Long-Term Climate and Derived Surface Hydrology and Energy Flux Data for Mexico: 1925-2004. *Journal of Climate*, 20, 1936-1946. doi:10.1175/JCLI4086.1
- Zúñiga, P. (2007). Protección civil y desastres naturales. *Seminarios de protección civil y desastres inducidos por fenómenos naturales. Memorias*, 25-37.
- Zwiers, F., Hegerl, G., Min, S.-K., & Zhang, X. (2012). Explaining extreme events of 2011 from a Climate perspective. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1041-1067.