

TESIS DEFENDIDA POR
Sarahí Arriaga Ramírez
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ

Dra. María Tereza Cavazos Pérez
Director del Comité

Dr. Alexander Gershunov
Miembro del Comité

Dr. Julio Sheinbaum Pardo
Miembro del Comité

Dr. Rogelio Vázquez González
Miembro del Comité

M.C. Alejandro Hinojosa Corona
Miembro del Comité

Dr. Jesús Manuel Figueroa Rodríguez
*Coordinador del programa de posgrado
en Oceanografía Física*

Dr. David Hilario Covarrubias Rosales
Director de Estudios de Posgrado

06 de noviembre de 2008

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA**



**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS
EN OCEANOGRAFÍA FÍSICA**

**Tendencias observadas de extremos de precipitación en el noroeste de
México y suroeste de Estados Unidos y proyecciones bajo condiciones de
cambio climático**

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
MAESTRO EN CIENCIAS

Presenta:

Sarahí Arriaga Ramírez

Ensenada, Baja California, México, noviembre de 2008.

RESUMEN de la tesis de **Sarahí Arriaga Ramírez**, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS en Oceanografía Física. Ensenada, Baja California, México. Noviembre de 2008.

Tendencias observadas de extremos de precipitación en el noroeste de México y suroeste de Estados Unidos y proyecciones bajo condiciones de cambio climático

El área de estudio de esta tesis es el noroeste de México y el suroeste de Estados Unidos que se caracteriza por climas áridos y semiáridos con tres regiones diferenciadas por su precipitación. La región de clima mediterráneo, al oeste, presenta lluvias principalmente en invierno cuando el anticiclón semipermanente del Océano Pacífico subtropical se debilita y permite la entrada de sistemas convectivos y frentes. Al oriente se encuentra una región influenciada por el monzón de América del Norte en donde la mayor parte de la precipitación se registra durante el verano. Entre estas dos regiones se localizan los desiertos de Vizcaíno y Sonora/Arizona donde llueve muy poco durante todo el año.

Recientemente el Panel Intergubernamental para el Cambio Climático (IPCC) reportó que el cambio climático podría afectar de manera gradual el promedio de las variables climatológicas y/o aumentar la variabilidad de eventos extremos. Investigar los eventos de precipitación extrema en la región de estudio es de suma importancia debido al gran impacto que causan a la sociedad. En esta tesis se analizan las tendencias regionales de 11 índices de precipitación extrema anual y estacional en el periodo 1960-1998, a partir de 184 estaciones meteorológicas. Además, con el objetivo de investigar la habilidad de tres modelos de circulación global del IPCC (UKMO-HadCM3, CNRM-CM3 y NCAR-CCSM3) para simular el clima del siglo XX se realizó un análisis de validación de métricas para el periodo 1960-2000 en la región del monzón. Posteriormente se analizaron las proyecciones de cambio climático de los tres modelos durante el siglo XXI en toda la región de estudio para dos escenarios de emisiones de gases de efecto invernadero (A2 y B1).

Los resultados de las tendencias de precipitación extrema observada en la región del monzón muestran un incremento significativo en la precipitación a escala anual y de verano debida a eventos mayores al percentil 95 (R95p). Por otra parte, los análisis de validación indican que de los tres modelos globales utilizados el UKMO-HadCM3 simuló mejor las características del clima observado en esta región. En general los modelos proyectan incrementos en la temperatura anual para el siglo XXI y sugieren que el calentamiento será mayor en el continente que sobre el océano. Sin embargo, los modelos no muestran un acuerdo en el signo del cambio proyectado en la precipitación anual y de verano en la región del monzón para el siglo XXI.

Resumen aprobado por:

Dra. María Tereza Cavazos Pérez
Directora de Tesis

Palabras Clave: Extremos de precipitación, modelos de circulación global, proyecciones de cambio climático, monzón de América del Norte.

ABSTRACT of the thesis presented by **Sarahí Arriaga Ramírez** as a partial requirement to obtain the MASTER OF SCIENCE degree in Physical Oceanography. Ensenada, Baja California, México. Noviembre de 2008.

Observed trends in extreme precipitation events on northwestern Mexico and southwestern United States and climate change scenarios.

Northwestern Mexico and the Southwestern United States are characterized by arid and semiarid climates with three regions clearly differentiated by their annual precipitation. The mediterranean-climate region, to the west, presents mainly winter precipitation when the semipermanent anticyclone located on the Subtropical Pacific Ocean weakens allowing the entrance of frontal and convective systems. The eastern region is mainly influenced by the North American monsoon system, where most of the precipitation occurs during the summer. Between these two regions are located the Vizcaino and Sonora/Arizona Deserts where precipitation is low through the year.

Recently the Intergovernmental Panel on Climate Change reported that climate change would produce a gradual change in the mean climatological variables and/or an increment in the variability of extreme events. Analyzing precipitation extremes in the study area is very important due to their societal impacts. In this thesis regional trends in 11 extreme precipitation indexes are analyzed at annual and seasonal scales during 1960-1998 in 184 meteorological stations. To evaluate the ability of three general circulation models from the IPCC (UKMO-HadCM3, CNRM-CM3 and NCAR-CCSM3) to simulate the climate of the XX century, an analysis of metrics for the monsoon region during 1960-2000 was performed. Climate change projections of the three models were analyzed for the XXI century for two greenhouse gas emission scenarios (A2 and B1) over the entire region.

The results of the trend analysis for the monsoon region show a significant increment in the observed annual and summer extreme precipitation events larger than the 95th percentile (R95p). The validation of metrics suggests that, among the three models analyzed, the UKMO-HadCM3 was the best to reproduce the observed climate in the region. In general, the models project increments in the annual temperature during the XXI century and suggest a larger warming over the land than over the ocean. However, the three models disagree on the projected sign of the change of annual and summer precipitation over the monsoon region.

Keywords: Extreme events of precipitation, global circulation model, climate change, North American monsoon.

Dedicatorias

A mis padres y mi hermano, porque es imposible enumerar todo el agradecimiento que tengo con ustedes a través de la vida. Ahora que soy madre reconozco más que antes el esfuerzo que han hecho por lograr el bienestar de la familia. Espero que fortalezcamos siempre el vínculo de amor que nos tenemos.

A Víctor porque nos hemos acompañado en esta etapa de la vida, en todos los aspectos y por sobre todas las cosas. Me sorprendes cuando te redescubro cada día, tu sed de conocimiento me ha llevado a conocer más de lo que habría hecho sin ti. Me has dado muchos de los recuerdos más bellos en la vida pero sé que aun hay una infinidad de momentos lindos que juntos viviremos.

A mi hija Aztli, porque llegaste a complementar totalmente mi vida y porque cada segundo contigo es lo más bello y valioso. La experiencia de tenerte a mi lado ha sido la más significativa en mi vida.

Agradecimientos

- Al Comité de tesis por los conocimientos que me transmitieron y las sugerencias aportadas, además porque siempre estuvieron dispuestos a resolver mis dudas.
- A la persona que me guió con paciencia y siempre se esforzó a lo largo de la elaboración de este trabajo. Con quien fue un honor pero además un placer trabajar. A la maestra, la amiga y casi una hermana: Tereza Cavazos.
- Al CONACyT por el apoyo económico brindado a través de la beca otorgada para cursar esta maestría.
- Al proyecto UCMexus-Conacyt 2005 por el apoyo económico brindado para realizar esta tesis.
- A la NOAA/OGP mediante el acuerdo cooperativo NA03OAR4310062 UW/CICESE por el apoyo económico brindado para realizar esta tesis.
- Al Posgrado en Oceanografía Física del CICESE por el apoyo económico brindado.
- A la Dirección de Estudios de Posgrado del CICESE por el apoyo económico brindado.
- A los responsables de haber creado y mantener la base de datos *Daily Global Historical Climatology Network* (GHCN-Daily) puesto que para esta tesis dispusimos de sus datos de precipitación diaria del siglo XX.
- Al Panel Intergubernamental para el Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés) ya que a través del CMIP3 se pudo disponer de los datos de modelos de circulación global utilizados en esta tesis.

CONTENIDO

	Página
I. INTRODUCCIÓN.....	1
<i>1.1 Motivación y antecedentes.....</i>	<i>1</i>
<i>1.2 Objetivos.....</i>	<i>5</i>
I.2.1 Objetivos generales.....	5
I.2.2 Objetivos particulares.....	5
 II. TENDENCIAS EN EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITACIÓN OBSERVADA.....	 6
<i>II.1 Introducción.....</i>	<i>6</i>
<i>II.2 Área de estudio.....</i>	<i>8</i>
<i>II.3 Datos.....</i>	<i>8</i>
II.3.1 Regionalización de la precipitación mensual.....	11
<i>II.4 Extremos de precipitación observada.....</i>	<i>15</i>
II.4.1 Tendencias observadas de extremos de precipitación.....	16
II.4.1.1 Tendencia de los extremos de precipitación a escala anual.....	16
II.4.1.2 Tendencia de los extremos de precipitación durante el verano.....	20
II.4.1.3 Tendencia de los extremos de precipitación durante el invierno...	23
<i>II.5 Conclusiones.....</i>	<i>26</i>
 III. MODELOS DE CIRCULACIÓN GLOBAL (MCG)	 28
<i>III.1 Introducción.....</i>	<i>28</i>
<i>III.2 Características de los 3 MCG utilizados en esta tesis.....</i>	<i>31</i>
 IV. VALIDACIÓN DE TRES MCG Y SUS PROYECCIONES DE CAMBIO CLIMÁTICO PARA EL MONZÓN DE AMÉRICA DEL NORTE.....	 37
<i>IV.1 Introducción.....</i>	<i>37</i>
<i>IV.2 Datos.....</i>	<i>40</i>
IV.2.1 Datos Observados.....	40
IV.2.2 Datos de los tres MCG utilizados.....	41
<i>IV.3 Validación de los MCG durante 1960-2000.....</i>	<i>41</i>
IV.3.1 Validación anual.....	42
IV.3.2 Validación de verano (JJA).....	49
IV.3.3 Validación de veranos extremos.....	55
<i>IV.4 Proyecciones climáticas para el siglo XXI.....</i>	<i>62</i>
<i>IV.5 Cambios en la frecuencia de años extremos de precipitación.....</i>	<i>69</i>
<i>IV.6 Cambios en la distribución normal de precipitación total anual y de verano en la zona del monzón</i>	<i>72</i>
<i>IV.7 Conclusiones.....</i>	<i>76</i>

CONTENIDO (continuación)

	Página
V. CONCLUSIONES Y PROPUESTAS DE TRABAJO A FUTURO.....	79
Literatura citada	83

LISTA DE FIGURAS

<i>Figura</i>		Página
1	Estaciones meteorológicas en la región de estudio tomadas de la base de datos del GHCN utilizadas para el cálculo de las tendencias en eventos extremos de precipitación diaria. Periodo utilizado: 1960-1998. Los contornos sombreados representan la topografía.	10
2	Porcentaje de estaciones meteorológicas en la región de estudio con más de 75% de datos en el periodo 1960-1998.	11
3	Regionalización del área de estudio basada en un análisis de componentes principales. Se muestra el nombre de cada región y las estaciones que las conforman con asteriscos, a excepción de la región del monzón (MON1 con triángulos y MON2 con círculos). Los contornos sombreados representan la topografía.	14
4	Mapa: Índices anuales de precipitación extrema con tendencias estadísticamente significativas al 90% (*) y al 95% (**). El signo más (menos) indica tendencia positiva (negativa). Ver Tabla I para definición de índices. Abajo: Anomalías regionales del índice de precipitación anual debida al percentil 95 (R95p) y tendencia (línea recta) en la región MON1, a la izquierda, y la región ANM, a la derecha.	19
5	Mapa: Similar a la Figura 4, pero para verano con los meses JJASO. Abajo: Anomalías regionales del índice de precipitación de verano (junio-octubre) debidas a los percentiles 95 (R95p, izquierda) y 99 (R99p, derecha) en la región MON1 y tendencia (línea recta).	22
6	Mapa: Similar a la Figura 4, pero para la estación invernal con los meses NDEFM. Abajo: Anomalías regionales y tendencia (línea recta) en el índice de precipitación de invierno debida al percentil 95 (R95p, izquierda) en la región ANM y el número de días con precipitación mayor a 10 mm (R10mm, derecha) en la región CAL.	25

LISTA DE FIGURAS (continuación)

<i>Figura</i>		Página
7	Las cuatro familias de escenarios socio-económicos y de emisión de aerosoles del IPCC se ilustran como ramas de un árbol bidimensional. Las dos dimensiones indican la orientación relativa de los diferentes escenarios hacia intereses económicos o ambientales y hacia patrones de desarrollo globales o regionales. Los escenarios A proyectan mayor crecimiento económico y poblacional (emisiones altas), mientras que los escenarios B proyectan un crecimiento poblacional, pero con un uso más eficiente de los recursos (emisiones bajas). Tomada de http://www.grida.no/climate/ipcc/emission/090.htm .	33
8	Gráfica izquierda: Emisiones mundiales de GEI (CO ₂ -eq) en ausencia de políticas climáticas: seis escenarios (líneas de color), junto con el percentil 80 de escenarios recientes publicados desde el Informe Especial del IPCC sobre escenarios de emisiones (IEEE) (área sombreada en gris). Las líneas de trazos representan la totalidad de los escenarios post IEEEE. Las emisiones abarcan los gases CO ₂ , CH ₄ , N ₂ O y F. Gráfica derecha: las líneas continuas representan promedios mundiales multimodelo del calentamiento en superficie para los escenarios A2, A1B y B1, representados como continuación de las simulaciones del siglo XX. Estas proyecciones reflejan también las emisiones de GEI y aerosoles de corta permanencia. La línea rosa no es un escenario, sino que corresponde a simulaciones de MCGAO en que las concentraciones atmosféricas se mantienen constantes en los valores del año 2000. Las barras de la derecha indican la estimación óptima (línea continua dentro de cada barra) y el intervalo probable evaluado para los seis escenarios testimoniales IEEEE en el período 2090-2099. Todas las temperaturas corresponden al período 1980-1999. Tomada del Informe de Síntesis del AR4 (IPCC, 2007).	35
9	Región de estudio elegida para este capítulo en la cual el monzón de América del Norte tiene gran influencia. Con puntos se muestran las estaciones meteorológicas tomadas de la base de datos del GHCN utilizadas. Los contornos sombreados representan la topografía.	38

LISTA DE FIGURAS (continuación)

<i>Figura</i>		Página
10	Promedio móvil de 5 años de las anomalías de la temperatura anual (°C) en la zona del monzón del NCEPr (observadas) y de dos modelos globales: CNRM-CM3 y UKMO-HadCM3. Periodo 1960-2000.	42
11	Promedio anual de temperatura observada de la base de datos del Reanálisis del NCEP (NCEPr) comparada con la simulada por dos MCG: UKMO-HadCM3 y CNRM-CM3. Periodo 1961-1990.	43
12	Precipitación anual (mm) observada en la zona del monzón de las estaciones GHCN y las mallas del NARR, CPC y UDel. Periodo 1960-2000.	44
13	Precipitación anual (mm) en la zona del monzón de la malla observada del CPC y la simulada por el CNRM-CM3, UKMO-HadCM3 y NCAR-CCSM3. Periodo 1960-2000.	45
14	Climatología de la precipitación total anual a partir de datos observados (NARR) y de las simulaciones del UKMO-HadCM3, CNRM-CM3 y NCAR-CCSM3. Periodo 1979-2000. Nota: El límite superior es mayor que el indicado en la barra de colores.	46
15	Ciclo anual de precipitación promedio observada en la zona del monzón de las estaciones GHCN y de las mallas CPC y Udel. Periodo 1961-1990.	47
16	Ciclo anual de precipitación en la zona del monzón de la base de datos del CPC y de los tres modelos globales utilizados en esta tesis UKMO-HadCM3, CNRM-CM3 y NCAR-CCSM3. Periodo 1961-1990.	48
17	Precipitación promedio (mm) observada de verano (JJA) en la zona del monzón de las estaciones del GHCN y las mallas del NARR, CPC y Udel. Periodo 1960-2000.	49
18	Precipitación promedio (mm) de JJA en la zona del monzón de la malla observada del CPC y de las simulaciones del CNRM-CM3, UKMO-HadCM3 y NCAR-CCSM3. Periodo 1960-2000.	50

LISTA DE FIGURAS (continuación)

<i>Figura</i>		Página
19	Precipitación promedio (mm) de JJA de los datos observados (NARR) y de las simulaciones del UKMO-HadCM3, CNRM-CM3 y NCAR-CCSM3. Periodo 1961-1990. Nota: El límite superior es mayor que el indicado en la barra de colores.	52
20	Climatología de la temperatura de JJA a partir de datos observados (NCEPr) y de las simulaciones del UKMO-HadCM3 y CNRM-CM3. Periodo 1961-1990. Nota: El límite superior es mayor que el indicado en la barra de colores.	52
21	Promedio de SLP en JJA a partir de datos observados (NCEPr) y de las simulaciones del UKMO-HadCM3, CNRM-CM3 y NCAR-CCSM3. Periodo 1961-1990.	53
22	Promedio de la altura geopotencial a 500 mb (Z500 en dam) para JJA de los datos observados (NCEPr) y de las simulaciones del UKMO-HadCM3, CNRM-CM3 y NCAR-CCSM3. Periodo 1961-1990. Las áreas en blanco indican valores menores al límite inferior de la barra de colores.	54
23	Ciclo anual de precipitación promedio y de años con veranos extremos (P10 y P90) en la zona del monzón de las bases de datos GHCN, CPC y los tres modelos UKMO-HadCM3, CNRM-CM3 y NCAR-CCSM3. Línea continua: ciclo anual del periodo 1961-1990, línea discontinua: veranos húmedos (P90), línea punteada débil: veranos secos (P10).	56
24	Temperatura promedio (°C) de verano de 2 MCG y la observada (NCEPr) en los 3 veranos (JJA) más húmedos y los 3 más secos del periodo 1961-1990 y su correspondiente diferencia.	58
25	Precipitación promedio (mm) de verano de 3 MCG y la observada (CPC) en los 3 veranos (JJA) más húmedos y los 3 más secos del periodo 1961-1990 y su correspondiente diferencia.	59
26	Promedio de la presión superficial a nivel del mar (SLP) observada (NCEPr) en los 3 veranos (JJA) más húmedos y los 3 más secos del periodo 1961-1990 y su correspondiente diferencia.	60

LISTA DE FIGURAS (continuación)

<i>Figura</i>		Página
27	Similar a la Figura 26, pero para altura geopotencial a 500 mb (Z500, dam). Las áreas blancas indican valores menores al límite inferior de la barra de colores.	61
28	Promedio móvil de 5 años de los cambios de la temperatura anual (°C) proyectados en la zona del monzón por los modelos globales CNRM-CM3 y UKMO-HadCM3. A la izquierda (derecha) se muestran las proyecciones para el escenario de emisiones bajas B1 (altas A2). Periodo 2000-2100, cambios proyectados con respecto a la climatología en el periodo 1961-1990 del modelo respectivo.	63
29	Cambios proyectados en el promedio de la temperatura anual (°C) para 2050-2097 con respecto a la climatología (1961-1990) de los modelos UKMO-HadCM3 y CNRM-CM3. A la izquierda (derecha) se muestran las proyecciones para el escenario de emisiones bajas B1 (altas A2).	63
30	Promedio móvil de 5 años de los cambios proyectados para la precipitación anual (mm) en el siglo XXI en la zona del monzón por los modelos globales CNRM-CM3, UKMO-HadCM3 y NCAR-CCSM3. A la izquierda (derecha) se muestran las proyecciones para el escenario de emisiones bajas B1 (altas A2). Cambios proyectados con respecto a la climatología en el periodo 1961-1990 del modelo respectivo.	64
31	Similar a la Figura 30, pero para la precipitación de verano (JJA).	65
32	Cambios proyectados por los MCG en la precipitación promedio de verano (JJA) de la segunda mitad del siglo XXI (2050-2097) con respecto al periodo 1961-1990. A la izquierda (derecha) se muestran las proyecciones para el escenario de emisiones bajas B1 (altas A2).	66
33	Cambios proyectados por los MCG en las alturas geopotenciales a 500 mb de verano (JJA) para la segunda mitad del siglo XXI (2050-2097) con respecto al periodo 1961-1990. A la izquierda (derecha) se muestran las proyecciones para el escenario de emisiones bajas B1 (altas A2).	67

LISTA DE FIGURAS (continuación)

<i>Figura</i>		Página
34	Ciclo estacional promedio de la precipitación proyectado para 2050-2097 (línea sólida) en la zona del monzón por los modelos globales CNRM-CM3, UKMO-HadCM3 y NCAR-CCSM3 y su comparación con el ciclo estacional de la climatología (periodo 1961-1990) del modelo correspondiente (líneas punteadas).	68
35	Porcentaje de años en el periodo 2050-2097 para los cuales la precipitación de JJA es menor al P10 del periodo 1961-1990.	70
36	Porcentaje de años en el periodo 2050-2097 para los cuales la precipitación de JJA es mayor al P90 en el periodo 1961-1990.	71
37	Histograma de precipitación anual (barras) y distribución normal asociada (líneas) para la base de datos de precipitación observada CPC y de los MCG para la zona del monzón. Periodo 1960-1997. La flecha indica el desplazamiento hacia la derecha de dos MCG.	72
38	Distribución normal de la precipitación anual simulada por los MCG en el periodo 1960-1997 (negro), 2000-2037 (azul) y 2060-2097 (rojo) para la zona del monzón. Las flechas indican la dirección del cambio de algunas distribuciones.	73
39	Distribución normal asociada con la precipitación de verano (JJA) para la base de datos de precipitación observada CPC y de los MCG en la zona del monzón. Periodo 1960-1997.	74
40	Distribución normal de la precipitación de verano (JJA) simulada por los MCG en el periodo 1960-1997 (negro), 2000-2037 (azul) y 2060-2097 (rojo) para la zona del monzón. Las flechas indican la dirección del cambio de las distribuciones.	75

LISTA DE TABLAS

<i>Tabla</i>		Página
I	Índices de extremos de precipitación analizados. P95 y P99 representan los percentiles 95 y 99, respectivamente de la lluvia diaria.	15
II	Tendencias anuales en los índices de precipitación extrema para cada región en el área de estudio durante 1960-1998. Las tendencias significativas se muestran con negritas y un asterisco (dos asteriscos) indica significancia estadística al 90% (95%). NaN indica no dato cuando la cantidad de datos para calcular la pendiente fue menor al 75%. Ver Tabla I para definición de índices.	18
III	Similar a la Tabla II, pero para precipitación de verano (JJASO).	21
IV	Similar a la Tabla II, pero para precipitación de invierno (NDEFM).	23
V	Características generales de los tres MCG. Para cada modelo se muestra el nombre con el cual el IPCC los identifica junto con el año de la primera publicación de resultados. Adaptada de Randall <i>et al.</i> (2007).	32
VI	Número de realizaciones disponibles en el archivo de WCRP-CMIP3 para las proyecciones SRESA2 (emisiones altas) y SRESB1 (emisiones bajas) del siglo XXI de los tres modelos utilizados. Las variables analizadas se muestran en la tercera columna.	36
VII	Métricas de validación para JJA. Valores promedio, mediana y desviación estándar de la precipitación (mm) en la zona del monzón (Figura 9). Las primeras 4 líneas corresponden a bases de datos observadas y las últimas tres a los modelos globales del WCRP-CMIP3. Periodo 1960-1997.	51
VIII	Promedio, mediana y desviación estándar de los cambios proyectados por los MCG en la precipitación anual según los escenarios de emisiones bajas (B1) y altas (A2). Cambios en el periodo 2050-2097 respecto a la climatología en el periodo 1961-1990.	65
IX	Similar a la Tabla VIII, pero para precipitación de verano (JJA).	65

LISTA DE ACRÓNIMOS

20C3M	Simulaciones del clima del siglo XX
ANM	Región Arizona – Nuevo México
AR4	Cuarto reporte de evaluación del IPCC
AR4	Cuarto reporte de evaluación del IPCC
BCS	Región sur de Baja California Sur
CAL	Región California – oeste de Baja California
CMIP3	Proyecto de Intercomparación de Modelos fase 3
CNRM-CM3	Modelo global del grupo <i>Météo-France - Centre National de Recherches Météorologiques</i>
CPC	Datos de precipitación del <i>Climate Prediction Center</i>
DES	Región del desierto de Sonora/Arizona y el Vizcaíno
GEI	Gases de efecto invernadero
GHCN	Base de datos de estaciones meteorológicas de la <i>Daily Global Historical Climatology Network</i>
IPCC	Panel Intergubernamental para el Cambio Climático
ITCZ	Zona de Convergencia Intertropical
JJA	Junio – Agosto
JJASO	Junio – Octubre
MAN	Monzón de América del Norte
MCG	Modelos de Circulación Global
MON1	Región montañosa del monzón
MON2	Región costera y de menor elevación del monzón
NARR	Reanálisis regional de América del Norte
NCAR-CCSM3	Modelo global del grupo <i>Climate Community System Model - National Center for Atmospheric Research</i>
NCEPr	Reanálisis del <i>National Center for Environmental Prediction</i>
NDEFM	Noviembre – Marzo
NO	Noroeste
P95	Percentil 95

LISTA DE ACRÓNIMOS (continuación)

P99	Percentil 99
PCA	Análisis de componentes principales
SLP	Presión a nivel del mar
SO	Suroeste
SRES A2	Escenario de emisiones altas
SRES B1	Escenario de emisiones bajas
TEX	Región que incluye el estado de Texas
UDel	Datos de precipitación de la Universidad de Delaware
UKMO-HadCM3	Modelo global del grupo <i>United Kingdom Meteorological Office - Hadley Centre for Climate Prediction and Research</i>
Z500	Altura geopotencial a 500 mb

I. Introducción

I.1 Motivación y Antecedentes

La precipitación en el noroeste (NO) de México y suroeste (SO) de Estados Unidos posee patrones espaciales producto de la interacción de la circulación de la atmósfera con la topografía compleja de la región. Las limitaciones actuales en la comprensión de estas interacciones ocasionan una incertidumbre en la simulación y proyecciones de cambio climático en la región (Meehl *et al.*, 2007).

En el NO de México y SO de Estados Unidos existen dos regiones muy diferenciadas por sus características en la precipitación. Por un lado tenemos la región con clima mediterráneo en donde las lluvias se registran principalmente en invierno cuando el anticiclón semipermanente del Océano Pacífico subtropical se debilita, permitiendo así la entrada de sistemas convectivos y frentes. La otra región es la zona principalmente influenciada por el monzón de América del Norte (MAN) en la que la mayor parte de la precipitación se registra durante el verano (e.g., Douglas *et al.*, 1993).

Debido a la alta variabilidad interanual que caracteriza a la región de estudio es importante analizar la tendencia de los eventos extremos de precipitación diaria en el siglo XX. En cuanto al análisis de eventos extremos, Frich *et al.* (2002) reportaron las tendencias globales observadas en 10 índices de extremos climáticos. A raíz de este trabajo el Equipo de Expertos en Detección, Monitoreo e Índices de Cambio Climático (ETCCDMI) decidió desarrollar una serie de 27 índices con el fin de estandarizar el cálculo y análisis de los eventos extremos.

Algunos análisis de eventos de precipitación extrema diaria en la región del SO de Estados Unidos y NO de México se han publicados previamente, entre ellos se encuentran los trabajos de Alexander *et al.* (2006) y Peterson *et al.* (2008). Peterson *et al.* (2008) reportan las tendencias del máximo de precipitación en un día (rx1day) y el índice medio de intensidad diaria (sdii) de precipitación, ambos índices referentes a la precipitación a escala

anual. Por otro lado, Alexander *et al.* (2006) documentan las tendencias a escala global en cuatro índices de precipitación anual extrema (r10mm, r95p, cdd y sdii) y además realizaron un análisis del máximo de precipitación en 5 días consecutivos (rx5day) para 4 estaciones de 3 meses cada una.

Hasta el momento, no existe información de las tendencias en todos los índices de precipitación extrema observada del ETCCDMI, además es importante no sólo el análisis de estos eventos a escala anual sino también estacional ya que como se mencionó anteriormente existen dos regiones en las cuales la precipitación estacional está claramente diferenciada. Por lo tanto, en esta tesis se documentan análisis de extremos de precipitación anual y estacional.

El Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC) reportó recientemente que existen evidencias de que un cambio climático afectará la distribución de la mayoría de los climas en el mundo (IPCC, 2007). Algunos autores sugieren que el cambio climático podría tener efectos tanto en un cambio gradual en el promedio de las variables climatológicas como en un incremento en la variabilidad de eventos extremos.

Los efectos del cambio climático pueden ser analizados a partir de los datos de los modelos de circulación global (MCG) pero recientemente se ha identificado que debido a las debilidades y fortalezas que cada uno de estos MCG muestra en las distintas regiones del mundo, es importante diseñar un conjunto de métricas para probar la habilidad de los modelos en reproducir las características climáticas más representativas a escala global y regional (IPCC, 2007; Brekke *et al.*, 2008; Glecker *et al.*, 2008; Reichler y Kim, 2008). El objetivo final en este tema será definir el conjunto de métricas que sean representativas del clima de la región a estudiar y a partir de éstas validar los MCG en el periodo observado. La validación permitirá seleccionar los modelos que mejor simulen el mayor número de métricas de la región; los modelos elegidos pueden ensamblarse para ver si el promedio representa mejor el clima observado. Este análisis de validación de métricas o análisis de

credibilidad de los modelos sirve para establecer la confiabilidad en las predicciones futuras para una región determinada (International Clivar Project Office, 2008).

Para esta tesis por limitaciones de tiempo se decidió trabajar sólo con datos de 3 MCG del IPCC la base de datos del CMIP3: CNRM-CM3, UKMO-HadCM3 y NCAR-CCSM3. Primero se llevo a cabo una validación de métricas observadas a partir del ciclo anual, variabilidad interanual y patrones espaciales de la temperatura y precipitación. También se analizaron los patrones espaciales de la presión a nivel del mar (SLP) y altura geopotencial a 500 mb (Z500) en el periodo observado. Después de la validación se analizaron las proyecciones de cambio climático para el siglo XXI y para dos escenarios de emisiones de gases de efecto de invernadero (GEI). Los análisis de validación se enfocaron en la zona del monzón de América del Norte, pero los escenarios de cambio climático incluyen las dos regiones de estudio.

Aunque el IPCC (2007) publicó los resultados de validación de métricas y proyecciones futuras del ensamble de todos los MCG del CMIP3 en la zona del monzón, algunos de los aportes más importantes de esta tesis son: a) validación de métricas de las características del clima de verano para los veranos con precipitación extrema y b) escenarios de cambio climático con proyecciones de frecuencia de años con precipitación extrema de verano.

La estructura de de esta tesis es la siguiente. A continuación se describen los objetivos de la tesis. En el Capítulo 2 se describen las regiones obtenidas a partir de un análisis de componentes principales (PCA, por sus siglas en inglés) de la precipitación mensual en el NO de México y SO de Estados Unidos. Para estas regiones se reportan las tendencias en los índices de precipitación extrema diaria a escala anual, de verano (JJASO) y de invierno (NDJFM).

En el Capítulo 3 se describe brevemente lo que son los MCG y su importancia para los estudios del clima y del cambio climático. Se presenta un resumen de las características generales de los tres MCG utilizados en el capítulo 4. Finalmente, se describen los

escenarios de emisiones de gases invernadero (GEI) utilizados en las proyecciones de cambio climático del capítulo 4.

El Capítulo 4 se enfoca en la región del monzón de América del Norte (MAN) para la cual primero se realizó una validación de los 3 MCG a partir de métricas observadas en el clima anual, de verano y de veranos con precipitación extrema. Posteriormente se presentan las proyecciones en las variables temperatura, precipitación y Z500, así como las proyecciones en la frecuencia de años con precipitación extrema de verano para el siglo XXI. Finalmente también se presentan cambios en la distribución normal de la precipitación proyectada por los MCG para la segunda mitad del siglo XXI, ya que fue una forma simple de presentar los resultados de los escenarios.

El Capítulo 5 expone las conclusiones generales de la tesis así como las propuestas de trabajo a futuro.

I.2 Objetivos

I.2.1 Objetivo general

1. Determinar la tendencia de los extremos observados de precipitación en el noroeste de México y suroeste de Estados Unidos durante 1960-2000 y evaluar escenarios de cambio climático para la región en el siglo XXI.

I.2.2 Objetivos particulares

1. Documentar la tendencia de los extremos de lluvia anual y estacional observada en la región de estudio para el periodo 1960-2000.
2. Evaluar una serie de métricas observadas (ciclo anual de precipitación, variabilidad interanual, circulación, etc.) para determinar la habilidad de los 3 modelos globales usados para simular el clima de la región de estudio
3. Obtener escenarios de cambio climático durante el Siglo XXI (cambios temporales, cambios de distribución y cambios espaciales) para los 3 MCG en el Noroeste de México y el Suroeste de Estados Unidos.
4. Calcular escenarios de la frecuencia (%) de años extremos de precipitación en los periodos 2000-2047 y 2050-2097.

II. Tendencias en eventos extremos de precipitación observada

II.1 Introducción

Los eventos climáticos extremos han recibido gran atención pública mundial en la última década debido al incremento en pérdidas económicas y humanas relacionadas con estos (Karl y Easterling, 1999). La topografía del noroeste (NO) de México y suroeste (SO) de Estados Unidos junto con el cambio en el uso de suelo y la circulación de la atmósfera interactúan en diferentes escalas y en forma compleja. Además, el conocimiento limitado de estas interacciones provoca a su vez una incertidumbre en los patrones espaciales y temporales de vulnerabilidad ante el cambio climático. Entre las tendencias potencialmente atribuibles al cambio climático en el Siglo XX se documentan un incremento en la precipitación media anual en el NO de México, un aumento en la frecuencia y severidad de las sequías que afectan el país (IPCC, 2001) y un incremento en los eventos extremos de lluvia en el NO México (Groisman *et al.*, 2005; Alexander *et al.*, 2006).

El Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés) documenta que existen evidencias de que un cambio climático afectará la distribución de la mayoría de los climas en el mundo (IPCC, 2007). Algunos autores sugieren que esta distribución podría ser influenciada de dos maneras: primera, un cambio gradual en el promedio de las variables climatológicas intensificaría el ciclo hidrológico produciendo más inundaciones y/o sequías, más ondas de calor, más heladas; segunda, el incremento en la variabilidad de eventos extremos provocaría una mayor exposición de la población mundial a los desastres naturales (Folland *et al.*, 2001; Mirza, 2003). Por lo tanto, es de suma importancia investigar los patrones de cambio de los eventos extremos a escala regional. Este capítulo se enfoca en el análisis de eventos extremos de lluvia en el NO de México y el SO de Estados Unidos mediante el cálculo de tendencias a escala local y regional.

Uno de los primeros trabajos en utilizar índices de extremos climáticos a escala global fue el de Frich *et al.* (2002), el cual documenta las tendencias observadas en 10 índices. A raíz de este trabajo y para estandarizar el cálculo y análisis de eventos extremos a escala mundial, el Equipo de Expertos en Detección, Monitoreo e Índices de Cambio Climático (ETCCDMI, <http://cccma.seos.uvic.ca/ETCCDMI>), financiado por la Organización Meteorológica Mundial (WMO) y el proyecto de Variabilidad Climática y Predictibilidad (CLIVAR), coordinó un esfuerzo internacional para desarrollar una serie de 27 índices que miden diferentes extremos climáticos.

En México y en especial en el NO de México hay muy pocos trabajos que documenten la variabilidad y tendencias observadas de eventos extremos de lluvia. Para el centro-sur de México y Centro América, Aguilar *et al.* (2005) utilizan los 27 índices sugeridos por el grupo de ETCCDMI y reportan un aumento no significativo en la precipitación en la segunda mitad del Siglo XX, contrastando con un aumento en las tendencias de la intensidad de la precipitación y la contribución de días húmedos y muy húmedos, lo cual indica que los eventos de precipitación intensa se han incrementado en esa región. Para el NO de México, Groisman *et al.* (2005) reporta un incremento en la ocurrencia de eventos intensos (percentil 95 y 99) de lluvia de verano en la Altiplanicie Mexicana en los últimos 50 años. Similarmente, Cavazos *et al.* (2008) documentan un incremento significativo en la contribución de lluvia intensa diaria (percentil 95) derivada de ciclones tropicales en el núcleo del monzón, el cual se encuentra al oeste de la zona reportada por Groisman *et al.* 2005. Por otra parte, Cavazos y Rivas (2004) también documentan un incremento significativo de eventos extremos (percentil 90) de lluvia invernal para la región de Tijuana/San Diego.

Recientemente se han publicado dos artículos más que incluyen el NO de México y SO de Estados Unidos, los cuales interpolan los índices extremos climáticos de estaciones meteorológicas a una malla. Peterson *et al.* (2008) reportan las tendencias del máximo de precipitación en un día (rx1day) y el índice medio de intensidad diaria (sdii) de precipitación para Estados Unidos, Canadá y México. Alexander *et al.* (2006) documentan

las tendencias a escala global en cuatro índices de precipitación anual extrema (r_{10mm} , r_{95p} , cdd y sdi , Tabla I) y referente a la lluvia estacional reportan las tendencias en el máximo de precipitación en 5 días consecutivos para 4 estaciones de 3 meses cada una. Algunos resultados de estos trabajos se discutirán más adelante en relación a las tendencias de precipitación extrema obtenidas en este capítulo.

En este capítulo se analizan las tendencias de los 11 índices extremos de precipitación diaria (Tabla I) a escala anual y estacional para verano (junio-octubre, JJASO) e invierno (noviembre-marzo, NDEFM). Para reportar las tendencias de estos índices a escala regional se llevó a cabo una regionalización de la lluvia mensual a partir de un análisis de componentes principales (PCA, por sus siglas en inglés), como se describe más adelante.

II.2 Área de estudio

El área de estudio para esta tesis es la región occidental fronteriza entre los Estados Unidos y México (Figura 1); está entre las longitudes -120° W y -103° W y las latitudes 22° N y 38° N, la cual incluye los estados mexicanos de Chihuahua, Durango, Sinaloa, Sonora, Baja California y Baja California Sur; además de California, Arizona y Nuevo México en los Estados Unidos. Esta región se caracteriza por un clima semiárido altamente variable a escala interanual. La variabilidad en los eventos extremos repercute en el medio ambiente y esto a su vez crea consecuencias en diversos sectores socio-económicos como lo son aquellos en los cuales la disponibilidad, uso y manejo del agua a escala binacional es un factor clave.

II.3 Datos

Los datos de precipitación diaria observada (enero de 1960 a diciembre de 1998) en la región de estudio fueron tomados de la *Daily Global Historical Climatology Network* (GHCN-Daily, por sus siglas en inglés, <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/ghcn-daily/index.php>, Vose *et al.*, 1992). De esta base de datos se tomaron todas las estaciones mexicanas de la región de estudio cuyo porcentaje de datos disponibles en el periodo fuera al menos 75 %; es decir, se entiende por un mes con datos aquél que contiene al menos

75% de los registros diarios. Similarmente, a escala anual un año con datos es aquél con al menos 75% (9 meses) de datos y finalmente una estación con datos es aquella con 75% (30 años) de datos en el periodo 1960-1998. Un total de 74 estaciones mexicanas en la región de estudio cumplieron con estos requisitos, las cuales se muestran en la Figura 1.

Para el caso de Estados Unidos, de la base de datos del GHCN se tomaron sólo las estaciones pertenecientes a la base de datos del *Global Climate Observing System Surface Network* (GCOS-SN, por sus siglas en inglés, <http://gosic.org/ios/GCOS-main-page.htm>); todas cumplieron (110 estaciones) con el requisito del 75% de datos temporales. Por lo tanto, para el análisis de las tendencias se utilizaron en total 184 estaciones meteorológicas que se muestran en la Figura 1. El porcentaje temporal de estaciones que tuvieron más de un 75% de datos en la región durante el periodo de estudio se observa en la Figura. 2.

Los datos de la GHCN-Daily utilizados aquí están disponibles al público a través del acceso FTP (<ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/ghcn/daily/>); la base contiene además etiquetas que describen el control de calidad al que fueron sometidos los datos. Es decir, se revisó la consistencia temporal, espacial, los valores frecuentes y extremos. El desempeño de cada revisión fue rigurosamente evaluado usando la metodología de Durre *et al.* (2008) con el fin de minimizar falsos positivos y valores faltantes (<http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/ghcn-daily/>).

En algunas figuras de esta tesis (Figuras 1, 3 y 9) la topografía de la región se representa con contornos sombreados. Los datos provienen del modelo digital de elevación global (DEM, por sus siglas en inglés) llamado GTOPO30 que es el resultado del esfuerzo colaborativo del personal del Centro de Datos EROS del *U.S. Geological Survey's* en Sioux Falls, Dakota del Sur. Los datos del GTOPO30 tienen originalmente una resolución de 30 segundos de arco (aproximadamente 1 km) pero en esta tesis se usaron los datos disponibles en el sitio web <http://edc.usgs.gov/products/elevation/gtopo30/w140n40.html> que tienen una resolución de 15 kilómetros.

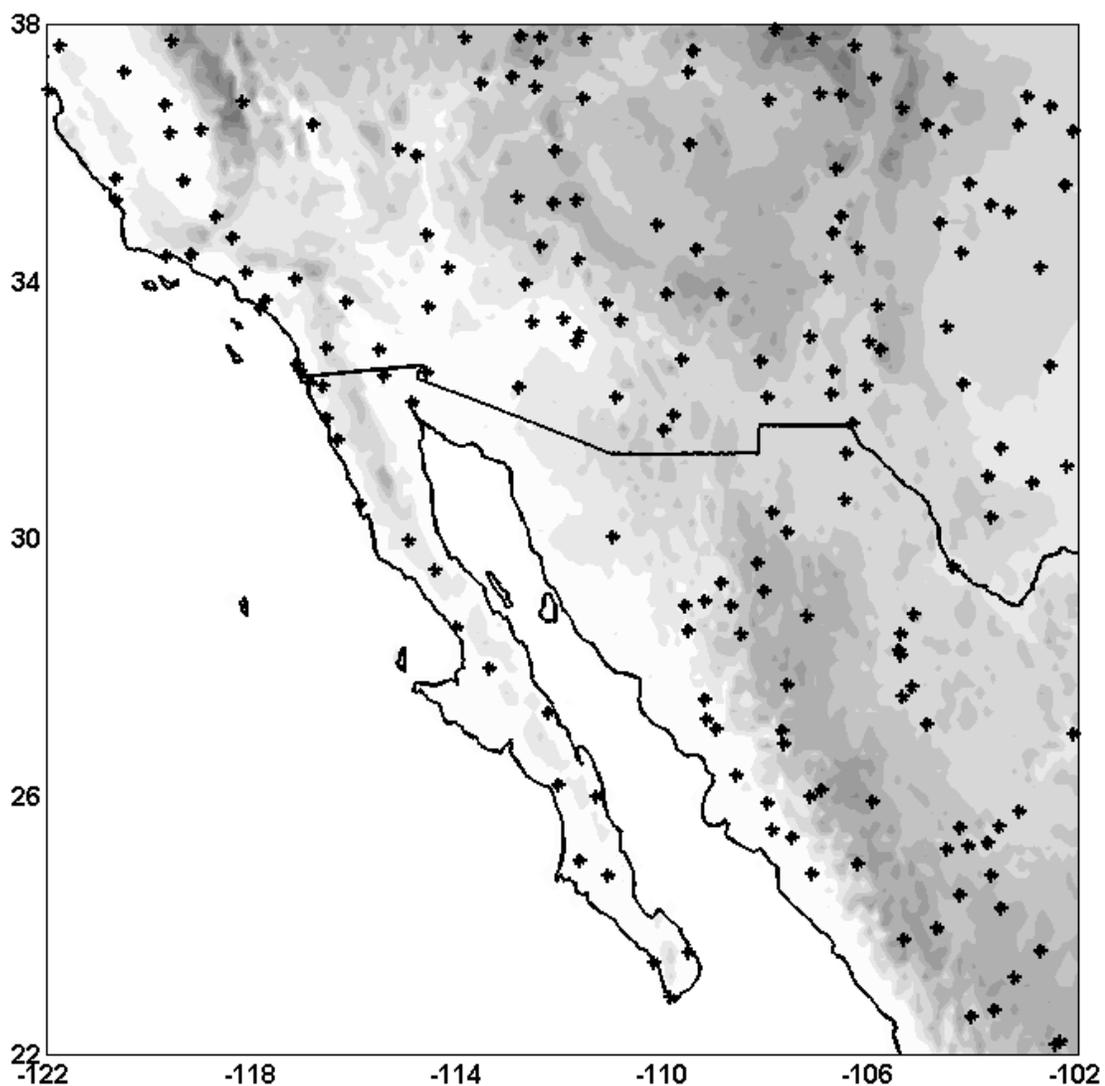


Figura 1. Estaciones meteorológicas en la región de estudio tomadas de la base de datos del GHCN utilizadas para el cálculo de las tendencias en eventos extremos de precipitación diaria. Periodo utilizado: 1960-1998. Los contornos sombreados representan la topografía.

El periodo base para la climatología en esta tesis es enero de 1961 a diciembre de 1990 por ser el periodo con mayor porcentaje de estaciones con datos como se puede ver en la Figura 2, así como para ser congruentes con trabajos que documentan índices de extremos climáticos en los cuales se incluye nuestra región de estudio (*e.g.*, Alexander *et al.*, 2006; Peterson *et al.*, 2008).

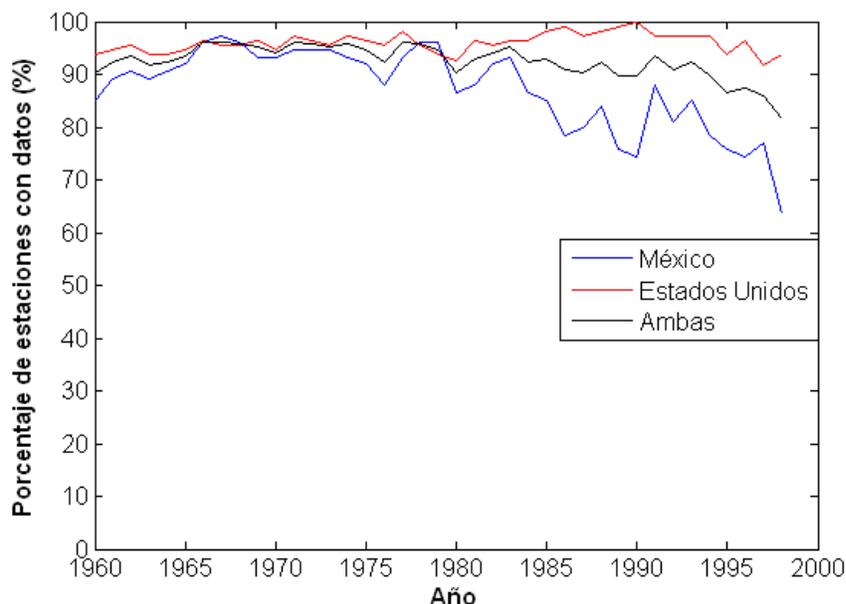


Figura 2. Porcentaje de estaciones meteorológicas en la región de estudio con más de 75% de datos en el periodo 1960-1998.

II.3.1 Regionalización de la precipitación mensual

Se llevó a cabo una regionalización de la precipitación mensual en el área de estudio para agrupar las estaciones meteorológicas con base en sus características climáticas. Estas regiones servirán para promediar las tendencias de extremos climáticos a escala regional. La regionalización se obtuvo mediante un análisis de componentes principales (PCA por sus siglas en inglés) de los datos mensuales de precipitación de las estaciones meteorológicas en el periodo 1961-1990, siguiendo la metodología aplicada por Comrie y Glenn (1998).

El PCA utilizado fue el de modo espacial (modo-S); es decir, series de tiempo de múltiples estaciones usando una matriz de correlación. Para maximizar la varianza explicada de los PCA se utilizó una técnica de rotación del tipo oblicua (oblmin), ya que se ha reportado que produce buenos resultados en regionalización climática (White *et al.*, 1991). La rotación oblmin directa se aplicó con un valor gamma (el cual controla la oblicuidad) igual

a cero, que es el que sugieren Comrie y Glenn (1998) para la región del monzón. Los datos mensuales faltantes por estación fueron reemplazados por la climatología del mes correspondiente. De acuerdo a la flexión de los *scree-plots* y a los valores propios (λ) mayores que 1 se decidió conservar los primeros 5 modos, que explicaron 63.18 % de la varianza de la precipitación mensual en la región de estudio.

Una de las regiones resultantes fue la zona del monzón en el NO de México. Debido a que esta región resultó bastante grande, se decidió aplicar la misma técnica a esta región con el fin de subdividirla, como lo sugiere Comrie y Glenn (1998). Después de varias pruebas con diferentes valores del parámetro gamma, se encontró que con un valor de -0.2 la región monzón se subdividió más adecuadamente en dos grupos de acuerdo a la topografía: uno en la región montañosa de la Sierra Madre Occidental (MON 1) y otro en regiones de menos elevación y costeras (MON2, Figura 3). Además, se decidió separar manualmente las estaciones localizadas en los desiertos de Sonora y Vizcaíno de las situadas en el sur de Baja California Sur ya que las características de la precipitación son diferentes.

Para delimitar las 7 regiones resultantes del PCA (Figura 3), se utilizaron únicamente las estaciones que tuvieron un peso significativo mayor que 0.49 o menor que -0.49. Las estaciones restantes (con pesos no significativos) no se definieron adecuadamente en una sola región, lo que significa que comparten características de varias regiones climáticas. A continuación se describen brevemente las características de cada una de las 7 regiones.

La región del monzón (Sonora, Sinaloa, Chihuahua y Durango) que contiene dos grupos (regiones MON1 y MON2 en la Figura 3) se caracteriza principalmente por lluvias de verano (JJASO) debidas a la influencia del monzón, ciclones tropicales y sistemas convectivos de mesoescala. Esta región también presenta lluvias invernales producto del paso de frentes, la migración hacia el sur de la corriente de chorro subtropical y eventos de El Niño (Cavazos y Hastenrath, 1990).

La lluvia en la punta de Baja California Sur (región BCS) es generada principalmente por tormentas y huracanes durante el verano, especialmente en septiembre y julio (Englehart y Douglas, 2001); es decir la lluvia debida a tormentas y huracanes tiene un comportamiento bimodal.

Las estaciones situadas en el norte de Baja California Sur, este de Baja California, norte de Sonora y SO de Arizona (región DES) presentan un clima desértico con lluvias menores de 150 mm al año. Se caracterizan por lluvias de verano (tormentas y huracanes) y por lluvias invernales debidas al paso de frentes (*e.g.*, Cavazos, 2008).

El NO de Baja California y California (región CAL) se caracterizan por tener clima mediterráneo ya que las lluvias se registran principalmente en invierno que es cuando el sistema de alta presión que se sitúa en el Océano Pacífico subtropical, frente a esta región, se debilita permitiendo así la entrada de sistemas convectivos y frentes. Algunos de estos sistemas son modulados por el fenómeno de El Niño/Oscilación del Sur y por la Oscilación Decenal del Pacífico (ODP) (*e.g.*, Gershunov y Barnett, 1998; Pavía y Badán, 1998; Pavía y Graef, 2002; Cavazos y Rivas, 2004; Pavía *et al.*, 2006).

El estado de Texas (región TEX) recibe lluvias invernales debidas a la influencia de la corriente de chorro subtropical y al paso de Nortes (*e.g.*, Cavazos, 1999). Durante el verano, presenta lluvias provocadas por el paso de ciclones tropicales, sistemas convectivos de mesoescala y por la humedad proveniente del Golfo de México (Mock, 1996).

Las lluvias en la región que incluye los estados de Nuevo México y Arizona (región ANM) son influenciadas por el paso de vaguadas en la corriente de chorro subtropical durante el invierno; las zonas con alta elevación además reciben lluvias debido al efecto orográfico combinado con las vaguadas provocando la entrada de masas de aire provenientes del Pacífico; y durante el verano la región es afectada por lluvias generadas por el monzón, tormentas tropicales y convección de mesoescala (*e.g.*, Mock, 1996; Cavazos *et al.*, 2002).

Para las regiones TEX y ANM, Mock (1996) menciona que los sistemas convectivos de mesoescala y su interacción con la topografía modulan el ciclo estacional de las regiones montañosas, lo cual las diferencia de las zonas menos elevadas.

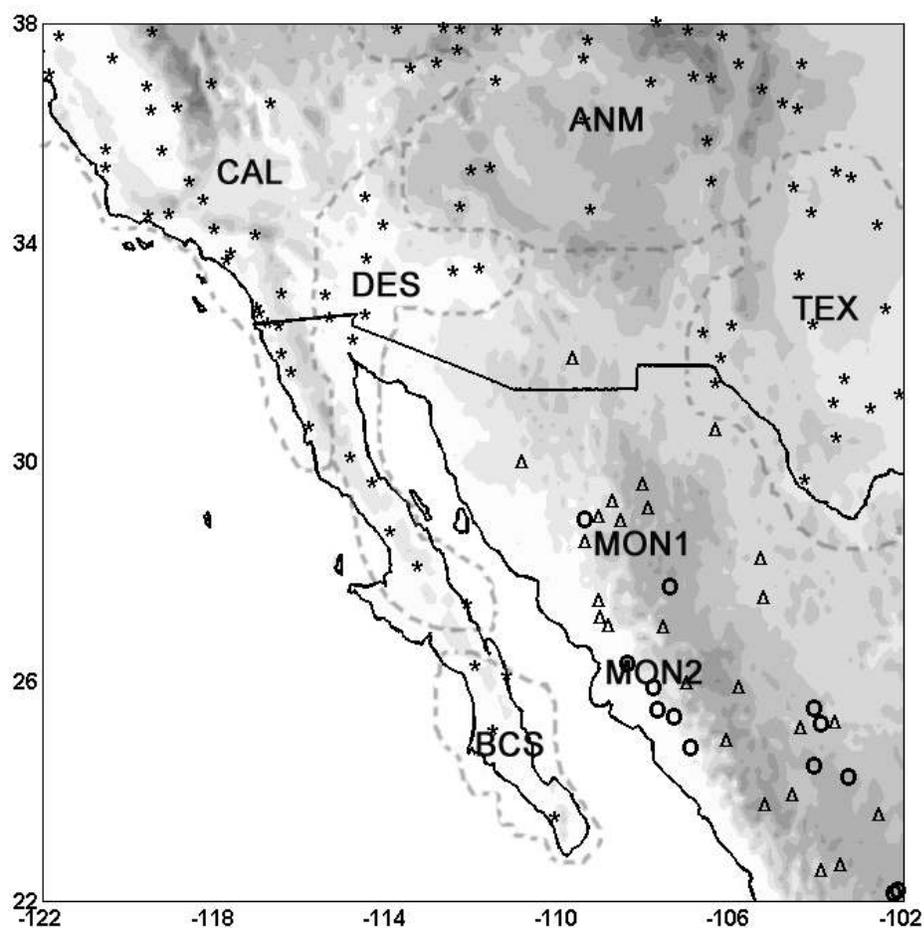


Figura 3. Regionalización del área de estudio basada en el análisis de componentes principales. Se muestra el nombre de cada región y las estaciones que las conforman con asteriscos, a excepción de la región del monzón (MON1 con triángulos y MON2 con círculos). Los contornos sombreados representan la topografía.

II.4 Extremos de precipitación observada

Los 10 índices extremos de lluvia a considerar (Tabla I) fueron seleccionados de la lista de índices desarrollada por la Organización Meteorológica Mundial (WMO) a través de la Comisión de Climatología (CCI) y Variabilidad Climática (CLIVAR), quienes formaron el Equipo de Expertos en Detección y Monitoreo del Cambio Climático e Índices (ETCCDMI).

Tabla I. Índices de extremos de precipitación analizados. P95 y P99 representan los percentiles 95 y 99, respectivamente de la lluvia diaria.

Índice	Descripción	Unidad
PRCPTOT	Precipitación total anual en días húmedos (≥ 1 mm).	mm
SDII	Precipitación total anual dividida por el número de días húmedos (definido como precipitación ≥ 1 mm) en el año.	mm/día
R95p	Precipitación total anual cuando la precipitación es mayor al P95.	mm
R99p	Precipitación total anual cuando la precipitación es mayor al P99.	mm
RX1day	Máximo anual de precipitación en un día.	mm
RX5day	Máximo anual de precipitación en 5 días consecutivos.	mm
R10mm	Número de días con precipitación ≥ 10 mm.	días
R20mm	Número de días con precipitación ≥ 20 mm.	días
CDD	Número máximo de días consecutivos con precipitación diaria < 1 mm	días
CWD	Número máximo de días consecutivos con precipitación diaria ≥ 1 mm	días

Los índices se calcularon para cada una de las 184 estaciones de la región (Figura 1) con datos diarios a escala anual y estacional (Jun-Oct y Nov-Mar), utilizando el periodo base de 1961-1990 para determinar los valores límites de los índices que se muestran en la Tabla I.

Los índices anuales fueron calculados mediante el programa FClmDex (<http://cccma.seos.uvic.ca/ETCCDMI/RClmDex/fclimdex.f>), que está escrito en el lenguaje de programación FORTRAN y es de dominio público. Este programa además realiza un control de calidad de los datos que consiste en el reemplazo de los datos de precipitación diaria no razonables, como aquellos menores que cero, por el valor -99.99 (no dato). El cálculo de los índices estacionales fue mediante un programa escrito en FORTRAN modificado a partir del FClmDex.

II.4.1 Tendencias observadas de extremos de precipitación

Las tendencias de extremos de precipitación se reportan para las 7 regiones obtenidas mediante el PCA (Figura 3). El primer paso fue obtener los índices para cada estación a partir del programa FClmDex. Después se calcularon las anomalías de los índices en cada estación, es decir se restó a cada índice el promedio obtenido en todo el periodo (1960-1998), ya que dentro de las regiones hay una gran variabilidad en la precipitación. Posteriormente se construyó una serie de tiempo (índice regional) para cada región promediando las anomalías de los índices de sus estaciones correspondientes. Finalmente al índice regional se le calculó la tendencia.

Debido a que algunos de los índices calculados para las regiones estudiadas no tienen una distribución normal, utilizamos un estimador de la pendiente basado en la prueba no paramétrica de Kendall (Sen, 1968), la cual considera la influencia de valores extremos. Esta prueba fue utilizada por Alexander *et al.* (2006) y Peterson *et al.* (2008) en el cálculo de las tendencias de los índices extremos. Para la pendiente (tendencia) se consideraron niveles estadísticamente significativos al 90% ($p < 0.10$) y 95% ($p < 0.05$).

II.4.1.1 Tendencia de los extremos de precipitación a escala anual

En la Tabla II se muestran las tendencias de los 10 índices climáticos extremos de precipitación para las 7 regiones y en el mapa de la Figura 4 se observan los índices con tendencias estadísticamente significativas. Para la región MON1 que contiene principalmente estaciones del monzón situadas en la Sierra Madre Occidental, se obtuvieron tendencias positivas y significativas para la precipitación total anual (PRCPTOT), así como para el número de días con precipitación mayor a 20 mm (R20mm) y la precipitación debida a los percentiles 95 (R95p) y 99 (R99p). En la Figura 4 también se muestra la variabilidad interanual del índice R95p en las regiones MON1 y ANM con su correspondiente tendencia lineal positiva (significativa al 95%). En esta región montañosa del monzón se observó un incremento significativo tanto en la lluvia total como en la lluvia extrema. La región MON2 en la cual se encuentran estaciones de la costa de Sinaloa, resultó con una tendencia positiva en el índice de intensidad de lluvia diaria (SDII).

La región ANM en el SO de Estados Unidos es la que presentó más tendencias significativas; los resultados indican un aumento en la intensidad de las lluvias (SDII) y en la precipitación total (PRCPTOT), pero una disminución en las lluvias más intensas (1 día y 5 días; RX1day y RX5day) en todo el año; un decremento similar se obtuvo para la región vecina (TEX). Además, en la región ANM también se obtuvo una tendencia positiva y estadísticamente significativa al 95% en el índice de precipitación de verano debida a los percentiles 95 (R95p) y 99 (R99p), como se puede ver en la Figura 4. Por último, la región BCS presenta tendencias positivas significativas para la lluvia debida a los percentiles 95 (R95p) y 99 (R99p). Esto podría indicar un aumento en la intensidad de lluvias debidas a tormentas y huracanes, como lo documentan Englehart y Douglas (2001).

Tabla II. Tendencias anuales en los índices de precipitación extrema para cada región en el área de estudio durante 1960-1998. Las tendencias significativas se muestran con negritas y un asterisco (dos asteriscos) indica significancia estadística al 90% (95%). NaN indica no dato cuando la cantidad de datos para calcular la pendiente fue menor al 75%. Ver Tabla I para definición de índices.

Índice (unidades)	MON1	MON2	CAL	ANM	DES	TEX	BCS
CDD (días)	-0.15	-0.31	0.16	-0.09	-0.64	-0.19	-0.64
CWD (días)	-0.01	-0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
PRCPTOT (mm)	2.90(**)	1.00	2.42	2.20(**)	0.80	1.43	1.08
R10mm (días)	0.07	0.04	0.09	0.09(**)	0.03	0.06	0.02
R20mm (días)	0.05(**)	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02
R95p (mm)	1.38(**)	0.90	0.40	0.73(**)	0.13	0.46	0.89(*)
R99p (mm)	0.64(**)	0.06	0.12	0.23(*)	0.02	0.04	0.04(**)
RX1day (mm)	0.00	-0.03	-0.06	-0.04(**)	-0.10	-0.05(*)	0.06
RX5day (mm)	-0.02	-0.04	NaN	-0.06(**)	-0.13	-0.07(*)	0.00
SDII (mm/día)	0.02	0.04(**)	0.02	0.01	0.00	0.01	0.03

Además, en forma general las tendencias para el área de estudio durante 1960-1998 indican lo siguiente, aunque no todas sean significativas:

- Todas las regiones (excepto CAL) muestran tendencias negativas en el número de días secos consecutivos (CDD), lo cual es similar a lo reportado por Alexander *et al.* (2006).
- Todas las regiones tienen tendencias positivas en la precipitación total anual.
- Todas las regiones muestran tendencias positivas en precipitación debida a eventos intensos (R95p) y muy intensos (R99p) consistente con Groisman *et al.* (2005).
- Todas las regiones muestran tendencias positivas en el índice de intensidad de precipitación diaria (SDII) de acuerdo a lo reportado por Peterson *et al.* (2008) en la mayor parte del área de estudio.

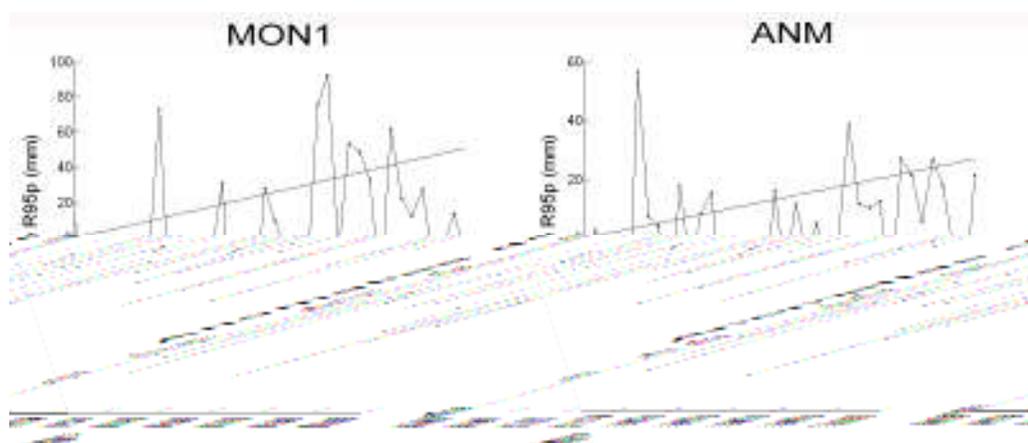
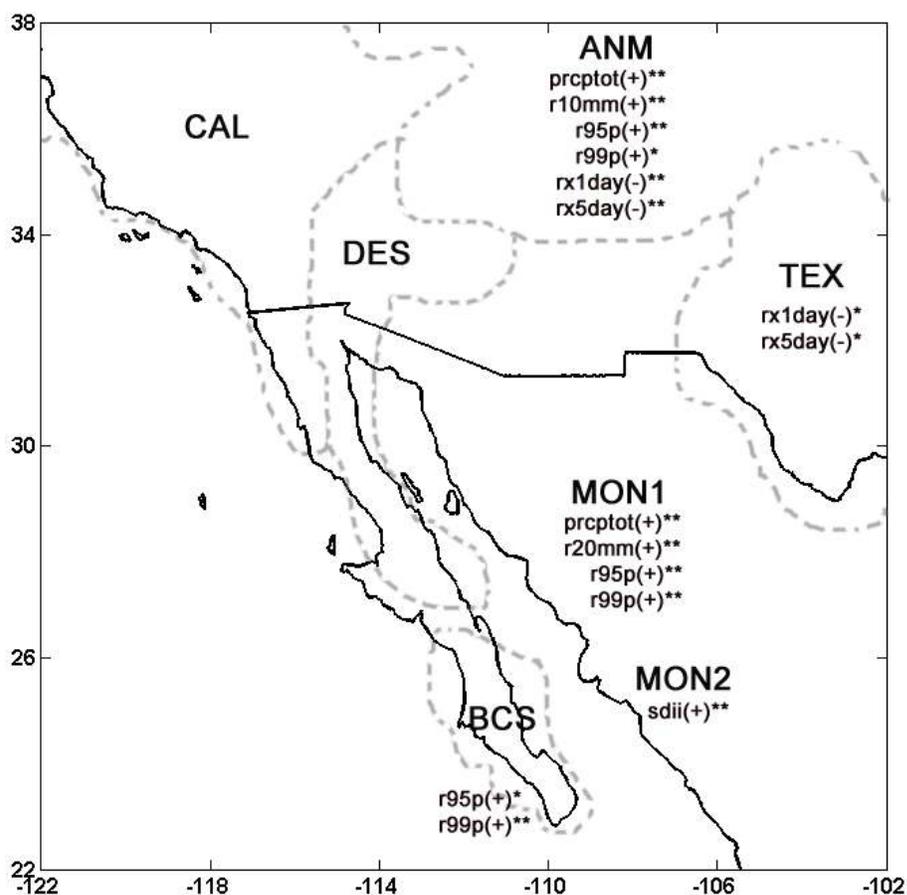


Figura 4. Mapa: Índices anuales de precipitación extrema con tendencias estadísticamente significativas al 90% (*) y al 95% (**). El signo más (menos) indica tendencia positiva (negativa). Ver Tabla I para definición de índices. Abajo: Anomalías regionales del índice de precipitación anual debida al percentil 95 (R95p) y tendencia (línea recta) en la región MON1, a la izquierda, y la región ANM, a la derecha.

II.4.1.2 Tendencia de los extremos de precipitación durante el verano

Los resultados de los índices de precipitación extrema de verano indican muy pocas tendencias significativas (Tabla III y mapa de la Figura 5). En particular, en la región montañosa de la Sierra Madre Occidental (MON1) se observan tendencias positivas significativas en la precipitación extrema debida a los percentiles 95 (R95p) y 99 (R99p), consistente con los resultados de Cavazos *et al.* (2008). Las anomalías regionales de los índices R95p y R99p con su correspondiente tendencia lineal en la región MON1 también se muestran en la Figura 5. La región MON2 que incluye estaciones de la costa de Sinaloa presenta un aumento significativo en el índice de intensidad de lluvia diaria (SDII), 0.06 mm/a, consistente con lo reportado por Englehart y Douglas (2006) para Sonora. En la región CAL se ha incrementado significativamente la intensidad diaria de la precipitación (SDII) de verano, aunque esta zona presenta lluvias principalmente en invierno.

Méndez-González *et al.* (2008) reportan un aumento significativo en la precipitación total de verano (JJA) en algunas estaciones meteorológicas de la región BCS; en esta tesis también se encontró un aumento, pero no significativo de la lluvia de todo el verano (JJASO).

Las tendencias de los índices R95p y R99p referidos a la precipitación intensa para la región BCS fueron positivas y significativas a escala anual, pero no durante el verano (Tabla III), aun cuando esto era lo esperado ya que la precipitación de esta región es mayormente influenciada por ciclones tropicales. Probablemente las tendencias de verano no resultaron significativas debido a que se utilizaron 5 meses (JJASO) para este análisis, mientras que la principal influencia de los ciclones en la región ocurre en los meses de septiembre y julio (Englehart y Douglas, 2001).

Tabla III. Similar a la Tabla II, pero para precipitación de verano (JJASO).

Índice (unidades)	MON1	MON2	CAL	ANM	DES	TEX	BCS
CDD (días)	0.03	0.04	0.15	0.04	0.08	-0.07	0.05
CWD (días)	0.01	-0.01	0.01	0.00	-0.01	0.00	-0.01
PRCPTOT (mm)	1.93	0.30	0.36	0.03	-0.05	0.16	0.01
R10mm (días)	0.04	-0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	-0.01
R20mm (días)	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
R95p (mm)	0.99(**)	0.73	0.10	-0.05	0.04	0.05	0.00
R99p (mm)	0.60(**)	0.05	0.00	0.00	0.01	0.10	0.00
RX1day (mm)	0.01	-0.01	-0.03	-0.04	0.03	0.00	0.14
RX5day (mm)	0.02	-0.02	NaN	-0.06	-0.05	-0.05	0.10
SDII (mm/día)	0.02	0.06(**)	0.06(**)	0.01	-0.01	0.00	0.01

En resumen, tomando en cuenta los resultados de verano para el área de estudio (Tabla III) se observa:

- Días consecutivos secos han aumentado, mientras que a escala anual han disminuido.
- Al igual que para la precipitación anual, la precipitación total de verano se ha incrementado para todas las regiones, excepto en la zona desértica (DES).
- En general la intensidad de la lluvia de verano (SDII) ha sido mayor ya que tanto la precipitación total de verano (PRCPTOT) como el número de días consecutivos secos (CDD) se han incrementado.

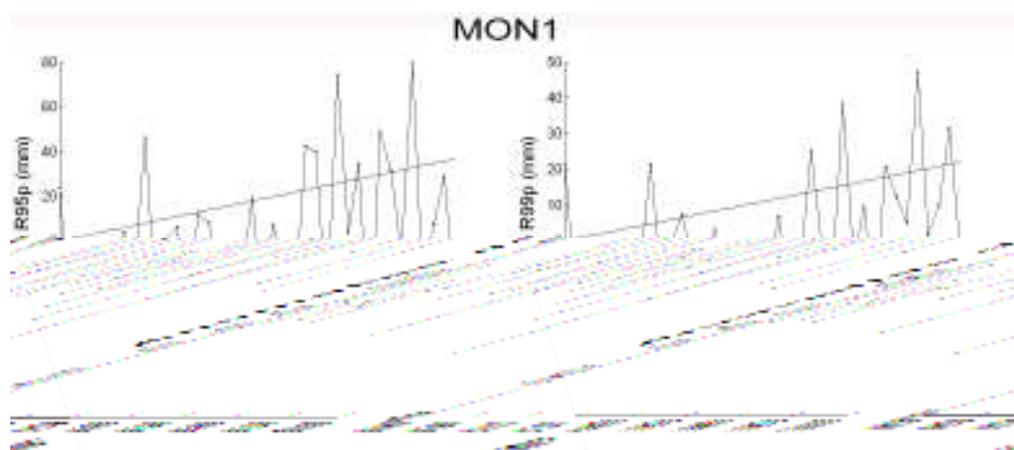
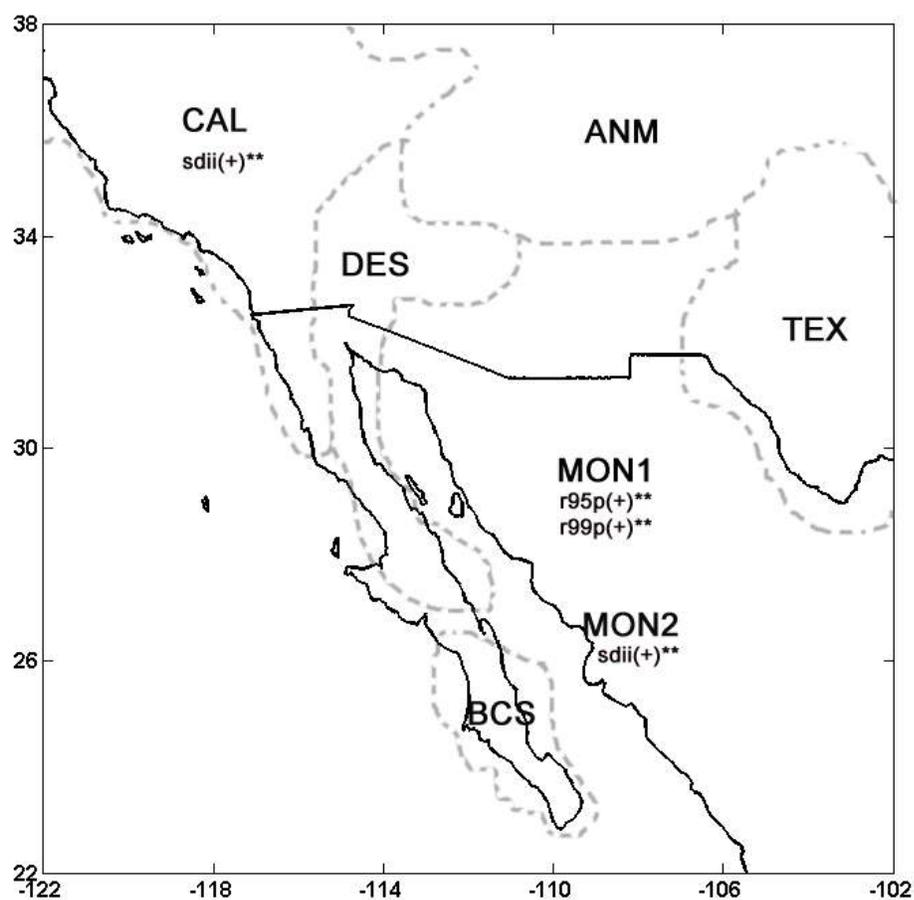


Figura 5. Mapa: Similar a la Figura 4, pero para verano con los meses JJASO. Abajo: Anomalías regionales del índice de precipitación de verano (junio-octubre) debidas a los percentiles 95 (R95p, izquierda) y 99 (R99p, derecha) en la región MON1 y tendencia (línea recta).

II.4.1.3 Tendencia de los extremos de precipitación durante el invierno

La precipitación invernal (noviembre-marzo, NDEFM) en el área de estudio se ve influenciada por migraciones hacia el sur de la corriente de chorro subtropical, el paso de frentes y vaguadas, y por eventos de El Niño. Las tendencias de índices extremos de precipitación durante el invierno se muestran en la Tabla IV. La contribución del percentil 99 (R99p) a la lluvia invernal se incrementó significativamente en MON2, DES y TEX (mapa de la Figura 6). Asimismo, la región ANM que incluye los estados de Arizona y Nuevo México resultó con una tendencia positiva y significativa en la lluvia invernal debida al percentil 95 (R95p), como se muestra en la Tabla IV y en la Figura 6.

Tabla IV. Similar a la Tabla II, pero para precipitación de invierno (NDEFM).

Índice (unidades)	MON1	MON2	CAL	ANM	DES	TEX	BCS
CDD (días)	-0.04	-0.07	-0.25	-0.08	-0.20	-0.14	-0.23
CWD (días)	-0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
PRCPTOT (mm)	0.89	0.72	2.83	0.79	0.84	0.56	0.36
R10mm (días)	0.03	0.03	0.10(*)	0.04(*)	0.03	0.01	0.01
R20mm (días)	0.02	0.01	0.04	0.01	0.01	0.00	0.00
R95p (mm)	0.41	0.15	0.35	0.42(*)	0.22	0.18	0.00
R99p (mm)	0.01	0.08(**)	0.07	0.14	0.06(*)	0.08(*)	0.00
RX1day (mm)	-0.03	-0.05	-0.12	0.00	-0.32	-0.09	-0.01
RX5day (mm)	-0.02	-0.11	-0.22(**)	-0.07	-0.33	-0.05	-0.28
SDII (mm/día)	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.08

El número de días con precipitación mayor a 10 mm (R10mm) se incrementó significativamente en dos regiones que incluyen el SO de Estados Unidos: CAL y ANM, como se muestra en la Figura 6. Cavazos y Rivas (2004) también reportan un incremento significativo de este índice en la región de Tijuana/San Diego que pertenece a CAL.

Todas las regiones resultaron con una tendencia negativa en el índice Rx5day referente al máximo de precipitación en 5 días consecutivos para invierno. La región CAL cuya precipitación es máxima en el invierno fue la única para la que esta tendencia fue significativa.

En general, tomando en cuenta todas las tendencias invernales se observan más índices en los que todas las regiones resultaron con el mismo signo (Tabla IV):

- a) El número de días secos consecutivos (CDD) disminuyó, similar a lo obtenido a escala anual.
- b) La precipitación total invernal (al igual que la anual) presentó una tendencia positiva.
- c) Las lluvias intensas debidas al percentil 95 (r95p) resultaron con una tendencia positiva.
- d) La frecuencia de las lluvias mayores a 10 mm (r10mm) ha aumentado.
- e) El máximo de precipitación acumulada en cinco días consecutivos (RX5day) ha disminuido.

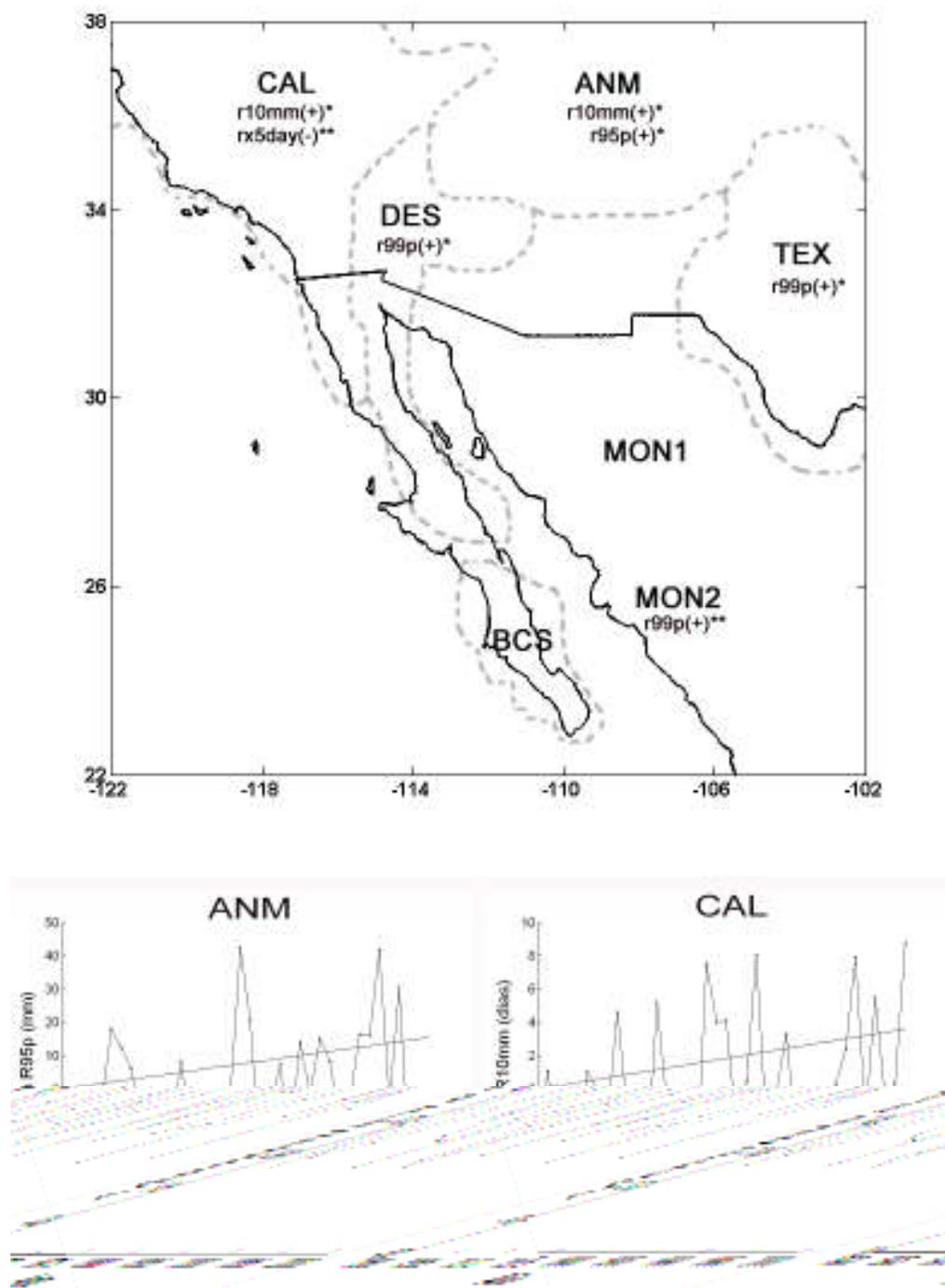


Figura 6. Mapa: Similar a la Figura 4, pero para la estación invernal con los meses NDEFM. Abajo: Anomalías regionales y tendencia (línea recta) en el índice de precipitación de invierno debida al percentil 95 (R95p, izquierda) en la región ANM y el número de días con precipitación mayor a 10 mm (R10mm, derecha) en la región CAL.

II.5 Conclusiones

A partir de datos diarios de precipitación en el periodo 1960-1998 de estaciones meteorológicas ubicadas en el NO de México y SO de Estados Unidos realizamos el cálculo de los índices de extremos de precipitación; estos índices son los definidos por el Equipo de Expertos en Detección y Monitoreo del Cambio Climático e Índices (ETCCDMI). Una vez obtenidas las series de tiempo de los índices para cada estación y con base en la regionalización obtenida de un análisis de componentes principales de precipitación mensual, se realizaron los cálculos de las tendencias anuales, de las cuales podemos observar que:

El número de días secos consecutivos disminuyó para casi todas las regiones anualmente y en invierno, sin embargo para el verano este índice resultó con una tendencia positiva para la mayor parte del área de estudio, aunque estos resultados no fueron estadísticamente significativos para ninguna zona.

La contribución a la precipitación debida a los días con precipitación mayor o igual al percentil 95 aumentó en todas las regiones del área de estudio para la precipitación anual e invernal. La tendencia positiva fue estadísticamente significativa para la precipitación anual y de verano en la región montañosa del monzón. En la región que incluye los estados de Arizona y Nuevo México la tendencia fue positiva y estadísticamente significativa para la lluvia anual y de invierno.

Del análisis de índices extremos de precipitación se observa una consistencia en el aumento de precipitación (PRCPTOT) anual, de verano y de invierno en todas las regiones analizadas. Sin embargo, sólo en las regiones de la zona montañosa del monzón y los estados de Arizona y Nuevo México esta tendencia fue estadísticamente significativa en la precipitación anual.

El hecho de que algunas estaciones muestran una tendencia positiva en la frecuencia e intensidad de la lluvia durante 1960-1998 pudo haberse reflejado en la recarga de presas de

la región. Sin embargo, los eventos de lluvia intensa tienden a producir mayores escurrimientos superficiales, lo que podría disminuir la cantidad de agua que se recarga a los mantos acuíferos.

Es notable la falta de estaciones meteorológicas con datos suficientes para un análisis similar en un periodo más largo, por ejemplo todo el siglo XX, principalmente para México, ya que aun con el periodo 1960-1998 existen muchas regiones en el área de estudio sin una representación espacial significativa.

III. Modelos de circulación global (MCG)

III.1 Introducción

El clima de una región se caracteriza por un conjunto de valores promedio de variables meteorológicas durante un periodo largo de tiempo, por ejemplo 30 años o más. A lo largo de la historia de nuestro planeta el clima ha sufrido cambios que ahora podemos conocer debido a que las huellas de estos cambios se encuentran en registros fósiles, sedimentos, burbujas de aire que quedaron atrapadas en las grandes masas de hielo, etc.

Conocer con exactitud la temperatura o precipitación de una región en los últimos, por decir, 500 años es una tarea imposible y lo es aún más conocer el papel que tuvo cada uno de los elementos que definen el clima. Así pues, el hombre en su intento por conocer la evolución del clima se enfrenta a dos problemas: la creación de un modelo físico simplificado del sistema climático de la Tierra y la búsqueda de datos con los cuales evaluar la capacidad de este modelo.

El sistema climático de la Tierra está compuesto por la atmósfera, hidrosfera, criosfera, biosfera y litosfera; los modelos climáticos de circulación global (MCG) simulan algunas de estas componentes y los procesos y mecanismos de retroalimentación que en ellas ocurren. Los procesos se representan por medio de ecuaciones matemáticas que se resuelven para una malla que representa la Tierra y sus componentes climáticos. Las mallas de los MCG actuales varían de 100 a 300 km de resolución espacial.

Parametrización es el nombre que se le da al cálculo de los procesos que ocurren en el interior de una celda de la malla utilizada en un modelo. Es decir debido a la resolución de las mallas de los MCG sólo se pueden resolver procesos de gran escala (del tamaño de la celda o mayor), mientras que los efectos de menor escala se determinan mediante fórmulas deducidas teórica o empíricamente en función de una serie de parámetros (Castro *et al.*, 1991).

Podemos imaginar que un modelo climático es muy complejo, pues se hace la simulación para cada una de las componentes con sus condiciones iniciales y de frontera, además que el modelo como un todo se evalúa comparando las salidas con datos (*proxy*, observados, reanalizados, etc.). Debido a la complejidad de estos modelos y a la gran cantidad de bytes que se obtienen en las salidas, sólo pueden ser corridos en súper computadoras. Esta limitación de infraestructura así como la de recursos humanos provoca que existan grupos de trabajo que desarrollan, prueban y ejecutan su propio modelo de circulación global.

Las simulaciones realizadas por cada MCG pueden ser de dos tipos: simulación del clima contemporáneo (experimentos de control) o simulación bajo condiciones de algún cambio en uno o más parámetros del clima (por ejemplo el incremento en gases de efecto invernadero).

En cualquier caso, el cambio en las condiciones iniciales de la simulación provoca diferentes resultados. Además, cada MCG utiliza diferentes parametrizaciones lo que en consecuencia produce diferentes resultados para cada simulación aun y cuando las condiciones iniciales sean las mismas.

El Panel Intergubernamental para el Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés) utilizó 23 MCG para el cuarto reporte de evaluación (AR4) de cambio climático del 2007. Los resultados de sus simulaciones de control, así como los escenarios para el Siglo XXI están disponibles para la comunidad en general a través del Programa para el Diagnóstico e Intercomparación de Modelos Climáticos (PCMDI, por sus siglas en inglés; Meehl *et al.*, 2007; <https://esg.llnl.gov:8443/index.jsp>). En respuesta a una propuesta del Grupo de Trabajo de Modelación Acoplada (WCGM) del Programa de Investigación Climática del Mundo (WCRP), el PCMDI propuso coleccionar las salidas de los modelos producto de los grupos de modelación líderes en el mundo. Este archivo de datos constituye la fase 3 del Proyecto de Intercomparación de Modelos (CMIP3). Esta colección sin precedentes de las salidas de los modelos se conoce oficialmente como la base de datos de multi-modelos del WCRP-CMIP3 y es la que uso el AR4 del IPCC (2007).

Existe una gran confiabilidad en que los modelos del CMIP3 proveen estimaciones cuantitativas aceptables de un cambio climático futuro, particularmente a escalas espaciales grandes. La certidumbre en estas estimaciones es mayor para la temperatura que para la precipitación (Randall *et al.*, 2007).

Con el fin de identificar errores sistemáticos entre los MCG del CMIP3, el AR4 del IPCC utilizó para cada variable el valor promedio de todos los modelos, ya que es útil para filtrar los sesgos de cada modelo por separado. Existe evidencia de que el campo promedio de la temperatura global simulada por el ensamble de todos los modelos tiene una mayor concordancia con las observaciones que cada modelo individualmente, esto probablemente debido a que cada modelo tiene diferentes debilidades y fortalezas (Randall *et al.*, 2007).

La temperatura es una de las variables mejor simuladas por los MCG del CMIP3. La diferencia entre las temperaturas observadas y el promedio global del ensamble de los MCG es menor a 2°C a escala continental y global. Los modelos individuales tienen comúnmente diferencias mayores, aunque típicamente son menores a 3°C, excepto en latitudes altas. Algunos de los errores más graves ocurren en regiones con cambios agudos en la elevación los cuales pueden resultar simplemente de incompatibilidades entre la topografía del modelo (generalmente suavizada) y la topografía real (Randall *et al.*, 2007).

Un área importante de investigación es el diseño de métricas para probar la habilidad de los modelos en reproducir las características climáticas más representativas a escala global y especialmente a escala regional (Brekke *et al.*, 2008; Glecker *et al.*, 2008; Reichler y Kim, 2008). El último reto en este tema será el de definir un conjunto de métricas que sean representativas del clima de la región a estudiar para usarlas en la etapa de validación de los MCG en un periodo observado. La validación permitirá seleccionar los modelos que mejor simulen el mayor número de métricas de la región; los modelos elegidos pueden ensamblarse para ver si el promedio representa mejor el clima observado. Este análisis de validación de métricas o análisis de credibilidad de los modelos sirve para establecer la

confiabilidad en las predicciones futuras para una región determinada (International Clivar Project Office, 2008).

Para la región de California Brekke *et al.* (2008) realizaron una serie de métricas para 18 MCG a partir de las cuales pudieron identificar los modelos a los que se les pueden asignar una mayor credibilidad; concluyeron que el ensamble de los “mejores” modelos y el ensamble de todos los modelos difieren muy poco entre sí en los rangos de las distribuciones obtenidas. En el Capítulo IV de esta tesis se utilizan una serie de métricas para determinar la credibilidad de tres MCG usados en la región del monzón de América del Norte. Las características generales de estos modelos se describen a continuación.

III.2 Características de los 3 MCG utilizados en esta tesis

Debido a las limitaciones de tiempo, en esta tesis se decidió trabajar sólo con las salidas de tres MCG del CMIP3: el CCSM3 (Climate Community System Model) desarrollado por el NCAR en Estados Unidos, el UKMO-HadCM3 (United Kingdom Meteorological Office Hadley Centre for Climate Prediction and Research Coupled Model) desarrollado en el Reino Unido y el CNRM-CM3 que fue desarrollado en Francia. En la Tabla V se muestran las características más importantes de estos tres modelos.

Tabla V. Características generales de los tres MCG. Para cada modelo se muestra el nombre con el cual el IPCC los identifica junto con el año de la primera publicación de resultados. Adaptada de Randall *et al.* (2007).

Modelo, antigüedad	NCAR-CCSM3, 2005	CNRM-CM3, 2004	UKMO-HadCM3, 1997
Grupo	<i>National Center for Atmospheric Research</i>	<i>Météo-France/Centre National de Recherches Météorologiques</i>	<i>Hadley Centre for Climate Prediction and Research/Met Office</i>
País	Estados Unidos	Francia	Reino Unido
<u>Atmósfera</u>			
Nivel de Presión en el tope	tope = 2.2 hPa	tope = 0.05 hPa	tope = 5 hPa
Resolución	T85 (1.4° x 1.4°) L26	T63 (~1.9° x 1.9°) L45	2.5° x 3.75° L19
Referencias	Collins <i>et al.</i> , 2004	Déqué <i>et al.</i> , 1994	Pope <i>et al.</i> , 2000
<u>Océano</u>			
Resolución	0.3°–1° x 1° L40	0.5°–2° x 2° L31	1.25° x 1.25° L20
Coordenada Z	profundidad	profundidad	profundidad
Condición en la frontera superior	superficie libre	tapa rígida	tapa rígida
Referencias	Smith y Gent, 2002	Madec <i>et al.</i> , 1998	Gordon <i>et al.</i> , 2000
<u>Hielo oceánico</u>			
Dinámica	Reología	Reología	Deriva libre
Referencias	Briegleb <i>et al.</i> , 2004	Hunke-Dukowicz, 1997; Salas-Mélia, 2002	Cattle y Crossley, 1995
<u>Acoplamiento</u>			
Ajustes de flujo	Sin ajustes	Sin ajustes	Sin ajustes
Referencias	Collins <i>et al.</i> , 2006	Terray <i>et al.</i> , 1998	Gordon <i>et al.</i> , 2000
<u>Terrestre</u>			
Suelo, plantas	Capas, vegetación	Capas, vegetación	Capas, vegetación
Referencias	Oleson <i>et al.</i> , 2004; Branstetter, 2001	Mahfouf <i>et al.</i> , 1995; Douville <i>et al.</i> , 1995; Oki y Sud, 1998	Cox <i>et al.</i> , 1999

Como se mencionó anteriormente, la simulación de los modelos usados por el IPCC (CMIP3) pueden ser de tipo control o con cambios en parámetros específicos de emisiones de gases de efecto de invernadero (GEI). Estos últimos se les conoce como escenarios socioeconómicos y de emisión de aerosoles (A1B, A2 y B1, Fig. 4.1) del IPCC (<http://www.grida.no/climate/ipcc/emission/091.htm>). Los escenarios se dividen en 4 principales familias dependiendo de los intereses ambientales o económicos y de si la toma de decisiones relacionadas con las emisiones es a escala global o regional.

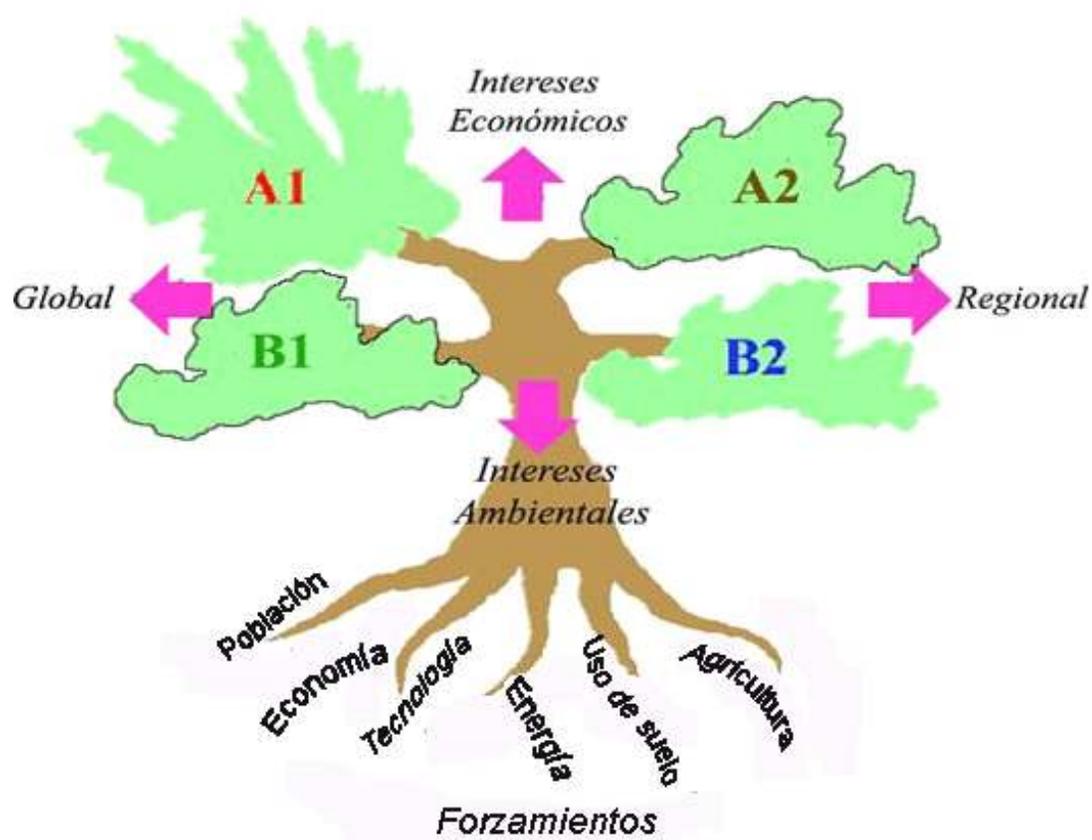


Figura 7. Las cuatro familias de escenarios socio-económicos y de emisión de aerosoles del IPCC se ilustran como ramas de un árbol bidimensional. Las dos dimensiones indican la orientación relativa de los diferentes escenarios hacia intereses económicos o ambientales y hacia patrones de desarrollo globales o regionales. Los escenarios A proyectan mayor crecimiento económico y poblacional (emisiones altas), mientras que los escenarios B proyectan un crecimiento poblacional, pero con un uso más eficiente de los recursos (emisiones bajas). Tomada de <http://www.grida.no/climate/ipcc/emission/090.htm>.

En esta tesis, se decidió usar dos de esos escenarios contrastantes (de acuerdo a la Figura 8) para propósitos de comparación: el A2 (emisiones altas de GEI) y el B1 (emisiones bajas de GEI). A continuación se describen algunas de las características de cada uno de los escenarios:

- Escenario A2 (emisiones altas de GEI):
 - Autosuficiencia y conservación de identidades locales.
 - Población en continuo crecimiento.
 - Desarrollo económico regional.
 - El crecimiento económico por habitante así como el cambio tecnológico están más fragmentados y son más lentos que en otros escenarios.
- Escenario B1 (emisiones bajas de GEI):
 - Población: más alta a mediados del siglo, disminuye después.
 - Reducciones en el consumo de materiales e introducción de tecnologías limpias y de uso eficaz de recursos.
 - Soluciones mundiales a la sustentabilidad económica, social y ambiental, lo que comprende una mejora de la equidad, pero sin iniciativas climáticas adicionales.

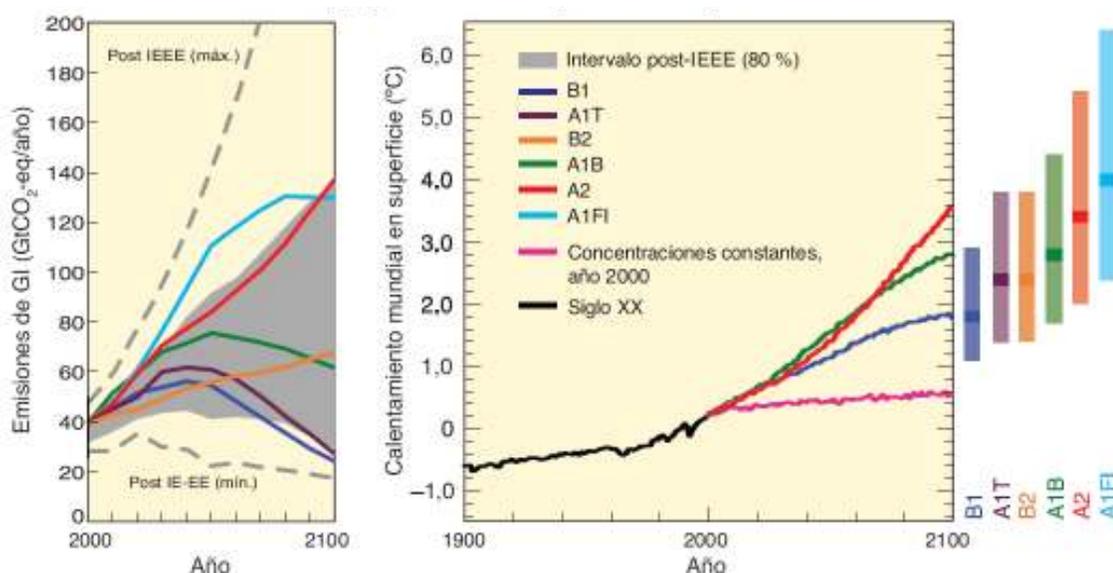


Figura 8. Gráfica izquierda: Emisiones mundiales de GEI (CO₂-eq) en ausencia de políticas climáticas: seis escenarios (líneas de color), junto con el percentil 80 de escenarios recientes publicados desde el Informe Especial del IPCC sobre escenarios de emisiones (IEEE) (área sombreada en gris). Las líneas de trazos representan la totalidad de los escenarios post IEE-E. Las emisiones abarcan los gases CO₂, CH₄, N₂O y F. Gráfica derecha: las líneas continuas representan promedios mundiales multimodelo del calentamiento en superficie para los escenarios A2, A1B y B1, representados como continuación de las simulaciones del siglo XX. Estas proyecciones reflejan también las emisiones de GEI y aerosoles de corta permanencia. La línea rosa no es un escenario, sino que corresponde a simulaciones de MCGAO en que las concentraciones atmosféricas se mantienen constantes en los valores del año 2000. Las barras de la derecha indican la estimación óptima (línea continua dentro de cada barra) y el intervalo probable evaluado para los seis escenarios testimoniales IEE-E en el período 2090-2099. Todas las temperaturas corresponden al período 1980-1999. Tomada del Informe de Síntesis del AR4 (IPCC, 2007).

Las resoluciones espaciales de los tres MCG utilizados son diferentes entre sí, así como la disponibilidad de realizaciones para cada escenario en la página del PCMDI (<https://esg.llnl.gov:8443/index.jsp>). En el Capítulo IV de esta tesis se utilizaron los datos mensuales de las simulaciones de: (a) clima del siglo XX (20C3M) para el análisis de credibilidad de los modelos mediante una serie de métricas observadas y (b) los escenarios B1 (SRESB1, emisiones bajas) y A2 (SRESA2, emisiones altas) para proyecciones futuras en el clima del siglo XXI.

Las variables utilizadas en el Capítulo IV (observadas y de los modelos) son: precipitación, presión a nivel del mar (SLP), temperatura del aire en la superficie y altura geopotencial a 500 milibares (Z500). La Tabla VI muestra las variables, número de realizaciones y escenarios analizados del clima del siglo XXI.

Para el modelo NCAR-CCSM3 se utilizó el ensamble de 4 realizaciones para la simulación de los climas 20C3M, SRESA2 y SRESB1. Es importante señalar que para este modelo los datos de temperatura del aire en la superficie sólo estaban disponibles en el continente, pero no en el océano, por lo tanto la variable se omite en los análisis de temperatura en esta tesis.

Tabla VI. Número de realizaciones disponibles en el archivo de WCRP-CMIP3 para las proyecciones SRESA2 (emisiones altas) y SRESB1 (emisiones bajas) del siglo XXI de los tres modelos utilizados. Las variables analizadas se muestran en la tercera columna.

Modelo	Número de realizaciones y escenarios	Variable, periodo
CNRM-CM3	1 – A2, 1 – B1	Prec, 2000-2100 SLP, 2000-2100 Ta, 2000-2100 Z500, 2000-2100
UKMO-HadCM3	1 – A2 1 – B1	Prec, 2000-2100 SLP, 2000-2100 Ta, 2000-2100 Z500, 2000-2100
NCAR-CCSM3	4 – A2 4 – B1	Prec, 2000-2100 SLP, 2000-2100 Z500, 2000-2100

IV. Validación de tres MCG del CMIP3 y sus proyecciones de cambio climático para el Monzón de América del Norte

IV.1 Introducción

Durante el verano, la región del suroeste (SO) de Estados Unidos y noroeste (NO) de México (Figura 9) está influenciada por el monzón de América del Norte (MAN). Este sistema ocasiona que en los meses de junio a septiembre llueva de 40% a 80% de la precipitación total anual en esta región (e.g., Douglas *et al.*, 1993).

El MAN se establece durante el verano cuando los vientos que soplan desde el oeste en el invierno y primavera cambian de dirección en junio y comienzan a fluir del sur y sureste ocasionando entradas de humedad desde el Golfo de California, el Océano Pacífico oriental y el Golfo de México (Adams y Comrie, 1997).

La topografía de la zona es compleja (Figura 9), ejerciendo la Sierra Madre Occidental uno de los principales papeles en el establecimiento de la circulación propia del monzón y además es en sus laderas donde se registra el mayor porcentaje de lluvia en los meses de julio a septiembre, llegando inclusive a alcanzar más de 70% de la precipitación total anual (Douglas *et al.*, 1993).

El gran porcentaje de precipitación durante los meses del monzón aunado al hecho de que el desierto de Sonora se encuentra dentro de esta región ponen de manifiesto la importancia del entendimiento de la variabilidad interanual de la precipitación en la zona del monzón puesto que es de particular interés para los agricultores, tomadores de decisiones y todos aquellos involucrados en el uso y manejo del agua (Hallack-Alegria y Watkins, 2007).

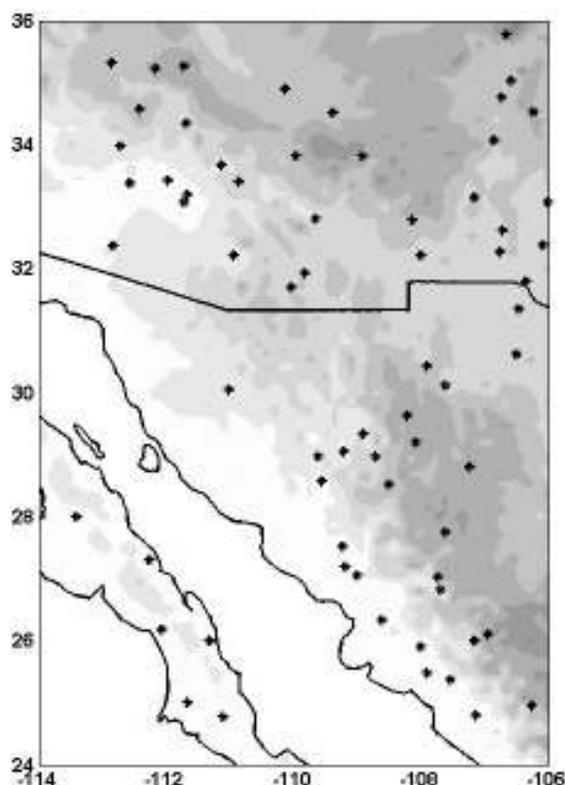


Figura 9. Región de estudio elegida para este capítulo en la cual el Monzón de América del Norte tiene gran influencia. Con puntos se muestran las estaciones meteorológicas tomadas de la base de datos del GHCN utilizadas. Los contornos sombreados representan la topografía.

En el capítulo 11 del cuarto informe (AR4) del IPCC el cual se refiere a las proyecciones climáticas regionales (Christensen *et al.*, 2007) se incluyen escenarios futuros para la zona del MAN. Los cambios esperados en la temperatura para el siglo XXI son incrementos en la temperatura anual y de verano (entre 3 y 4°C), lo cual podría provocar la migración hacia el norte del anticiclón asociado con el monzón y por lo tanto menos lluvias monzónicas en México y el suroeste de Estados Unidos (ver Fig. 11.12 del AR4). Sin embargo, hay muy poca consistencia entre los modelos acerca de la dirección del cambio en la precipitación en esta región, posiblemente por la topografía compleja y los procesos de mesoescala, como las nubes, que no son bien simulados por los MGC del CMIP3.

La habilidad de los MCG en la simulación de las características generales del MAN ha sido reportada por diversos autores (Ruiz-Barradas y Nigam, 2006; Liang *et al.*, 2008, y Lin *et al.*, 2008). Lin *et al.*, por ejemplo, compararon la precipitación mensual de 22 MCG y la precipitación diaria de 12 MCG con la precipitación del *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP, por sus siglas en inglés). Estos autores encontraron que los MCG estudiados tienen problemas significativos en reproducir las características del monzón ya que la mayoría de los modelos reproducen el cinturón de precipitación y su propagación gradual hacia el norte en el inicio del verano pero sobreestiman la precipitación en la zona núcleo del monzón a través del ciclo estacional y fallan en reproducir la terminación del monzón a principios del otoño.

En este capítulo se lleva a cabo un análisis de credibilidad de tres MCG del CMIP3 (NCAR-CCSM3, UKMO-HadCM3 y CNRM-CM3) mediante la validación una serie de métricas observadas (Tabla VII, Figuras 10-27) para determinar qué modelos simulan mejor el clima de la región del MAN. Aunque en los trabajos de Ruiz-Barradas y Nigam (2006), Liang *et al.* (2008) y Lin *et al.* (2008) ya se han reportado una serie de métricas para validar los GCM del IPCC en la zona del MAN, esta tesis aporta una comparación entre las métricas a escala anual y de verano además de algunas métricas en relación a los 3 años más secos y húmedos en el periodo 1961-1990. Asimismo acerca de las proyecciones de los MCG para el siglo XXI, aunque en varios artículos se han reportados análisis similares para un mayor número de modelos en esta tesis además se documentan los escenarios de cambio climático para años extremos de precipitación.

Para el análisis de credibilidad (validación) de los modelos, primero se hace una comparación de la variabilidad interanual y el ciclo estacional de diversas mallas de datos de precipitación observada en la zona del MAN (CPC, NARR, UDel) para elegir la que mejor reproduce la precipitación observada de las estaciones del GHCN. Posteriormente, se compara la mejor base de datos en malla con la precipitación de la segunda mitad del siglo XX simulada por los tres MCG.

Además se reportan los cambios proyectados de la temperatura, precipitación y altura geopotencial a 500 mb (Z500) en el Siglo XXI de los 3 MCG, así como los cambios en la frecuencia de años extremos de precipitación para la zona del monzón de América del Norte.

IV.2 Datos

IV.2.1 Datos Observados

La región acotada por las coordenadas 24° N a 36° N y -114° W a -106° W fue la elegida para realizar los análisis de este capítulo de la tesis (Figura 9). Las variables de las simulaciones de los tres modelos de circulación global del CMIP3 son las mencionadas en el Capítulo III, pero para este capítulo sólo se extrajo la ventana correspondiente a la zona del monzón (Figura 9).

La precipitación en la zona del monzón es una característica difícilmente reproducible debido a que implica procesos de escala muy fina y en muchas ocasiones menor a la resolución de los modelos regionales y por ende también a la de los globales. Elegir una base de datos confiable para comparar la habilidad de los modelos de circulación global en reproducir la precipitación fue uno de los trabajos realizados en esta tesis.

De las 184 estaciones meteorológicas utilizadas en el Capítulo II se escogieron un total de 82 estaciones localizadas en la región del MAN, las cuales fueron elegidas de la base de datos *Daily Global Historical Climatology Network* (GHCN), como se describió en ese mismo capítulo.

Además, se utilizaron tres bases de datos de precipitación en malla. Una de ellas fue la de datos mensuales de precipitación (obtenida de datos diarios) de 1 grado de resolución del CPC Estados Unidos-México (Higgins *et al.*, 2000). Otra malla de precipitación utilizada fue la de la Universidad de Delaware (UDel) cuya resolución es de 0.5 grados y contiene datos diarios y mensuales de precipitación en el periodo 1950-1999; esta base de datos

(*UDeI_AirT_Precip*) está disponible en <http://www.cdc.noaa.gov/> facilitado por la NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA (Willmott y Matsuura, 1995).

Por último, se usó también una base de datos de precipitación con un periodo más corto (1979-2004) pero con una resolución de 32 kilómetros, el llamado *North American Regional Reanalysis* (Mesinger *et al.*, 2006) del Centro Nacional para la Predicción Ambiental (NCEP, por sus siglas en inglés). Otras variables utilizadas en este capítulo como la temperatura del aire en la superficie, la presión al nivel del mar (SLP) y la altura geopotencial a 500 milibares (Z500) fueron obtenidos del Reanálisis global del NCEP-NCAR (Kalnay *et al.*, 1996; Kistler *et al.*, 2001) cuya resolución es de 2.5° x 2.5°.

IV.2.2 Datos de los tres MCG utilizados

Las características de los datos y simulaciones utilizados para cada uno de los tres modelos del CMIP3 (CNRM-CM3, UKMO-HadCM3 y NCAR-CCSM3) se describen en la Sección III.2 de la tesis.

IV.3 Validación de los MCG durante 1960-2000

Como se mencionó en el capítulo anterior, el análisis de la habilidad de los MCG para reproducir características climáticas es muy importante. Para validar las simulaciones del clima del siglo XX (20C3M) de los tres MCG en la zona del monzón (Figura 9), se analizaron las siguientes métricas: (a) variabilidad interanual de la temperatura y precipitación durante el periodo 1960-2000, (b) ciclo anual de la precipitación en el periodo base 1961-1990, (c) patrón espacial de la temperatura y precipitación anuales durante 1961-1990, (d) patrón espacial de la temperatura, precipitación, SLP y Z500 para el verano (JJA) durante 1961-1990. Además, para determinar qué tan bien simulan los modelos las características de los tres veranos más secos y más húmedos (JJA extremos) durante 1961-1990 se validaron las siguientes métricas (a) ciclo anual de precipitación, (b) patrón espacial promedio de temperatura, precipitación, SLP y Z500 y (c) patrón espacial de la diferencia de las mismas variables en los JJA extremos.

IV.3.1 Validación anual

La temperatura obtenida del Reanálisis del NCEP (NCEPr) para la zona del monzón se comparó sólo con la de dos modelos globales, CNRM-CM3 y UKMO-HadCM3, ya que las simulaciones del NCAR-CCSM3 carecían de datos de temperatura del aire en la superficie sobre el océano. En la Figura 10 se observa el promedio móvil con un periodo de 5 años de las anomalías de la temperatura para los 2 MCG comparado con el promedio móvil de las anomalías observadas del NCEPr. De esta gráfica se puede observar que no hay una correlación significativa, sin embargo las anomalías son consistentes en magnitud y todas muestran una tendencia positiva después de la década de los 80s.

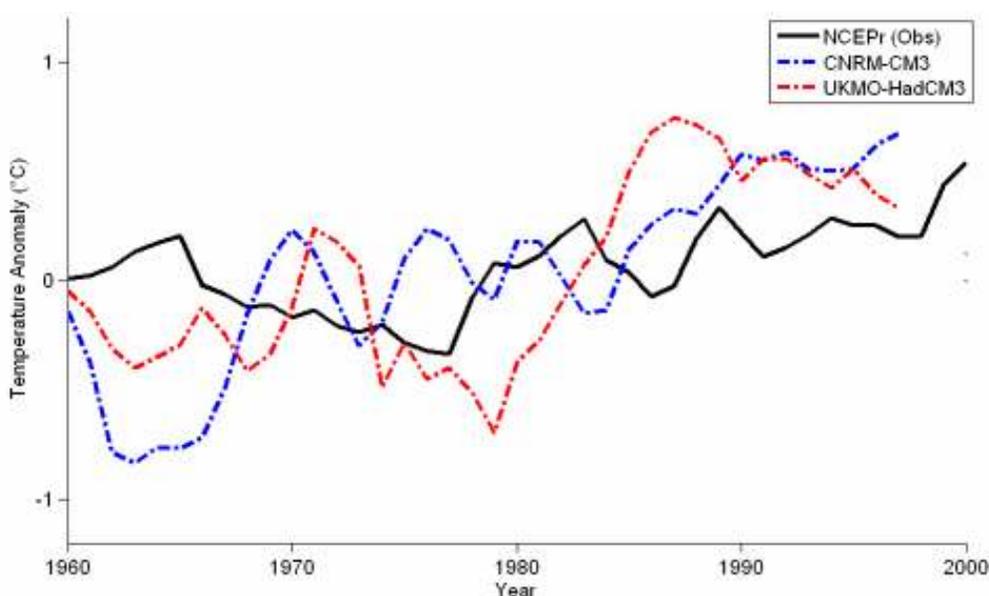


Figura 10. Promedio móvil de 5 años de las anomalías de la temperatura anual (°C) en la zona del monzón del NCEPr (observadas) y de dos modelos globales: CNRM-CM3 y UKMO-HadCM3. Periodo 1960-2000.

La distribución espacial de la temperatura promedio anual observada se muestra en la Figura 11 y se compara con la del UKMO-HadCM3 y el CNRM-CM3. Los modelos simulan un patrón espacial similar al observado con temperaturas menores en el Océano Pacífico subtropical que en el continente; aunque la temperatura es mayor que la observada en el suroeste de Estados Unidos y en la zona del monzón.

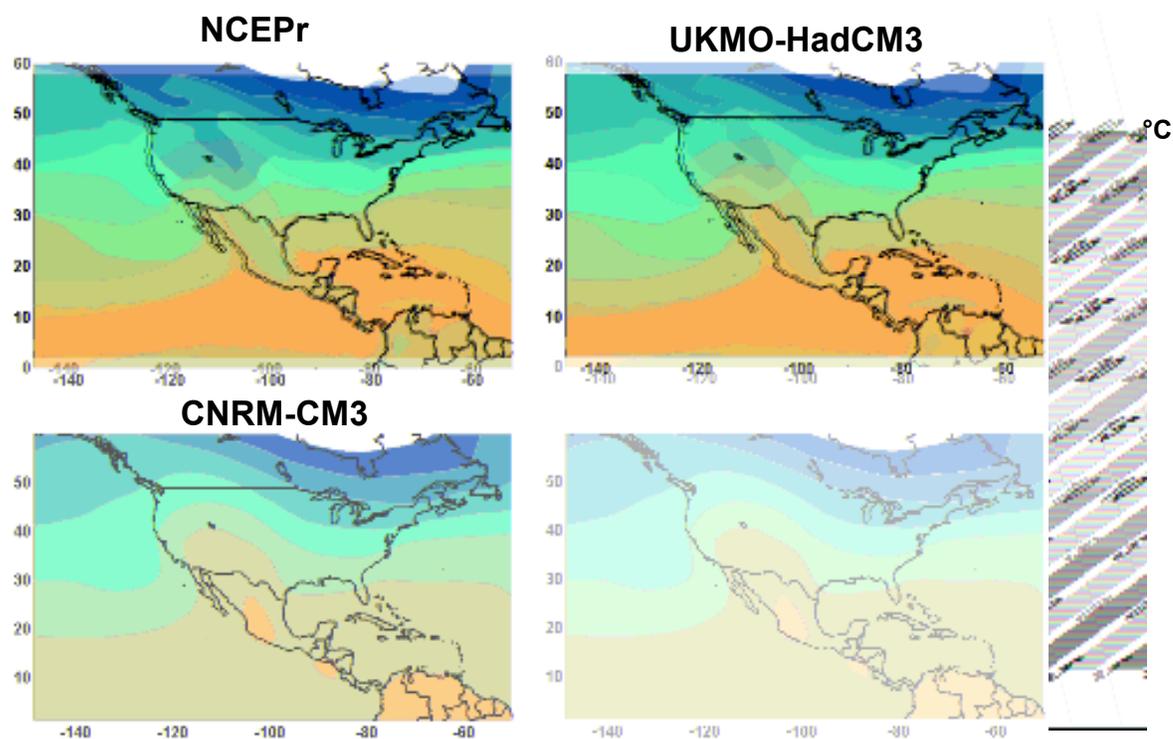


Figura 11. Promedio anual de temperatura observada de la base de datos del Reanálisis del NCEP (NCEPr) comparada con la simulada por dos MCG: UKMO-HadCM3 y CNRM-CM3. Periodo 1961-1990.

Se mencionó anteriormente que la precipitación en la zona del monzón es una característica difícil de reproducir por los MCG debido a la topografía compleja y a los procesos convectivos típicos de la región que los modelos aproximan mediante parametrizaciones.

En la Figura 12 se comparan el promedio de la precipitación total anual (1960-2000) en la región del MAN obtenido del reanálisis NARR, del CPC y de la base de la Universidad de Delaware (UDel) con la precipitación promedio de las estaciones meteorológicas del GHCN que se muestran en la Figura 9. Existe una buena correlación entre las bases de datos a escala interanual, sin embargo, es notable la subestimación de la precipitación de las bases de datos en malla con respecto a la precipitación obtenida de las estaciones del GHCN; la base de datos en malla que más se acerca al GHCN es la del CPC, por lo menos durante 1961-1990 que es el periodo climatológico usado en esta tesis. Sin embargo, después de 1990 el CPC subestima bastante la precipitación observada. Algunas

deficiencias como este sesgo seco del CPC en el noroeste de México podrían ser debidas a la escasa cantidad de estaciones meteorológicas utilizadas (en comparación con Estados Unidos) para construir la base de datos CPC, así como a los errores que pudieron surgir de combinar datos horarios de estaciones meteorológicas en Estados Unidos con datos diarios de las estaciones localizadas en México como lo sugiere Gutzler (2004).

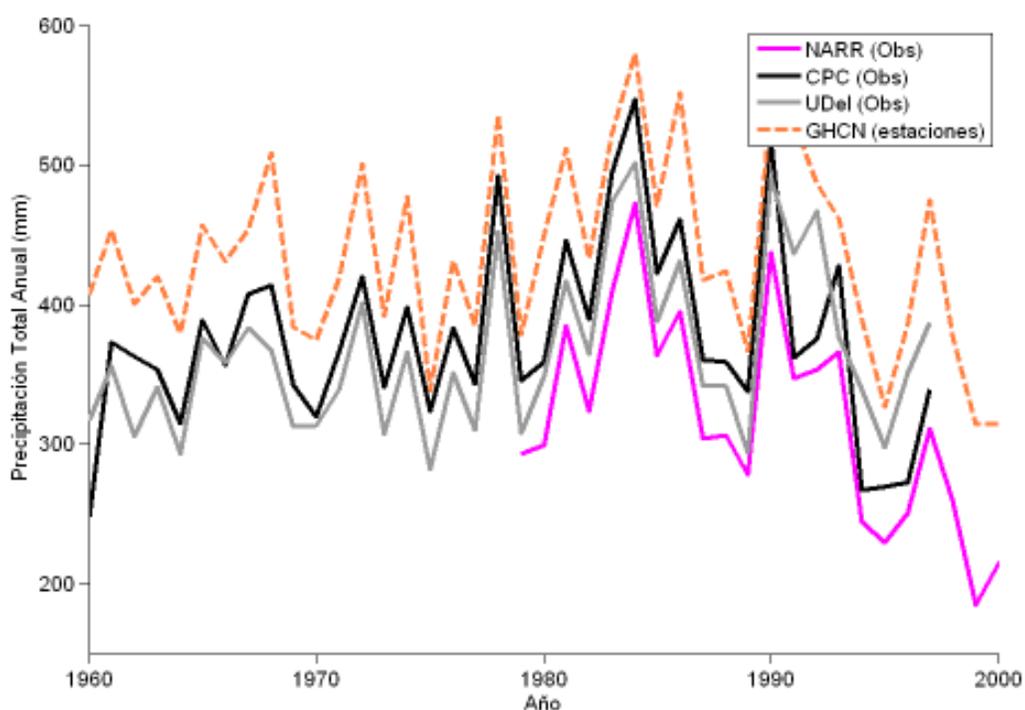


Figura 12. Precipitación anual (mm) observada en la zona del monzón de las estaciones GHCN y las mallas del NARR, CPC y UDeI. Periodo 1960-2000.

A partir de este análisis se eligió la malla de precipitación del CPC para compararla con la precipitación simulada por los tres modelos globales (Figura 13). Ninguno de los 3 modelos reprodujo aceptablemente la variabilidad interanual, sin embargo el UKMO-HadCM3 resultó comparable en magnitud, ya que tanto el CNRM-CM3 como el NCAR-CCSM3 sobreestiman la precipitación (casi el doble) en esta zona durante 1961-1990, consistente con los resultados de Lin *et al.*, 2008.

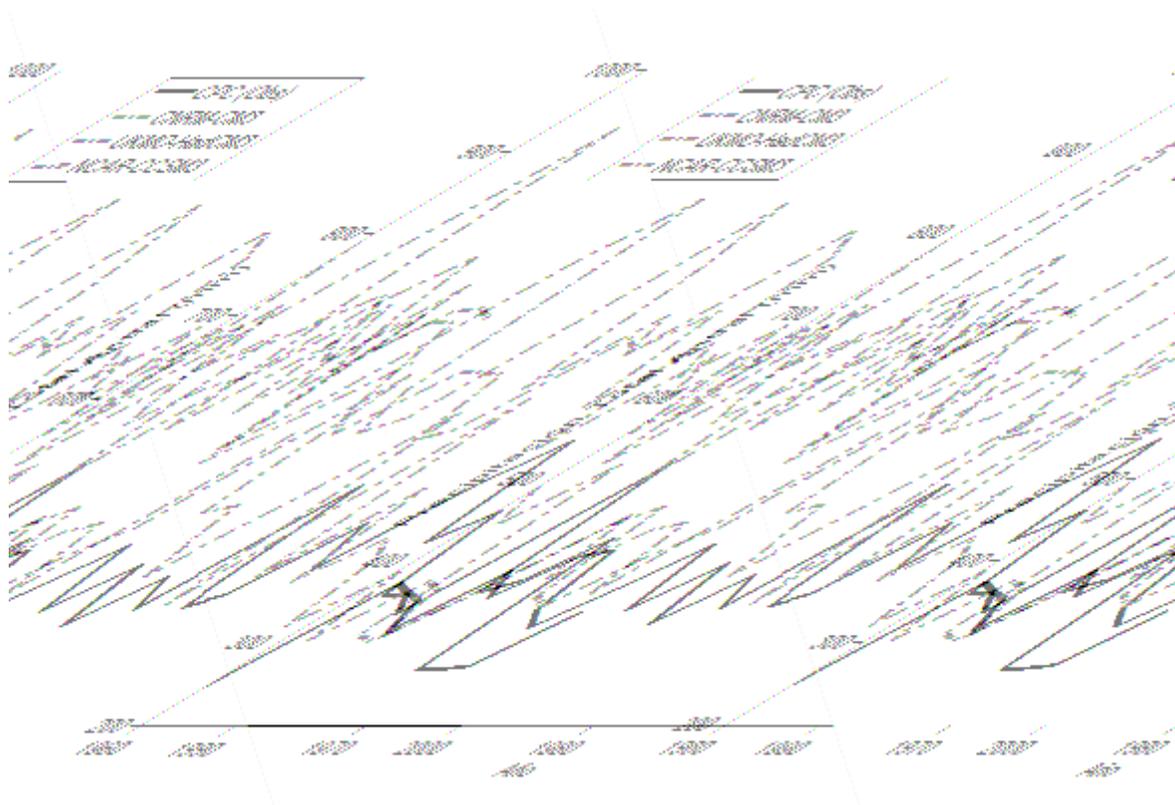


Figura 13. Precipitación anual (mm) en la zona del monzón de la malla observada del CPC y la simulada por el CNRM-CM3, UKMO-HadCM3 y NCAR-CCSM3. Periodo 1960-2000.

De las mallas de precipitación utilizadas (CPC, UDel y NARR) sólo la malla del NARR contiene datos sobre el océano así que fue la seleccionada para comparar la distribución espacial de la precipitación observada con la de los modelos globales en una ventana de 100 grados de longitud por 60 de latitud y que contiene la zona del MAN (Figura 14). En esta figura se observa que los tres modelos tienen problemas para simular el patrón de precipitación en la zona del MAN, pero el HadCM3 es el que más se asemeja al NARR con el máximo de precipitación sobre la Sierra Madre Occidental, esto es consistente con los resultados de otros trabajos como el de Ruiz-Barradas y Nigam (2006) y Lin *et al.* (2008).

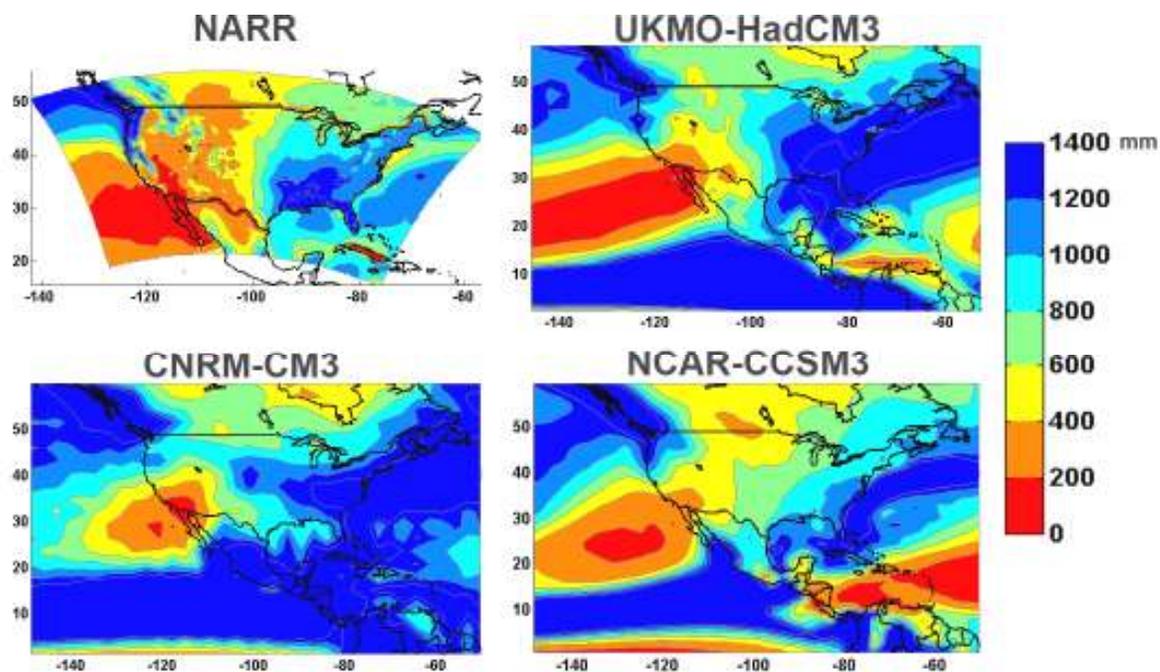


Figura 14. Climatología de la precipitación total anual a partir de datos observados (NARR) y de las simulaciones del UKMO-HadCM3, CNRM-CM3 y NCAR-CCSM3. Periodo 1979-2000. Nota: El límite superior es mayor que el indicado en la barra de colores.

La característica principal del ciclo anual de la precipitación en la zona del monzón es el máximo durante el verano que es debido a la influencia del monzón y los ciclones tropicales. De la comparación del ciclo anual de precipitación observada que se muestra en la Figura 15 se nota que las dos bases de datos en malla observadas reproducen bastante bien el ciclo anual del GHCN, aunque subestiman el pico lluvia de julio-agosto, posiblemente por la interpolación a una malla de 1° de resolución.

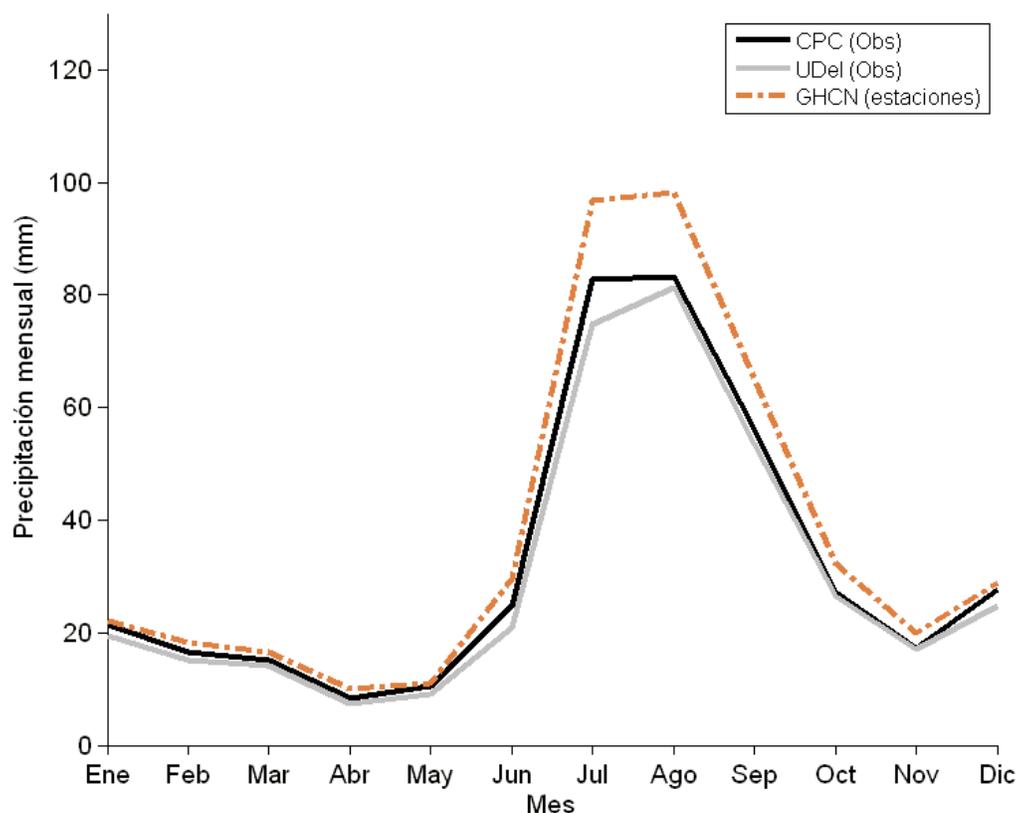


Figura 15. Ciclo anual de precipitación promedio observada en la zona del monzón de las estaciones GHCN y de las mallas CPC y UDel. Periodo 1961-1990.

El ciclo anual de precipitación en la zona del monzón es una característica difícilmente reproducible por los MCG, como se puede ver en la Figura 16. De los 3 MCG, el UKMO-HadCM3 resulta ser el que mejor lo simula (consistente con Liang *et al.*, 2008), ya que todos subestiman la precipitación de verano, pero sobrestiman la precipitación de las otras estaciones del año; además, no reproducen adecuadamente la terminación del máximo de lluvias que ocurre durante el otoño, como ya lo observó Lin *et al.* (2008) para estos y otros modelos globales.

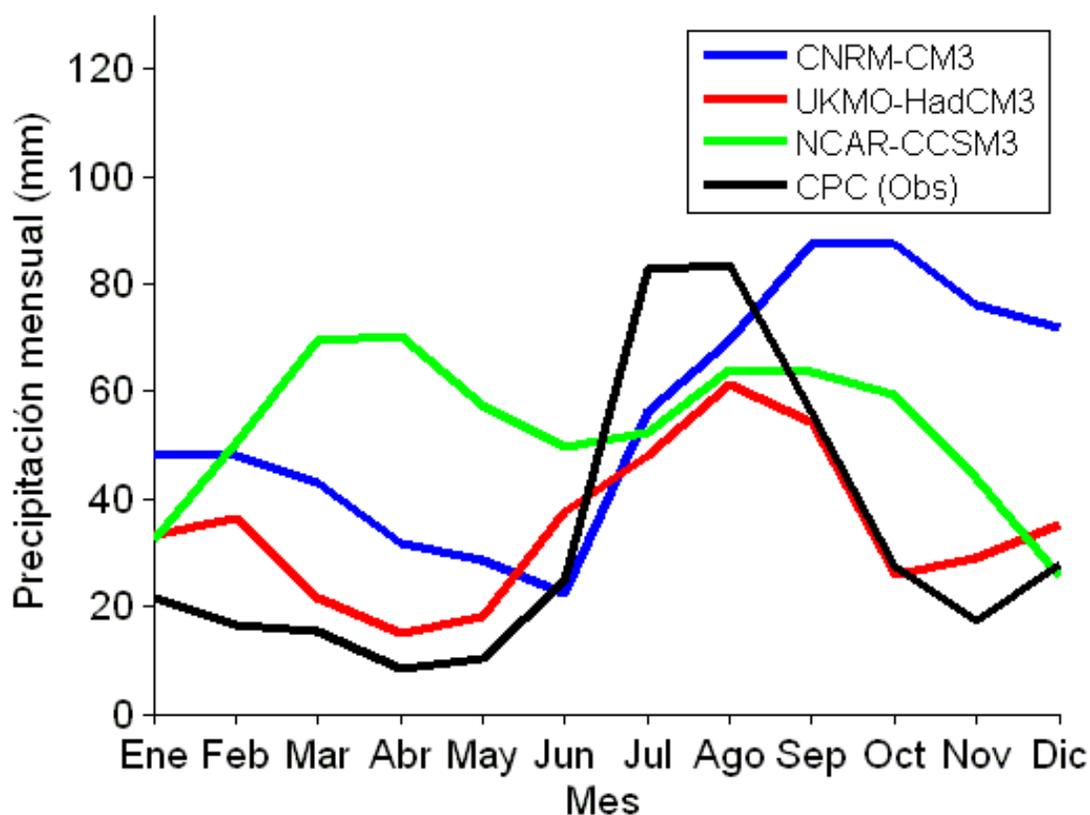


Figura 16. Ciclo anual de precipitación en la zona del monzón de la base de datos del CPC y de los tres modelos globales utilizados en esta tesis UKMO-HadCM3, CNRM-CM3 y NCAR-CCSM3. Periodo 1961-1990.

A partir de la validación de métricas a escala anual (variabilidad interanual, ciclo anual y patrón espacial) se concluye que de los tres MCG usados, el UKMO-HadCM3 es el que mejor reproduce el ciclo anual de la precipitación así como el patrón espacial de la precipitación anual en la zona del monzón. Se observó también que fue difícil para los modelos reproducir la variabilidad interanual de la precipitación en el periodo 1960-2000 ya que todos sobrestiman la precipitación, pero el UKMO-HadCM3 resultó ser el que estuvo más cercano a los valores ya que los otros dos modelos llegan inclusive a sobrestimar la precipitación hasta el doble.

IV.3.2 Validación de verano (JJA)

Por otro lado, la precipitación de verano (JJA) es sumamente importante en esta zona ya que en general para el núcleo del monzón más del 50% de la precipitación total anual es captada durante estos meses (Adams y Comrie 1997, Bordoni *et al.*, 2004). En la Figura 17 se observa la serie temporal de la precipitación de JJA de las 4 bases de datos de precipitación observada durante 1960-2000. En comparación con la obtenida para la precipitación anual (Figura 12) en JJA se observa un mejor acuerdo entre todas las bases de datos, aunque sigue siendo la precipitación del CPC la más similar a la precipitación promedio obtenida con las estaciones meteorológicas del GHCN. Sin embargo, el CPC vuelve a mostrar un sesgo seco después de 1990, como se describió al explicar la precipitación anual observada en la Figura 12.

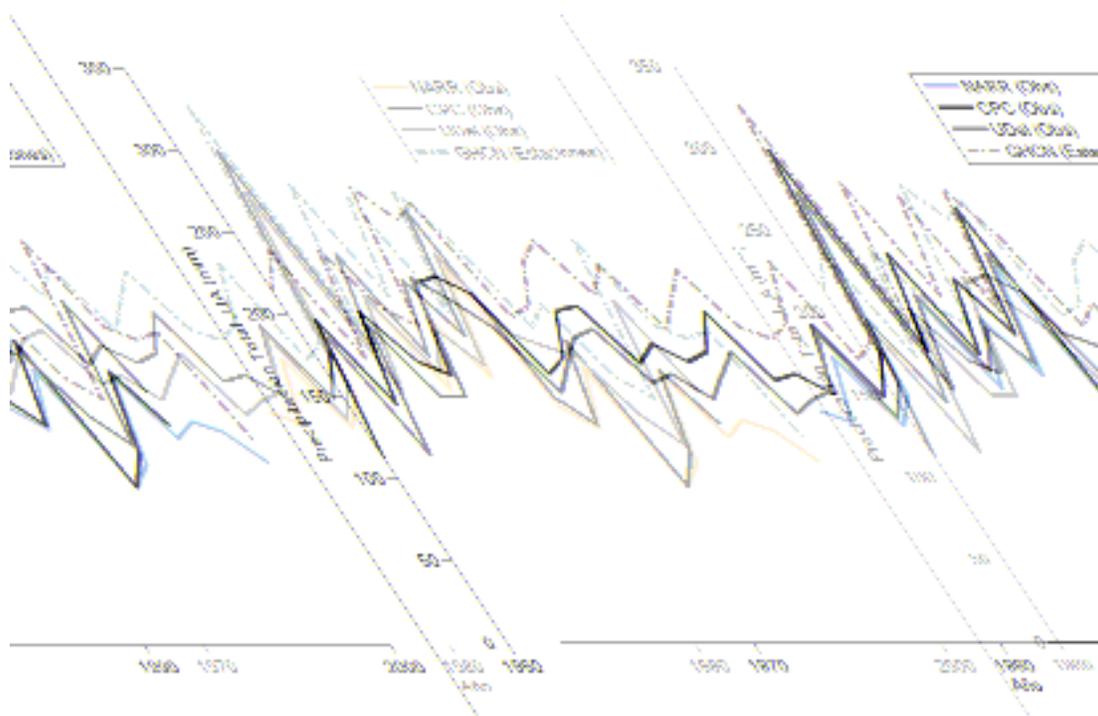


Figura 17. Precipitación promedio (mm) observada de verano (JJA) en la zona del monzón de las estaciones del GHCN y las mallas del NARR, CPC y UDel. Periodo 1960-2000.

En cuanto a la precipitación total de JJA simulada por los modelos (Figura 18) durante 1960-2000, nuevamente notamos que la correlación con la precipitación observada es baja, pero a diferencia de la precipitación total anual, en el verano vemos que la magnitud de la precipitación simulada se acerca más a la observada, aunque los modelos tienden a subestimarla. Esto significa que en general los MCG tienen más problemas para simular la magnitud de la precipitación en las otras estaciones del año.

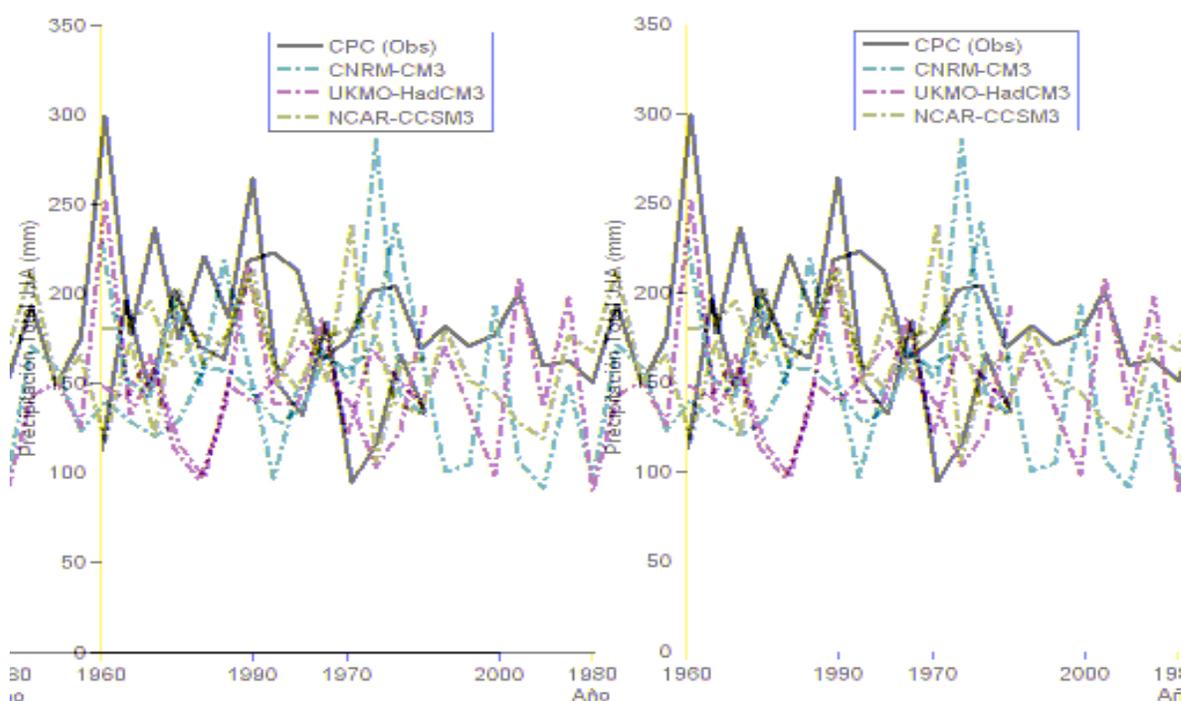


Figura 18. Precipitación promedio (mm) de JJA en la zona del monzón de la malla observada del CPC y de las simulaciones del CNRM-CM3, UKMO-HadCM3 y NCAR-CCSM3. Periodo 1960-2000.

El promedio, la mediana y la desviación estándar de la precipitación en la zona del monzón en JJA durante 1960-1997 de todas las bases de datos se muestran en la Tabla VII. Es notable la subestimación de la precipitación promedio y de la mediana en todas las bases de datos con respecto a las estaciones GHCN. De las bases de datos de precipitación observada en malla, la del CPC es la que más se acerca al GHCN, como era de esperarse de la Figura 17.

En cuanto a las métricas del promedio y la mediana de los modelos (Tabla VII), las del NCAR-CCSM3 son las que más se acercan a las del GHCN, aunque su desviación estándar es la más pequeña de todas, posiblemente porque se utilizaron 4 realizaciones. Además, el patrón espacial de la precipitación del NCAR-CCSM3 (Figura 19) muestra que en la zona del monzón el modelo sobrestima la precipitación de las regiones con precipitación mínima (Arizona y Nuevo México) y subestima aquellas con precipitaciones máximas (en la Sierra Madre Occidental), que en promedio resulta más cercano al valor promedio de precipitación del GHCN que los otros modelos. Espacialmente, los otros dos modelos (CNRM-CM3 y UKMO-HADCM3) simulan mejor el patrón de precipitación JJA, incluyendo los máximos de precipitación en la Sierra Madre Occidental (Figura 19).

Tabla VII. Métricas de validación para JJA. Valores promedio, mediana y desviación estándar de la precipitación (mm) en la zona del monzón (Figura 9). Las primeras 4 líneas corresponden a bases de datos observadas y las últimas tres a los modelos globales del WCRP-CMIP3. Periodo 1960-1997.

	Promedio	Mediana	SD
GHCN	218.93	209.72	37.99
CPC	179.32	174.93	40.01
NARR (1979-2004)	152.40	141.93	40.81
UDeI	172.81	166.91	31.87
CNRM-CM3	152.89	149.37	41.06
UKMO-HadCM3	147.46	140.44	35.04
NCAR-CCSM3	166.37	166.70	29.25

El patrón espacial de la temperatura promedio de verano en Norte y Centro América se muestra en la Figura 20. El NCEP muestra un calentamiento en el Desierto de Sonora donde se crea la baja térmica (Figura 21) que se asocia al monzón. En el centro y sur de México el NCEPr muestra temperaturas más bajas posiblemente asociadas con la nubosidad de verano. El UKMO-HadCM3 como el CNRM-CM3 simulan un mayor calentamiento en el continente, creando un mayor contraste térmico océano-continente en la zona del MAN que los datos observados (NCEPr), aunque el UKMO-HadCM3 simula mucho mejor las temperaturas en los océanos tropicales que el CNRM-CM3.

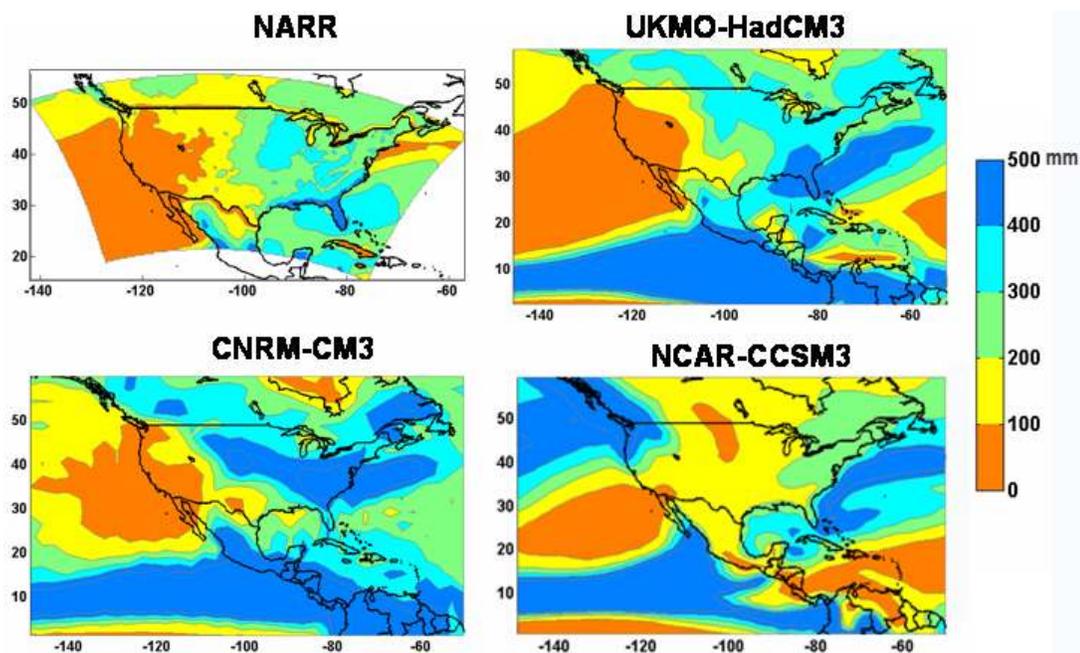


Figura 19. Precipitación promedio (mm) de JJA de los datos observados (NARR) y de las simulaciones del UKMO-HadCM3, CNRM-CM3 y NCAR-CCSM3. Periodo 1961-1990. Nota: El límite superior es mayor que el indicado en la barra de colores.

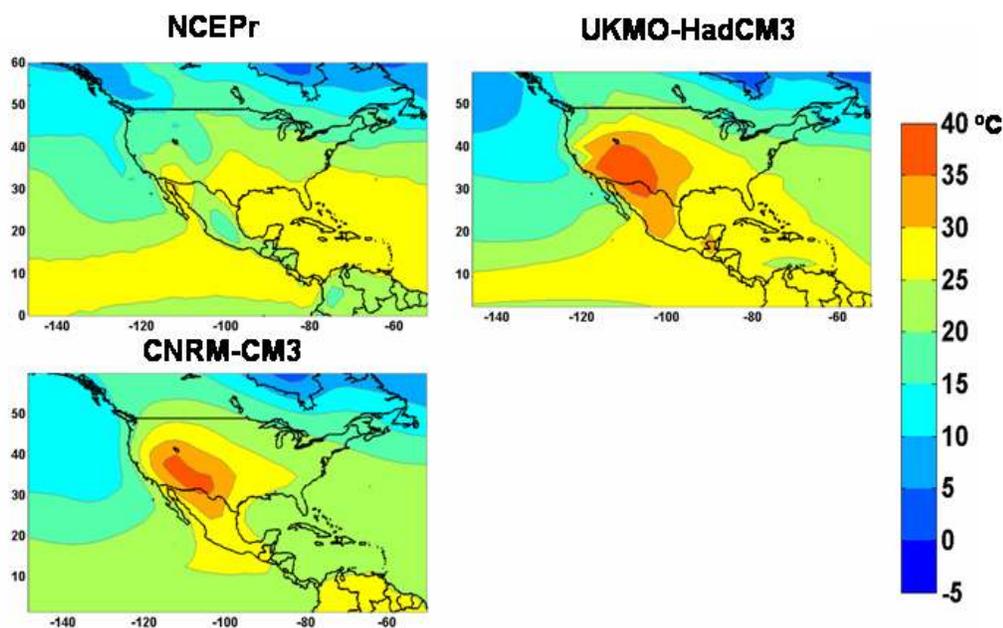


Figura 20. Climatología de la temperatura de JJA a partir de datos observados (NCEPr) y de las simulaciones del UKMO-HadCM3 y CNRM-CM3. Periodo 1961-1990. Nota: El límite superior es mayor que el indicado en la barra de colores.

Un mayor contraste térmico implica también una diferencia en las simulaciones de la presión a nivel del mar y Z500, como se describe a continuación. La Figura 21 muestra la climatología de la presión a nivel del mar (SLP) de JJA en el periodo 1961-1990 de los tres MCG comparada con los datos observados (NCEPr). El NCEPr muestra la baja del monzón sobre el Golfo de California y los anticiclones subtropicales. Tanto el UKMO-HadCM3 como el CNRM-CM3 reproducen adecuadamente el sistema de alta presión semipermanente localizado al oeste de la costa occidental de Estados Unidos, aunque el anticiclón en el CNRM-CM3 es mucho más intenso que el observado. El sistema de baja presión del monzón es mucho más intenso y extenso en el UKMO-HadCM3, que la observada, posiblemente debido al mayor contraste térmico simulado por este modelo (Figura 20). Teóricamente esto podría producir mayor entrada de humedad hacia el MAN proveniente del Océano Pacífico y el Golfo de México y más lluvia que la observada, sin embargo como se ve en la Figura 19, el UKMO-HadCM3 no genera mucho más que la observada. El NCAR-CCSM3 no simula el sistema de baja presión del monzón (Figura 21); por el contrario, simula una alta presión que se une con el anticiclón del Océano Pacífico subtropical y el anticiclón del Atlántico y, posiblemente por esa razón subestima grandemente la precipitación de verano de toda la región (Figura 19).

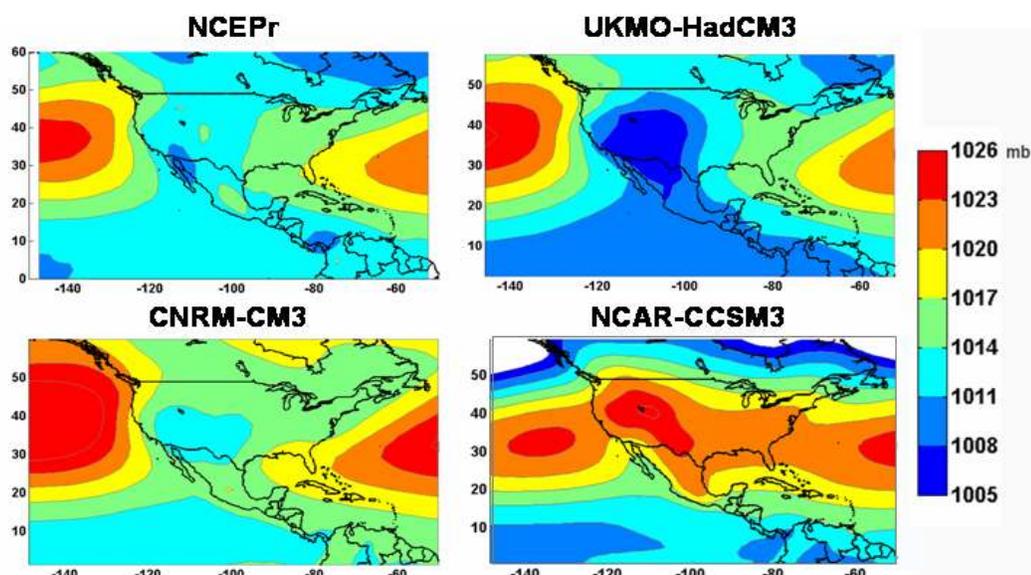


Figura 21. Promedio de SLP en JJA a partir de datos observados (NCEPr) y de las simulaciones del UKMO-HadCM3, CNRM-CM3 y NCAR-CCSM3. Periodo 1961-1990.

La Figura 22 muestra la climatología de Z500 en JJA del periodo 1961-1990 de los tres MCG comparada con los datos observados (NCEPr). El NCEPr muestra la expansión del anticiclón de altura del Atlántico Norte hacia México y el sur de Estados Unidos debido al calentamiento continental (e.g., Cavazos *et al.*, 2002). El UKMO-HadCM3 y el CNRM-CM3 simulan bastante bien la circulación promedio observada, aunque más intensa, con el anticiclón de altura del Océano Atlántico tropical extendido hacia la zona del monzón. Por otra parte el NCAR-CCSM3 no reproduce este patrón, por el contrario genera un anticiclón muy hacia el sur, localizado en el Mar Caribe y por esta razón sobrestima el gradiente zonal de Z500, siendo mucho menor que lo observado en latitudes mayores de 30°. Probablemente los efectos de la simulación inadecuada de la circulación superficial (Figura 21) y de altura (Figura 22) sean la causa de que este modelo subestime grandemente la precipitación de toda la región.

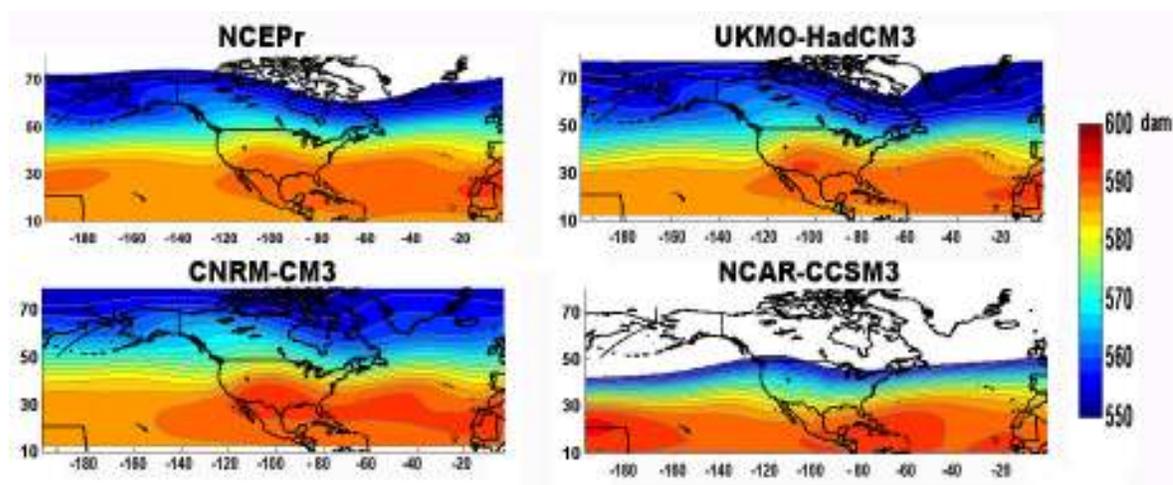


Figura 22. Promedio de la altura geopotencial a 500 mb (Z500 en dam) para JJA de los datos observados (NCEPr) y de las simulaciones del UKMO-HadCM3, CNRM-CM3 y NCAR-CCSM3. Periodo 1961-1990. Las áreas en blanco indican valores menores al límite inferior de la barra de colores.

La validación del clima de verano en la zona del monzón mostró que el UKMO-HadCM3 es el que mejor reproduce las características observadas ya que inclusive reproduce el máximo de precipitación de verano sobre la Sierra Madre Occidental a pesar de que la resolución usada podría ser escasa para resolver muchos de los procesos sumamente importantes en la circulación característica del monzón. Sin embargo, el UKMO-HadCM3 y el CNRM-CM3 sobrestiman el contraste térmico océano-continente y por ende el sistema de baja presión y el anticiclón de altura observado en el patrón espacial de Z500 localizado sobre la zona del MAN.

IV.3.3 Validación de veranos (JJA) extremos

Aunque la variabilidad interanual de la precipitación de verano no es simulada adecuadamente por los 3 MCG (Figura 18) se decidió validar los 3 modelos a partir de las características típicas durante años con precipitación de verano extrema. Se eligieron los 3 veranos más secos y los 3 más húmedos (10% de años: P10 y P90) en el periodo 1961-1990 de las bases de datos GHCN, CPC y los 3 MCG. Las variables que se usaron para esta validación fueron temperatura, precipitación, SLP y Z500. La Figura 23 muestra el ciclo anual de la precipitación en el periodo 1961-1990 comparado con los ciclos anuales obtenidos de la precipitación promedio en los 3 veranos más secos y los 3 más húmedos. Se puede observar que el CPC reproduce aceptablemente la característica que muestra el GHCN en que los 3 veranos más lluviosos presentaron menor precipitación en los meses de enero a abril, mientras que el ciclo anual de los 3 años con veranos más secos presentan mayor precipitación en los meses de enero-abril. Esta característica fue documentada por Higgins *et al.* (1998) para el monzón en el Suroeste de Estados Unidos. El modelo UKMO-HadCM3 es el único que reproduce aceptablemente esta característica pero con la precipitación de los meses enero-marzo ligeramente subestimada (sobrestimada) para los 3 años más secos (húmedos).

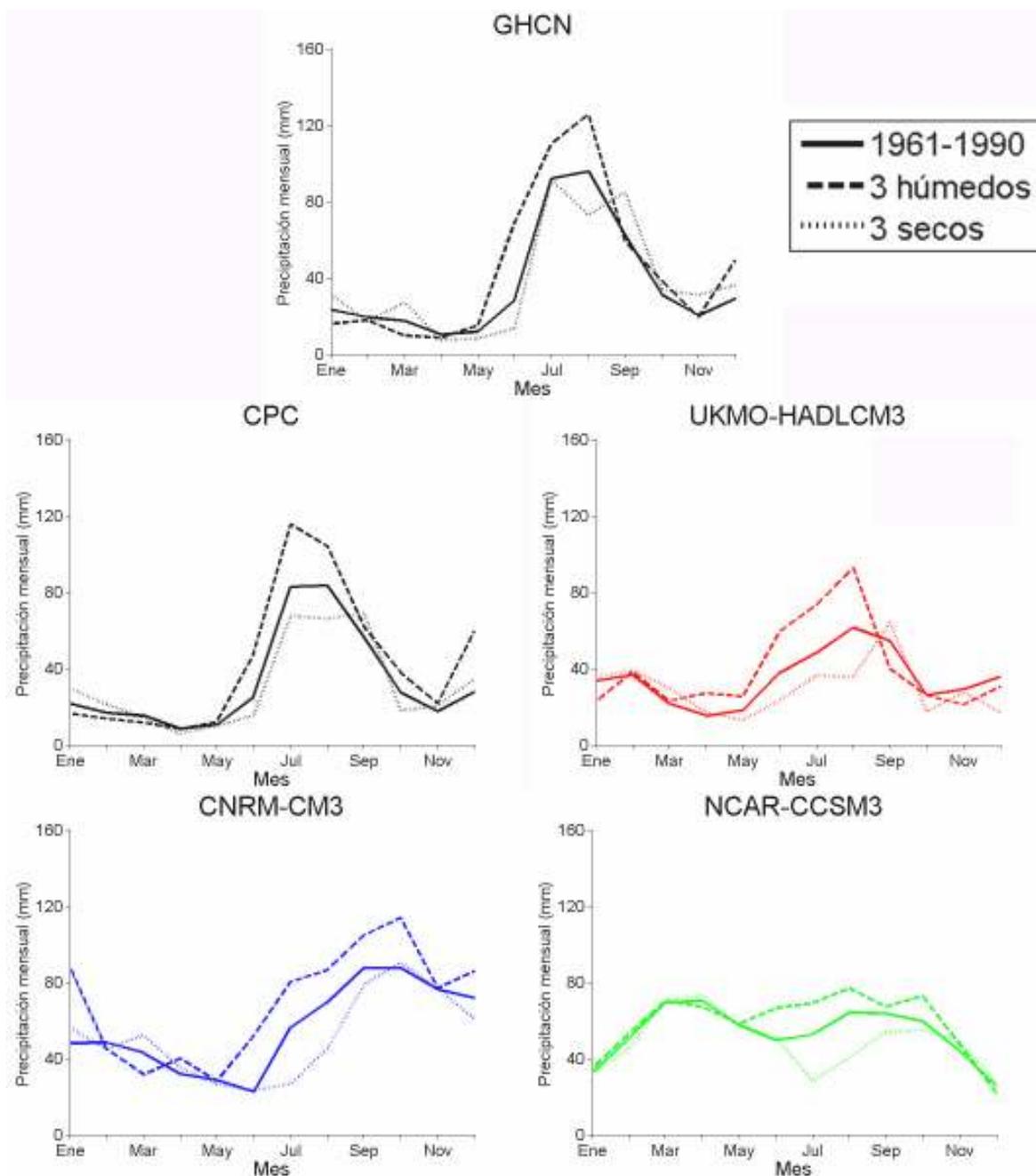


Figura 23. Ciclo anual de precipitación promedio y de años con veranos extremos (P10 y P90) en la zona del monzón de las bases de datos GHCN, CPC y los tres modelos UKMO-HadCM3, CNRM-CM3 y NCAR-CCSM3. Línea continua: ciclo anual del periodo 1961-1990, línea discontinua: veranos húmedos (P90), línea punteada débil: veranos secos (P10).

Los mapas de la Figura 24 muestran la temperatura promedio ($^{\circ}\text{C}$) de verano en los 3 años más secos, de los 3 años más húmedos del periodo 1961-1990 y su correspondiente diferencia. Se observa que los dos MCG fallan al reproducir las temperaturas bajas asociadas al núcleo del monzón (ver mapa del NCEPr) tanto en los años más secos como en los más húmedos; por el contrario, los modelos muestran un fuerte calentamiento en toda la zona del monzón. La diferencia observada de los compuestos muestra que el NCEPr se caracteriza por una anomalía negativa, es decir los años en que llueve más (menos) en el verano se asocian con temperaturas menores (mayores) en la zona del monzón pero en el Océano Pacífico sucede lo contrario ya que las temperaturas en los años más húmedos son mayores (contraste térmico océano-continente). Esta característica es simulada aceptablemente (aunque sobre-estimada) por el CNRM-CM3 y el UKMO-HadCM3, siendo más intensa la diferencia en este último. Se muestran a continuación los efectos de este mayor contraste térmico océano-continente en la precipitación simulada por los MCG (Figura 25). Es importante hacer notar que el contraste térmico océano-continente es un factor muy importante al inicio del monzón; se ha documentado que cuando el contraste térmico es más intenso de lo normal (océano más frío y continente más caliente) antes del inicio del monzón, se favorece un inicio del monzón más intenso y viceversa (Zhu *et al.*, 2007; Turrent y Cavazos, 2008). Una vez que el monzón evoluciona este contraste térmico se invierte, por lo menos en los años extremos, como lo muestra la diferencia en temperatura de la Figura 24.

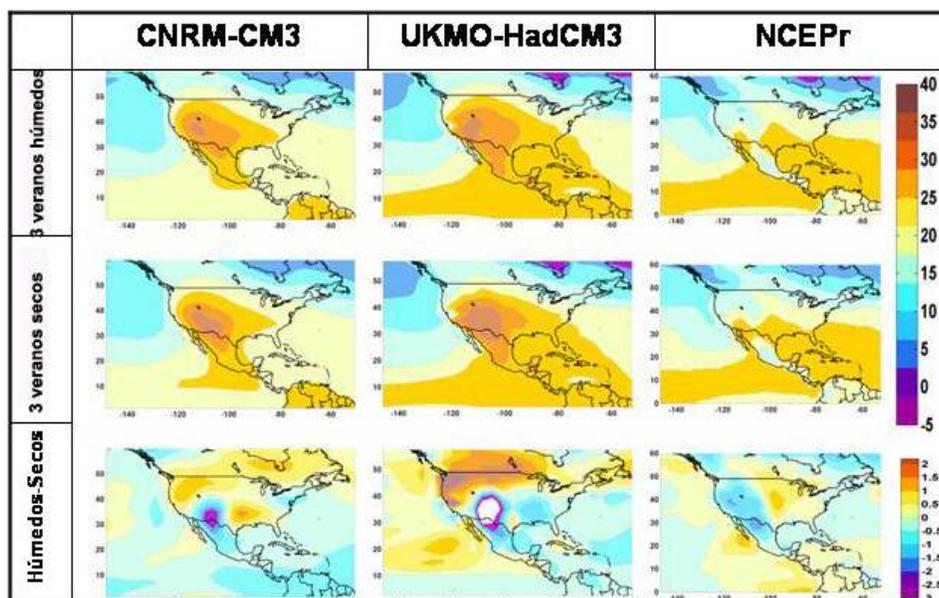


Figura 24. Temperatura promedio (°C) de verano de 2 MCG y la observada (NCEPr) en los 3 veranos (JJA) más húmedos y los 3 más secos del periodo 1961-1990 y su correspondiente diferencia.

Para el análisis espacial de la precipitación se usó el CPC como malla observada ya que aunque no tiene datos en el océano, tiene los 30 años de la climatología (1961-1990) lo cual ayuda a representar mejor la variabilidad decadal al momento de elegir los años más secos y húmedos. En la Figura 25 se observan la precipitación promedio de los veranos más húmedos y los más secos de la malla observada CPC y los MCG. En el CPC podemos notar que la diferencia entre años húmedos menos secos muestra una mayor precipitación en la Sierra Madre Occidental junto con una menor precipitación en el sur de Arizona y Nuevo México. Este patrón está bien simulado por el UKMO-HadCM3 aunque sobrestima la diferencia en la zona norte del MAN. Desafortunadamente el CPC no cuenta con datos en el océano y por lo tanto no se puede saber el comportamiento de la precipitación observada en la zona de convergencia intertropical (ITCZ) pero podemos observar que de los 3 MCG el UKMO-HadCM3 es el que muestra la ITCZ más intensa durante años húmedos. El patrón de las diferencias de precipitación que simula el CNRM-CM3 es similar al del UKMO-HadCM3 para la zona del monzón, pero el patrón de la ITCZ simulado por el CNRM-CM3 es muy similar en años secos y húmedos. El NCAR-CCSM3 subestima tanto la precipitación de los años secos como la de los húmedos en el continente.

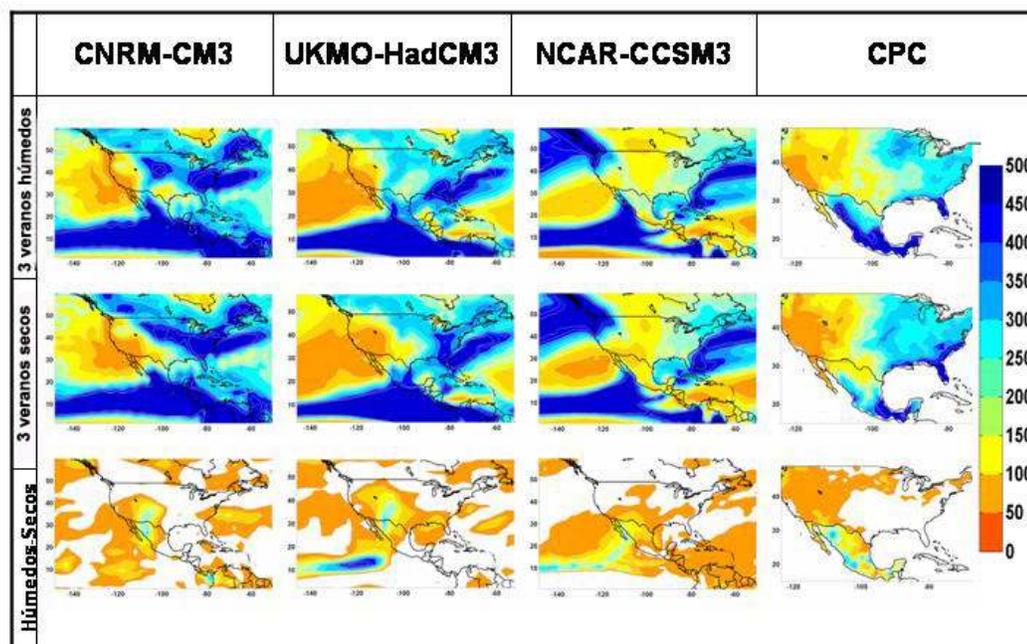


Figura 25. Precipitación promedio (mm) de verano de 3 MCG y la observada (CPC) en los 3 veranos (JJA) más húmedos y los 3 más secos del periodo 1961-1990 y su correspondiente diferencia.

En la Figura 26 se muestra la presión al nivel del mar (SLP) de los 3 veranos correspondientes al percentil 90 y 10 de precipitación en la zona del monzón. La SLP promedio observada en el NCEPr muestra la baja presión asociada al monzón, sin embargo en la diferencia se nota que los veranos más húmedos se caracterizan por SLP ligeramente mayores que los veranos secos, probablemente debido a que un aumento en la precipitación produce temperaturas más bajas en la superficie (Figura 24) y por lo tanto una mayor SLP. Como ya se había visto en la Figura 19, el UKMO-HadCM3 simula la baja presión asociada al monzón mucho más intensa que la observada en el NCEPr, pero además la diferencia está también sobrestimada llegando a ser hasta mayor que 3 mb en comparación con las diferencias en el NCEPr que son menores a 1 mb. El CNRM-CM3 simula algo muy similar al UKMO-HadCM3 pero de manera menos intensa en los 3 casos, siendo las diferencias de SLP en los veranos húmedos menores a 1.5 mb (Figura 26).

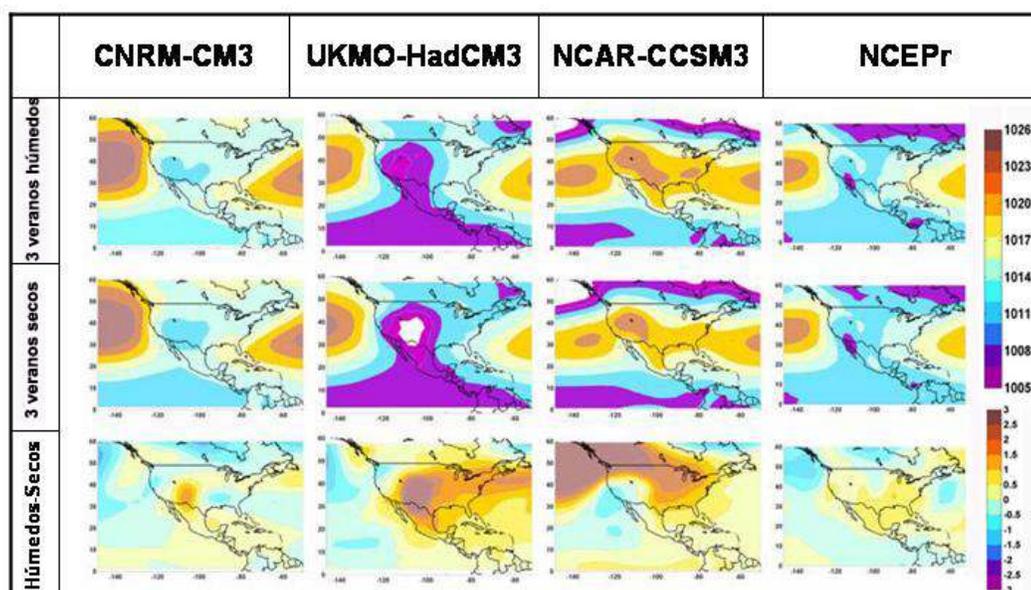


Figura 26. Promedio de la presión superficial a nivel del mar (SLP) observada (NCEPr) en los 3 veranos (JJA) más húmedos y los 3 más secos del periodo 1961-1990 y su correspondiente diferencia.

Los resultados para Z500 se observan en la Figura 27. En el caso del NCEPr los veranos secos están asociados con un anticiclón de altura más intenso situado sobre la zona fronteriza de México-Estados, posiblemente debido a una temperatura superficial más alta (Figura 24) comparada con los veranos más húmedos. Por el contrario, los veranos húmedos se caracterizan por un anticiclón más hacia el norte del MAN, lo cual posiblemente ayuda a que entre más humedad a la región, como lo sugiere el ciclón de altura sobre el núcleo del monzón, que es donde se produce la mayor precipitación (Figura 25). La diferencia observada en el NCEPr también muestra un tren de onda del Pacífico Norte hacia la zona del monzón con el anticiclón en el oeste de Estados Unidos y el ciclón en la zona del monzón. El UKMO-HadCM3 reproduce aceptablemente las características antes mencionadas pero con mayor intensidad; el anticiclón simulado por el CNRM-CM3 es más intenso que el observado para los años extremos. El NCAR-CCSM3 simula el tren de onda observado en el NCEPr, pero más intenso y movido hacia el norte y por lo tanto produce mucho menos lluvia que la observada en la zona del monzón en los veranos extremos (Figura 25).

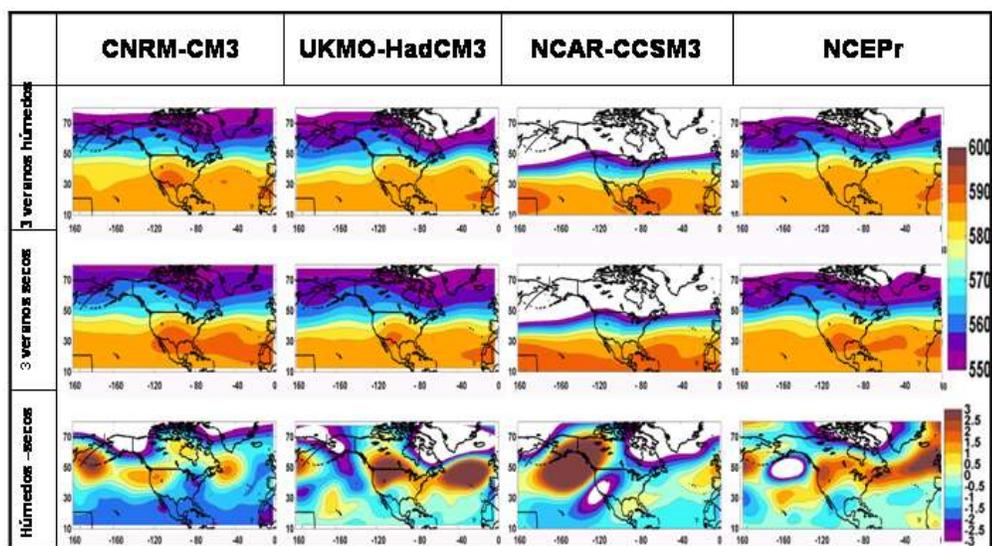


Figura 27. Similar a la Figura 26, pero para altura geopotencial a 500 mb (Z500, dam). Las áreas blancas indican valores menores al límite inferior de la barra de colores.

En general, del análisis de validación de los 3 GCM a partir de métricas observadas (1960-2000) en la zona del MAN se concluye lo siguiente:

- a) A escala anual el UKMO-HadCM3 reprodujo mejor el ciclo anual de precipitación y el patrón espacial de precipitación.
- b) Ningún modelo reprodujo la variabilidad interanual de la precipitación anual, sólo el UKMO-HadCM3 reprodujo adecuadamente la magnitud de la precipitación. Los otros dos modelos sobrestimaron la precipitación (casi el doble).
- b) En el verano nuevamente el UKMO-HadCM3 fue el que mejor simuló las características observadas así como el máximo de precipitación sobre la Sierra Madre Occidental.
- c) Todos los modelos fallaron en reproducir la variabilidad interanual de la precipitación de verano, aunque el error en la magnitud de la precipitación fue mucho menor que el anual.
- D) Los MCG tienen muchas dificultades en simular adecuadamente la magnitud de la precipitación de las otras estaciones del año (a excepción del verano), generalmente la sobrestiman (Figura 16).
- d) De todas las métricas analizadas en esta tesis, los MCG tuvieron más complicaciones al reproducir las características típicas de la temperatura, SLP y Z500 en los veranos extremos.

IV.4 Proyecciones climáticas para el Siglo XXI

Meehl *et al.* (2007) reporta que a escala global todos los modelos del CMIP3 utilizados en el AR4 proyectan incrementos en el promedio de la temperatura del aire en la superficie (llamada de aquí en adelante simplemente como temperatura).

En el capítulo 11 del AR4, se reporta un cambio de entre 3 y 4°C de la temperatura anual y de verano en el suroeste de Estados Unidos y Noroeste de México para los últimos 20 años del siglo XXI con respecto a 1980-1999. En la Figura 28 se muestran las anomalías de la temperatura anual proyectadas por el UKMO-HadCM3 y el CNRM-CM3 durante el siglo XXI para los escenarios B1 (emisiones bajas de GEI) y A2 (emisiones altas de GEI) para la zona del monzón. Se observa una tendencia positiva, llegando entre 2 y 3°C a finales del siglo para el escenario B1 y entre 4 y 5°C para el escenario A2.

Como se observa en el patrón espacial de los cambios de la temperatura en el periodo 2050-2097 con respecto a la climatología del periodo 1961-1990 (Figura 29), todas las proyecciones coinciden en que el calentamiento será mayor en el continente que en el océano. El escenario de emisiones altas del UKMO-HadCM3 es el que proyecta un mayor incremento en la temperatura ubicado principalmente en Estados Unidos, aunque este modelo también mostró temperaturas más altas que las observadas, especialmente en el suroeste de Estados Unidos.

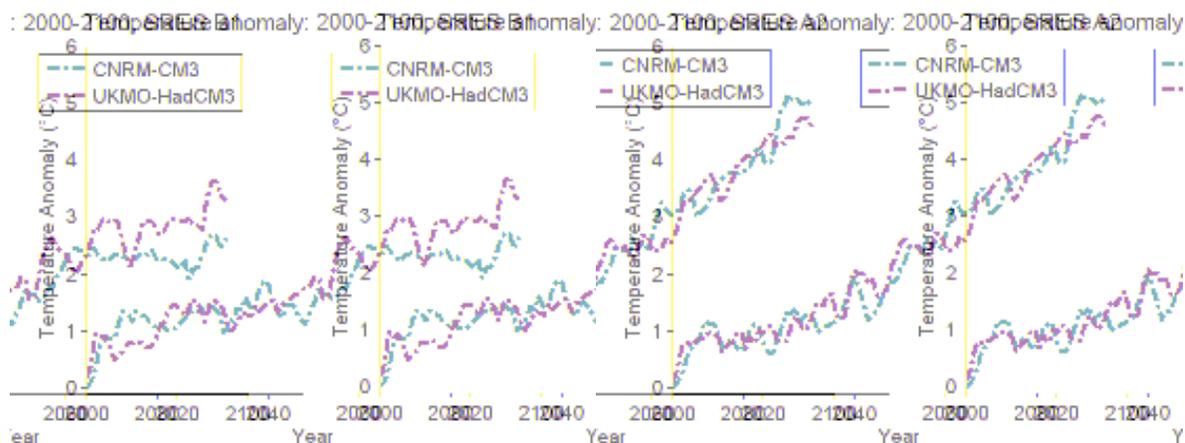


Figura 28. Promedio móvil de 5 años de los cambios de la temperatura anual ($^{\circ}\text{C}$) proyectados en la zona del monzón por los modelos globales CNRM-CM3 y UKMO-HadCM3. A la izquierda (derecha) se muestran las proyecciones para el escenario de emisiones bajas B1 (altas A2). Periodo 2000-2100, cambios proyectados con respecto a la climatología en el periodo 1961-1990 del modelo respectivo.

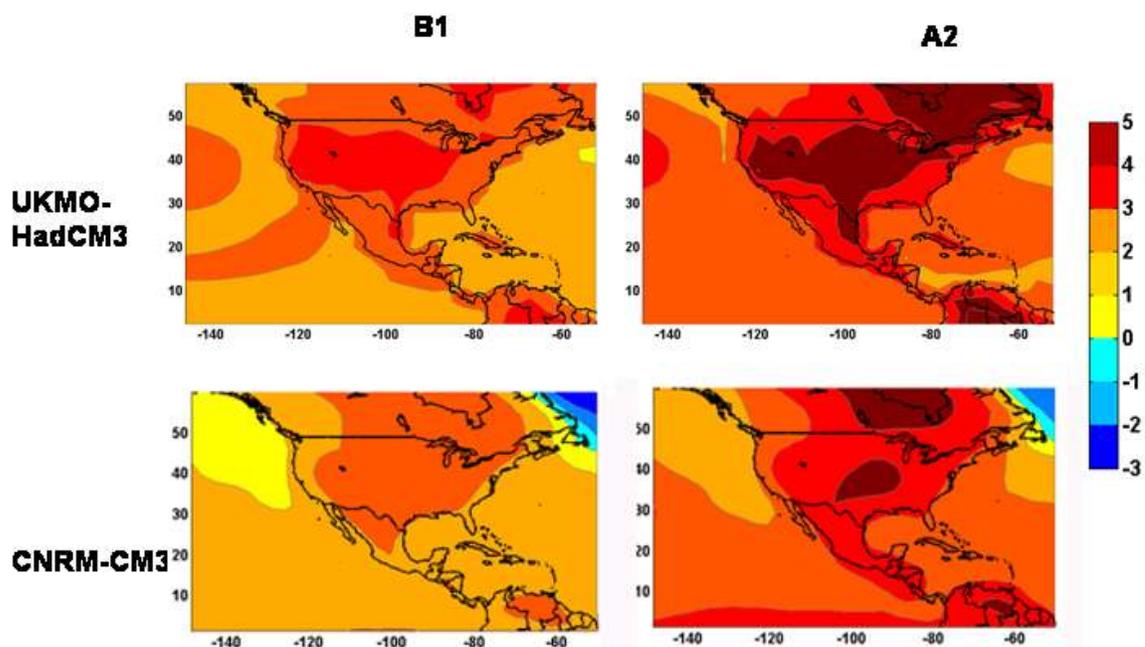


Figura 29. Cambios proyectados en el promedio de la temperatura anual ($^{\circ}\text{C}$) para 2050-2097 con respecto a la climatología (1961-1990) de los modelos UKMO-HadCM3 y CNRM-CM3. A la izquierda (derecha) se muestran las proyecciones para el escenario de emisiones bajas B1 (altas A2).

Los cambios proyectados en la precipitación anual promedio para el siglo XXI (Figura 30) no presentan una tendencia clara en ninguno de los escenarios; sin embargo, se proyectan cambios del orden de ± 100 mm en el escenario de emisiones bajas (B1) como se observa en la Figura 30. No existe un acuerdo en el signo de los cambios de precipitación en la zona del MAN entre todos los modelos del CMIP3 reportados por el IPCC (ver Figura 11.12 en Christensen *et al.*, 2007). Consistente con los resultados del IPCC, en la Figura 30 se observa que mientras los cambios en el escenario de emisiones altas (A2) para el modelo UKMO-HadCM3 son mayormente positivos, para el modelo CNRM-CM3 son negativos (Figura 30, Tabla VIII).

Por otro lado, en la Figura 31 las proyecciones de precipitación de verano son diferentes a las anuales, ya que la anomalía interanual de los modelos CNRM-CM3 y UKMO-HadCM3 oscila alrededor de cero en todo el periodo y en los dos escenarios. El NCAR-CCSM3 proyecta una disminución de precipitación de verano en la segunda mitad del siglo XXI en el escenario A2, mientras que los cambios proyectados en la precipitación anual no mostraban una tendencia significativa (ver también Tabla IX).

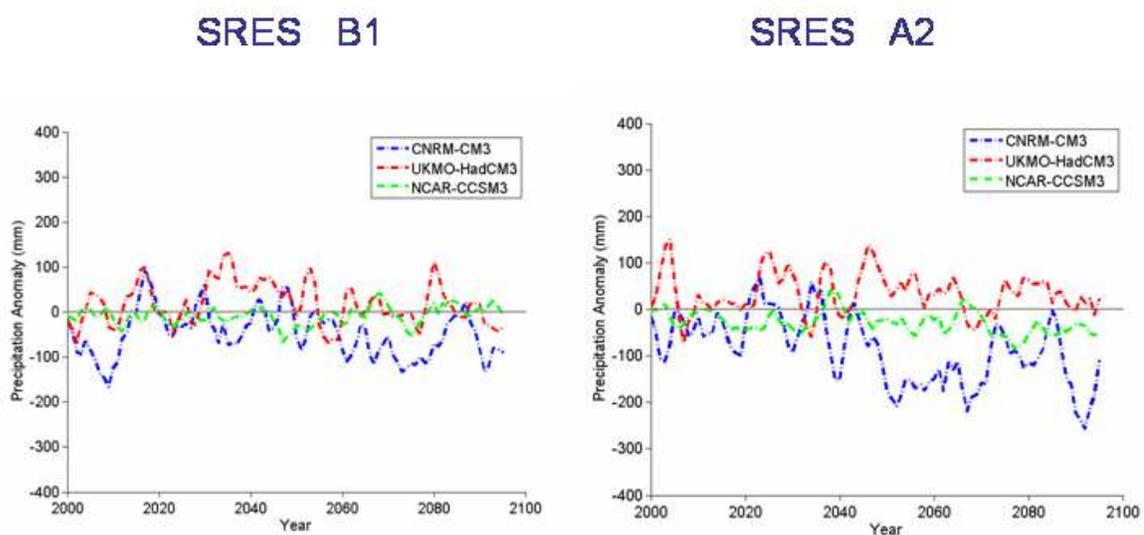


Figura 30. Promedio móvil de 5 años de los cambios proyectados para la precipitación anual (mm) en el siglo XXI en la zona del monzón por los modelos globales CNRM-CM3, UKMO-HadCM3 y NCAR-CCSM3. A la izquierda (derecha) se muestran las proyecciones para el escenario de emisiones bajas B1 (altas A2). Cambios proyectados con respecto a la climatología en el periodo 1961-1990 del modelo respectivo.

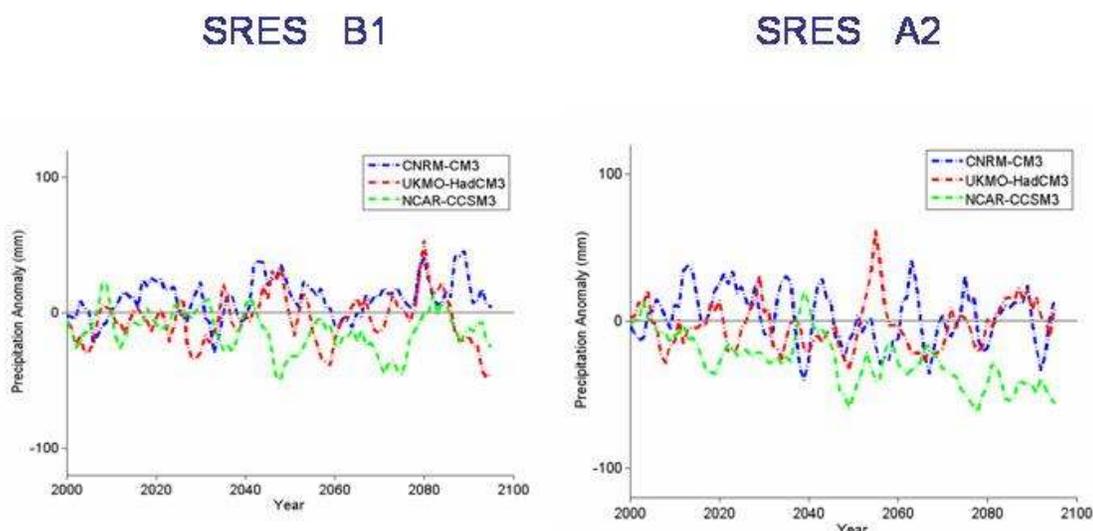


Figura 31. Similar a la Figura 30, pero para la precipitación de verano (JJA).

Tabla VIII. Promedio, mediana y desviación estándar de los cambios proyectados por los MCG en la precipitación anual según los escenarios de emisiones bajas (B1) y altas (A2). Cambios en el periodo 2050-2097 respecto a la climatología en el periodo 1961-1990.

GCM	Promedio (mm)		Mediana (mm)		SD (mm)	
	B1	A2	B1	A2	B1	A2
CNRM-CM3	-70.68	-139.57	-79.39	-139.56	83.15	103.62
UKMO-HadCM3	2.88	31.53	-5.8	28.06	78.34	86.33
NCAR-CCSM3	-4.59	-37.91	-6.51	-45.71	43.71	42.60

Tabla IX. Similar a la Tabla VIII, pero para precipitación de verano (JJA).

GCM	Promedio (mm)		Mediana (mm)		SD (mm)	
	B1	A2	B1	A2	B1	A2
CNRM-CM3	10.34	-2.20	8.36	-8.10	33.20	39.05
UKMO-HadCM3	-6.90	1.65	-9.15	-4.40	37.65	35.79
NCAR-CCSM3	-18.32	-38.90	-20.11	-39.41	27.07	20.52

El patrón espacial de los cambios en la precipitación de verano (JJA) para la segunda mitad del siglo XXI (2050-2097) respecto a la climatología (1961-1990) se observa en la Figura 32. Los tres MCG proyectan una ITCZ más intensa cerca del ecuador en el Pacífico Oriental y más débil en Océano Pacífico frente a México y Centro América, de acuerdo a las proyecciones de la precipitación. Además los modelos UKMO-HadCM3 y NCAR-CCSM3 proyectan en general menos lluvia en México, el Golfo de México, el Caribe y el Pacífico Oriental frente a las costas mexicanas, probablemente debido a la influencia de varios factores como el debilitamiento de la ITCZ (Figura 32) y la migración hacia el norte del anticiclón de altura asociado con el MAN (Figura 33).

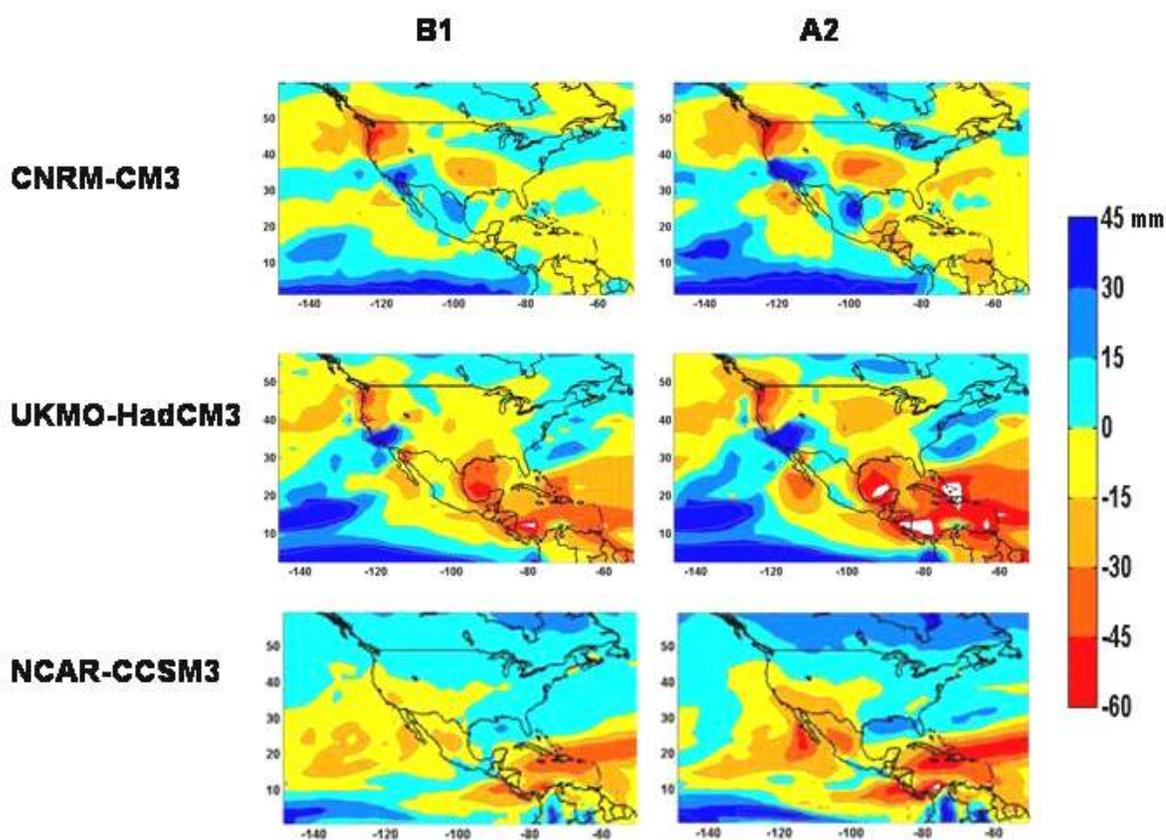


Figura 32. Cambios proyectados por los MCG en la precipitación promedio de verano (JJA) de la segunda mitad del siglo XXI (2050-2097) con respecto al periodo 1961-1990. A la izquierda (derecha) se muestran las proyecciones para el escenario de emisiones bajas B1 (altas A2).

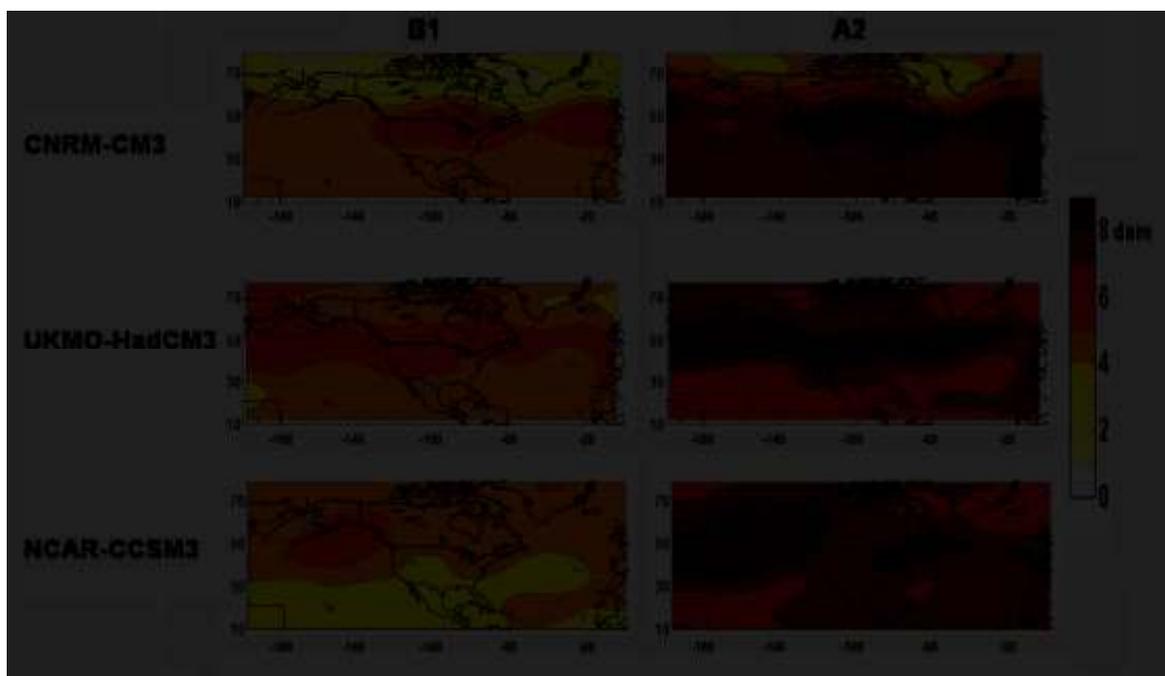


Figura 33. Cambios proyectados por los MCG en las alturas geopotenciales a 500 mb de verano (JJA) para la segunda mitad del siglo XXI (2050-2097) con respecto al periodo 1961-1990. A la izquierda (derecha) se muestran las proyecciones para el escenario de emisiones bajas B1 (altas A2).

Por otro lado, el ciclo anual de la precipitación proyectado para la segunda mitad del siglo XXI (2050-2097) por los tres modelos (Figura 34, línea sólida) muestra que la precipitación de verano (JJA) cambiará muy poco, mientras que para el invierno sólo el modelo del NCAR-CCSM3 proyecta cambios negativos. Es importante recordar que los tres modelos subestimaron la lluvia de verano en el Siglo XX y sobreestimaron las otras estaciones del año, y el UKMO-HadCM3 fue el más aceptable ya que los otros dos MCG simulaban mal el máximo de precipitación en el verano en la zona del monzón.

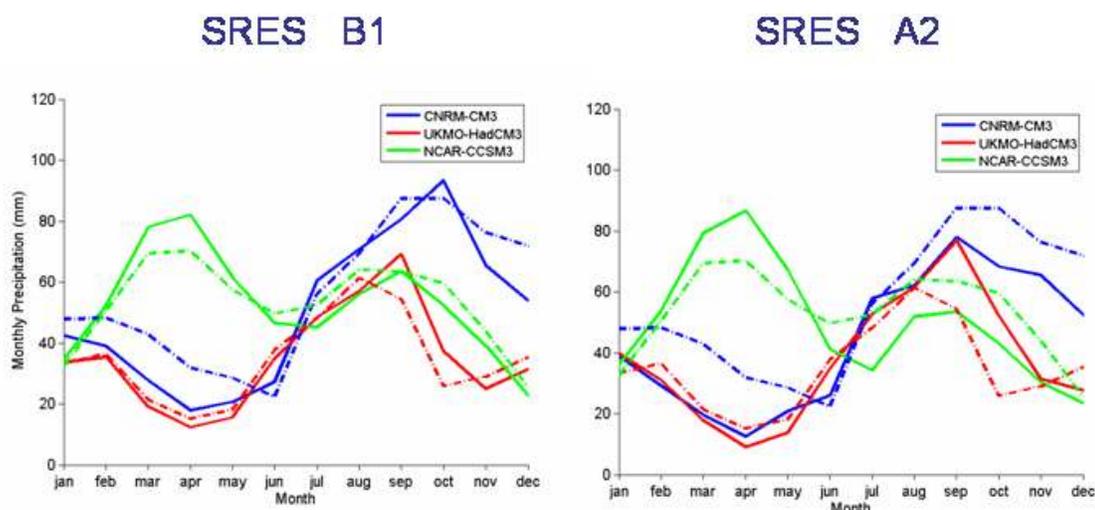


Figura 34. Ciclo estacional promedio de la precipitación proyectado para 2050-2097 (línea sólida) en la zona del monzón por los modelos globales CNRM-CM3, UKMO-HadCM3 y NCAR-CCSM3 y su comparación con el ciclo estacional de la climatología (periodo 1961-1990) del modelo correspondiente (líneas punteadas).

En resumen, los MCG proyectan incrementos en la temperatura anual promedio en el periodo 2050-2097 de hasta 4°C en la zona del monzón, estos incrementos son mayores en el continente dando como resultado un mayor contraste térmico océano-continente. Sin embargo, asociado al calentamiento continental se produce una migración hacia el norte del anticiclón de altura asociado al monzón, lo que podría producir un menor transporte de humedad del Océano Pacífico y el Golfo de México hacia el noroeste de México y el suroeste de Estados Unidos, consistente con lo reportado en el AR4 para el ensamble de multi-modelos del IPCC (Christensen *et al.*, 2007). Este menor transporte de humedad conlleva un decremento en la precipitación de verano aunque esta especulación no se comprueba ya que no hay una congruencia en el signo del cambio de la precipitación proyectada para el siglo XXI.

IV.5 Cambios en la frecuencia de años extremos de precipitación

Sun *et al.* (2006) investigaron la intensidad de la precipitación diaria simulada por 18 MCG del CMIP3, ellos encontraron que la mayoría de los MCG simulaban precipitación ligera ($<10 \text{ mm d}^{-1}$) más frecuentemente que lo observado y muy pocos eventos de precipitación mayor a 10 mm d^{-1} . Los errores en las estimaciones diarias de precipitación tienen a cancelarse de manera tal que la precipitación estacional promedio simulada por los MCG es más realista que la precipitación diaria (Randall *et al.*, 2007). Por esta razón, se decidió hacer un análisis de cambios proyectados en el número de años con precipitación de verano (JJA) extrema, puesto que un análisis de eventos extremos de precipitación diaria, como el realizado en el Capítulo II, no produciría proyecciones confiables.

La metodología utilizada para este análisis consistió en calcular el percentil 90 (p90) y el percentil 10 (p10) de precipitación de verano para cada punto de la malla de cada MCG en el periodo 1961-1990. Posteriormente para el mismo punto de malla en los periodos 2000-2047 y 2050-2097 se contó el número de años para los cuales la precipitación JJA fue mayor (menor) al p90 (p10).

El porcentaje de años en el periodo 2050-2097 para los cuales la precipitación JJA es menor al p10 en el periodo 1961-1990 se muestra en la Figura 35; los resultados para la primera mitad del siglo XXI no se muestran ya que son muy similares. Se observa de esta figura que el modelo UKMO-HadCM3 y CNRM-CM3 proyectan poco cambio en la frecuencia de años con poca precipitación JJA en la zona del monzón, teniendo valores máximos de hasta 20% de los años, es decir 10 años más secos en el periodo 2050-2097 en ambos escenarios de emisiones. Por otro lado, el escenario de emisiones altas (A2) del NCAR-CCSM3 proyecta hasta un 70% de años con precipitación menor al p10 en la segunda mitad del siglo XXI.

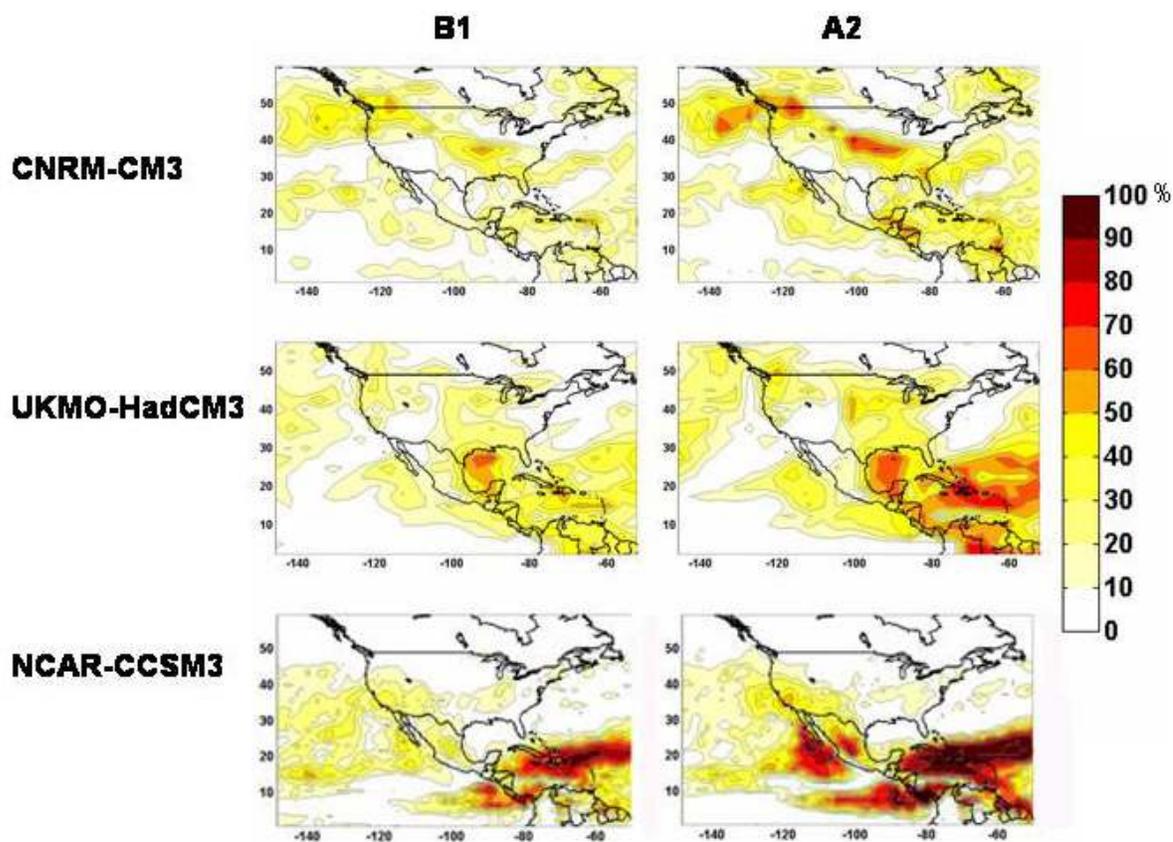


Figura 35. Porcentaje de años en el periodo 2050-2097 para los cuales la precipitación de JJA es menor al P10 del periodo 1961-1990.

La Figura 36 muestra el porcentaje de años en el periodo 2050-2097 para los cuales la precipitación de JJA es mayor a p90 del periodo 1961-1990. Para la zona del monzón el modelo que proyecta mayor número de años con precipitación intensa es el CNRM-CM3, para el cual hasta 40 % de los 48 años en el periodo 2050-2097 presentan precipitación mayor al p90 observado. En contraste tenemos el modelo NCAR-CCSM3 que proyecta que ningún año excederá el p90 de precipitación de JJA; por el contrario, proyecta que casi todos los años serán secos (Figura 35). El UKMO-HadCM3 proyecta un máximo de hasta 10 años (20%) con precipitación intensa de verano en la zona del monzón.

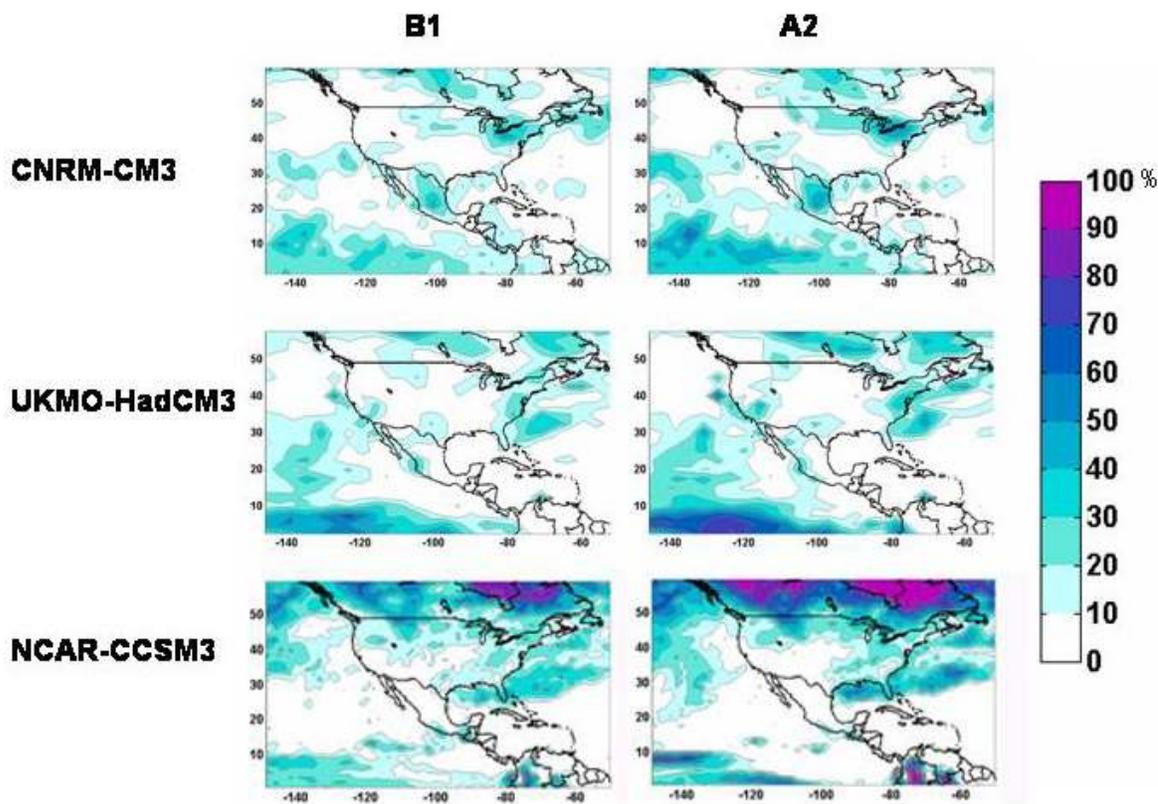


Figura 36. Porcentaje de años en el periodo 2050-2097 para los cuales la precipitación de JJA es mayor al P90 en el periodo 1961-1990.

Se obtuvo nuevamente poco acuerdo en las proyecciones futuras de los años con precipitación extrema de verano, aunque los resultados del CNRM-CM3 y UKMO-HadCM3 coinciden más entre sí que con los del NCAR-CCSM3. Los dos escenarios del NCAR-CCSM3 proyectan que para la segunda mitad del siglo XXI habrá menos del 10 % de años con lluvia mayor al p90. Los otros dos modelos no proyectan cambios significativos en la lluvia menor a p10 (años con poca precipitación JJA), pero coinciden en que el porcentaje de años con lluvia de JJA mayor a p90 aumentará ligeramente.

IV.6 Cambios en la distribución normal de precipitación total anual y de verano en la zona del monzón

La comparación de las distribuciones normales de la precipitación anual promedio en el clima del siglo XX con las distribuciones normales de las proyecciones en la precipitación para el siglo XXI es una forma simplificada de establecer si el promedio de precipitación o los años con precipitación extrema (años secos y húmedos) aumentarán o disminuirán según los tres MCG utilizados.

El primer paso fue determinar si la distribución normal era adecuada para representar el histograma de precipitación anual del MAN en el periodo 1960-1997. En la Figura 37 se muestra que efectivamente la distribución normal representa de manera aceptable el comportamiento de la frecuencia de años con precipitaciones definidas. Por otro lado, en esta figura se observa algo similar que en la Figura 13 acerca de la sobrestimación de la precipitación anual que simulan los tres MCG. El UKMO-HadCM3 es el que mejor simula el comportamiento de la precipitación pero se observa que la curva de distribución normal tiende a ser más achatada, es decir se proyectan más años con precipitación mayor que la observada.

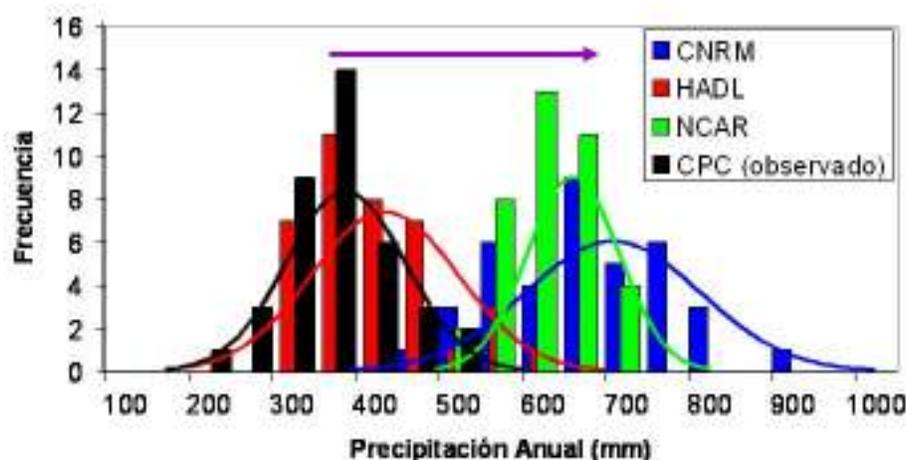


Figura 37. Histograma de precipitación anual (barras) y distribución normal asociada (líneas) para la base de datos de precipitación observada CPC y de los MCG para la zona del

monzón. Periodo 1960-1997. La flecha indica el desplazamiento hacia la derecha de dos MCG.

Los cambios en la distribución normal de la precipitación anual para el siglo XXI (primeros 38 años: 2000-2037 y los últimos 38 años: 2060-2097) se muestran en la Figura 38. Por una parte el CNRM-CM3 proyecta que para los dos periodos del siglo XXI el valor medio de la precipitación anual disminuirá, siendo mayor esta disminución en el último periodo del siglo XXI y bajo el escenario de emisiones altas (A2). Los otros dos MCG no muestran un acuerdo entre sí mismos para ambos escenarios de emisiones; el UKMO-HadCM3, el cual en la etapa de validación con base en las métricas observadas resultó ser de los 3 MCG usados el que mejor reprodujo el clima del siglo XX, proyecta en general un corrimiento de la distribución normal hacia valores mayores de precipitación, excepto para el escenario B1 en el último periodo del siglo XXI.

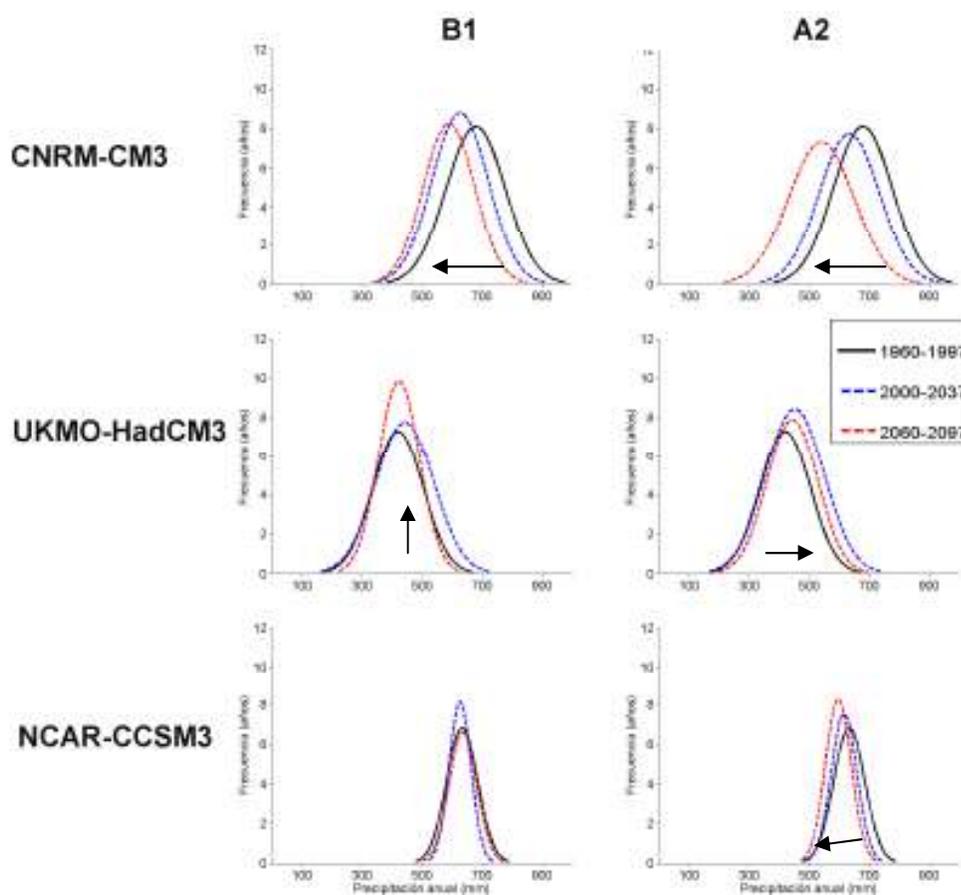


Figura 38. Distribución normal de la precipitación anual simulada por los MCG en el periodo 1960-1997 (negro), 2000-2037 (azul) y 2060-2097 (rojo) para la zona del monzón. Las flechas indican la dirección del cambio de algunas distribuciones.

Contrario a lo obtenido en las distribuciones anuales observadas en el siglo XX (Figura 37), en la Figura 39 observamos que el valor medio de la precipitación de verano JJA en el MAN es similar para la malla observada CPC y los MCG, sin embargo el comportamiento de la distribución es diferente, siendo el NCAR-CCSM3 el modelo cuya distribución difiere más ya que simula una menor variabilidad anual esto probablemente producto de utilizar el ensamble de las 4 realizaciones disponibles.

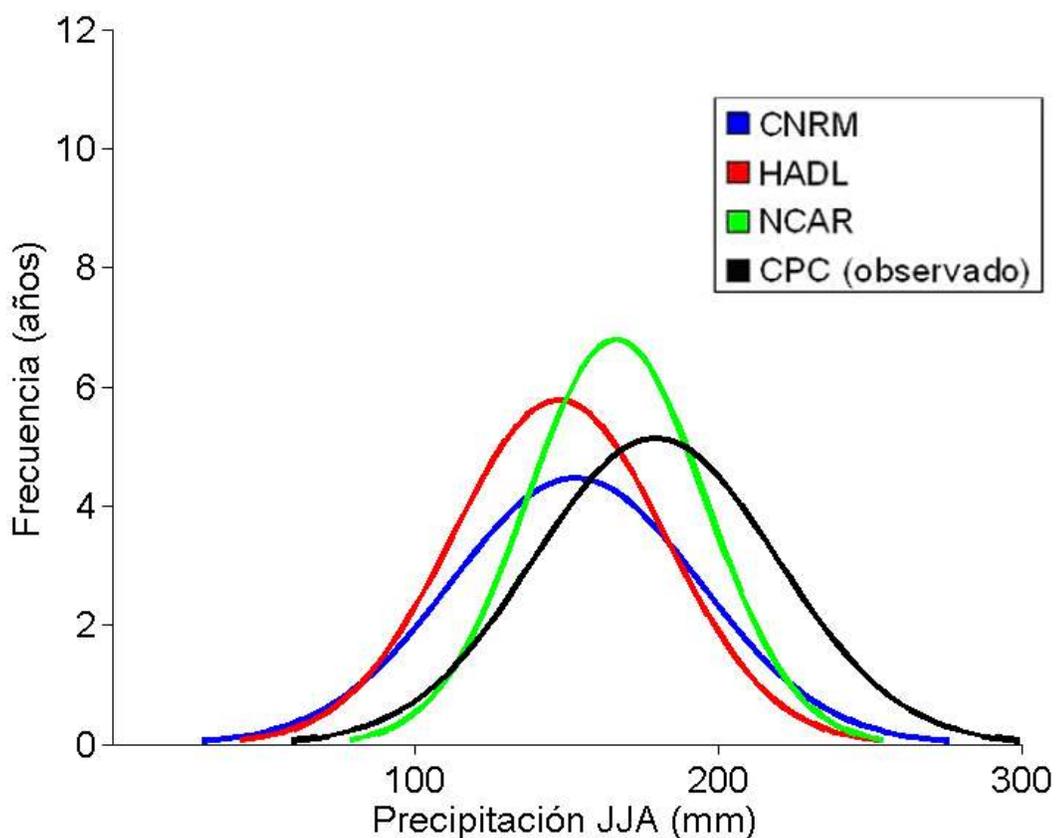


Figura 39. Distribución normal asociada con la precipitación de verano (JJA) para la base de datos de precipitación observada CPC y de los MCG en la zona del monzón. Periodo 1960-1997.

Los cambios en la distribución normal de la precipitación JJA proyectados para el siglo XXI se muestran en la Figura 40. En contraste a las distribuciones anuales (Figura 38), durante el verano se observa una mayor concordancia en la magnitud y frecuencia de la precipitación proyectada por los tres modelos. El CNRM-CM3 no proyecta cambios en

ningún escenario de los valores medios ni los extremos para la precipitación de JJA en la zona del monzón. Sin embargo, existe un ligero acuerdo en la disminución del valor medio de la precipitación JJA en los modelos UKMO-HadCM3 y NCAR-CCSM3. El NCAR-CCSM3 para el segundo periodo del siglo XXI proyecta cambios además en el comportamiento de la distribución normal, sobretodo en el segundo periodo del siglo XXI.

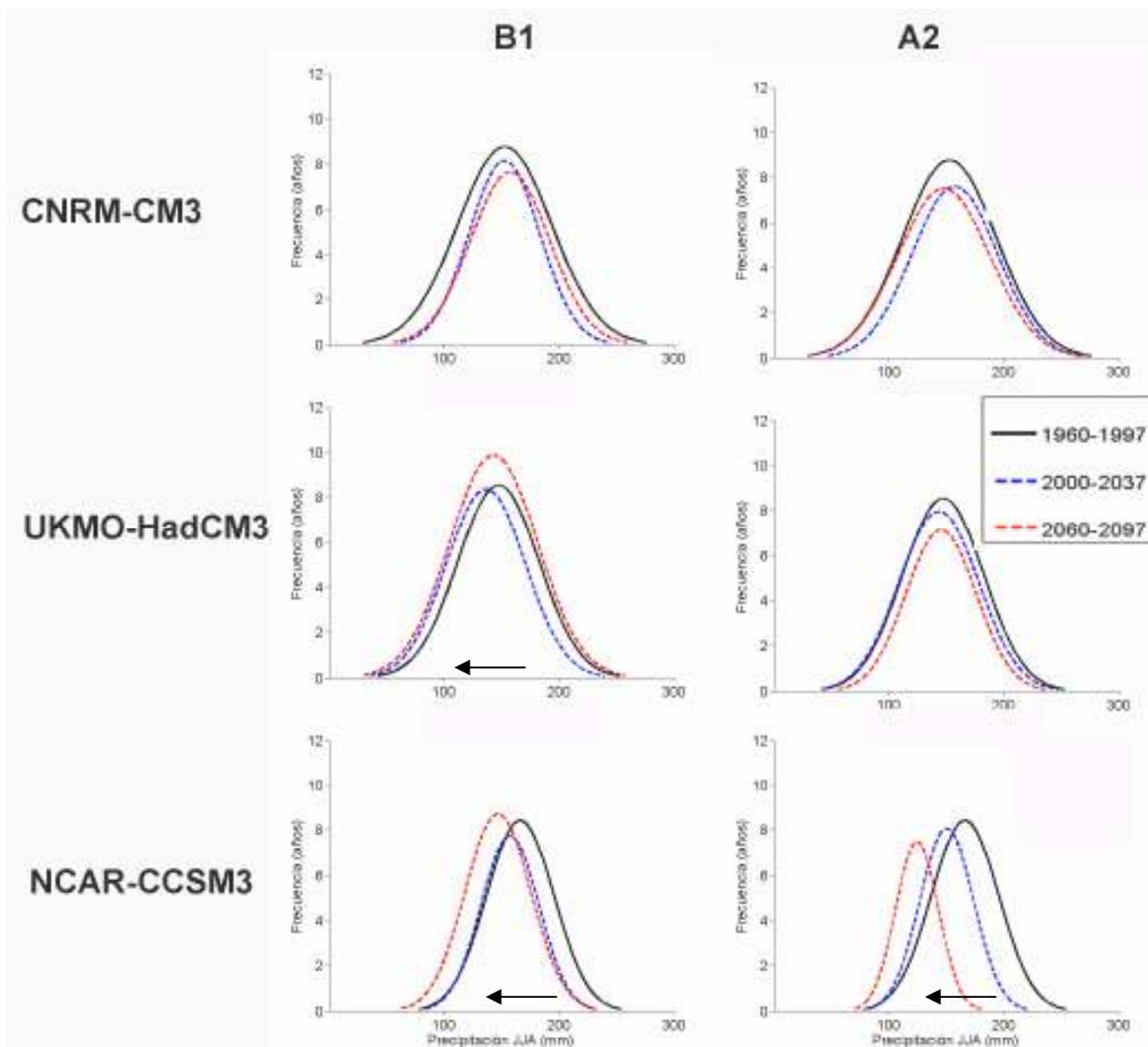


Figura 40. Distribución normal de la precipitación de verano (JJA) simulada por los MCG en el periodo 1960-1997 (negro), 2000-2037 (azul) y 2060-2097 (rojo) para la zona del monzón. Las flechas indican la dirección del cambio de las distribuciones.

De igual manera que en el análisis de la serie de tiempo de cambios proyectados en la precipitación anual y de verano, este análisis por medio de distribuciones normales de la precipitación permite confirmar de una manera sencilla los resultados obtenidos anteriormente. No existe un acuerdo en el signo de los cambios proyectados para la precipitación anual ni de verano. Sin embargo, se observa que la precipitación JJA es más fácilmente reproducible para los modelos que la precipitación anual, lo cual es sorprendente ya que normalmente es más difícil reproducir la lluvia convectiva de verano, especialmente en zonas con topografía compleja como en el área de estudio.

IV.7 Conclusiones

El monzón de América del Norte (MAN) se desarrolla durante el verano en el suroeste de Estados Unidos y el noroeste de México, la topografía de esta zona es compleja y la Sierra Madre Occidental tiene una gran influencia en el establecimiento de este fenómeno.

Es de esperarse que los MCG tengan dificultades al reproducir las características generales de la precipitación y circulación (en esta tesis se analizaron SLP y Z500) debido a que como ya se ha reportado anteriormente algunos procesos muy importantes en el MAN se producen a una escala menor a la resolución de las mallas de los MCG y las distintas parametrizaciones dan lugar a debilidades (y en algunos casos fortalezas) en la simulación del clima por los MCG.

Es por esto que se realizó primeramente una validación del clima del siglo XX (20C3M: 1960-2000) usando 3 MCG del CMIP3: CNRM-CM3, UKMO-HadCM3 y NCAR-CCSM3. Las métricas observadas se obtuvieron de tres bases de precipitación en malla y una de estaciones y datos de circulación del reanálisis del NCEP.

Las métricas utilizadas fueron variabilidad interanual de la temperatura y precipitación anual promedio en la zona del monzón y su patrón espacial. A escala anual observamos que de los tres modelos el UKMO-HadCM3 fue el que mejor reprodujo las características generales, ya que aunque la variabilidad interanual es difícil de reproducir por los MCG, el

análisis posterior de la distribución normal de la precipitación anual así como del ciclo anual de la precipitación nos confirma que las características simuladas de la precipitación por el UKMO-HadCM3 son las que más se acercan a las observadas.

En el MAN el máximo de precipitación sucede en el verano (JJA) así que se consideró importante realizar la validación de las métricas anteriormente analizadas a escala anual. Los resultados del análisis de validación de métricas JJA observadas mostraron que nuevamente el UKMO-HadCM3 fue el que mejor simuló las características del clima de verano en el MAN. Lo más notable es que a escala interanual y estacional, los 3 MCG tuvieron menor discrepancia en la simulación de la magnitud de la precipitación de verano que la de la anual, resaltando que los modelos tuvieron más problemas para simular la lluvia de invierno, primavera y otoño. Los patrones espaciales de temperatura superficial del aire, SLP y Z500 muestran algunas debilidades de los MCG. El UKMO-HadCM3 y el CNRM-CM3 sobrestiman grandemente el contraste térmico océano continente que influye directamente en el desarrollo del monzón a través de la baja térmica y el anticiclón de altura localizados en esta zona; el NCAR-CCSM3 tiene múltiples debilidades en la simulación del patrón espacial de la precipitación y todas las demás características analizadas.

Aunque en la validación de la distribución espacial de la precipitación de verano el UKMO-HadCM3 reproduce muy adecuadamente el máximo de precipitación sobre la Sierra Madre Occidental, un análisis posterior de los veranos extremos (p90 y p10) permitió identificar que los tres modelos presentan múltiples debilidades al simular las condiciones climáticas típicas de los veranos secos y húmedos.

Las proyecciones de cambio en la temperatura de los dos MCG analizados en la zona del monzón para el siglo XXI coinciden en un calentamiento futuro mayor sobre el continente que sobre el océano. Por otro lado, las proyecciones de la precipitación en esta zona indican que no existe un acuerdo en el signo del cambio entre los 3 MCG. Los cambios en las características de Z500 indican que el anticiclón de altura asociado con el monzón se

desplazará hacia el norte, provocando con esto posiblemente un menor flujo de humedad del Océano Pacífico y Golfo de México hacia el continente, pero como ya se mencionó anteriormente no existe un acuerdo decisivo en el signo de los cambios en precipitación.

Por otro lado, un análisis de eventos extremos de precipitación diaria simulada por los modelos para el siglo XXI no habría producido resultados confiables debido a que se ha reportado que los MCG del CMIP3 no simulan adecuadamente la precipitación diaria. Sin embargo, la precipitación estacional promedio simulada por los MCG es más realista que la diaria ya que los MCG simulan precipitación ligera más frecuentemente que lo observado, pero menos lluvia intensa (Sun *et al.*, 2006). Por esta razón, se realizó un análisis de frecuencia del número de veranos con precipitación extrema (p10 y p90) en el siglo XXI. Nuevamente no se obtuvo un acuerdo entre los 3 MCG, aunque los resultados del CNRM-CM3 y del UKMO-HadCM3 coinciden más entre sí que con el NCAR-CCSM3; las proyecciones de los dos primeros coinciden en que no habrá cambios significativos en el porcentaje de años con veranos secos (menor a p10), pero se espera un ligero aumento en el porcentaje de años con lluvia de JJA mayor a p90.

Por último la representación de la precipitación promedio anual y de verano para la zona del monzón mediante una distribución normal resultó adecuada y sencilla para visualizar y corroborar lo analizado con las otras métricas usadas en esta tesis. Los resultados de las proyecciones de cambio climático de los 3 MCG no tienen un acuerdo en el cambio de la precipitación para los distintos escenarios de emisiones.

V. Conclusiones y propuestas de trabajo a futuro

La región de estudio utilizada en esta tesis comprende el noroeste de México y suroeste de Estados Unidos; esta región presenta una topografía compleja que interactúa con la circulación de la atmósfera a diversas escalas y en forma compleja. El conocimiento limitado de estas interacciones genera una incertidumbre en los patrones espaciales y temporales de vulnerabilidad ante el cambio climático.

Para comprender mejor la variabilidad interanual y espacial de la precipitación en esta zona es importante el análisis de los eventos extremos de precipitación. En esta tesis se reportaron las tendencias de 11 índices extremos de precipitación diaria a escala anual, de verano (JJASO) e invierno (NDJFM) analizando los datos provenientes de la base de datos del GHCN de las estaciones meteorológicas localizadas en el área de estudio. Debido a que no hubo uniformidad espacial para reportar las tendencias de cada estación meteorológica, se hizo una regionalización de la lluvia mensual a partir de un análisis de componentes principales y las tendencias en índices de precipitación extrema diaria se reportaron para las regiones establecidas.

Entre los resultados más notables del cálculo de los índices de extremos de precipitación se encontró que la contribución a la precipitación debida a los días con precipitación mayor o igual al percentil 95 (R95p) aumentó en todas las regiones del área de estudio a escala anual e invernal. La tendencia positiva fue estadísticamente significativa para la precipitación anual y de verano en la región montañosa del monzón. Además se observa una consistencia en el aumento de precipitación (PRCPTOT) anual, de verano y de invierno en todas las regiones analizadas. Sin embargo, sólo en las regiones de la zona montañosa del monzón y los estados de Arizona y Nuevo México esta tendencia fue estadísticamente significativa en la precipitación anual. Estas tendencias positivas en la frecuencia e intensidad de la lluvia durante 1960-1998 para la zona del monzón pudieron haber tenido un impacto positivo en la recarga de presas de la región, sin embargo los eventos de lluvia intensa tienden a producir mayores escurrimientos superficiales y por lo tanto podrían haber provocado un impacto negativo en la cantidad de agua que se recarga a los mantos acuíferos.

Sería conveniente realizar el análisis de eventos extremos de precipitación en un periodo más largo para representar adecuadamente los efectos de la variabilidad decadal en la región, sin embargo una de las limitaciones de la región localizada en México es la falta de estaciones meteorológicas con datos en todo el siglo XX, de hecho aun en el periodo analizado (1960-1998) existen extensas áreas en la región de estudio sin una representación espacial significativa.

Es importante además del análisis de eventos extremos, contar con escenarios de cambio climático para la región. Debido a limitaciones de tiempo, en esta tesis sólo se utilizaron datos de 3 MCG del CMIP3 para los análisis de validación de métricas en el periodo observado (1960-2000) y para las proyecciones climáticas para el siglo XXI. Los 3 MCG utilizados fueron el CNRM-CM3, UKMO-HadCM3 y NCAR-CCSM3. Además para este análisis se decidió reducir la región de estudio y analizar sólo la región influenciada principalmente por el monzón de América del Norte.

La validación de métricas en el periodo 1960-2000 mostró que de las mallas observadas de precipitación la del CPC fue la que mejor reproducía las características de la base de datos del GHCN utilizada en el análisis de eventos extremos de precipitación diaria.

De los tres modelos globales, el UKMO-HadCM3 resultó ser el que mejor reproduce la mayor parte de las características del clima de la región a escala anual y de verano, seguido del CNRM-CM3. Es importante enfatizar que el NCAR-CCSM3 presento múltiples debilidades en la evaluación de las métricas de la región del monzón, por lo tanto se sugiere descartarlo en estudios posteriores. En general, los 3 MCG tuvieron dificultades para reproducir las características climáticas de los veranos con precipitación extrema (3 años más secos y 3 años más húmedos).

Las proyecciones de cambio climático de los 3 MCG indican algo similar a lo reportado por Christensen *et al.* (2007) en el AR4 del IPCC, quienes utilizaron los 23 modelos del WCRP-CMIP3. Los tres modelos utilizados indican incrementos significativos de

temperatura durante el siglo XXI para los dos escenarios analizados en la región del monzón de América del Norte (MAN); también sugieren que el aumento de temperatura será mayor en el continente que en el océano, creando con esto un mayor contraste térmico océano-continente. Sin embargo, hasta ahora no existen estudios de sensibilidad que investiguen el impacto dinámico que podría tener el contraste térmico proyectado en el inicio y evolución del monzón. En contraste a la temperatura, los resultados de esta tesis indican que no existe un acuerdo en el signo de los cambios proyectados en la precipitación a escala anual y de verano en el siglo XXI. Además, los cambios proyectados en la circulación de 500 mb, Z500, revelan una migración hacia el norte del anticiclón de altura localizado sobre el MAN, lo cual podría disminuir el transporte de humedad del Océano Pacífico y el Golfo de México hacia la zona del MAN y, por lo tanto, de la precipitación. Sin embargo, como ya se mencionó no existe un acuerdo en el signo de los cambios de precipitación para el siglo XXI y esto se confirmó de una manera sencilla mediante el análisis de cambios en la distribución normal de la precipitación anual y de verano en la zona del monzón. Para revisar la consistencia entre las condiciones de frontera, la circulación y la precipitación proyectadas se tendría que hacer primero un análisis del cambio en el contraste térmico océano-continente; después, analizar los cambios proyectados de la circulación atmosférica y de la humedad a diferentes niveles, y posteriormente analizar los cambios proyectados en la precipitación (*e.g.*, Turrent y Cavazos, 2008, en prensa).

Otra sugerencia para trabajo futuro es que es necesario contar con escenarios regionales de mayor credibilidad. Las condiciones de frontera utilizadas para los modelos regionales y el *downscaling* provienen de las salidas de los MCG. Una validación de métricas del clima regional de los otros 20 MCG del CMIP3 ayudaría a seleccionar aquellos que mejor simulen el clima observado, como se hizo en esta tesis para 3 MCG. Posteriormente se tendría que evaluar si el ensamble de estos MCG elegidos reproduce mejor el clima observado y de ser así se dispondrían de mejores condiciones iniciales y de frontera para los modelos regionales y el *downscaling*. En esta tesis no se reportaron las incertidumbres

entre las proyecciones de los modelos, para trabajos futuros es de suma importancia evaluar la dispersión de las proyecciones de los ensambles de los modelos.

Además sería conveniente hacer un análisis de métricas cuantitativas tales como correlaciones espaciales y temporales de un mayor número de variables que estén directamente asociadas con el Monzón de América del Norte (por ejemplo: temperaturas de la superficie del mar, humedad, velocidad de viento) para todos los MCG del CMIP3.

En esta tesis, el análisis de métricas y las proyecciones futuras realizado se enfocó sólo para el verano (JJA) que es cuando el MAN ya está establecido, pero se propone que además se hagan análisis similares para los meses preliminares al inicio del monzón para determinar si los modelos simulan adecuadamente la evolución y dinámica asociados al MAN es decir un análisis enfocado a procesos.

Otro punto importante para trabajos futuros es el estudio de otros factores tales como el contraste térmico en la zona del monzón y el comportamiento de la ITCZ simulados por los MCG, así como cuáles son sus efectos en la dinámica del MAN y los efectos que se proyectan para el siglo XXI.

A la fecha no hay estudios de detección y atribución al cambio climático en la zona del monzón en México, por lo que se propone que en el futuro sean realizados estudios de este tipo.

Una vez que se cuente con resultados más robustos (en el sentido de analizar más variables y más modelos) y más confiables (de acuerdo al análisis de mayor cantidad de métricas basadas en procesos) es importante realizar estudios de vulnerabilidad ante el cambio climático, lo que permitirá posteriormente formular políticas de adaptación a estos cambios.

Literatura citada

- Adams D.K. y A.C. Comrie. 1997. The North American monsoon. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 78 (10): 2197–2213.
- Aguilar, E., T.C. Peterson, P. Ramírez Obando, R. Frutos, J.A. Retana, M. Solera, I. González Santos, R.M. Araujo, A. Rosa Santos, V.E. Valle, M. Brunet India, L. Aguilar, L. Álvarez, M. Bautista, C. Castañón, L. Herrera, E. Ruano, J.J. Siani, F. Obed, G.I. Hernández Oviedo, J.E. Salgado, J.L. Vásquez, M. Baca, M. Gutiérrez, C. Centella, J. Espinosa, D. Martínez, B. Olmedo, C.E. Ojeda Espinoza, M. Haylock, R. Núñez, H. Benavides y R. Mayorga. 2005. Changes in precipitation and temperature extremes in Central America and Northern South America, 1961-2003. *J. Geophys. Res.* 110: D23107.
- Alexander, L.V., X. Zhang, T.C. Peterson, J. Caesar, B. Gleason, A.M.G. Klein Tank, M. Haylock, D. Collins, B. Trewin, F. Rahimzadeh, A. Tagipour, K. R. Kumar, J. Ravedekar, G. Griffiths, L. Vincent, D.B. Stephenson, J. Burn, E. Aguilar, M. Brunet, M. Taylor, M. New, P. Zhai, M. Rusticucci y J.L. Vazquez-Aguirre. 2006. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *J. Geophys. Res.* 111: DO5109.
- Bordoni S., P.E. Ciesielski, R.H. Johnson, B.D. McNoldy y B. Stevens. 2004. The low-level circulation of the North American Monsoon as revealed by QuikSCAT. *Geophys. Res. Lett.*, 31: L10109. doi:10.1029/2004GL020009.
- Brekke, L.D., M.D. Dettinger, E.P. Maurer y M. Anderson. 2008. Significance of Model Credibility in estimating Climate Projection Distributions for Regional Hydroclimatological Risk Assessments. *Climatic Change.* 89 (3): 371 -394.
- Castro, M., R. González y A. Por-Tela. 1991. Parametrización de la capa límite atmosférica en los modelos numéricos de pronóstico meteorológico. *Física de la Tierra.* 3: 103-138.
- Cavazos T. y S. Hastenrath. 1990. Convection and rainfall over Mexico and their modulation by the Southern Oscillation. *Int. J. Climatology.* 10: 377–386.
- Cavazos, T. 1999. Large-scale circulation anomalies conducive to extreme events and simulation of daily precipitation in northeastern México and southeastern Texas. *J. Climate.* 12: 1506-1523.

- Cavazos, T., A.C. Comrie y D.M. Liverman. 2002. Intraseasonal anomalies associated with wet monsoons in SE de Arizona. *J. Climate*. 15: 2477-2490.
- Cavazos, T. y D. Rivas. 2004. Variability of extreme precipitation events in Tijuana, Mexico. *Climate Research*. 25: 229–243.
- Cavazos, T., C. Turrent y D. P. Lettenmaier. 2008. Extreme precipitation trends associated with tropical cyclones in the core of the North American monsoon. *Geophys. Res. Lett.* doi:10.1029/2008GL035832. En prensa.
- Christensen, J.H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R.K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C.G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr y P. Whetton. 2007. Regional Climate Projections en *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribución del Grupo de Trabajo I al Cuarto Reporte de Evaluación del Panel Intergubernamental para el Cambio Climático* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor y H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press. Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, USA. 847-940.
- Comrie, A.C. y E.C. Glenn. 1998. Principal components-based regionalization of precipitation regimes across the Southwest United States and Northern Mexico with an application to monsoon precipitation variability. *Climate Research*. 10: 201-215.
- Douglas M.W., R.A. Maddox, K. Howard y S. Reyes. 1993. The Mexican monsoon. *J. Climate*. 6: 1665–1677.
- Durre, I., M.J. Menne y R.S. Vose. 2008. Strategies for evaluating quality-control procedures. *Journal of Climate and Applied Meteorology*. En prensa.
- Englehart, P.J. y A.V. Douglas. 2001. The role of eastern North Pacific tropical storms in the rainfall climatology of western Mexico. *Int. J. Climatology*. 21: 1357–1370.
- Englehart, P.J., y A.V. Douglas. 2006. Defining Intraseasonal Rainfall Variability within the North American Monsoon. *J. Climate*. 19: 4243–4253.

- Folland, C.K., T.R. Karl, J.R. Christy, R.A. Clarke, G.V. Grouza, J. Jouzel, M.E. Mann, J. Oerlemans, M.J. Salinger y S.W. Wang. 2001. Observed climate variability and change en *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Contribución del Grupo de Trabajo I al Tercer Reporte de Evaluación del Panel Intergubernamental para el Cambio Climático, editado por J. T. Houghton. Cambridge Univ. Press, Nueva York. 85–97.
- Frich, P., L.V. Alexander, P. Della-Marta, B. Gleason, M. Haylock, A. Klein Tank y T. Peterson. 2002. Observed coherent changes in climate extremes during the second half of the twentieth century. *Climate Research*. 19: 193-212.
- Gershunov, A. y T. Barnett. 1998. Inter-decadal modulation of ENSO teleconnections. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 79: 2715-2725.
- Gleckler, P. J., K. E. Taylor y C. Doutriaux. 2008. Performance metrics for climate models. *J. Geophys. Res.* 113: D06104.
- Groisman, P. Y., R.W. Knight, D.R. Easterling, T.R. Karl, G.C. Hegerl, V.N. Razuvaev y N. Vyacheslav. 2005. Trends in intense precipitation in the climate record. *J. Climate*. 18: 1326–1350.
- Gutzler D.S. 2004. An index of interannual precipitation variability in the core of the North American monsoon region. *J. Climate*. 17: 4473–4480.
- Hallack-Alegria M. y D.W. Watkins. Annual and Warm Season Drought Intensity–Duration–Frequency Analysis for Sonora, Mexico. *J. Climate*. 20: 1897–1909.
- Higgins, R.W., K.C. Mo y Y. Yao. 1998. Interannual Variability of the U.S. Summer Precipitation Regime with Emphasis on the Southwestern Monsoon. *J. Climate*. 11: 2582–2606.
- Higgins, R.W., W. Shi, E. Yarosh y R. Joyce. 2000. Improved United States Precipitation Quality Control System and Analysis. NCEP/Climate Prediction Center ATLAS No. 7. 40 págs.

- International Clivar Project Office. 2008. Reporte de la 11a. Sesión del Grupo de Trabajo de Modelamiento Acoplado (WGCM) del JSC/CLIVAR. International CLIVAR Project Office. Series de publicación del CLIVAR número 132. 54 págs.
- 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 [Equipo de redacción principal: Pachauri, R.K. y Reisinger, A. (directores de la publicación)]. IPCC, Ginebra, Suiza. 104 págs.
- Kalnay E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne y D. Joseph. 1996. The NCEP/NCAR reanalysis 40-year project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 77: 437–472.
- Karl, T. R. y D. R. Easterling. 1999: Climate extremes: Selected review and future research directions. *Climatic Change.* 42: 309 – 325.
- Kistler, R., E. Kalnay, W. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, M. Kanamitsu, V. Kousky, H. van den Dool, R. Jenne y M. Fiorino. 1999. The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 82: 247-267.
- Liang, X.-Z., J. Zhu, K.E. Kunkel, M.Ting, y J.X.L. Wang. 2008. Do CGCMs simulate the North American monsoon precipitation seasonal-interannual variations. *J. Climate.* 21: 4424–4448.
- Lin, J.L., B.E. Mapes, K.M. Weickmann, G.N. Kiladis, S.D. Schubert, M.J. Suarez, J.T. Bacmeister y M.-I. Lee. 2008. North American monsoon and associated intraseasonal variability simulated by IPCC AR4 coupled GCMs. *J. Climate.* 21: 2919–2937.
- Meehl, G.A., T.F. Stocker, W.D. Collins, P. Friedlingstein, A.T. Gaye, J.M. Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J.M. Murphy, A. Noda, S.C.B. Raper, I.G. Watterson, A.J. Weaver y Z.C. Zhao. 2007. Global Climate Projections en *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribución del Grupo de Trabajo I al Cuarto Reporte de Evaluación del Panel Intergubernamental para el Cambio Climático [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor y H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press. Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, USA. 747-845.

- Méndez-González, J., Návar-Cháidez, J.J. y González-Ontiveros, V. 2008. Análisis de tendencias de precipitación (1920-2004) en México. *Investigaciones Geográficas*. 65: 38-55.
- Mesinger, F., G. DiMego, E. Kalnay, K. Mitchell, P. Shafran, W. Ebisuzaki, D. Jovic, J. Woollen, E. Rogers, E. Berbery, M. Ek, Y. Fan, R. Grumbine, W. Higgins, H. Li, Y. Lin, G. Manikin, D. Parrish y W. Shi. 2006. North American Regional Reanalysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 87: 343-360.
- Mirza, M.M.Q. 2003. Climate change and extreme weather events: can developing countries adapt?. *Climate Policy*. 3: 233–248.
- Mock, C.J. 1996. Climatic Controls and Spatial Variations of Precipitation in the Western United States. *J. Climate*. 9: 1111–1125.
- Pavia E.G. y A. Badan. 1998. ENSO modulation of rainfall in the Mediterranean Californias. *Geophys. Res. Lett.* 25: 3855–3858.
- Pavia, E.G., F. Graef y J. Reyes. 2006. PDO-ENSO effects in the climate of Mexico. *J. Climate*. 19: 6433-6438.
- Pavia, E.G., y F. Graef. 2002. The Recent Rainfall Climatology of the Mediterranean Californias. *J. Climate*. 15: 2697–2701.
- Peterson, T.C., X. Zhang, M. Brunet-India, y J.L. Vázquez-Aguirre. 2008. Changes in North American extremes derived from daily weather data. *J. Geophys. Res.* 113: D07113.
- Randall, D.A., R.A. Wood, S. Bony, R. Colman, T. Fichefet, J. Fyfe, V. Kattsov, A. Pitman, J. Shukla, J. Srinivasan, R.J. Stouffer, A. Sumi y K.E. Taylor. 2007. *Climate Models and Their Evaluation en Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribución del Grupo de Trabajo I al Cuarto Reporte de Evaluación del Panel Intergubernamental para el Cambio Climático* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor y H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press. Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, USA. 589-662.

- Reichler, T. y J. Kim. 2008. How Well do Coupled Models Simulate Today's Climate?. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 89 (3): 303-311.
- Ruiz-Barradas, A. y S. Nigam. 2006. IPCC's Twentieth-Century climate simulations: Varied representations of North American hydroclimate variability. *J. Climate.* 19: 4041-4058.
- Sen, P. K. 1968. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's Tau. *J. Am. Stat. Assoc.* 63: 1379– 1389.
- Sun, Y., S. Solomon, A. Dai y R.W. Portmann. 2006. How Often Does It Rain? *J. Climate.* 19: 916–934.
- Turrent, C. y T. Cavazos. 2008. The role of land-sea thermal contrast in the interannual modulation of the North American Monsoon. *Sometido a Geophys. Res. Lett.*
- Vose, R.S., R.L. Schmoyer, P.M. Steurer, T.C. Peterson, R. Heim, T.R. Karl y J. Eischeid. 1992. The Global Historical Climatology Network: long-term monthly temperature, precipitation, sea level pressure, and station pressure data. ORNL/CDIAC-53, NDP-041. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee. 317 págs.
- White D., M. Richman y B. Yarnal. 1991. Climate regionalization and rotation of principal components. *Int. J. Climatology.* 11: 1–25.
- Willmott, C. J. y K. Matsuura. 1995. Smart Interpolation of Annually Averaged Air Temperature in the United States. *Journal of Applied Meteorology.* 34: 2577-2586.
- Zhu, C., D.P. Lettenmaier y T. Cavazos. 2005. Role of Antecedent Land Surface Conditions on North American Monsoon Rainfall Variability. *J. Climate.* 18: 3104–3121.