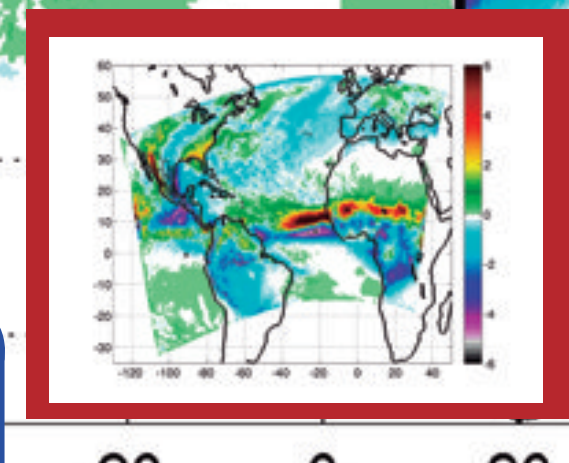
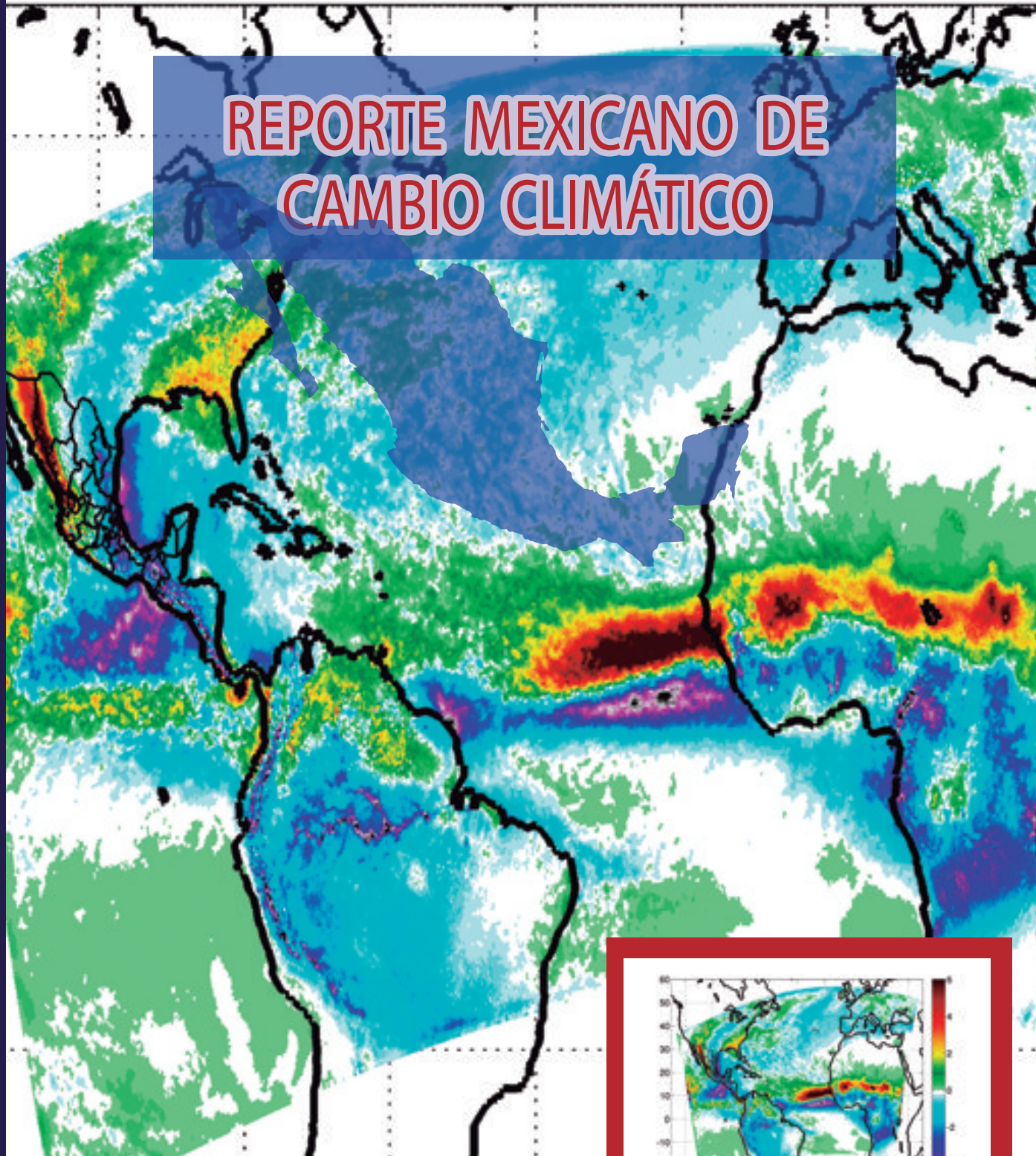


REPORTE MEXICANO DE CAMBIO CLIMÁTICO

REPORTE MEXICANO DE CAMBIO CLIMÁTICO
Grupo 1 Bases científicas. Modelos y modelación



Bases científicas.
Modelos y modelación

Grupo 1

Libros: 1. 2. 3.





REPORTE MEXICANO de Cambio Climático

GRUPO I

**BASES CIENTÍFICAS.
MODELOS Y MODELACIÓN**



Reporte Mexicano de Cambio Climático
GRUPO I BASES CIENTÍFICAS. MODELOS Y MODELACIÓN

ISBN Volumen: 978-607-02-7522-7

ISBN Obra Completa: 978-607-02-7369-8

Universidad Nacional Autónoma de México/
Programa de Investigación en Cambio Climático

Impreso en México, D.F. el 15 de diciembre de 2015

Tiraje: 1000 libros

Coordinación General:

Carlos Gay y García/José Clemente Rueda Abad

Coordinación del volumen:

Benjamín Martínez López

Edición:

Carlos Gay y García/Angelina Cos Gutiérrez/ Claudia Tatiana Peña Ledón

Diseño editorial y portada:

Alebrije Diseño: María Elena Vázquez Ávalos/Lydia Ruiz Alanis

Imágenes de portada y contraportada:

Benjamín Martínez López

Impresión:

Impresos Vacha, S.A. de C.V.

CAMBIO CLIMÁTICO, PROYECCIONES Y PREDICTIBILIDAD**Autores:**

Martín José Montero Martínez¹² y Mercedes Andrade Velázquez²¹.

**FENÓMENOS CLIMÁTICOS Y SU RELEVANCIA
PARA EL CAMBIO CLIMÁTICO REGIONAL FUTURO****Autora líder:**

Rosario de Lourdes Romero Centeno².

Autores colaboradores:

David Kenton Adams², Jorge Alberto Amador Astúa²⁵,

Christopher L. Castro³¹, María Tereza Cavazos Pérez⁶,

René Garduño López², Carlos Lizárraga Celaya³,

Víctor Manuel Mendoza Castro² y Edgar Gerardo Pavia López⁶.

SEMBLANZAS DE AUTORES**REVISORES DEL VOLUMEN I**



INSTITUCIONES PARTICIPANTES

1. UNAM PINCC Programa de Investigación en Cambio Climático, Universidad Nacional Autónoma de México.
2. UNAM CCA Centro de Ciencias de la Atmósfera.
3. UNISON Universidad de Sonora
4. CIBNOR Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste S.C.
5. UNAM Instituto de Ciencias del Mar y Limnología.
6. CICESE Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B.C.
7. UABC IIO Instituto de Investigaciones Oceanológicas de la Universidad Autónoma de Baja California.
8. UNAM Instituto de Geofísica.
9. UNAM Instituto de Geografía.
10. UNAM Instituto de Geología.
11. Ingenieros Sin Fronteras México, A.C.
12. SEMARNAT IMTA Instituto Mexicano de Tecnología del Agua.
13. UASLP Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
14. CICESE Departamento de Ecología Marina, División de Oceanología.
15. IPICYT Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica.
16. UNAM CIECO Centro de Investigaciones en Ecosistemas.
17. University of Delaware, EE.UU.
18. UAH Universidad de Alcalá de Henares.
19. ECOSUR Unidad: Chetumal. El Colegio de la Frontera Sur.
20. UABC Universidad Autónoma de Baja California.
21. UNAM DGDC Dirección General de Divulgación de la Ciencia.
22. UNAM SMN Servicio Mareográfico Nacional, Instituto de Geofísica.
23. UDG Centro Universitario de la Costa Sur, Universidad de Guadalajara.
24. SAGARPA INIFAP Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias en Durango.
25. CIGEFI Centro de Investigaciones Geofísicas, Universidad de Costa Rica.
26. UCOL-FCM Facultad de Ciencias Marinas, Universidad de Colima.
27. UNAM Instituto de Ecología.
28. SMART Singapore-MIT Alliance for Research and Technology.
29. CENSAM Center for Environmental Sensing and Modeling, Singapore.
30. UNAM Departamento de Vulcanología, Instituto de Geofísica.
31. Departamento de Ciencias de la Atmósfera, Universidad de Arizona.
32. UNAM Unidad Académica Sisal, Instituto de Ingeniería.



Capítulo 12

FENÓMENOS CLIMÁTICOS Y SU RELEVANCIA PARA EL CAMBIO CLIMÁTICO REGIONAL FUTURO

Autora líder:

Rosario de Lourdes Romero Centeno².

Autores colaboradores:

David Kenton Adams², Jorge Alberto Amador Astúa²⁵, Christopher L. Castro³¹,
María Tereza Cavazos Pérez⁶, René Garduño López², Carlos Lizárraga Celaya³,
Víctor Manuel Mendoza Castro² y Edgar Gerardo Pavia López⁶.

²UNAM CCA Centro de Ciencias de la Atmósfera, ³UNISON Universidad de Sonora, ⁶CICESE Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B.C., ²⁵CIGEFI Centro de Investigaciones Geofísicas, Universidad de Costa Rica,

³¹Departamento de Ciencias de la Atmósfera, Universidad de Arizona.

Palabras clave: cambio climático regional, proyecciones a futuro, monzón, variabilidad climática, ENSO, oscilación decadal del Pacífico, oscilación multidecadal del Atlántico, ciclones tropicales, sequía, canícula, nortes.

Resumen

La diversidad de fenómenos atmosféricos y oceánicos que afectan el tiempo y el clima en el territorio mexicano es muy amplia y los rangos de variabilidad de esos fenómenos abarcan distintas escalas tanto espaciales como temporales. Para entender el clima de una localidad y su evolución, es necesario el estudio de los procesos físicos involucrados y de sus interacciones con las características del terreno y de las aguas que la rodean. Para ello, es de suma importancia contar con observaciones de calidad que abarquen periodos de tiempo largos, las cuales permitirán no sólo analizar y entender la evolución de las distintas variables meteorológicas y oceanográficas en el pasado, sino que son fundamentales para alimentar a los modelos numéricos de pronóstico del tiempo y el clima y para evaluar la capacidad de dichos modelos para reproducir la variabilidad observada.

Cabe mencionar que las proyecciones a futuro, basadas en modelos numéricos de predicción del clima, tienen asociada una incertidumbre considerable debido a los métodos computacionales, algoritmos y parametrizaciones utilizadas, así como a la incapacidad de los modelos para representar adecuadamente características de escala muy pequeña y al entendimiento incompleto que se tiene sobre las variaciones naturales del clima regional.

En términos generales, las proyecciones a futuro apuntan hacia: 1) una posible presencia de larga duración del fenómeno de El Niño que pudiera favorecer las lluvias de invierno en el noroeste de México; 2) un retraso en el pico principal de las lluvias durante el monzón y un retraso en su terminación; 3) una disminución significativa de la precipitación pluvial en el sur de México debido a cambios en la corriente en chorro del Caribe; 4) una disminución en la frecuencia promedio global de ocurrencia de ciclones tropicales, en particular sobre las zonas costeras del Atlántico y el Pacífico oriental, pero con un incremento en la frecuencia de ciclones más intensos y de mayor duración; 5) un desplazamiento hacia el norte de las regiones de ciclogénesis sobre el Atlántico tropical, que implicaría una reducción en el número de tormentas que entran a territorio mexicano por el Golfo de México y Mar Caribe; 6) una intensificación y un inicio más temprano de la sequía de medio verano (o canícula), y 7) una mayor frecuencia de ocurrencia de nortes que se propagan más rápido, lo que redundaría en un decremento en la duración de los eventos de precipitación de invierno en la parte sur del Golfo de México.



Introducción

Los climas regionales son el resultado complejo de procesos físicos que varían de acuerdo a las características locales y que responden a fenómenos de mesoescala, sinóptico y de gran escala tales como El Niño Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés) y otros modos de variabilidad climática. La dinámica de los climas regionales está determinada por la interacción de la topografía compleja y los mares adyacentes con los sistemas meteorológicos locales que controlan el transporte neto de calor, humedad y momento (IPCC, 2013). De aquí la importancia de estudiar y entender el clima con base en consideraciones regionales y locales.

La República Mexicana se localiza entre el trópico y el subtrópico y está inmersa en la denominada región de los mares intraméricanos (RMIA), la cual abarca masas oceánicas como el Golfo de México, el Mar Caribe y el Pacífico Tropical Oriental, así como las regiones continentales adyacentes. Una variedad de fenómenos meteorológicos representativos de latitudes medias y de los trópicos afectan la región, como por ejemplo los frentes fríos y nortes, los ciclones tropicales y las ondas del este. Corrientes en chorro de niveles bajos, la Zona de Convergencia Inter-Tropical (ZCIT) y las ondas planetarias, son sólo algunos de los sistemas que afectan a la región en la escala intraestacional. Forzantes de baja frecuencia como ENSO, la Oscilación Decadal del Pacífico o la Oscilación Multidecadal del Atlántico modulan la variabilidad interanual del clima en la región, incluyendo las sequías. Los cambios en las variables atmosféricas y oceánicas afectan sectores como la salud pública, la seguridad alimentaria, la generación de energía eléctrica y el turismo, entre otros. Como evidencia, y sólo por mencionar un ejemplo, la sequía severa que se ha venido experimentando en gran parte de los estados del centro y norte de la República Mexicana durante los últimos años, ha provocado enormes pérdidas en los cultivos y en cabezas de ganado, así como falta de alimentos y agua para la población (Boyd e Ibararán, 2009). Ante los escenarios presentes de cambio climático para la RMIA, aún se desconoce cómo cambiarían los forzantes de gran escala y cómo influirían sobre los fenómenos meteorológicos arriba mencionados, haciendo incierto el futuro y la adaptación de las poblaciones de los países de la región, en particular para México.

En este capítulo se analizan las bases físicas de un cambio climático regional futuro en México en el contexto de cambios en los siguientes tipos de fenómenos: el monzón de Norteamérica (Secc. 1), diversos modos de variabilidad climática de gran escala (Secc. 2) y ciclones tropicales (Secc. 3). La evaluación de los cambios futuros en estos fenómenos se basa en las proyecciones de los modelos climáticos y en el entendimiento de cómo representan los modelos los procesos clave involucrados. En la última sección del capítulo (Secc. 4), se abordan las características de un cambio climático regional futuro en México en términos de las variaciones observadas y proyectadas en los patrones de precipitación, la sequía de medio verano (o *canícula*), los ciclones tropicales, las sequías y los nortes.

En la Caja 1 se presentan algunas definiciones básicas de varios conceptos utilizados en los análisis de variabilidad climática y en el Cuadro 1 se describen los impactos de algunos patrones climáticos de diferentes escalas temporales en los climas regionales y en México.

**Caja 1. Definiciones conceptuales de algunos modos fundamentales de variabilidad del clima.
Adaptado del Quinto Reporte de Evaluación del Cambio Climático del IPCC (2013)[AR5]**

Se definen brevemente algunos conceptos clave para interpretar los modos de variabilidad climática y que se usan para describir las variaciones en las series de tiempo de variables atmosféricas u oceánicas en sitios geográficos determinados.

Índices climáticos: Series de tiempo construidas a partir de variables climáticas que proporcionan un resumen general del estado del sistema climático. Debido a sus propiedades de varianza máxima, los índices climáticos se definen con frecuencia usando componentes principales.

Componentes principales: Combinación lineal de un conjunto de series de tiempo de variables que poseen una varianza máxima sujeta a ciertas restricciones de normalización. Los componentes principales son ampliamente utilizados para definir los índices climáticos óptimos de conjuntos de datos en una malla.

Patrón climático: Conjunto de coeficientes obtenidos mediante la 'proyección' (regresión) de variables climáticas en diferentes sitios sobre la serie de tiempo de un índice climático.

Teleconexión: Asociación estadística entre variables climáticas en sitios geográficos fijos muy distantes entre sí.

Patrón de teleconexión: Mapa de correlación obtenido mediante el cálculo de la correlación entre variables en diferentes sitios y un índice climático. Es el caso especial de un patrón climático obtenido para variables estandarizadas y un índice climático estandarizado. Los mapas de teleconexión de un punto son creados seleccionando una variable en uno de los sitios como el índice climático.

Modo de variabilidad climática: Es una estructura espacio-temporal subyacente con un patrón espacial preferencial y una variación temporal que ayuda a explicar las características generales de la varianza y las teleconexiones. Frecuentemente se considera a un modo de variabilidad como el producto de un patrón climático espacial y una serie de tiempo de un índice climático asociado.

Régimen climático: Conjunto de estados similares del sistema climático que ocurren con mayor frecuencia que otros estados cercanos, ya sea debido a una mayor persistencia o una recurrencia más frecuente. En términos probabilísticos, es un conglomerado en el espacio de estados climáticos asociado con un máximo local en la función de densidad de probabilidad.



Cuadro 1. Impactos de algunos modos fundamentales de variabilidad climática en los climas regionales y en México

Modo	Impacto en los climas regionales
ENSO	El Niño - Oscilación del Sur: Impacto global en la variabilidad interanual de la temperatura promedio global. Tiene influencia en las condiciones de tiempo severo y en la actividad ciclónica tropical a nivel planetario. Las variantes o fases del ENSO (El Niño, Neutral y La Niña) presentan diferentes patrones de teleconexión que producen grandes impactos en muchas regiones, desde los polos hasta los trópicos. El ENSO genera impactos diferenciados en México; por ejemplo, El Niño se asocia con lluvias en invierno y sequías en verano en algunas regiones, mientras que La Niña tiende a generar lluvias arriba de lo normal en verano.
PDO	Oscilación Decadal del Pacífico: Tiene influencia sobre la temperatura del aire en superficie y la precipitación sobre el continente Norteamericano y el Pacífico norte extratropical. Modula las teleconexiones de la precipitación del ENSO.
PNA	Patrón de teleconexión del Pacífico/Norteamérica: Tiene influencia sobre la corriente en chorro y las trayectorias de las tormentas en sectores del Pacífico y América del Norte, ejerciendo una influencia notable sobre la temperatura y precipitación en estas regiones en escalas de tiempo intraestacional e interanual.
NAO	Oscilación del Atlántico Norte: Modo de variabilidad estacional, principalmente en invierno y primavera. Tiene influencia en el Atlántico Norte sobre la corriente de chorro, las trayectorias de tormentas invernales y ciclones tropicales y el bloqueo; afecta las masas continentales aledañas.
AMO	Oscilación Multidecadal del Atlántico: Influye en la temperatura del aire y la precipitación del Hemisferio Norte. Se le asocia con la frecuencia de sequías en Norteamérica y los huracanes en el Atlántico, entre otros.
AMM	Modo Meridional del Atlántico: Tiene influencia sobre la actividad estacional de huracanes en el Atlántico tropical en ambas escalas de tiempo, interanual y decadal. Su variabilidad es afectada por otros modos, en particular por el ENSO y la NAO.
MJO	Oscilación de Maden-Julian: Modo intraestacional que modula la intensidad de los sistemas monzónicos a nivel planetario y la actividad de los ciclones tropicales en los océanos Índico, Pacífico y Atlántico. Se asocia con el aumento de precipitaciones en el noroeste de Norteamérica durante el invierno boreal y en México y Centroamérica durante el verano boreal.
BLC	Bloqueo: Modo sinóptico (de unos cuantos días) que se asocia con los brotes de aire frío, ondas cálidas, inundaciones y sequías en las latitudes medias y altas en ambos hemisferios.

1. Sistemas monzónicos

1.1 Visión general

Los monzones son el modo más importante de variación estacional del clima en los sub-trópicos y son responsables de una gran parte de la precipitación anual en muchas regiones. Los principales sistemas monzónicos están asociados con el movimiento estacional de las zonas de convergencia sobre los continentes, dando lugar a marcados cambios estacionales en los ciclos hidrológicos locales. Su intensidad y duración están relacionadas con el contenido de humedad en la atmósfera y el contraste de temperatura tierra-mar a escala continental (IPCC, 2013). En este sentido, el cambio climático influye sobre los monzones al incrementarse el contraste térmico tierra-mar debido a que la superficie terrestre se calienta más rápidamente que la oceánica, y al incremento en el contenido de humedad debido al aumento en la temperatura. Las proyecciones de modelos globales más recientes sugieren que la precipitación al comienzo del monzón disminuirá, mientras que al final de la temporada aumentará. Sin embargo, los efectos localizados del cambio climático en la intensidad y variabilidad de monzones regionales son complejos y más inciertos (IPCC, 2013). Asimismo, es importante hacer notar que los modelos globales no representan bien los mecanismos físicos responsables para la generación de precipitación convectiva (ver la Secc. 1.3).

1.2 El Monzón de Norteamérica

El Monzón de Norteamérica (NAM, por sus siglas en inglés) es una característica natural importante y dominante en todo el suroeste de Estados Unidos (EE. UU.) y el noroeste de México en torno al cual los ecosistemas y los seres humanos se han organizado desde hace milenios. Las lluvias críticas de verano asociadas con este fenómeno contribuyen con más de la mitad de la precipitación anual sobre gran parte de su dominio (Carleton et ál., 1990; Douglas et ál., 1993; Higgins et ál. 1997; Adams y Comrie, 1997; Mitchell et ál., 2002; Sheppard et ál., 2002; Arriaga-Ramírez y Cavazos, 2010). Además de la lluvia, las tormentas monzónicas son responsables de condiciones locales de tiempo severo, incluyendo inundaciones, granizo, viento, tormentas de polvo y tormentas eléctricas. Muchas personas que viven en la región dependen de la llegada del monzón para romper el opresivo calor de principios de verano y los pueblos nativos tienen una profunda conexión cultural con este fenómeno. En la Caja 2 se presenta un resumen de los beneficios regionales específicos asociados al NAM.

Caja 2. Resumen de los beneficios regionales asociados al Monzón de Norteamérica

Ecológicos: El inicio de las lluvias de verano termina la estación seca y establece condiciones relativamente húmedas, lo cual es crítico para la reproducción de especies. El NAM promueve un ambiente adecuado para la temporada de cría de insectos y anfibios, condiciones óptimas para el nacimiento masivo de reptiles y una oportunidad para el consumo y almacenamiento de grasa para los mamíferos y las aves migratorias (Hanson y Hanson, 2000). El reverdecimiento, floración y producción de frutos de la flora del desierto en respuesta a la humedad del monzón es también esencial para el mantenimiento de este ciclo ecológico.

Condiciones atmosféricas: Una característica distintiva de la región del NAM con respecto a las regiones áridas más al oeste (es decir, el desierto de Mojave y el oeste del desierto de Sonora), es que el calor a mediados y finales del verano se ve mitigado por el aumento de la nubosidad durante el monzón. Los lugares más áridos fuera de la región del NAM experimentan un calor excesivo persistente hasta bien entrado el mes de Agosto (suroeste de Arizona, este de California, sur de Nevada y las regiones bajas de Sonora). Los niveles de humedad relativamente altos durante el monzón se correlacionan inversamente con la contaminación por material particulado en el suroeste de EE. UU. (Wise y Comrie, 2005a ; 2005b; Ray et ál., 2007).

Agricultura y uso del agua: Durante el siglo XX, la agricultura tradicional de temporal de los nativos americanos declinó conforme las técnicas agrícolas de riego (NNDWR, 2006) y la dependencia de alimentos externos se hicieron más frecuentes (TOCA 2012). Sin embargo, en años más recientes, las comunidades y organizaciones indígenas nativas han trabajado para revitalizar la agricultura tradicional utilizando el agua de lluvia del monzón. La utilización de agua de lluvia del monzón para propósitos prácticos (p.e., paisajismo, jardinería) a través de la "cosecha de agua" también es una práctica creciente en comunidades urbanas y rurales del suroeste de EE. UU. (Waterfall, 2004).

Ganadería y manejo de pastizales: Los pastos de temporada cálida cubren gran parte de las zonas de pastizales del suroeste de EE. UU. y norte de México. Son un componente crítico de los ecosistemas de pastizales en estas regiones y proporcionan forraje para la fauna y los animales de granja. El verano es la temporada de cultivo para estas gramíneas perennes nativas y éstas dependen de las precipitaciones monzónicas para apoyar el crecimiento y la acumulación de biomasa que puede ser comida por los herbívoros (Coles y Scott, 2009).

Mitigación de incendios forestales: La llegada de las lluvias monzónicas también puede significar una disminución sustancial en la actividad de incendios forestales en la región. El número promedio de inicio de incendios forestales disminuye rápidamente a principios de Julio, coincidiendo con la llegada del monzón (Mohrle et ál., 2003). Las precipitaciones, los puntos de rocío más altos y las temperaturas más bajas pueden inhibir el crecimiento de nuevos incendios y limitar la propagación de incendios activos. En algunos años, sin embargo, las descargas eléctricas de principios de la temporada y la precipitación intermitente pueden conducir a un aumento de la actividad de incendios forestales, aunque de manera temporal (Brandt, 2006).



El NAM es un fenómeno muy variable, tanto de un día a otro como estacionalmente, debido al acoplamiento complejo entre la atmósfera, la superficie terrestre y los océanos (Castro et ál., 2007a; Zhu et ál., 2005; 2007; Bieda et ál., 2009). Los pronósticos diarios son un reto mientras que las previsiones estacionales siguen siendo pobres y las proyecciones de cambio climático son inciertas (p. ej. Mo et ál., 2007; Cook y Seager, 2013; Maloney et ál., 2014; Seth et ál., 2013; Torres-Alavez et ál., 2014). Sin embargo, la comprensión científica del NAM se ha extendido de manera significativa en los últimos años y la investigación sobre muchos aspectos del fenómeno ha avanzado rápidamente.

1.3 Variabilidad y proyecciones climáticas del Monzón de Norteamérica

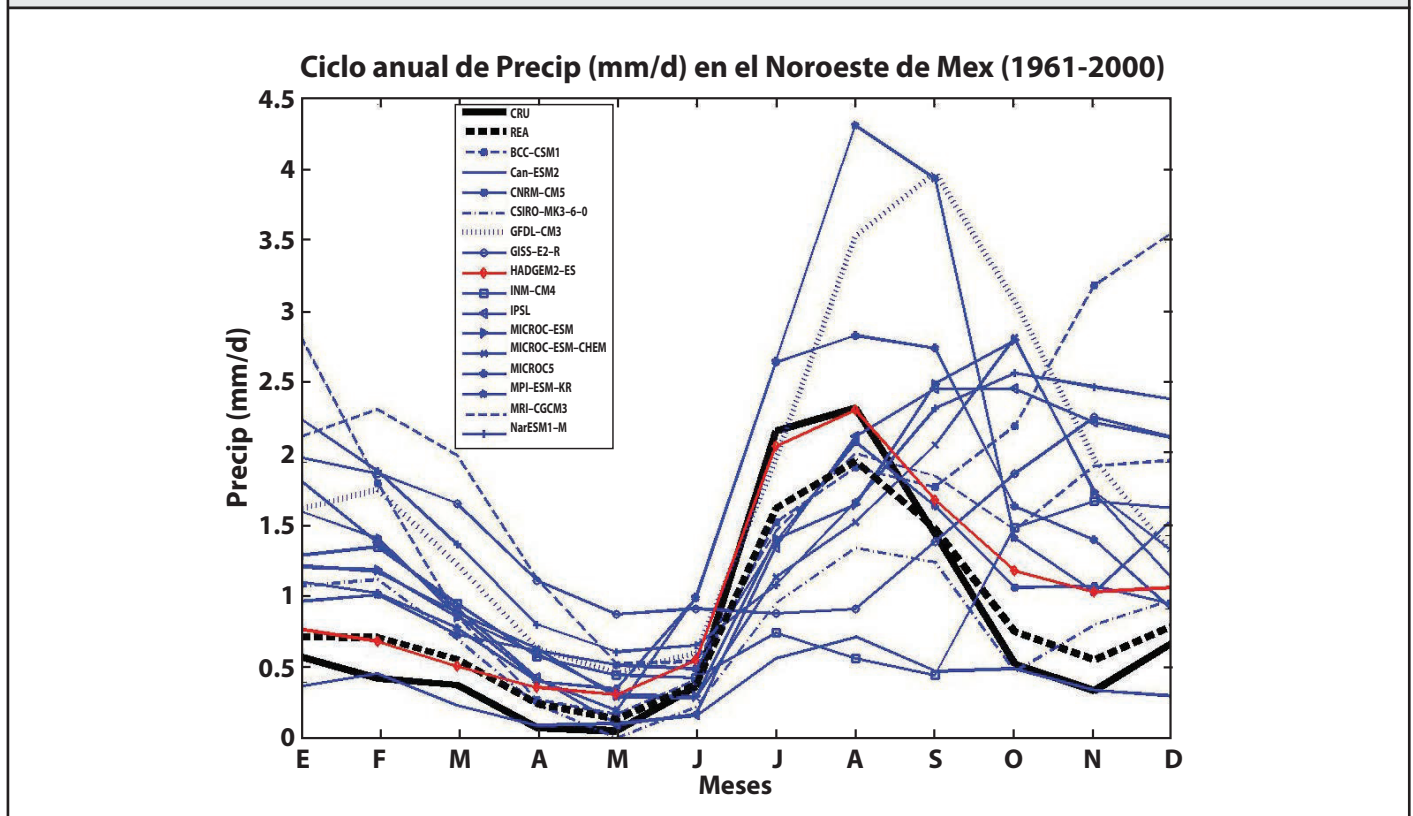
La investigación científica sobre el NAM (principalmente a través del llamado Experimento del Monzón de Norteamérica o NAME, por sus siglas en inglés) ha estado enfocada al entendimiento de las bases físicas de la variabilidad de la precipitación como resultado de los forzantes de gran escala. En las primeras investigaciones se encontró que la posición e intensidad de la dorsal subtropical en el suroeste de los EE. UU. y el noroeste de México podrían explicar gran parte de la variabilidad interanual de las precipitaciones del NAM (Adams y Comrie, 1997). Sin embargo, hay varios factores que influyen sobre la posición e intensidad de la dorsal subtropical y, en consecuencia, en la variabilidad interanual del NAM (ver el Cuadro 2). Además, la precipitación asociada al NAM ha mostrado una relación fuera de fase con la precipitación de verano en el noroeste y centro de los EE.UU. (Higgins et ál., 1998; Higgins y Shi, 2000; Byerle y Paegle, 2003; Zhu et ál., 2005; Hu y Feng, 2008). Los estudios para entender cómo cada factor, de forma individual o en combinación, influye sobre el NAM están motivados principalmente por el objetivo de mejorar los pronósticos de precipitación, pero también por la perspectiva de comprender cómo responderá el NAM al cambio climático.

Cuadro 2. Lista de factores que influyen sobre la variabilidad interanual del NAM y referencias asociadas

Factor	Referencia
Acumulación de nieve en invierno-primavera y precipitaciones precedentes en el suroeste	Gutzler y Preston, 1997; Higgins et ál., 1998; Gutzler, 2000; Small 2001; Hawkins et ál., 2002; Lo y Clark, 2002; Matsui et ál., 2003; Hu y Feng, 2004; Zhu et ál., 2005; McCabe y Clark, 2006; Grantz et ál., 2007; Zhu et ál., 2007; Notaro y Zarrin, 2011.
Capa de nieve persistente durante el verano en Norteamérica occidental	Ellis y Hawkins, 2001; Hawkins et ál., 2002.
Teleconexiones moduladas por la temperatura superficial del mar en el Pacífico	Higgins et ál., 1998; Higgins et ál., 1999; Higgins y Shi, 2000; Castro et ál., 2001; Higgins y Shi, 2001; Englehart y Douglas, 2002; Castro et ál., 2007b; Grantz et ál., 2007; Bieda et ál., 2009; Turrent y Cavazos 2009; 2012.
Teleconexiones moduladas por la temperatura superficial del mar en el Atlántico	Enfield et ál., 2001; Hu y Feng, 2008; Hu et ál., 2011.
Anomalías de TSM en el Golfo de California	Mitchell et ál., 2002; Mo y Juang, 2003.
Intensidad del contraste térmico tierra-mar del Pacífico oriental-Norteamérica suroccidental	Turrent y Cavazos, 2009; 2012; Torres-Alavez et ál., 2014.

La modelación numérica ha incrementado nuestro entendimiento del NAM, pero la resolución horizontal de los modelos ha sido un factor limitante primario, quedando en segundo término la definición de las condiciones de frontera y las parametrizaciones adecuadas de la convección. En general, los modelos de circulación general (GCM, por sus siglas en inglés) han sido incapaces de conciliar forzamientos complejos de escala topográfica más pequeña, chorros confinados de niveles bajos, o convección local, todos los cuales influyen fuertemente sobre la precipitación de mesoescala en la región del NAM (Castro et ál., 2012; Cerezo-Mota et ál., 2011). La mayoría de los GCM exhiben algún grado de error en la precipitación simulada del NAM en comparación con las observaciones (**Figura 1**) y, en general, han representado mejor la región central más pequeña del NAM que las regiones periféricas, tal como el suroeste de los EE.UU. (Yang et ál., 2001; Yang et ál., 2003; Collier y Zhang, 2007; Lee et ál., 2007; Gutzler et ál., 2009). Diversos estudios indican que la representación del Golfo de California y la simulación del NAM probablemente mejorarían con experimentos numéricos que combinaran resoluciones más finas con corridas de simulación más largas (Berbery y Rabinovitz, 2003; Collier y Zhang, 2007; Schemm et ál., 2009; Castro et ál., 2012). Sin embargo, esto es computacionalmente caro y no se ha realizado hasta la fecha.

Figura 1: Ciclo anual de la precipitación en el Noroeste de México de acuerdo a datos observados obtenidos del Climatic Research Unit (CRU) (línea negra gruesa continua); de 15 modelos del CMIP5 y de un ensamble ponderado de los modelos (REA) (línea negra segmentada). La ventana es de 23°N a 35°N y de 106°W a 117°W



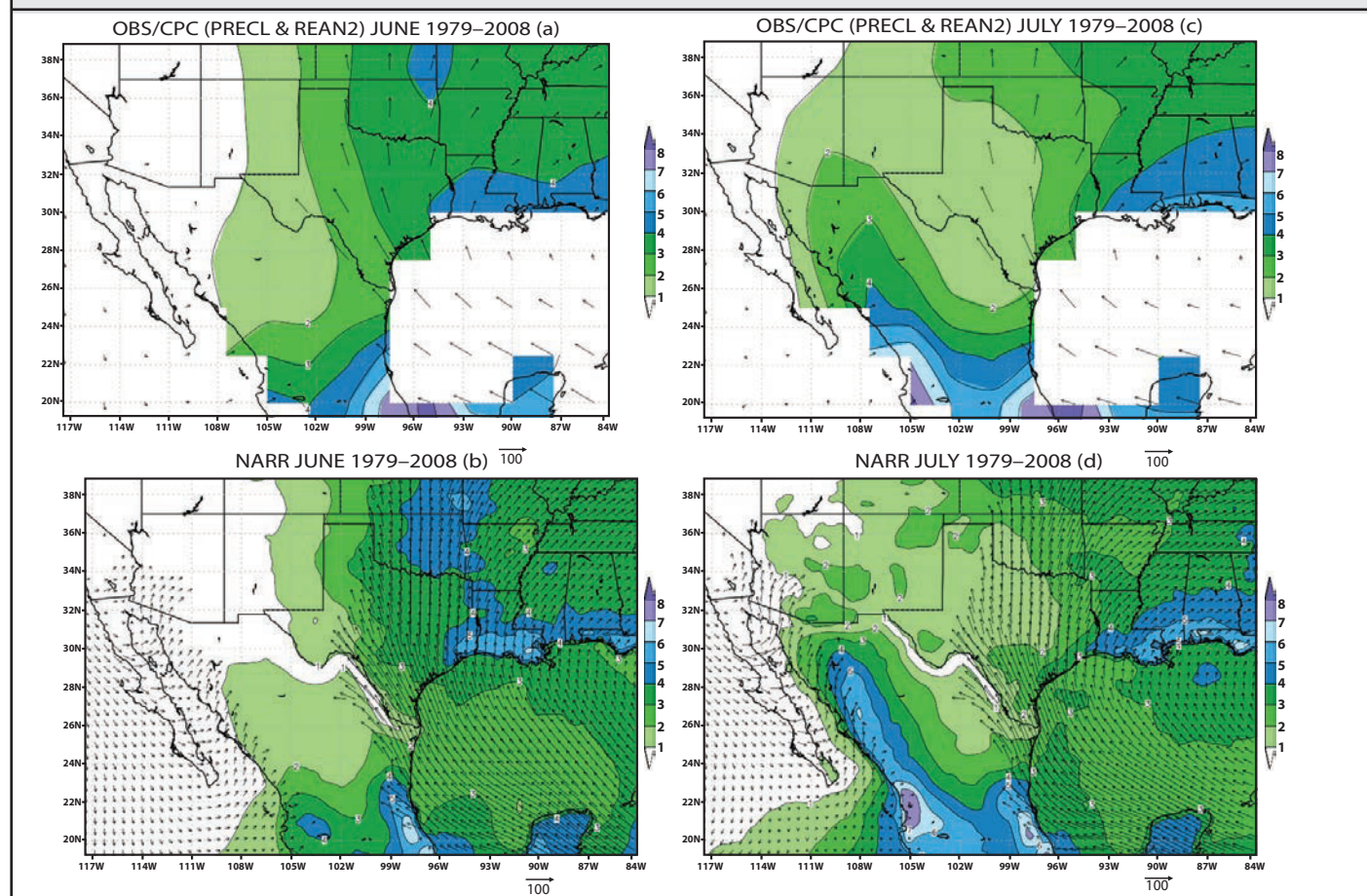
Fuente: (Cavazos et ál., 2013; <http://escenarios.inecc.gob.mx/>)

Además de la cuestión de la resolución del modelo, sigue habiendo huecos en los datos observados en la región del NAM para usarse en la evaluación del desempeño de los modelos, una cuestión que fue abordada por el proyecto NAME y por diversos autores (Gutzler et ál., 2009; Xu et ál., 2004b; Gutzler et ál., 2005; Castro et ál., 2007b; Gebremicheal et ál., 2007). Recientemente se ha incrementado el número de estaciones GPS-meteorología que servirán para realizar estudios sobre la variabilidad temporal de los campos de vapor de agua, así como estudios de los sistemas convectivos que proporcionan gran cantidad de la lluvia del NAM (Adams et ál., 2014).



A pesar de los desafíos, se han logrado mejoras significativas en las simulaciones del NAM con una mayor resolución en los GCM (Bosilovich et ál., 2003; Collier y Zhang, 2007; Lee et ál., 2007; Schemm et ál., 2009, Chan y Misra, 2011; Cook et ál., 2011; Cerezo-Mota et ál., 2011; Castro et ál., 2012; Cavazos y Arriaga-Ramírez, 2012); mayor resolución en modelos climáticos regionales (RCM) (Saleeby y Cotton, 2004; Castro et ál., 2007a; Castro et ál., 2012); modelos regionales anidados en un GCM (Chakraborty y Krishnamurti, 2003; Mo et ál., 2005), o en GCM con mallas elásticas (Berbery y Rabinovitz, 2003) (**Figura 2**). Sin embargo, Cerezo-Mota et ál. (2011) concluyeron que las proyecciones climáticas del NAM permanecerán erróneas hasta que las características clave del fenómeno sean correctamente simuladas tanto en los RCM como en los GCM.

Figura 2. Promedios mensuales del flujo de humedad en 925 hPa ($\text{g kg}^{-1} \text{ms}^{-1}$) y precipitación (mm/día) (sombreado) de 1979 a 2008 para (a) Junio con datos del reanálisis de NCEP-NCAR y observaciones de precipitación del CPC (PRECL); (b) Junio con datos del reanálisis NARR; (c) como en (a) pero para Julio; (d) como en (b) pero para Julio. Los datos del reanálisis de NCEP-NCAR y de precipitación del CPC en (a) y (c) están en una malla horizontal de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, mientras que los campos del NARR en (b) y (d) están en una malla de mayor resolución de $0.188^\circ \times 0.188^\circ$. Los vectores de flujo de humedad están enmascarados por debajo de 925 hPa y en (b) y (d) se representan cada tercer punto de la malla



Fuente: Figuras realizadas siguiendo a Berbery y Rabinovitz (2003) y Xu et ál. (2004a). Cortesía de D. Adams.

En su gran mayoría, las proyecciones a futuro están basadas en simulaciones realizadas como parte del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados (Coupled Model Intercomparison Project o CMIP), que fué establecido por el Working Group on Coupled Modelling (WGCM) en el marco del World Climate Research Programme (WCRP), como un protocolo experimental

estándar para el estudio de las salidas de modelos de circulación general acoplados atmósfera-océano. Estos modelos permiten al clima simulado ajustarse a cambios en el forzamiento climático, tales como el incremento del CO₂ atmosférico (<http://cmip-pcmdi.llnl.gov/>). El Cuarto Reporte de Evaluación del IPCC (AR4) incluye investigaciones basadas en la fase tres del CMIP (CMIP3), mientras que el AR5 comprende las evaluaciones de la fase cinco del CMIP (CMIP5) (<http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/index.html>). Un gran número de estudios basados en las proyecciones del CMIP3, consistentemente indicaron que las zonas semiáridas del noroeste de México y el suroeste de EE. UU. se podrían volver más áridas debido al calentamiento global (Seager et ál., 2007; Cavazos y Arriaga-Ramirez, 2012). La razón de esto es que los modelos mostraban que el calentamiento generaba una expansión de la celda de Hadley hacia el norte, moviendo las zonas de subsidencia subtropical más al norte de los 30 °N. Durante el invierno, la corriente de chorro migraba hacia el norte generando una aparente reducción de la precipitación de invierno y primavera en el suroeste de EE. UU. y el noroeste de México, pero más precipitación cerca de los 40°N. Sin embargo, los modelos del CMIP5 proyectan un escenario ligeramente diferente a escala estacional. El invierno-primavera en el suroeste de EE. UU. y en Baja California no parece ser tan seco como lo proyectaba el CMIP3, pero sí en otras regiones del noroeste de México. La posible causa de esta diferencia es que en los modelos del CMIP5 la corriente de chorro subtropical invernal no cambia significativamente de posición en el futuro (Polade et ál., 2013; Torres-Alavez et ál., 2014), en contraste con la migración significativa hacia el norte que proyectaban los del CMIP3 (Lu et ál., 2010).

Se han identificado algunas limitaciones y mejoras de los modelos del CMIP5 en la reproducción de procesos físicos que aportan variabilidad al clima regional de México. Por ejemplo, durante el periodo histórico 1961-2000, tanto el CMIP3 como el CMIP5 subestiman la temperatura de otoño e invierno, lo que podría ser la causa del retraso del pico principal de las lluvias monzónicas en la región, el cual ocurre hasta Septiembre en los modelos de ambos ensambles. Los modelos no producen la retracción del monzón en otoño para dar paso a la temporada seca, sino que se quedan en modo húmedo sobrestimando la precipitación de otoño-invierno (p. ej. Seth et ál., 2011; Cook y Seager 2013; Torres-Alavez et ál., 2014). Por lo tanto, es muy probable que los modelos tengan un problema de retroalimentación atmósfera-continente que consiste en que el exceso de lluvia invernal podría ser la causa del enfriamiento continental, el cual a su vez genera un retraso en la llegada del pico de lluvia monzónica hasta finales del verano. Este sesgo frío observado en el CMIP3 no fue mejorado en el CMIP5. El sesgo frío en otoño-invierno se observó en casi todo México en los datos de temperatura máxima del CMIP5 (Cavazos et ál. 2013). Además, las proyecciones futuras tanto del CMIP3 como del CMIP5 también muestran un retraso en la terminación del monzón, lo cual podría ser un reflejo de lo que los modelos muestran en el presente (Cavazos y Arriaga-Ramirez, 2012; Cook y Seager, 2013; Torres-Alavez et ál., 2014).

A lo largo del presente siglo, las simulaciones del CMIP5 proyectan generalmente una reducción de las precipitaciones en la zona central del monzón (ver Figura 14.6 del IPCC, 2013), pero esta señal no es particularmente consistente a través de los diversos modelos, incluso bajo el escenario RCP8.5 (Cook y Seager, 2013). De este modo, la confianza en las proyecciones de cambios en las precipitaciones del monzón es actualmente baja y no hay consenso en los modelos del CMIP5 sobre los cambios futuros en la duración del monzón. De manera consistente, todos los modelos proyectan aumentos de temperatura, lo cual probablemente aumentará la frecuencia de temperaturas extremas en verano (Diffenbaugh y Ashfaq, 2010; Diffenbaugh y Giorgi, 2013; Anderson, 2011; Duffy y Tebaldi, 2012), junto con el aumento proyectado de días secos consecutivos (ver Figura 14.6 del IPCC, 2013).

2. Modos de variabilidad climática

Según el AR5 (IPCC, 2013), una evaluación de los cambios en los modos de variabilidad climática (MVC), en donde dichos cambios estén asociados al cambio climático, puede resultar problemática. La interpretación de esta evaluación dependerá de cómo se separen los MVC de los cambios forzados en el promedio temporal o de las variaciones en el ciclo anual. Los MVC son generalmente definidos usando índices basados en anomalías, en donde la tendencia de largo plazo ha sido removida; entonces, por definición, no hay tendencia climática en el índice de un MVC, de manera que puede resultar difícil separar una variación natural de largo plazo de una respuesta climática forzada. El AR5 menciona además que los MVC están relacionados entre sí de forma no lineal y que esa relación puede cambiar con el tiempo. Por ello, las variaciones naturales del clima, como las debidas a los MVC, son una fuente importante de incertidumbre en las proyecciones futuras del clima regional promedio.



En esta sección se presenta un resumen de estudios que se han hecho sobre tres MVC que impactan el clima en México: el ENSO, la Oscilación Decadal del Pacífico y la Oscilación Multidecadal del Atlántico, para establecer especialmente su relación con la temperatura y precipitación en el territorio mexicano, y cómo se espera que evolucionen con el cambio climático.

2.1 El Niño Oscilación del Sur

El ENSO es un fenómeno acoplado océano-atmósfera que ocurre de manera natural en la escala de tiempo interanual sobre el Pacífico tropical, siendo el motor más importante de la variabilidad del clima global en esta escala temporal. Este fenómeno impacta muchas regiones alrededor del planeta a través de teleconexiones climáticas (Sheffield et ál., 2013b y trabajos ahí citados), afectando ecosistemas, agricultura, ciclones tropicales, sequías, incendios forestales, inundaciones y otros eventos extremos (Cai et ál., 2014 y trabajos ahí citados). Los registros instrumentales muestran considerables modulaciones inter-decadales en la amplitud y patrón espacial de este fenómeno y algunas de sus características, como la asimetría entre las fases del ENSO, aún no se entienden claramente (Sheffield et ál., 2013b). Existe poco consenso en los modelos con relación a si los cambios observados en ENSO son debidos a forzantes externos o a la variabilidad natural. Sin embargo, existe un nivel de confianza alto en que ENSO seguirá siendo el modo dominante de variabilidad interanual con influencia global en el siglo 21, y un nivel de confianza medio en que los patrones de teleconexión inducidos por ENSO se desplazarán hacia el este sobre el Pacífico norte y Norteamérica debido posiblemente a la migración hacia el este de los centros de convección asociados con la expansión de la alberca cálida (IPCC, 2013 y trabajos ahí citados).

El noroeste de México se caracteriza por su clara respuesta al fenómeno de ENSO, principalmente con relación a las lluvias de invierno. Durante esa temporada los eventos cálidos (“El Niño”) favorecen precipitaciones por arriba de lo normal y los eventos fríos (“La Niña”) están asociados con precipitaciones por debajo de lo normal; sin embargo, al parecer esta relación se ha debilitado recientemente (Pavía y Badan 1998; Pavía 2009, entre otros). Por otra parte, proyecciones de modelos climáticos (p. ej. Fuentes-Franco et ál. 2014b y trabajos ahí mencionados) indican la posible presencia de una fase de El Niño de larga duración hacia finales del siglo 21, lo cual podría favorecer las lluvias de invierno en esta región. Estimaciones basadas en modelos climáticos del CMIP3 y CMIP5, muestran evidencia de una posible duplicación en la ocurrencia futura de eventos de El Niño como respuesta al calentamiento por gases de efecto invernadero (GEI) (Cai et ál., 2014). Este aumento en la frecuencia sería provocado por un calentamiento más rápido de la superficie en el Pacífico ecuatorial oriental en comparación con las aguas que lo rodean, lo que facilitaría una mayor ocurrencia de convección atmosférica en esta cuenca oceánica. Cabe mencionar que algunos de los modelos del CMIP3 y del CMIP5 no reproducen el acoplamiento característico del ENSO al ciclo anual (Sheffield et a., 2013b). En consecuencia, existe gran incertidumbre en cuanto a los cambios que pueda experimentar el ENSO y la estructura de las teleconexiones atmosféricas ya que la generación de estas teleconexiones depende del estado climático promedio, el cual está experimentando cambios.

Para el sur de México y Centroamérica, Steinhoff et ál. (2014) analizaron los cambios medios proyectados y las características del ENSO para el siglo 21 bajo diferentes escenarios usando simulaciones del CMIP5 y encontraron un estado medio con anomalías positivas de la temperatura superficial del mar (TSM) en el Pacífico tropical oriental y una Centroamérica más seca. Hidalgo et ál. (2013) encontraron, para esta misma región, que la sequía sería más intensa en los países del norte de Centroamérica con respecto a los del sur (Costa Rica y Panamá). Por otro lado, proyecciones realizadas recientemente con el modelo climático regional RegCM4 (Fuentes-Franco et ál., 2014b) confirman los resultados obtenidos con diferentes modelos globales acerca de un posible reforzamiento de los vientos del este asociados a la Corriente en Chorro del Caribe (CCC) (Amador, 1998). Este reforzamiento sería la respuesta a un fenómeno de tipo El Niño permanente, causado por el aumento en la diferencia de TSM entre los océanos Pacífico oriental y Atlántico occidental hacia fines del siglo 21, debido a un incremento de la TSM más marcado en el Pacífico (p. ej. Leloup y Clement, 2009). Esta CCC reforzada provocaría a su vez, durante los veranos, una disminución significativa de la precipitación pluvial sobre el sur de México y Centroamérica (entre 33 % y 65 %) al transportar humedad hacia el Pacífico lejos del continente. Este escenario es una señal robusta, independientemente de modelos y parametrizaciones, por lo que su estudio merece especial atención.

La lectura crítica de los trabajos de Fuentes-Franco et ál. 2014a y 2014b nos lleva a proponer una relación sencilla entre componentes de la diferencia de TSM entre los océanos Pacífico oriental y Atlántico occidental y los vientos del este que nos dé una idea cualitativa de una posible proyección climatológica en la región del sur de México y Centroamérica más allá del siglo 21. Lo anterior debido a que sequías de estas dimensiones ya han ocurrido en por lo menos algunos lugares del sur de México y Centroamérica, aunque no hay evidencia de que las causas hayan sido las mismas (Kennett et ál., 2012).

Por otra parte, existe una relación evidente entre ENSO y la actividad de ciclones tropicales (CT) en diferentes cuencas oceánicas. En particular, el número de CT y el número de días con huracán en el Atlántico norte disminuye sustancialmente en condiciones de un evento de El Niño moderado a intenso, mientras que en el Pacífico nororiental se ha observado un efecto opuesto (Amador et ál., 2010 y trabajos ahí citados). De aquí la necesidad de entender cómo los cambios proyectados para ENSO pudieran influir en los procesos físicos involucrados en la formación, trayectoria e intensidad de los CT (ver Sección 4.4).

2.2 Oscilación Decadal del Pacífico

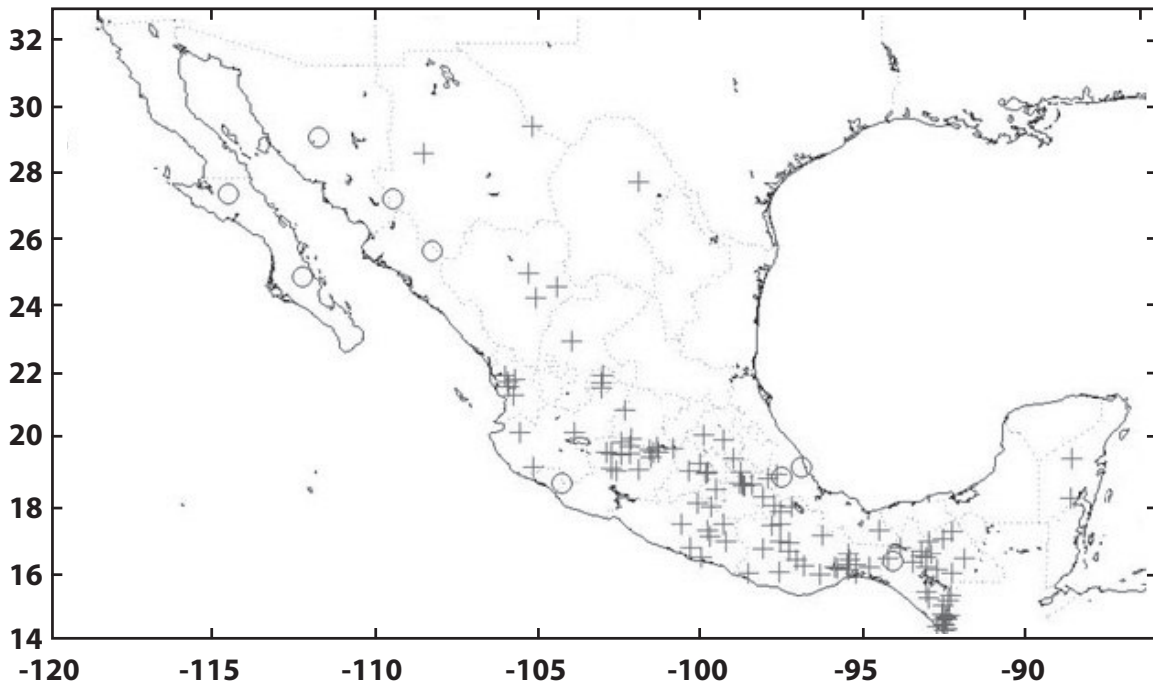
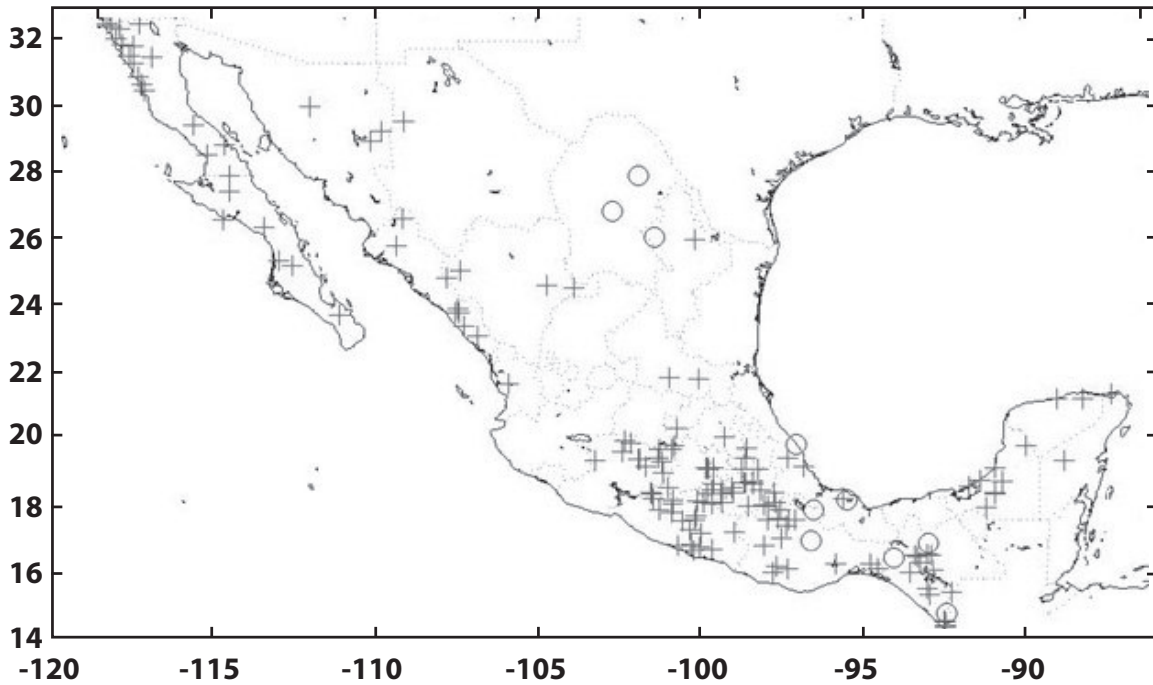
La Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, por sus siglas en inglés) es un patrón persistente de variabilidad climática del Pacífico norte (de $\sim 20^\circ$ a 70° N) caracterizado por anomalías de la TSM (ATSM) en escalas de tiempo inter-decadales y que resulta de la suma de varios procesos físicos con diferentes orígenes dinámicos. En su fase positiva (PDO+), esta oscilación exhibe ATSM positivas a lo largo de la costa oeste de América del norte y negativas en el Pacífico norte occidental y central, mientras que en su fase negativa (PDO-) esta situación se invierte. La PDO también está estrechamente vinculada a las fluctuaciones de baja frecuencia en la intensidad del sistema de baja presión invernal de las Aleutianas (IPCC, 2013). El periodo de la PDO es de 40 a 60 años: de 1923 a 1947 la fase fue positiva, de 1948 a 1975 fue negativa y de 1976 a 2004 positiva (Mantua et ál., 1997; Mendoza et ál., 2014).

Un análisis de datos históricos de precipitación en México para el periodo de 1927 a 1997, muestra que existen teleconexiones entre las series de tiempo de la lluvia regional y distintos índices de variabilidad de gran escala del océano y la atmósfera, y que las teleconexiones más fuertes ocurren generalmente en la fase positiva de la PDO (Englehart y Douglas, 2002). Por otra parte, las fases de la PDO y del ENSO están asociadas de tal manera que hay más incidencia de eventos de El Niño durante PDO+ y más incidencia de La Niña durante PDO-. Mendoza et ál. (2014), con base en los resultados del Modelo Termodinámico del Clima (MTC) y campos de anomalías de precipitación, temperatura y viento compuestos con ocho veranos, los cuales se caracterizan por una amplitud de la ATSM significativamente alta (índice de PDO alto), encuentran que en casi todo México las precipitaciones por arriba (abajo) de lo normal son características de PDO+ (PDO-). Estos autores encuentran, además, que las nubes generadas internamente por el MTC desempeñan un papel importante (como puente atmosférico entre el océano y el continente) en la producción de anomalías de la temperatura y precipitación sobre México. Pavía et ál. (2006), con relación a la precipitación en México, encuentran que El Niño favorece condiciones húmedas en los veranos de PDO- y en los inviernos de PDO+ (**Figura 3**).

No se ha observado que la PDO exhiba una tendencia de largo plazo y, según los modelos del CMIP3, la PDO no muestra cambios importantes en las características espaciales y temporales para el próximo medio siglo, aunque algunos modelos indican una débil tendencia hacia más ocurrencias de PDO- para finales del siglo 21 (IPCC, 2013). Por lo tanto, el efecto del calentamiento global sobre las anomalías de temperatura y precipitación en México, vía las fases de la PDO, es aún bastante incierto.



Figura 3. Anomalías (+ positivas, O negativas) de la precipitación de invierno durante El Niño-PDO+ (arriba). Anomalías de la precipitación de verano durante El Niño-PDO- (abajo). Solamente las anomalías positivas son estadísticamente significativas



Fuente: Tomadas de Pavía et al. (2006)

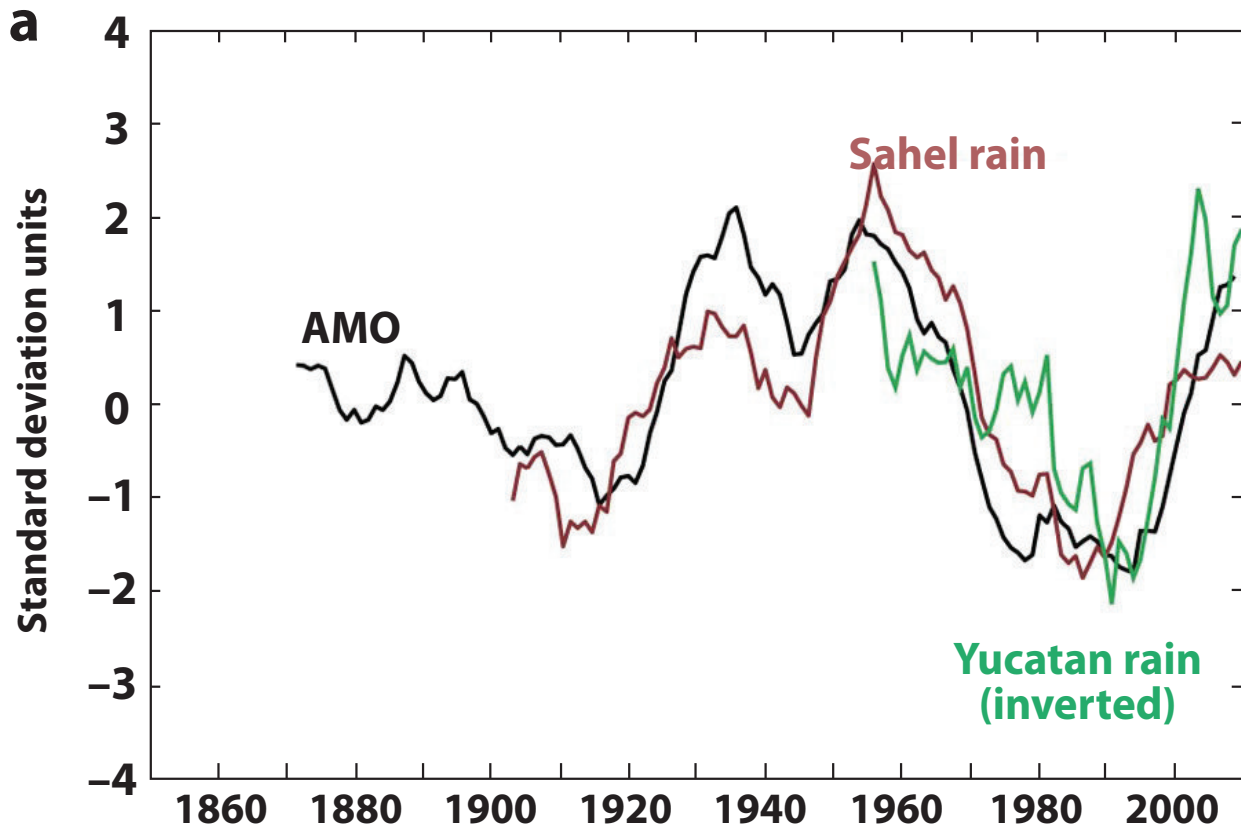
2.3 La Oscilación Multidecadal del Atlántico

La Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO, por sus siglas en inglés) es un modo de variabilidad natural que ocurre en el océano Atlántico norte y tiene su expresión en cambios de baja frecuencia en la TSM relacionados con la variabilidad en la circulación termohalina. Una vez que se ha quitado la señal del calentamiento global, los promedios móviles de 10 años de las anomalías climáticas de este modo constituyen su índice, el cual alcanza valores de ± 0.2 °C (ver la Caja 2.5 del WG1AR5 del IPCC, 2013). De esta manera la fase es positiva (AMO+) o negativa (AMO-) cuando este índice es positivo o negativo, respectivamente, mostrando una quasi-periodicidad de alrededor de 70 años. Los registros de aproximadamente 150 años muestran las siguientes fases: AMO- de 1900 a 1930, AMO+ de 1930 a 1965, AMO- de 1965 a 1995, y otra vez positiva después de 1995.

Las reconstrucciones paleo-climáticas y las simulaciones de modelos numéricos indican que es poco probable que la AMO cambie su comportamiento en el futuro a medida que cambie el clima. Sin embargo, las variaciones naturales de la AMO en las próximas décadas pueden influir en el clima regional, al menos tan fuertemente como los cambios antropógenos, con implicaciones para la frecuencia de ocurrencia de huracanes intensos en el Atlántico, la temporada de lluvias en África Occidental y América del Norte, además de las condiciones de verano en Europa (IPCC, 2013). El acoplamiento entre la AMO y las anomalías de precipitación es espacialmente complejo; se cree que la fase AMO+ está asociada con una anomalía positiva de precipitación en la región africana del Sahel, mientras que las anomalías de precipitación en la península de Yucatán parecen estar anti-correlacionadas con la AMO y la precipitación en el Sahel (Knudsen et ál., 2011) (**Figura 4**).

El severo impacto de las sequías en México ha motivado a Méndez y Magaña (2010) a estudiar los elementos que modulan la variabilidad del clima regional en escalas de tiempo de décadas; ellos encuentran que las relaciones entre AMO y PDO se pueden usar para examinar las sequías prolongadas que han ocurrido en México. De esta manera, determinan que las sequías en el norte de México se relacionan con PDO- y AMO+ mientras que las sequías en el centro-sur se relacionan con PDO+ y AMO-. Los autores mencionan que se pueden hacer intentos de pronosticar sequías intensas futuras en México, lo cual dependerá de las proyecciones de las fases de la PDO y la AMO, por lo que el comportamiento de estos modos de variabilidad climática pueden servir para proyecciones de escenarios regionales de cambio climático para las próximas décadas.

Figura 4. El índice de la AMO (negro) junto con registros instrumentales de variabilidad de la precipitación en la región del Sahel (café) y sobre la península de Yucatán (verde). El registro de precipitación en la península de Yucatán se presenta invertido, lo cual implica que las fases cálidas (frías) de la AMO se corresponden con condiciones secas (húmedas)



Tomada de Knudsen et ál., 2011

3. Ciclones tropicales

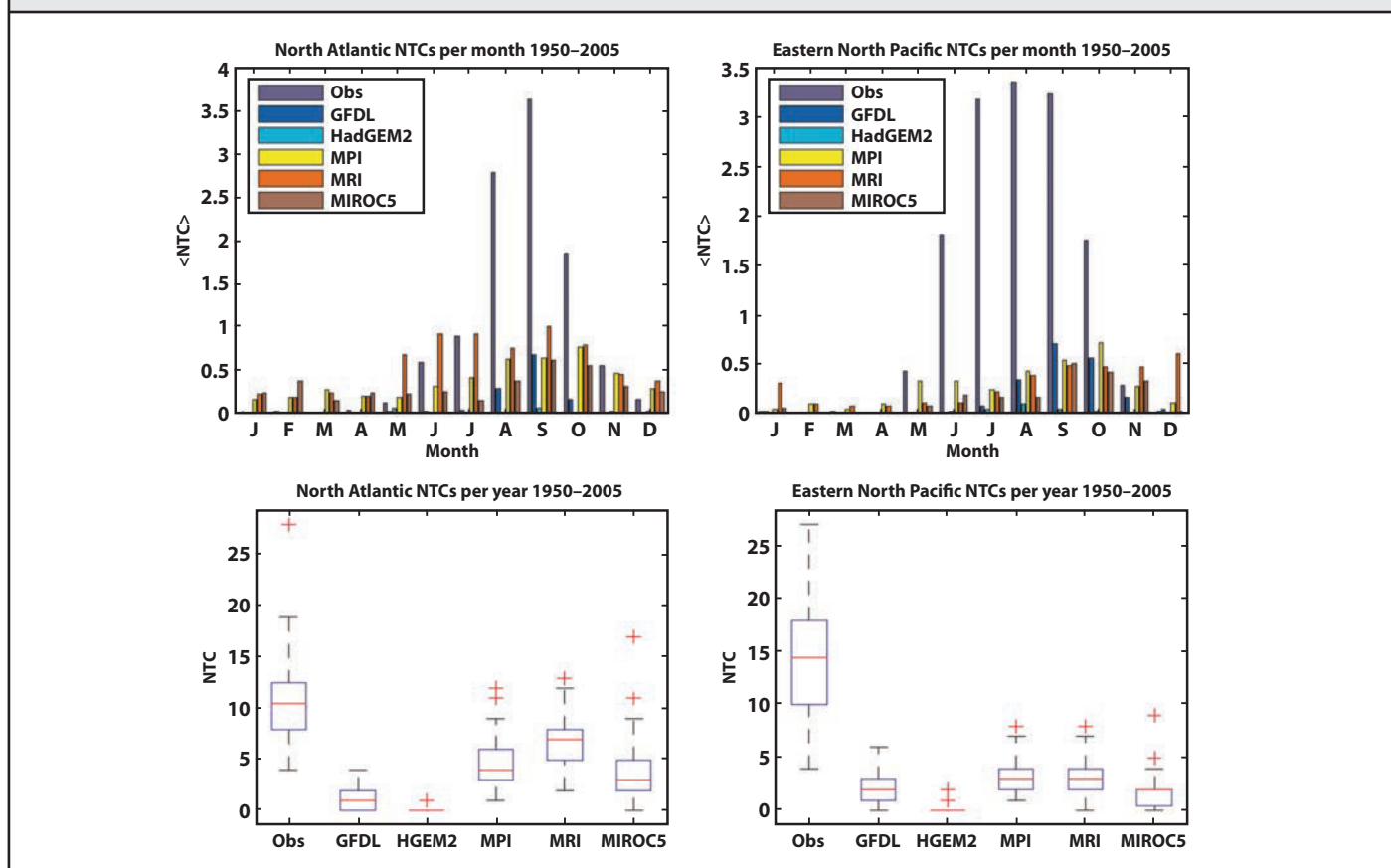
3.1 Visión general

Los ciclones tropicales (CT) representan la mayor parte de las pérdidas catastróficas por fenómenos naturales en el mundo desarrollado y, junto a las inundaciones, son la principal causa de muerte y lesiones entre los desastres naturales que afectan a los países en desarrollo (Emanuel, 2005). Al mismo tiempo, los CT juegan un papel muy importante en el mantenimiento de los recursos hídricos regionales. Lo anterior nos muestra la necesidad de entender las causas de las variaciones y tendencias observadas en la actividad de CT en el pasado y de estimar los cambios potenciales futuros en su frecuencia, intensidad y trayectorias. Sin embargo, los estudios que se realizan para abordar los diversos aspectos relacionados con la actividad de CT se ven limitados por la calidad y extensión de los registros históricos y por la incertidumbre en la cuantificación de la variabilidad natural en estos registros (IPCC, 2013 y trabajos ahí citados). Las variaciones observadas están asociadas tanto a factores naturales como antropogénicos, y la manera en que responden los CT a las interacciones entre estos factores dista mucho de ser bien entendida, dada su complejidad y las distintas escalas espaciales y temporales involucradas. Por ejemplo, además del forzamiento interanual-a-multidecadal de la TSM del Atlántico tropical a través de la atenuación de la radiación, los aerosoles de polvo tienen un efecto

local grande y más inmediato en el ambiente termodinámico y cinemático regional; las tormentas de polvo del Sahara - cuya frecuencia se ha relacionado con la concentración atmosférica de CO_2 - también han sido vinculadas con una reducción en la intensidad de CT (IPCC, 2013 y trabajos ahí citados). También se han identificado relaciones directas in situ entre las concentraciones de aerosoles y la estructura e intensidad de los CT. Esto implica que, cuando se evalúan los cambios en la actividad ciclónica, es claro que la detección y atribución dirigidas simplemente a las tendencias lineales de largo plazo forzadas por el aumento de GEI bien mezclados, no es suficiente para proporcionar una visión completa de las posibles contribuciones antropogénicas a los cambios que se han observado en la actividad de CT (IPCC, 2013 y trabajos ahí citados).

Por otra parte, existe una alta incertidumbre en las proyecciones de los posibles cambios en la actividad de CT a nivel global y la confiabilidad de las simulaciones numéricas disminuye cuando se reduce el dominio espacial del modelo (para lo cual se utilizan técnicas estadísticas o dinámicas de reducción de escala o *downscaling*). Las proyecciones varían dependiendo de las características de los modelos y de los experimentos realizados, y es difícil evaluar objetivamente los resultados combinados para formar un consenso, sobre todo a nivel regional (Met Office, 2011). Cabe mencionar que los modelos climáticos actuales no simulan adecuadamente las variaciones espaciales y temporales observadas en la actividad de CT (**Figura 5**), y que los GCM son incapaces de representar las tormentas más intensas debido a la incertidumbre en las parametrizaciones de cumulus utilizadas, incluso en los GCM de mayor resolución disponibles (20 km) (Yamada et ál., 2010 y trabajos ahí citados). Por ello, se debe tener precaución en la interpretación de los resultados basados en modelos, incluso cuando hay acuerdo entre ellos.

Figura 5. Número promedio de CTs por mes en modelos y observaciones en el Atlántico Norte (arriba izq.) y en el Pacífico Nororiental (arriba der.). Número de CTs por año en el período 1950-2005 en modelos y observaciones para el Atlántico Norte (abajo izq.) y el Pacífico Nororiental (abajo der.). La caja azul muestra el rango entre los percentiles 25 y 75, con la mediana marcada con línea roja. Las cruces muestran valores extremos



Fuente: Figura tomada de Sheffield et ál., 2013b



3.2 Simulaciones numéricas y proyecciones a futuro

Actualmente existe una cantidad considerable de estudios basados en simulaciones numéricas cuyo objetivo es realizar proyecciones a futuro sobre los posibles cambios asociados a un cambio climático en las regiones de génesis, frecuencia, intensidad y trayectoria de CT, tanto a nivel global como en las distintas cuencas oceánicas. En un trabajo de revisión sobre CT y cambio climático, Knutson et ál. (2010) discuten aspectos relacionados a la detección y atribución y a las proyecciones futuras de estos fenómenos, aplicadas al escenario A1B para finales del siglo 21. Los autores mencionan que las fluctuaciones de gran amplitud en la frecuencia e intensidad de los CT complican en gran medida la detección de tendencias a largo plazo y su atribución al aumento de los GEI. La detección de tendencias se ve obstaculizada además por las limitaciones sustanciales en la disponibilidad y calidad de registros históricos globales de CT. En consecuencia, sigue siendo incierto si los cambios pasados en la actividad de CT han excedido la variabilidad esperada por causas naturales y actualmente no es posible identificar, de manera concluyente, señales antropogénicas en los registros históricos de CT. Sin embargo, las proyecciones a futuro basadas en la teoría y en modelos dinámicos de alta resolución indican consistentemente que el calentamiento por GEI provocará que la intensidad de los CT, promediada globalmente, se desplace hacia tormentas más intensas, con incrementos del 2 % al 11 % para el 2100. Al mismo tiempo, las modelaciones existentes también proyectan consistentemente disminuciones en la frecuencia promedio global de CT, entre 6 % y 34 %. Las modelaciones con mayor resolución proyectan aumentos sustanciales en la frecuencia de los CT más intensos e incrementos del orden del 20 % en la tasa de precipitación dentro de los 100 km del centro de la tormenta. Sin embargo, los cambios proyectados en cuencas individuales muestran grandes variaciones entre los diferentes estudios de modelación.

Knutson et ál. (2010) mencionan también que en los países en desarrollo el desplazamiento de la población hacia zonas costeras es el resultado de factores sociales que no son fácilmente controlables y, por ello, el cambio climático es sólo uno de los varios factores que pueden afectar la evolución futura de los daños causados por CT. Aún cuando existe poca confianza en los cambios proyectados en cuanto a la ubicación de la génesis, trayectoria, duración y áreas de impacto de los CT, se espera que la vulnerabilidad de las regiones costeras a inundaciones por marea de tormenta se incremente debido a la elevación en el nivel del mar y al desarrollo costero, aunque esta vulnerabilidad dependerá también de las características futuras de las tormentas. Los autores concluyen que dependemos de una combinación de estudios observacionales, teóricos y de modelación para evaluar cambios climáticos futuros en la actividad de CT. Estos estudios están creciendo progresivamente y tienen más credibilidad, pero aún tienen muchas limitaciones. Los modelos con resolución espacial más fina y los nuevos enfoques para mejorar los registros pasados de CT son prometedores para reducir las incertidumbres en la comprensión de las causas de cambios pasados y en las proyecciones futuras de la actividad de CT.

Algunos estudios más recientes, basados en modelos del CMIP3 y CMIP5, presentan resultados que se contraponen. Por ejemplo, Tory et ál. (2013) indican que la mayoría de los modelos utilizados (considerando el RCP8.5 y usando el parámetro Okubo-Weiss-Zeta en el método para la detección de CT) reproducen razonablemente bien el número observado de CT y su distribución geográfica, con números anuales dentro de ± 50 % de las observaciones, y proyectan disminuciones en la frecuencia global de CT que varían entre 7 % y 28 %. Sin embargo, los autores observaron grandes variaciones en magnitud y signo entre los modelos y entre cuencas, siendo mayores en las cuencas del Hemisferio Norte. Por su parte, Camargo (2013) utilizó corridas históricas de 14 modelos del CMIP5 para analizar la actividad de CT y comparó contra observaciones. La autora menciona que la frecuencia global de CT fue mucho menor que la observada, y que existe una deficiencia significativa en cuanto a los patrones geográficos de las trayectorias y los lugares de formación. Los modelos con la resolución horizontal más alta muestran un nivel más alto de actividad global de CT, aunque la resolución no es el único factor que determina dicha actividad en los modelos, ya que un sesgo frío en la TSM puede contribuir al número bajo de CT en los modelos. La autora menciona que los modelos no muestran un consenso en cuanto a las diferencias en la actividad de CT en dos escenarios de calentamiento (RCP4.5 y RCP8.5) y la simulación histórica, y que no encontró cambios robustos en la frecuencia de CT en el Atlántico Norte y el Pacífico nororiental. Por lo tanto, concluye, no hay una señal robusta en los modelos del CMIP5 en cuanto a cambios en la actividad de CT a nivel global y regional para los escenarios futuros. En este estudio también se examinaron los cambios futuros en diversos campos ambientales de gran escala asociados con la actividad de CT: el índice de génesis potencial, la intensidad potencial, la cortante vertical del viento y la presión a nivel del mar, mencionando que los cambios promedio de multi-modelos de estas variables en los modelos CMIP5 son consistentes con los obtenidos en los del CMIP3.

Como parte del experimento CORDEX (Experimento Coordinado Regional de Reducción de Escala), se analizaron las características de los CT con condiciones presentes y futuras en el dominio de Centro América usando el modelo climático regional RegCM4 (Diro et ál., 2014). En general, se observó un buen desempeño del modelo para reproducir la climatología observada de CT en el periodo 1982-2003 y las variaciones interanuales de la frecuencia de CT en el Atlántico. Los autores mencionan que la simulación de CT es sensible tanto al esquema de convección como al GCM usado para forzar el modelo, obteniéndose un mejor desempeño con el esquema de convección de Emanuel y el modelo MPI. La comparación entre las estadísticas presentes y futuras indica que la frecuencia de CT en el futuro disminuye sobre las zonas costeras del Atlántico tropical y el Pacífico tropical oriental. También se encontró un incremento en la frecuencia de CT intensos y de mayor duración, así como un desplazamiento hacia el norte de las trayectorias sobre el Atlántico. Por su parte, Kozar y Misra (2013) mencionan que la disminución en la frecuencia de CT está relacionada aparentemente con una disminución en el flujo de masa por convección profunda y un incremento en el déficit de saturación de la troposfera media en los trópicos asociados con el calentamiento global.

Se ha demostrado que la simulación precisa de la actividad de CT depende fundamentalmente de la capacidad de los modelos para reproducir diversos modos de variabilidad, como ENSO, PDO y AMO. Entonces, tener proyecciones confiables de la actividad futura de CT, tanto globales como regionales, dependerá fundamentalmente de proyecciones confiables del comportamiento de esos modos de variabilidad bajo calentamiento global, así como de un entendimiento adecuado de sus vínculos físicos con los CT (IPCC 2013 y referencias ahí incluidas).

4. Cambio climático regional futuro

4.1 Visión general

Las proyecciones climáticas para el siglo 21 de los GCM del CMIP3 y CMIP5 que fueron utilizadas en los reportes AR4 y AR5 del IPCC sugieren cambios importantes en la circulación tropical y subtropical que modula el clima de México (p. ej. Seth et ál., 2011; Fasullo y Trenberth, 2012; Neelin et ál., 2013; Polade et ál., 2013; Fuentes-Franco et ál., 2014b; Maloney et ál., 2014; Torres-Alavez et ál., 2014), así como posibles incrementos en la temperatura superficial del aire (entre 1.5 °C y 5 °C) para mediados y finales de siglo bajo los escenarios de bajas (B1 y RCP4.5) y altas (A2 y RCP8.5) emisiones de GEI, y cambios en la frecuencia de eventos extremos en algunas regiones del país y de los mares que rodean a México (Wehner, 2012; Cavazos et ál., 2013; Garcia-Cueto et ál., 2014; Kharin et ál., 2013; Giorgi et ál., 2014). También se proyectan reducciones de precipitación del orden de 10 a 20 % en algunas partes del país, con fuertes diferencias regionales y estacionales (Cavazos et ál., 2013; Torres-Alavez et ál., 2014; Fuentes-Franco et ál., 2014a; 2014b). Sin embargo, la topografía compleja del país, las sombras orográficas y la posición de México entre el trópico y el subtropico y entre dos grandes océanos generan una gran variedad de climas y procesos en diversas escalas de tiempo que no todos los GCM son capaces de reproducir. Por esta razón existen incertidumbres sobre los cambios proyectados por los GCM a escala regional, por lo que se han evaluado proyecciones futuras con variables re-escaladas estadísticamente (Montero-Martínez y Pérez-López, 2008; Cavazos y Arriaga-Ramirez 2012; Cavazos et ál., 2013) o utilizando modelos dinámicos de mesoescala como el RegCM4 (Fuentes-Franco et ál., 2014a; 2014b; Giorgi et ál., 2014) o con otros modelos regionales (p. ej. Cerezo-Mota et ál., 2015). En particular, Fuentes-Franco et ál. (2014a,b) utilizaron el RegCM4 para investigar la variabilidad presente y futura de la precipitación en México y Centro América y su relación con las temperaturas del océano, la circulación tropical y los ciclones tropicales. Por otra parte, Giorgi et ál. (2014) también utilizaron el RegCM4 para investigar algunos índices climáticos extremos en diferentes partes del mundo, incluyendo México y Centro América.

Algunos de los fenómenos regionales más importantes que afectan al país y que han sido investigados desde el punto de vista dinámico o termodinámico con los modelos del CMIP3 o el CMIP5 son: el monzón (Fasullo, 2012; Cook y Seager, 2013; Bukovsky et ál., 2013; Seth et ál., 2013; Langford et ál., 2014; Maloney et ál., 2014; Torres-Alavez et ál., 2014), los ciclones tropicales (Emanuel, 2006; Knutson et ál., 2010; Webster et ál., 2005; Kozar y Misra, 2013; Fuentes-Franco et ál., 2014a; Emanuel, 2013), la variabilidad intraestacional tropical (Jiang et ál., 2013), la canícula (Rauscher et ál., 2008; 2011) y la sequía (Seager et ál., 2007). A continuación se describen las características de un cambio climático regional futuro en México en términos de las variaciones observadas y proyectadas en algunos de estos fenómenos.

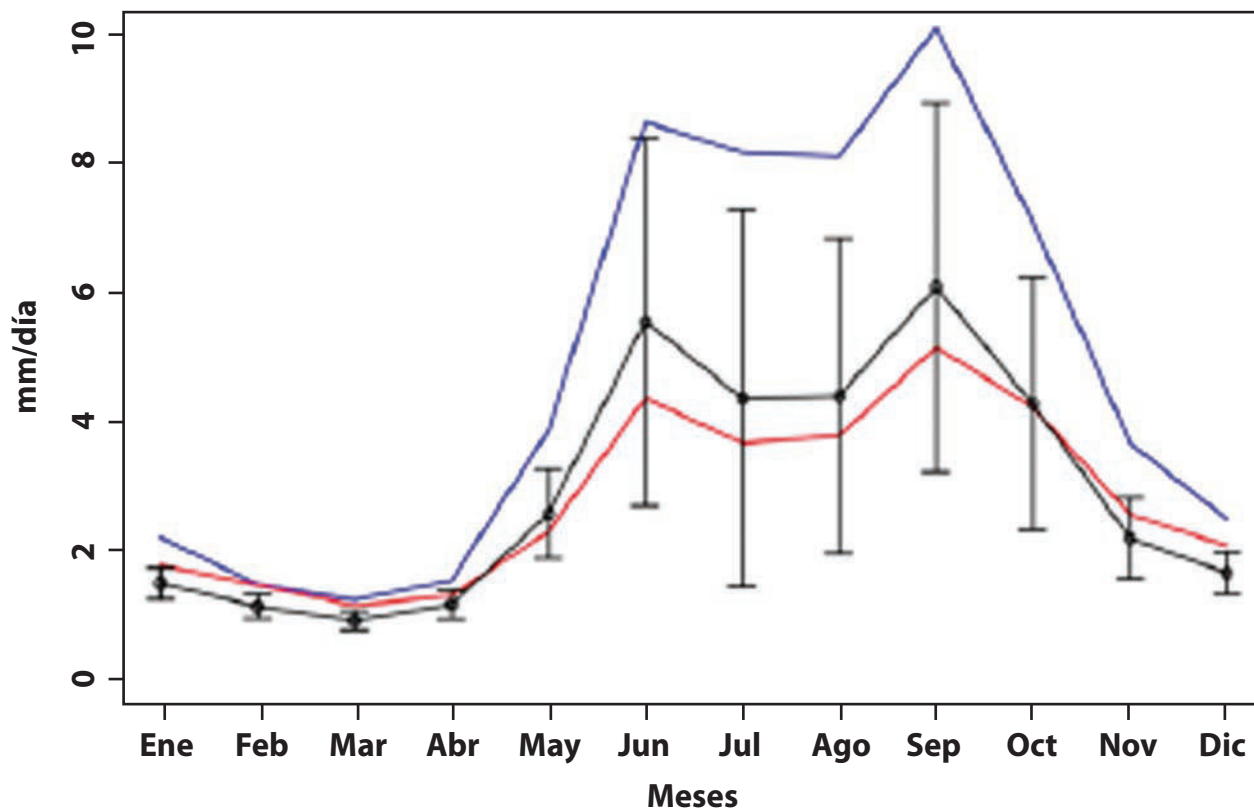


4.2 La sequía intraestival (o canícula)

La sequía intraestival o sequía de medio verano (MSD, por sus siglas en inglés) es una reducción en la cantidad de precipitación a la mitad de la estación lluviosa (durante julio-agosto) que forma parte del ciclo anual de esa variable y que se observa principalmente en regiones de la parte central y sur del territorio mexicano y de la vertiente del Golfo de México (GM), en gran parte de Centro América y algunas regiones del Caribe (p. ej. Mosiño y García, 1968; Magaña et ál., 1999; Amador, 2008). Dependiendo de su intensidad y duración, la MSD puede tener efectos negativos en el rendimiento de los cultivos de temporal y en otras actividades económicas en las zonas que se ven afectadas por este fenómeno. Predecir el fenómeno se dificulta debido a que la MSD muestra una fuerte variabilidad interanual en cuanto a su inicio, duración, intensidad y conclusión. Varios mecanismos se han propuesto y examinado para explicar esta disminución de precipitación en las distintas regiones, como por ejemplo el bloqueo de los vientos alisios y ciclones tropicales por el GM; los rasgos topográficos; las variaciones de la TSM en el Pacífico tropical oriental (PTO) asociadas a cambios en la cantidad de radiación solar que llega a la superficie; la intensificación y elongación hacia el oeste del sistema de alta presión del Atlántico norte; el desplazamiento de las zonas de convergencia hacia el oeste y sur en el extremo oriental del PTO; los contrastes térmicos tierra-mar; las albercas de agua cálida del PTO y el Caribe; la variabilidad de la CCC y las fluctuaciones en los movimientos verticales de la atmósfera, entre otros (p. ej. Mosiño y García, 1968; Amador, 1998 y 2008; Curtis, 2004; Magaña y Caetano, 2005; Gamble et ál., 2008; Romero-Centeno et ál., 2007; Small et ál., 2007; Martínez, 2013; Herrera et ál., 2014). Una explicación simple de la MSD fue planteada por Karnauskas et ál., 2013, considerándola como el resultado de un mecanismo de reforzamiento de la precipitación que ocurre dos veces (el paso descendente del ángulo de declinación solar), en lugar de asociarla con un mecanismo supresor de la precipitación. En un estudio sobre el impacto del ENSO durante la canícula en el centro de México, se encontró que durante eventos de El Niño (fase cálida) los patrones de precipitación no se ven marcadamente afectados, observándose cierta señal de debilitamiento de la canícula en esta región (Peralta-Hernández et ál., 2008). Por su parte, Amador (2008) menciona que la CCC varía con las fases del ENSO y que este mecanismo modula, en gran medida, la evolución de la precipitación en el verano sobre la región de los mares intra-americanos ya que un evento cálido (frío) incrementa (disminuye) la intensidad de esta corriente y genera anomalías negativas (positivas) de precipitación en la región.

Aunque con sesgos, algunos modelos globales simulan adecuadamente la circulación estacional asociada a la precipitación del sureste de México (temperatura superficial, vientos alisios y presión a nivel del mar) (Cavazos y De Grau, 2014). Un ensamble estadístico promedio de 15 GCM del CMIP5 (Cavazos et ál., 2013) reproduce bastante bien el patrón del ciclo anual de precipitación del sur y sureste mexicano, con un doble pico en verano (en julio y septiembre) y el mínimo en julio-agosto característico de la sequía de medio verano (**Figura 6**). Sin embargo, el ensamble subestima fuertemente la precipitación de verano, como era de esperarse en esta región de topografía compleja y con influencia de un gran número de fenómenos tropicales de escalas sinópticas e intraestacionales (ciclones tropicales, ondas del este y convección topográfica, entre otros). Los escenarios RCP8.5 para finales del siglo 21 indican reducciones en la precipitación, especialmente en el verano (Cavazos et ál., 2013; Cavazos y De Grau 2014; Fuentes-Franco et ál., 2014b; Torres-Alavez et ál., 2014). Esto es consistente con los resultados del CMIP3, los cuales sugieren que la reducción en la precipitación se asocia con una intensificación y un inicio más temprano de la sequía de medio verano, que depende parcialmente de la temperatura superficial de los océanos (Rauscher et ál., 2008; 2011).

Figura 6. Comparación del ciclo anual de la precipitación en el sureste de México entre datos observados del CRU (línea azul), datos derivados del ensamble del REA (línea negra) y el promedio simple de 15 modelos del CMIP5 (línea roja). Las barras verticales muestran las incertidumbres del ensamble del REA



Fuente: Tomada de Cavazos et al., 2013

En particular, Fuentes-Franco et ál. (2014a y 2014b) utilizaron el modelo regional RegCM4 para investigar la variabilidad presente y futura de la precipitación en México y Centro América y su relación con las temperaturas del océano y la circulación tropical. Ellos encontraron que, bajo el RCP8.5, el gradiente térmico superficial entre el Atlántico y el Pacífico podría hacerse más negativo a finales de siglo, por lo que la CCC podría intensificarse y por lo tanto llover menos en el sur de México.

4.3 Los ciclones tropicales

Actividad de CT en México

La ubicación geográfica de la República Mexicana la hace particularmente vulnerable al impacto de CT por ambos litorales, el del GM y el del PTO, en donde se presentan condiciones favorables para su formación. Estos fenómenos han provocado, a lo largo de la historia, algunos de los desastres más grandes registrados a nivel nacional. Dichos desastres se traducen tanto en pérdida de vidas humanas, como en impactos devastadores en infraestructuras y en diversas actividades económicas y sociales. Los CT, aún de intensidad menor (depresiones), han causado inundaciones severas, deslaves, avalanchas de lodo, desbordamiento de ríos,



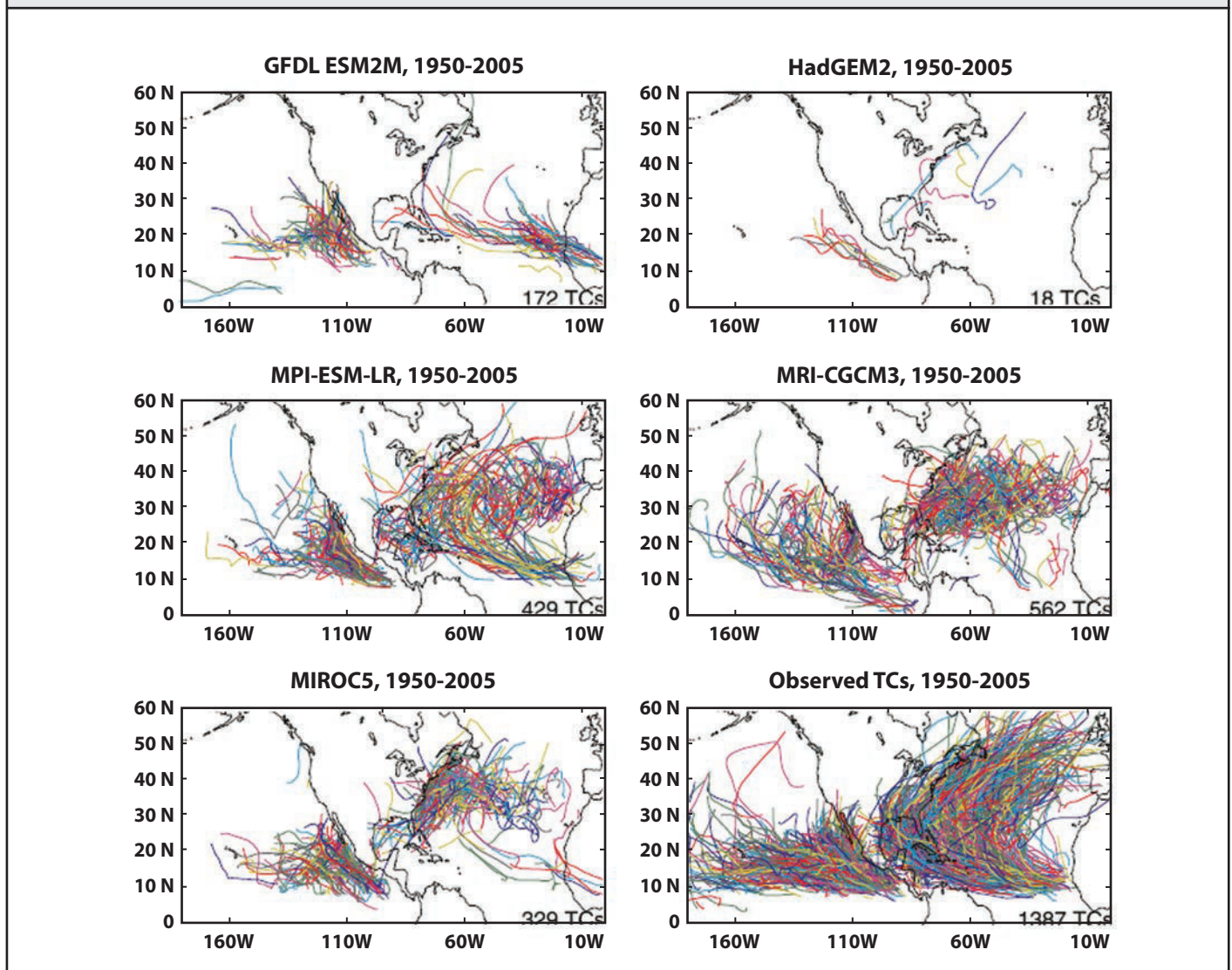
destrucción de viviendas, edificaciones y vías de comunicación, así como afectaciones a la red de suministro de energía eléctrica y de agua potable, las cuales se están viendo agravadas por efecto del cambio climático (Ángeles y Gámez, 2010 y trabajos ahí citados). Sólo por mencionar algunos de los casos más recientes, el huracán Odile, ocurrido en septiembre de 2014, fue el CT más intenso en tocar tierra en la península de Baja California en la era satelital, afectando severamente a una gran cantidad de residentes y turistas, particularmente en la región de Los Cabos en el estado de BCS ; o los huracanes Ingrid (por el GM) y Manuel (por el PTO) ocurridos en septiembre de 2013 y cuyo impacto combinado afectó a dos terceras partes del país .

En un análisis sobre la variabilidad de los huracanes en el PTO durante el periodo 1970 - 2010, Martínez-Sánchez y Cavazos (2014) mostraron que la TSM en la región principal de desarrollo de CT en esta cuenca experimentó un incremento estadísticamente significativo de 0.57 °C, pero la frecuencia de huracanes de categoría mayor (HUR4-5) no mostró una tendencia significativa, mientras que la de huracanes menos intensos (HUR1-3) disminuyó significativamente (-0.95 %/año). Los autores indican que esta tendencia está asociada a periodos activos e inactivos de ocurrencia de huracanes, los cuales están relacionados inversamente con la AMO y directamente con la PDO. La frecuencia de HUR4-5 también muestra una relación positiva significativa con la PDO y ENSO debido probablemente a una mayor extensión de la alberca de agua cálida en el PTO y valores más bajos de la cortante del viento en la región principal de desarrollo durante eventos de El Niño que durante La Niña. Para evaluar el impacto de los CT que tocaron tierra por las costas mexicanas del PTO de 1970 a 2010, Farfán et ál. (2013) utilizaron una base de datos internacional de desastres e identificaron más de 30 eventos en este periodo. La intensidad diaria de las precipitaciones y su acumulación excesiva se vinculan a la ocurrencia de desastres en áreas densamente pobladas. Al analizar los 10 eventos que causaron mayores daños a la población afectada, muestran que 6 de ellos ocurrieron en condiciones de El Niño y tres en condiciones neutrales; mientras que al considerar los 25 eventos más destructivos identificaron que 10 de ellos ocurrieron durante El Niño y 10 en condiciones neutrales.

Los registros históricos sobre tormentas tropicales son relativamente cortos y la detección de estos fenómenos antes de la era satelital es controversial. Un esfuerzo por documentar la frecuencia de CT que han penetrado al territorio mexicano por las costas del PTO desde 1850 fue realizado por Raga et ál., 2013 con base en la revisión de periódicos y documentos históricos de los estados costeros ubicados al norte de 14 °N. En este trabajo se determinó que, en promedio, ocurrieron 2.1 ± 1.6 entradas a tierra por año durante el periodo 1880 - 2010 y que estos eventos están modulados principalmente por la PDO, con una influencia menor de fenómenos como el ENSO y la NAO. De manera semejante, Pazos y Mendoza (2013) realizaron una revisión de datos históricos para construir una serie de tiempo de CT que penetraron por los estados costeros del Pacífico Mexicano entre 1536 y 1948. Considerando los registros históricos y datos instrumentales para el periodo de 1701 a 2010, y aplicando un análisis espectral, las autoras encontraron periodicidades de ~2.6, 4, 5, 12, 16, 39 y 105 años en la serie reconstruida, y para el periodo instrumental (1949 - 2010) las periodicidades más sobresalientes fueron las de ~12 y 2.6 años. Algunas de estas periodicidades, tomando en cuenta las incertidumbres, coinciden con algunos fenómenos climáticos naturales de gran escala tales como la AMO, la PDO y el SOI (índice del ENSO), o con fenómenos externos como el ciclo de actividad solar de 11 años.

Las proyecciones del impacto del cambio climático sobre la frecuencia y trayectorias de CT son inciertas, tanto para el GM como para el PTO (**Figura 7**). Para el GM la incertidumbre se debe al tamaño pequeño de la cuenca y a la resolución limitada de los modelos climáticos; mientras que para el Pacífico es debida al desacuerdo entre los modelos en cuanto al signo del cambio en la frecuencia. La mayoría de los estudios realizados sugieren que la intensidad de los CT podría incrementarse en ambas cuencas en un ambiente más cálido, pero la incertidumbre en la magnitud de este cambio, junto con la asociada a la frecuencia de los ciclones, hace que las estimaciones sobre daños futuros asociados a estos fenómenos en México sean altamente inciertas (Met Office, 2011 y las referencias ahí incluidas).

Figura 7. Trayectorias de CTs en las corridas históricas del CMIP5 para el período 1950-2005 y observadas en el mismo período (panel inferior derecho). El nombre del modelo utilizado aparece en la parte superior y el número de tormentas en cada caso aparece en la esquina inferior derecha de cada panel



Fuente: Tomada de Sheffield et ál., 2013b



Proyecciones para el Pacífico oriental

Bengtsson et ál. (2007) realizaron experimentos con el componente atmosférico del GCM ECHAM5 con resoluciones de 60 km y 40 km, respectivamente. Los experimentos simularon un incremento de CT en el PTO del 4 % en el modelo de 60 km (2071 - 2100) y de 7 % en el de 40 km (2081 - 2100). Estos incrementos se debieron a un desplazamiento general hacia el este de la ciclogénesis (formación de un ciclón) en el PTO, debido a una disminución de la cizalladura vertical del viento (lo cual es propicio para la ciclogénesis) en esta cuenca y a un aumento de la cizalladura y de la estabilidad atmosférica en el Pacífico occidental. Por su parte, McDonald et ál. (2005) encontraron un incremento de 80 % en la frecuencia de ciclones en el PTO al realizar un experimento con el modelo del Hadley Centre (HadAM3) a 100 km de resolución para el horizonte 2081 - 2100. Sin embargo, hubo un desplazamiento de la ciclogénesis lejos de las costas mexicanas en esta simulación, lo cual sugiere que más ciclones pudieran dirigirse hacia el océano abierto y menos pudieran impactar el territorio mexicano, aunque estos resultados a escala de sub-cuenca son altamente inciertos.

Usando un ensamble promedio de 18 GCM a 50 km para el horizonte 2081 - 2100, Zhao et ál. (2009) realizaron cuatro experimentos, en tres de los cuales la frecuencia de ciclones en la cuenca del PTO se incrementó entre un 15 % y un 61 %. Sin embargo, la cuarta simulación, realizada con el GFDL, mostró una disminución del 23 %. En contraposición, Oouchi et ál. (2006), aplicando el modelo climático JMA con 20 km de resolución, encontraron 34 % menos ciclones en el PTO, concluyendo que se debió a un incremento de la estabilidad atmosférica en un mundo más cálido. El modelo simuló un incremento de 10 % en la estabilidad global estática seca, definida como la diferencia en temperatura potencial entre el nivel de 250 hPa y la superficie terrestre. Sugi et ál. (2009) también muestran evidencia de una disminución en la frecuencia de CT en el Pacífico oriental, con decrementos entre 25 % y 50 % en los experimentos que realizaron con el modelo JMA. A pesar de la incertidumbre en las proyecciones sobre la frecuencia de CT en el PTO, diversas simulaciones numéricas muestran consistentemente un posible incremento en su intensidad, particularmente de las tormentas más intensas (McDonald et ál., 2005; Oouchi et ál., 2006; Vecchi y Soden 2007).

Proyecciones para el Atlántico y el Golfo de México

Debido al tamaño relativamente pequeño del GM y a la resolución horizontal limitada de muchos modelos climáticos, el GM no ha sido analizado como una cuenca separada en la mayoría de los estudios sobre cambio climático y actividad de CT, sino que las evaluaciones se han hecho para toda la cuenca del Atlántico Norte (AN). Estos resultados pudieran ser de poca utilidad para México debido a la gran variabilidad en la trayectoria de ciclones en el Atlántico (Met Office, 2011) (ver Figura 7).

La mayoría de los estudios, particularmente los que usan simulaciones de alta resolución, reportan que la frecuencia de CT en el AN pudiera disminuir en un clima más cálido (p. ej. Gualdi et ál., 2008; Knutson et ál., 2008; Bengtson et ál., 2007; McDonald et ál., 2005; Zhao et ál., 2009; Garner et ál., 2009). Knutson et ál., 2008, usando un modelo regional no-hidrostatístico con una resolución espacial de 18 km bajo el escenario de emisiones A1B, concluyeron que el aumento en la cortante vertical del viento y la reducción de humedad relativa en la troposfera media son los factores clave que pueden provocar dicha disminución. Los autores encontraron que las disminuciones fueron más marcadas en el Atlántico occidental que en el oriental, lo que sugiere que el número de tormentas que tocan tierra en México podría reducirse más que el promedio de la cuenca (27 % menos).

Murakami y Wang (2010) mostraron, mediante un simulación de 25 años de alta resolución (20 km) con datos de multimosdelos del CMIP3 bajo el escenario de emisiones A1B, un desplazamiento considerable en las regiones de génesis de CT hacia el norte y oriente comparado con el clima presente. Esto también causó un desplazamiento de las trayectorias, de manera que el modelo simuló menos tormentas al oeste del AN y más en la mitad oriental de la cuenca. La reducción en la génesis en la región occidental del AN la atribuyen a un secado de la troposfera media y a un descenso anómalo forzado de forma remota, y no a cambios locales en el forzamiento termodinámico. El descenso anómalo resultó de un aumento en el movimiento ascendente sobre la mitad oriental de la cuenca, como resultado de grandes incrementos simulados de la TSM en esa región que favorecieron el aumento de la génesis en la región oriental. Estos resultados apoyan la conclusión de Knutson et ál. (2008), de que el número de tormentas que entran a tierra en México puede reducirse como consecuencia del cambio climático.

Como podemos apreciar, aún existe una incertidumbre considerable en las proyecciones de cambios en la frecuencia de CT en el PTO y el AN, particularmente en el GM. Los estudios indican que, mientras que la intensidad general de las tormentas pudiera incrementarse en ambas cuencas, en particular para las tormentas más intensas, la incertidumbre en sus frecuencias y trayectorias conduce a un alto grado de incertidumbre en la comprensión de la respuesta de los CT y en las proyecciones de los daños futuros por ciclones en México atribuidos al cambio climático (Met Office, 2011).

4.4 Las sequías

Los periodos secos que duran desde años hasta décadas han ocurrido en varias ocasiones en Norteamérica, África Occidental y el Este Asiático. La sequía se caracteriza por tres aspectos: intensidad, duración y cobertura espacial. La intensidad es el grado de déficit de precipitación, humedad o almacenamiento de agua, a partir de la cual las sequías se clasifican en moderadas, medias, severas y extremadamente severas (p. ej. Castorena et ál., 1980). La duración puede ser del orden de meses hasta algunos años o aún décadas, como es el caso de las megasequías (Stahle, 2007), las cuales ocurren debido a las variaciones decadales de la TSM en el Pacífico y el Índico (Meehl, 2006; Seager, 2008). De acuerdo a la cobertura espacial afectada, las sequías se pueden clasificar como locales o de carácter vasto, extraordinario o catastrófico (Taboada y Oliver, 2009 y trabajos ahí citados). Diversos estudios detallados sobre las sequías históricas que han afectado a México en épocas pasadas han sido realizados utilizando datos meteorológicos y/o información registrada en distintas fuentes de archivo sobre los impactos de las sequías en distintos sectores socioeconómicos (Contreras, 2005 y trabajos ahí citados).

Dado que la precipitación es el factor determinante del grado de aridez de una región, las sequías a nivel local y los periodos húmedos están determinados por los efectos acumulados del desbalance entre la oferta de agua atmosférica (precipitación) y la demanda (evapotranspiración potencial). La primera es controlada por los procesos atmosféricos, mientras que la última es determinada por la radiación neta, el viento y la humedad sobre la superficie terrestre (Shuttleworth, 1993). Existen varios índices para estimar el grado de severidad de las sequías, los cuales miden la desviación de la condición normal histórica de una variable relacionada con la humedad en una región particular. Dependiendo del tipo de estudio, las sequías se clasifican en meteorológicas, hidrológicas, agrícolas y socioeconómicas (p. ej. Contreras, 2005). Para cuantificar la sequía meteorológica (grado de sequedad con respecto al promedio) la precipitación es la variable más importante, y en segundo término la contribución que tiene la temperatura de la superficie sobre la evaporación. El Índice de Severidad de Sequía de Palmer (PDSI, por sus siglas en inglés) es comúnmente empleado para medir este tipo de sequía (Keyantash y Dracup, 2002). El PDSI también ha sido utilizado para cuantificar los cambios de aridez a largo plazo sobre regiones extensas ocurridos en los siglos 20 (Dai et ál., 1998; 2004) y 21 (Burke et ál., 2006; Burke y Brown, 2008), en la reconstrucción de sequías con base en anillos de árboles (Cook et ál., 1999; 2004), y para identificar periodos de sequía severa en la Península de Yucatán (Mendoza et ál., 2007). Los valores del PDSI están significativamente correlacionados con el contenido de humedad del suelo medido durante la estación cálida y los flujos de ríos sobre muchas regiones del mundo (Dai et ál., 2004) y, por lo tanto, puede ser utilizado como índice de sequía en latitudes bajas y medias. El PDSI usa tanto la precipitación como la temperatura del aire a nivel de superficie (Keyantash y Dracup, 2002), lo que permite incorporar el efecto del incremento de la temperatura de la superficie que ha ocurrido en las últimas décadas sobre las sequías y periodos húmedos (Dai et ál., 2004; Cook et ál., 1999). Dado que la precipitación y la temperatura de la superficie son las dos únicas variables con registros históricos largos, el PDSI puede ser calculado para los últimos 100 o más años para la mayor parte de las regiones (Dai et ál., 2004). Sin embargo, tanto el PDSI como los otros índices de sequía han sido definidos y calibrados para el clima actual, por lo que pueden no reflejar el clima futuro dado que se encuentran fuera de rango (Dai, 2011).

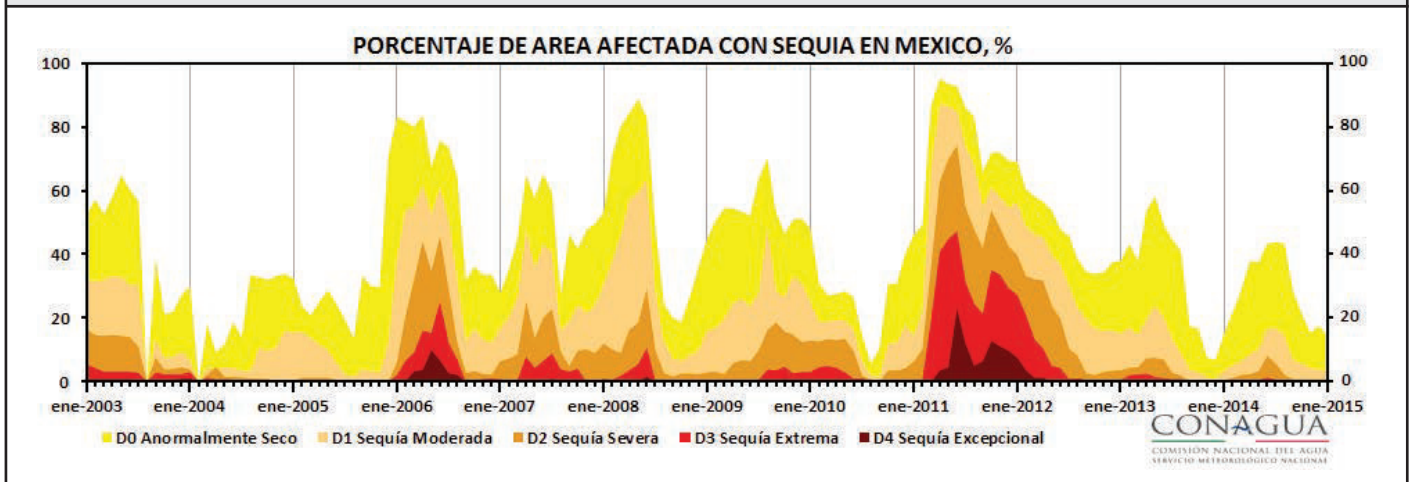
Los registros instrumentales de precipitación, flujo de ríos, radiación sobre la superficie, humedad, vientos y otras variables importantes para cuantificar la sequía, previos a 1950 son escasos. El periodo posterior a 1950 ha experimentado un incremento rápido en la temperatura de la superficie global, el CO₂ y otros GEI. Los cambios en aridez posteriores a 1950 pudieran proveer un panorama de si los periodos de sequía serán más frecuentes y generalizados bajo el calentamiento global en las siguientes décadas, aunque se requiere una mayor comprensión de las variaciones naturales que han ocurrido con anterioridad, en particular las asociadas a ENSO y PDO, para predecir tendencias de largo plazo (Groisman et ál., 2004; Zhu y Lettenmaier, 2007; Trenberth et ál., 2013). En la actualidad, las proyecciones de modelos climáticos sugieren que habrá condiciones más secas en muchas zonas de



latitudes medias y bajas con el aumento en las concentraciones de GEI, mostrando una fuerte tendencia a que las áreas húmedas se vuelvan más húmedas y las secas se vuelvan más secas, con una expansión hacia los polos de las zonas subtropicales secas (Trenberth et ál., 2013 y trabajos ahí citados). Debido a que el cambio climático está agregando calor al sistema climático, una sequía natural podría establecerse en menos tiempo, volverse más intensa y durar más tiempo en el futuro (Trenberth et ál., 2013).

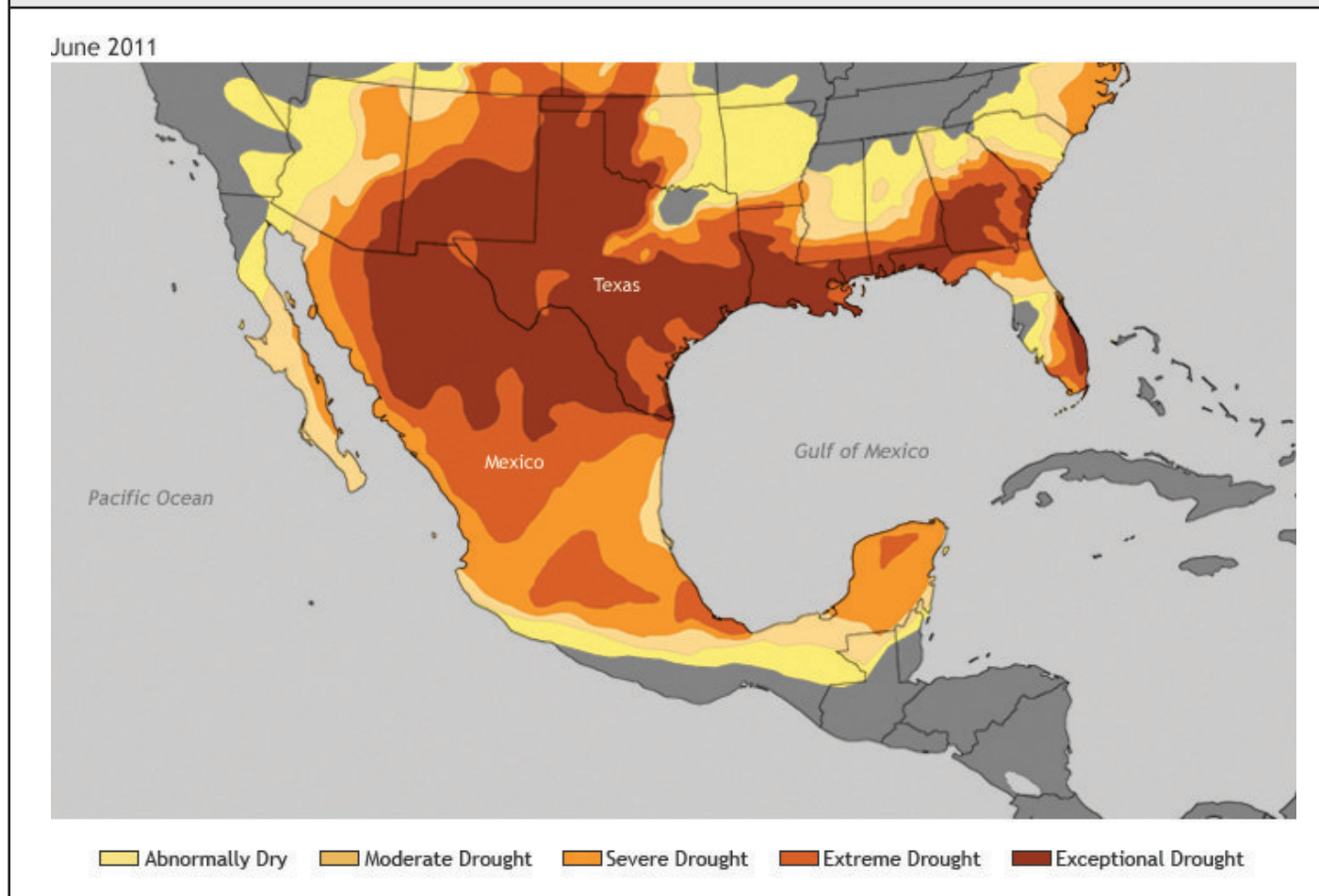
El Servicio Meteorológico Nacional colabora en la elaboración del mapa mensual de monitoreo de sequía de Norteamérica generado por la NOAA, el Centro Nacional de Monitoreo de la Sequía y la Agencia del Medio Ambiente de Canadá (<http://www.ncdc.noaa.gov/temp-and-precip/drought/nadm/nadm-maps.php>). En la **Figura 8** se muestra el porcentaje de área afectada por sequía en México desde 2003 a la fecha, en donde sobresale la sequía prolongada de 2011-2012, y en la **Figura 9** se muestra el mapa mensual de monitoreo de la sequía correspondiente a Junio de 2011.

Figura 8. Porcentaje de área afectada con sequía en México de enero de 2003 a diciembre de 2014, según la escala de severidad mostrada en la parte inferior. Monitor de Sequía en México



Fuente: Mapa de Climate.gov a partir de datos del North American Drought Monitor

Figura 9. El estado de la sequía en Junio de 2011. Evidencia de la probable teleconexión del fenómeno de La Niña con el clima estacional de una región, ocasionando eventos climáticos extremos. La escala de severidad de la sequía se muestra en la parte inferior



Fuente: Servicio Meteorológico Nacional, CONAGUA

Méndez y Magaña (2010) estudiaron las principales sequías en México ocurridas en el siglo 20 (1930, 1950 y 1990) a partir de los registros históricos de precipitación. Analizaron las anomalías de precipitación y encontraron que las sequías en el norte de México coinciden frecuentemente con anomalías húmedas sobre el sur de México y Centroamérica y viceversa. Los autores encuentran que la mayor parte de las anomalías negativas de precipitación están asociadas con anomalías positivas de la AMO y con un flujo de humedad menor de lo normal hacia el norte de México. Asimismo, las sequías en el norte de México coinciden con una mayor actividad de ondas del este y una CCC más débil durante la fase negativa de la PDO. Por su parte, Bhattacharya y Chiang (2014), analizando las teleconexiones de ENSO con la precipitación de verano en México, encuentran evidencia de ocurrencia de sequía en el verano del año precedente al máximo de anomalías positivas de la TSM en el Pacífico central oriental, así como en la primavera del año siguiente a estas anomalías.

Utilizando registros instrumentales históricos y simulaciones idealizadas de modelos forzados por la TSM y anillos de árboles, Seager et ál., (2009) hacen un estudio de la variabilidad y cambio del hidroclima en México, obteniendo los siguientes resultados:



- La variación del clima depende fuertemente de las variaciones de las TSM del Pacífico y Atlántico tropicales. Durante la temporada fría, en condiciones de El Niño, la mayor parte de México es húmedo. En la época caliente el norte de México también es más húmedo en condiciones de El Niño, pero la parte sur es más seca. Para el norte de México, es durante los periodos de La Niña acompañados de un Atlántico Norte subtropical templado, que ocurren las sequías y viceversa para el sur de México.
- Los datos de anillos de árboles indican la ocurrencia de una megasequía a finales del siglo 16. La sequía más severa en el norte de México desde mediados del siglo 19 ocurrió en la primera mitad de la década de 1950.
- Los modelos de clima pronostican un futuro más seco para México debido al calentamiento antropogénico, pero aún no se pueden observar estos cambios en la precipitación debido posiblemente a que las variaciones naturales de la TSM tropical son lo suficientemente grandes para esconder la señal antropogénica.

Aún cuando existe una gran incertidumbre sobre cómo podría afectar el cambio climático a la disponibilidad del recurso hídrico en México, diversos estudios a escala global coinciden en que México es un país altamente vulnerable en este aspecto y que la población expuesta a estrés hídrico podría incrementarse sustancialmente en el futuro (Met Office, 2011 y trabajos ahí citados).

4.5 Los nortes

Los denominados nortes, resultado de la acumulación de aire frío en latitudes medias e intensos gradientes meridionales de presión en la tropósfera baja, favorecen irrupciones de aire frío hacia los trópicos (Magaña et ál., 2004 y trabajos ahí citados). Estas masas de aire frío y sus respectivos sistemas frontales, que ocurren preferentemente de octubre a mayo, son parte de ondas de escala sinóptica de latitudes medias asociadas con altas presiones que se desplazan desde las montañas Rocallosas hacia el sureste. Los nortes pueden favorecer vientos de hasta 110 km/h, descensos de temperatura que pueden alcanzar los 20 °C en 24 horas, nubosidad baja y precipitaciones de hasta 200 mm/día sobre los estados de la vertiente del Golfo de México (Magaña et ál., 2004; Pérez et ál., 2014).

Durante eventos de El Niño (La Niña), ocurre un número mayor (menor) de nortes (p. ej. Romero-Centeno et ál., 2003 y trabajos ahí citados). El aumento de nortes en el GM durante periodos de El Niño está relacionado con cambios en el flujo promedio inducido por el patrón del Pacífico-Norteamérica que afecta la corriente de chorro subtropical, forzando el flujo medio a un estado más hacia el oeste sobre esta región. Los nortes con velocidades de fase más altas pueden provocar anomalías negativas en la precipitación durante el invierno en el Hemisferio Norte sobre el sureste de México. Los nortes más lentos (mayor longitud de onda) producen precipitaciones de mayor duración (Pérez et ál., 2014).

Como resultado del cambio climático, tanto el gradiente de temperatura atmosférica meridional promedio, la inestabilidad baroclínica, la estabilidad estática y el flujo medio pueden verse afectados. Estos cambios pueden traer consecuencias importantes en el clima a nivel regional. En un clima más cálido la frecuencia de nortes sería mayor, pero con vida media más corta. Se incrementaría el porcentaje de sistemas que inducen caídas de temperatura menores a 5 °C, pero el número de eventos que ocasionan una caída de más de 5 °C sería menor. El número de nortes con vientos intensos extremos mayores de 10 m/s serían menos frecuentes. En síntesis, ante la expectativa de una mayor frecuencia de ocurrencia de nortes que se propagan más rápido, habría un decremento en la duración de la precipitación de invierno y, por lo tanto, los inviernos serían más secos en la parte sur del GM (Pérez et ál., 2014).

Referencias

- Adams, D.K.**, and A. Comrie. 1997. The North American monsoon. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2197–224.
- Adams, D.K.**, C. Minjarez, Y. Serra, A. Quintanar, L. Alatorre, A. Granados, E. Vázquez, J. Braun. 2014). Mexican GPS Tracks Convection from North American Monsoon. *EOS Transactions*, **95**, 61-62.
- Amador, J. A.** 1998. A climatic feature of the tropical Americas: The trade wind easterly jet. *Top. Meteor. Oceanogr*, **5**(2), 91-102.
- Amador, J. A.** 2008. The Intra-Americas Seas Low-Level Jet (IALLJ): Overview and Future Research. *Annals of the New York Academy of Sciences. Trends and Directions in Climate Research*, L. Gimeno, R. García, and R. Trigo (Eds.), **1146**(1), 153-188(36).
- Amador, J.A.**, E.J. Alfaro, E.R. Rivera, and B. Calderón, 2010. Climatic features and their relationship with tropical cyclones over the Intra-Americas Seas. In: *Hurricanes and Climate Change*. J. Elsner, R. Hodges, J. Malmstadt, K. Scheitlin (Eds.), Vol. 2, pp. 149-173.
- Anderson, B. T.** 2011. Near-term increase in frequency of seasonal temperature extremes prior to the 2 degree C global warming target. *Clim. Change*, **108**, 581–589.
- Ángeles, M. Y A.E. Gámez.** 2010. Eventos extremos, cambio climático y vulnerabilidad en México y Baja California Sur. En: *México frente al cambio climático. Retos y oportunidades*. G.C. Delgado, C. Gay, M. Imaz, M.A. Martínez (Coordinadores). UNAM, 240 pp.
- Arriaga-Ramírez, S.**, and T. Cavazos. 2010. Regional trends of daily precipitation indices in northwest Mexico and southwest United States. *J. Geophys. Res.: Atmospheres* (1984-2012). 115(D14). DOI: 10.1029/2009JD013248.
- Bhattacharya, T.**, and J.C.H. Chiang. 2014. Spatial variability and mechanisms underlying El Niño-induced droughts in Mexico. *Clim. Dyn.*, **43**:3309-3326.
- Bengtsson, L.**, K.I. Hodges, M. Esch, N. Keenlyside, L. Kornblueh, J.-J. Luo, and T. Yamagata. (2007). How may tropical cyclones change in a warmer climate? *Tellus A*, **59**, 539-561.
- Berbery, E.H.**, and M.S. Fox-Rabinovitz. 2003. Multiscale Diagnosis of the North American Monsoon System Using a Variable-Resolution GCM. *J. Climate*, **16**, 1929-1947.
- Bieda, S.W.**, III, C.L. Castro, S.L. Mullen, A.C. Comrie, and E. Pytlak. 2009. The Relationship of Transient Upper-Level Troughs to Variability of the North American Monsoon Systems. *J. Climate*, **22**, 4213-4227.
- Bosilovich, M. G.**, Y. C. Sud, S. D. Schubert, and G. K. Walker. 2003. Numerical simulation of the large-scale North American monsoon water sources. *J. Geophys. Res.*, 108(D16), 8614, doi: 10.1029/2002JD003095.
- Boyd, R.**, and M. E. Ibararán. (2009). Extreme climate events and adaptation: an exploratory analysis of drought in Mexico. *Env. Develop. Econom.*, 14(03), 371-395.
- Bukovsky, M. S.**, D. J. Gochis, and L. O. Mearns. 2013. Towards assessing NARCCAP regional climate model credibility for the North American monsoon: Current climate simulations. *J. Climate*, **26**, 8802–8826, doi:10.1175/JCLI-D-12-00538.1.
- Burke, E.J.**, S.J. Brown, and N. Christidis. 2006. Modeling the recent evolution of global drought and projections for the twenty-first century with the Hadley centre climate model. *J. Hydrometeorol.*, 7, 1113-1125.
- Burke, E.J.** and S.J. Brown. 2008. Evaluating uncertainties in the projection of future drought. *J. Hydrometeorol.*, **9**, 292-299.
- Byerle, L.A.**, and J. Paegle. 2003. Modulation of the Great Plains low-level jet and moisture transports by orography and large scale circulations, *J. Geophys. Res.*, **108**(D16), 8611, doi: 10.1029/2002JD003005.
- Cai, W.**, and Coauthors. 2014. Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming. *Nat. Clim. Change*, **4**, 111-116.
- Camargo, S.J.** 2013. Global and regional aspects of tropical cyclone activity in the CMIP5 models. *J. Climate*, **26**, 9880-9902.
- Carleton, A.M.**, D. A. Carpenter, and P. J. Weber. 1990. Mechanisms of interannual variability of the southwest United States summer rainfall maximum. *J. Climate*, **3**, 999–1015.
- Castorena, G.**, E. Sánchez, E. Florescano, G. Padilla y L. Rodríguez. 1980. Análisis histórico de las sequías en México. Comisión del Plan Nacional Hidráulico, SARH, 22, pp 136.
- Castro, C.L.**, R.A. Pielke Sr., and J.O. Adegoke. 2007a. Investigation of the Summer Climate of the Contiguous United States and Mexico using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). Part I: Model Climatology (1950-2002). *J. Climate*, **20**, 3844-3865.
- Castro, C.L.**, R.A. Pielke Sr., J.O. Adegoke, S.D. Schubert, and P.J. Pegion. 2007b. Investigation of the summer climate of the contiguous United States and Mexico using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). Part II: Model climate variability. *J. Climate*, **20**, 3866-3887.
- Castro, C.L.**, H-I. Chang, F. Dominguez, C. Carrillo, J-K. Schemm, H-M. H. Juang. 2012. Can a Regional Climate Model improve the ability to forecast the North American Monsoon? *J. Climate*, **25**, 8212-8237.



- Cavazos, T.** and S. Arriaga-Ramírez. 2012. Downscaled climate change scenarios for Baja California and the North American Monsoon during the twenty-first century. *J. Climate*, **25**, 5904-5915.
- Cavazos, T.**, y Coautores. 2013. Actualización de escenarios de cambio climático para México como parte de los productos de la Quinta Comunicación Nacional. Informe Final del Proyecto al INECC, 150 pp.
- Cavazos, T.** y P. De Grau. 2014. Parte I: Análisis de variables atmosféricas (históricas y de escenarios de cambio climático). En T. Cavazos, Reporte Final: Estudio para la incorporación de nuevas variables en los escenarios de cambio climático para México utilizados en la Quinta Comunicación Nacional. INECC, México, 58 pp.
- Cerezo-Mota, R.**, M. Allen, and R. Jones. 2011. Mechanisms Controlling Precipitation in the Northern Portion of the North American Monsoon. *J. Climate*, **24**, 2771-2783.
- Cerezo-Mota, R.**, T. Cavazos, R. Arritt, A. Torres-Alavez, K. Sieck, G. Nikulin, W. Moufouma-Okia, and J.A. Salinas-Prieto. 2015. CORDEX-NA: factors inducing dry/wet years on the North American Monsoon region. *Int. J. Climatol.*, Published online. DOI: 10.1002/joc.4385.
- Chakraborty, A.** and T.N. Krishnamurti. 2003. Numerical simulation of the North American Monsoon System. *Meteor. Atmos. Phys.*, 84(1-2), 57-82.
- Chan, S.**, and V. Misra. 2011. Dynamic downscaling of the North American Monsoon with the NCEP-Scripps Regional Spectral Model from the CFS Global Model. *J. Climate*, **24**, 653-673.
- Collier, J.C.**, and G.J. Zhang. 2007. Effects of Increased Horizontal Resolution on Simulation of the North American Monsoon in the NCAR CAM3: An Evaluation Based on Surface, Satellite, and Reanalysis Data. *J. Climate*, **20**, 1843-1861.
- Contreras, C.** (2005). Las sequías en México durante el siglo XIX. *Investigaciones Geográficas*, Boletín del Inst. de Geografía, UNAM, Núm. 56, 118-133.
- Cook, E.R.**, D.M. Meko, D.W. Stahle and M.K. Cleaveland. 1999. Drought reconstructions for the continental United States. *J. Clim.*, **12**, 1145-1162.
- Cook, E.R.**, C.A. Woodhouse, C.M. Eakin, D.M. Meko, and D.W. Stahle. 2004. Long-term aridity changes in the western United States. *Science*, **306**, 1015-1018.
- Cook, K.H.**, G.A. Meehl, and J.M. Arblaster. 2011. Monsoon regimes and processes in CCSM4, Part 2: African and American monsoon systems. *J. Climate*, Early online release, doi: 10.1175/JCLI-D-11-00185.1.
- Cook, B. I.**, and R. Seager, 2013. The response of the North American monsoon to increased greenhouse gas forcing. *J. Geophys. Res.*, 118, 1690-1699, doi:10.1002/jgrd.50111.
- Curtis, S.** 2004. Diurnal cycle of rainfall and surface winds and the mid-summer drought of Mexico/Central America. *Clim. Res.*, **27**, 1-8.
- Dai, A.**, K.E. Trenberth and T.R. Karl. 1998. Global variation in droughts and wet spells: 1900-1995. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3367-3370.
- Dai, A.**, K.E. Trenberth and T. Quian. 2004. A global dataset of Palmer Drought Severity Index for 1870-2002: Relationship with soil moisture and effects of surface warming. *J. Hydrometeorol.*, **5**, 1117-1130.
- Dai, A.**, (2011). Drought under global warming: a review. *WIREs Clim. Change*, **2**, 45-65.
- Diffenbaugh, N. S.**, and M. Ashfaq. 2010. Intensification of hot extremes in the United States. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L15701.
- Diffenbaugh, N. S.**, and F. Giorgi. 2013. Climate change hotspots in the CMIP5 global climate model ensemble. *Climatic Change*, 114:813-822. DOI 10.1007/s10584-012-0570-x.
- Diro, G.T.**, F. Giorgi, R. Fuentes-Franco, K.J.E. Walsh, G. Giuliani, and E. Coppola. 2014. Tropical cyclones in a regional climate change projection with RegCM4 over the CORDEX Central America domain. *Climatic Change*, **125**, 79-94.
- Douglas, M.W.**, R.A. Maddox, K. Howard, and S. Reyes. 1993. The Mexican Monsoon. *J. Climate*, **6**, 1665-1677.
- Duffy, P. B.**, and C. Tebaldi. 2012. Increasing prevalence of extreme summer temperatures in the U.S. *Climatic Change*, **111**, 487-495.
- Emanuel, K.** (2005). Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature*, **436**, 686-688.
- Emanuel, K.** (2006). Climate and tropical cyclone activity: a new model downscaling approach. *J. Climate*, **19**, 4797-4802.
- Emanuel, K.** (2013). Downscaling CMIP5 climate models shows increased tropical cyclone activity over the 21st century. PNAS Early Edition, www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1301293110.
- Englehart, P. J.**, and A. V. Douglas. 2002. México's summer rainfall patterns: An analysis of regional modes and changes in their teleconnectivity. *Atmósfera*, **15**, 147-164.
- Farfán, L.M.**, E.J. Alfaro, and T. Cavazos. 2013. Characteristics of tropical cyclones making landfall on the Pacific coast of Mexico: 1970-2010. *Atmósfera*, **26**(2), 163-182.
- Fasullo, J. T.** (2012). A mechanism for land-ocean contrasts in global monsoon trends in a warming climate. *Clim. Dynam.*, **39**, 1137-1147, doi: 10.1007/s00382-011-1270-3.

- Fasullo, J.T.**, and K.E. Trenberth. 2012. A less cloudy future: The role of subtropical subsidence in climate sensitivity. *Science*, **338**, 792-794.
- Fuentes-Franco, R.**, E. Coppola, F. Giorgi, F. Graef, and E. G. Pavia. 2014a. Assessment of RegCM4 simulated inter-annual variability and daily-scale statistics of temperature and precipitation over Mexico. *Clim. Dynam.*, **42**, 629–647, doi: 10.1007/s00382-013-1686-z.
- Fuentes-Franco, R.**, E. Coppola, F. Giorgi, E. G. Pavia, G.T. Diro and F. Graef. 2014b. Inter-annual variability of precipitation over Southern Mexico and Central America and its relationship to sea surface temperature from a set of future projections from CMIP5 GCMs and RegCM4 CORDEX simulations. *Clim. Dynam.*, DOI 10.1007/s00382-014-2258-6.
- Gamble, D.W.**, D.B. Parnell, and S. Curtis. 2008. Spatial variability of the Caribbean mid-summer drought and relation to north Atlantic high circulation. *Int. J. Climatol.*, **28**(3), 343-350.
- García-Cueto, R.**, T. Cavazos, P. de Grau, and N. Santillán-Soto. 2014. Analysis and modeling of extreme temperatures in several cities in northwestern Mexico under climate change conditions. *Theoretical and Applied Climatology*, **116**, 211-225. DOI: 10.1007/s00704-013-0933-x.
- Garner, S.T.**, I.M. Held, T. Knutson, and J. Sirutis. 2009. The roles of wind shear and thermal stratification in past and projected changes of Atlantic tropical cyclone activity. *J. Climate*, **22**, 4723-4734.
- Giorgi, F.**, and Coauthors. 2014. Changes in extremes and hydroclimatic regimes in the CREMA ensemble projections. *Climatic Change*, **125**, 39-51.
- Gebremichael, M.**, E.R. Vivoni, C.J. Watts, and J.C. Rodriguez. 2007. Submesoscale Spatiotemporal Variability of North American Monsoon Rainfall over Complex Terrain. *J. Climate*, **20**, 1751-1773. doi: 10.1175/JCLI4093.1
- Groisman, P.Y.**, R.W. Knight, T.R. Karl, D.R. Easterling, B. Sun and J.H. Lawrimore. 2004. Contemporary changes of the hydrological cycle over the contiguous United States: trends derived from in situ observations. *J. Hydrometeorol.*, **5**, 64-85.
- Gualdi, S.**, E. Scoccimarro, and A. Navarra. 2008. Changes in tropical cyclone activity due to global warming: Results from a High-Resolution Coupled General Circulation Model. *J. Climate*, **21**, 5204-5228.
- Gutzler, D.S.**, and Coauthors. 2005. The North American Monsoon Model Assessment Project: Integrating numerical modeling into a field-based process study. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **86**, 1423–1429.
- Gutzler, D.S.**, and Coauthors. 2009. Simulations of the 2004 North American Monsoon: NAMAP2. *J. Climate*, **22**, 6716–6740.
- Herrera, E.**, V. Magaña and E. Caetano. 2014. Air–sea interactions and dynamical processes associated with the midsummer drought. *Int. J. Climatology*. DOI: 10.1002/joc.4077.
- Hidalgo, H.G.**, Amador, J.A., Alfaro, E.J., Quesada, B. 2013. Hydrological climate change projections for Central America. *J. Hydrology*, **495**, 94-112. doi:10.1016/j.jhydrol.2013.05.004.
- Higgins, R. W.**, Y. Yao, and X. L. Wang. 1997. Influence of the North American monsoon system on the U.S. summer precipitation regime. *J. Climate*, **10**, 2600–2622.
- Higgins, R.W.**, K.C. Mo, and Y. Yao. 1998. Interannual variability of the United States summer precipitation regime with emphasis on the southwestern monsoon. *J. Climate*, **11**, 2582–2606.
- Higgins, R.W.** and W. Shi. 2000. Dominant factors responsible for the interannual variability of the Summer Monsoon in the Southwestern United States. *J. Climate*, **13**, 759-776.
- Hu, Q.** and S. Feng. 2008. Variation of the North American Summer Monsoon Regimes and the Atlantic Multidecadal Oscillation. *J. Climate*, **21**, 2371-2383.
- IPCC.** 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the IPCC [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA.
- Jiang, X.**, E. D. Maloney, J. L. Li, and D. E. Waliser. 2013. Simulations of the eastern North Pacific intraseasonal variability in CMIP5 GCMs. *J. Climate*, **26**, 3489–3510, doi:10.1175/JCLI-D-12-00526.1.
- Karnauskas, K.B.**, R. Seager, A. Giannini, and A.J. Busalacchi. 2013. A simple mechanism for the climatological midsummer drought along the Pacific coast of Central America. *Atmósfera*, **26**(2), 261-281.
- Kennett, D. J.** y colaboradores. 2012. Development and disintegration of Maya political system in response to climate change. *Science*, **338** (6108), 788-791.
- Keyantash, J.**, and J.A. Dracup. 2002. The quantification of drought: An evaluation of drought indices. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 1167-1180.
- Kharin, V.V.**, F.W. Zwiers, X. Zhang, and M. Wehner. 2013. Changes in temperature and precipitation extremes in the CMIP5 ensemble. *Climatic Change*, **119**, 345-357. DOI 10.1007/s10584-013-0705-8.



- Knudsen**, M.F., M.-S. Seidenkrantz, B.H. Jacobsen, and A. Kuijpers. 2011. Tracking the Atlantic Multidecadal Oscillation through the last 8,000 years. *Nature Commun.*, **2**, 178.
- Knutson**, T.R., J.J. Sirutis, S.T. Garner, G.A. Vecchi, and I.M. Held. 2008. Simulated reduction in Atlantic hurricane frequency under twenty-first-century warming conditions. *Nat. Geosci.*, **1**, 359-364.
- Knutson**, T.R., and Coauthors. 2010. Tropical cyclones and climate change. *Nat. Geosci.*, **3**(3), 157–163.
- Kozar**, M. E., and V. Misra. 2013. Evaluation of twentieth-century Atlantic Warm Pool simulations in historical CMIP5 runs. *Clim. Dynam.*, **41**:2375–2391
- Langford**, S., S. Stevenson, and D. Noone. 2014. Analysis of low-frequency precipitation variability in CMIP5 historical simulations for southwestern North America. *J. Climate*, **27**(7): 2735-2756. doi:10.1175/JCLI-D-13-00317.1.
- Lee**, M.-I., and Coauthors. 2007. Sensitivity to horizontal resolution in the AGCM simulations of warm season diurnal cycle of precipitation over the United States and northern Mexico. *J. Climate*, **20**, 1862–1881.
- Leoloup**, J., and A. Clement. 2009. Why is there a minimum in projected warming in the tropical North Atlantic Ocean? *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L14802, doi: 10.1029/2009GL038609.
- Lu**, J., G. Chen, and D.M.W. Frierson. 2010. The position of the midlatitude storm track and eddy-driven westerlies in aquaplanet AGCMs. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 3984-4000.
- Magaña**, V., J. A. Amador, and S. Medina. (1999). The Mid-Summer Drought over México and Central America. *J. Climate*, **12**, 1577-1588.
- Magaña**, V., J.L. Pérez, J.L. Vázquez, E. Carrisoza y J. Pérez. 2004. El Niño y el clima. En: *Los impactos de El Niño en México*, V. Magaña (ed.), Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM, 229 pp.
- Magaña**, V. and E. Caetano. 2005. Temporal evolution of summer convective activity over the Americas warm pools. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L02803, doi: 10.1029/2004GL021033.
- Maloney**, E., and Coauthors. 2014. North American climate in CMIP5 experiments. Part III: Assessment of twenty-first-century projections. *J. Climate*, **27**(6), 2230–2270, doi:10.1175/JCLI-D-13-00273.1.
- Mantua**, N.J., Hare, S.R., Zhang, V., Wallace, J.M., Francis, R.C. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **78**, 1069–1079.
- Martínez**, J. 2013. Representación de la sequía intra-estival para el sur de México y Centroamérica con datos ERA-Interim reanálisis, con énfasis en la circulación en superficie. *Tesis de Maestría*, Posgrado en Ciencias en Oceanografía Física, CICESE, 65 pp.
- Martínez-Sánchez**, J.N. and T. Cavazos. 2014. Eastern Tropical Pacific hurricane variability and landfalls on Mexican coasts. *Climate Res.*, **58**, 221-234.
- McDonald**, R. E., D. G. Bleaken, D. R. Cresswell, V. D. Pope, and C. A. Senior. 2005. Tropical storms: representation and diagnosis in climate models and the impacts of climate change. *Clim. Dynam.*, **25**, 19-36.
- Meehl**, G.A., and A. Hu. 2006. Megadroughts in the Indian monsoon region and southwest North America and a mechanism for associated multidecadal Pacific sea surface temperature anomalies. *J. Clim.*, **19**, 1605-1623.
- Méndez**, M. and V. Magaña. 2010. Regional Aspects of Prolonged Meteorological Droughts over Mexico and Central America. *J. Climate*, **23**, 1175-1188.
- Mendoza**, B., V. García-Acosta, V. Velasco, E. Jáuregui, and R. Díaz-Sandoval. 2007. Frequency and duration of historical droughts from the 16th to the 19th centuries in the Mexican Maya lands, Yucatan Peninsula. *Climatic Change*, **83**, 151-168.
- Mendoza**, V.M., B. Oda, R. Garduño, E.E. Villanueva, and J. Adem. 2014. Simulation of the PDO effect on the North America summer climate with emphasis on Mexico. *Atm. Res.*, **137**, 228-244.
- Met Office**. 2011. Climate: observations, projections and impacts: Mexico. Met Office, University of Nottingham, pp. 149.
- Mitchell**, D.L., D. Ivanova, R. Rabin, T.J. Brown, and K. Redmond. 2002. Gulf of California Sea Surface Temperatures and the North American Monsoon: Mechanistic Implications from Observations. *J. Climate*, **15**, 2261-2281.
- Mo**, K. C., J.-K. Schemm, H. Juang, and R. W. Higgins. 2005. Impact of model resolution on the prediction of summer precipitation over the United States and Mexico. *J. Climate*, **18**, 3910–3927.
- Mo**, K.C., E. Rogers, W. Ebisuzaki, R.W. Higgins, J. Woollen, and M.L. Carrera. 2007. Influence of the North American Monsoon Experiment (NAME) 2004 Enhanced Soundings on NCEP Operational Analyses. *J. Climate*, **20**, 1821-1842.
- Montero-Martínez**, M., y J. L. Pérez-López. 2008. Regionalización de proyecciones climáticas en México de precipitación y temperatura en superficie usando el método REA para el siglo XXI. En: *Efectos del Cambio Climático en los Recursos Hídricos de México*. P. F. Martínez y A. Aguilar, Eds., Vol. 2, IMTA, 11–21.

- Mosiño**, P. y E. García. (1968). Evaluación de la sequía intraestival en la República Mexicana. Colegio de Postgraduados, Esc. Nal. de Agricultura, Chapingo.
- Murakami**, H., and B. Wang. 2010. Future change of North Atlantic tropical cyclone tracks: Projection by a 20-km-mesh Global Atmospheric Model. *J. Climate*, **23**, 2699-2721.
- Neelin**, J.D., B. Langenbrunner, J.E. Meyerson, A. Hall, and N. Berg. (2013). California winter precipitation change under global warming in CMIP5 models. *J. Clim.*, **26**, 6238-6256
- Oouchi**, K., J. Yoshimura, H. Yoshimura, R. Mizuta, S. Kusunoki, and A. Noda. 2006. Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20 km-mesh Global Atmospheric Model: Frequency and wind intensity analyses. *J. Meteorol. Soc. Jpn*, **84**(2), 259-276.
- Pavía**, E.G. and A. Badan. 1998. ENSO modulates rainfall in the Mediterranean Californias. *Geophys. Res. Lett.*, **25**(20), 3855-3858.
- Pavía**, E.G., F. Graef, J. Reyes. 2006. PDO-ENSO effects in the climate of Mexico. *J. Climate*, **19**, 6433-6438.
- Pavía**, E.G. 2009. The relationship between Pacific Decadal and Southern Oscillations: Implications for the climate of northwestern Baja California. *Geofísica Internacional*, **48**(4), 385-389.
- Pazos**, M., and B. Mendoza. 2013. Landfalling tropical cyclones along the Eastern Pacific Coast between the sixteenth and twentieth centuries. *J. Climate*, **26**, 4219-4230.
- Peralta-Hernández**, A.R., L.R. Barba-Martínez, V.O. Magaña-Rueda, A.D. Matthias, and J.J. Luna-Ruíz. (2008). Temporal and spatial behavior of temperature and precipitation during the canícula (midsummer drought) under El Niño conditions in central México. *Atmósfera*, **21**(3), 265-280.
- Pérez**, E.P., V. Magaña, E. Caetano, and S. Kusunoki. 2014. Cold surge activity over the Gulf of Mexico in a warmer climate. *Frontiers in Earth Science*, **2**, Article 19, 1-10.
- Polade**, S.D., A. Gershunov, D.R. Cayan, M.D. Dettinger, D.W. Pierce. 2013. Natural climate variability and teleconnections to precipitation over the Pacific-North American region in CMIP3 and CMIP5 models. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 2296-2301. doi:10.1002/grl.50491.
- Raga**, G.B., B. Bracamontes-Ceballos, L.M. Farfán, and R. Romero-Centeno. 2013. Landfalling tropical cyclones on the Pacific coast of Mexico: 1850-2010. *Atmósfera*, **26**(2), 209-220.
- Rauscher**, S.A., F. Giorgi, N.S. Diffenbaugh, A. Seth. 2008. Extension and intensification of the Meso-American mid-summer drought in the twenty-first century. *Clim. Dynam.*, **31** (5), 551-571.
- Rauscher**, S.A., F. Kucharski, D.B. Enfield. 2011. The role of regional SST warming variations in the drying of Meso-America in future climate projections. *J. Climate*, **24**(7), 2003-2016.
- Romero-Centeno**, R., J. Zavala-Hidalgo, A. Gallegos, and J.J. O'Brien. 2003. Isthmus of Tehuantepec wind climatology and ENSO signal. *J. Climate*, **16**, 2628-2639.
- Romero-Centeno**, R., J. Zavala-Hidalgo, and G. B. Raga. (2007). Midsummer gap winds and low-level circulation over the Eastern Tropical Pacific. *J. Climate*, **20**(15), 3768-3784.
- Saleeby**, S.M., and W.R. Cotton. 2004. Simulations of the North American Monsoon System. Part I: Model Analysis of the 1993 Monsoon Season. *J. Climate*, **17**, 1997-2018.
- Schemm**, J-K., R.W. Higgins, L. Long, and W. Shi. 2009. The North American Monsoon Forecast Forum at CPC and Assessment of the NCEP CFS GC. *5th Symposium on Southwest Hydrometeorology*. Albuquerque, New Mexico.
- Seager**, R., and Coauthors. 2007. Model projections of an imminent transition to a more arid climate in southwestern North America. *Science*, **316**, 1181-1184, doi: 10.1126/science.1139601.
- Seager**, R., R. Burgman, Y. Kushnir, A. Clement, E.R. Cook, N. Naik, and J. Miller. 2008. Tropical Pacific forcing North American Medieval megadroughts: testing the concept with an atmosphere model forced by coral reconstructed SSTs. *J. Clim.*, **21**, 6175-6190.
- Seager**, R., M. Ting, M. Davis, M. Cane, N. Naik, J. Nakamura, C. Li, E.R. Cook and D.W. Stahle. 2009. Mexican Drought: An observational modeling and tree ring study of variability and climate change. *Atmósfera*, **22**, 1-31.
- Seth**, A., S.A. Rauscher, M. Rojas, A. Giannini, and S.J. Camargo. 2011. Enhanced spring convective barrier for monsoons in a warmer world? *Climatic Change*, **104**, 403-414.
- Seth**, A., S.A. Rauscher, M. Biasutti, A. Giannini, and S.J. Camargo. 2013. CMIP5 Projected changes in the annual cycle of precipitation in monsoon regions. *J. Climate*, **26**, 7328-7351.
- Sheffield**, J., and Coauthors. 2013a. North American Climate in CMIP5 Experiments. Part I: Evaluation of Historical Simulations of Continental and Regional Climatology. *J. Climate*, **26**, 9209-9245.
- Sheffield**, J., and Coauthors. 2013b. North American Climate in CMIP5 Experiments. Part II: Evaluation of Historical Simulations of Intraseasonal to Decadal Variability. *J. Climate*, **26**, 9247-9290.



- Sheppard**, P. R., A. C. Comrie, G. D. Packin, K. Angersbach, and M. K. Hughes. 2002. The climate of the U.S. southwest. *Climate Res.*, **21**, 219–238.
- Small**, R.J.O., S.P. de Szoeko, and S.-P. Xie. 2007. The Central American Midsummer Drought: Regional aspects and large-scale forcing. *J. Climate*, **20**(19), 4853–4873.
- Shuttleworth**, W.J. (1993). Evaporation. In: D.R. Maidment (ed.) *Handbook of Hydrology*. McGraw Hill, N.Y., 4.1–4.53.
- Stahle**, D.W., F.K. Fye, E.R. Cook, and R.D. Griffin. 2007. Tree-ring reconstructed megadroughts over North America since 1300 AD. *Clim. Change*, **83**, 133–149.
- Steinhoff**, D. F., A. J. Monaghan, and M. P. Clark. 2014. Projected impact of twenty-first century ENSO changes on rainfall over Central America and northwest South America from CMIP5 AOGCMs. *Clim. Dyn.*, DOI 10.1007/s00382-014-2196-3.
- Sugi**, M., H. Murakami, and J. Yoshimura. 2009. A reduction in global tropical cyclone frequency due to global warming. *SOLA*, **5**, 164–167.
- Taboada**, M., y R. Oliver. 2009. La sequía intraestival, una manifestación de cambio climático en el estado de Morelos, México. *Investigación Agropecuaria*, **6**(1), 51–62.
- Torres-Alavez**, A., T. Cavazos, C. Turrent. 2014. Land-sea thermal contrast and intensity of the North American Monsoon under climate change conditions. *J. Climate*, **27**(12), 4566–4580.
- Tory**, K., S. Chand, R. Dare, and J. McBride. 2013. An assessment of a model-, grid- and basin-independent tropical cyclone detection scheme in selected CMIP3 global climate models. *J. Clim.*, doi:10.1175/JCLI-D-12-00511.1.
- Trenbert**, K.E., A. Dai, G. Van der Sclier, P.D. Jones, J. Barichivich, K.R. Briffa, and J. Sheffield. 2013. Global warming and changes in drought. *Nature Climate Change*, **4**, 17–22.
- Vecchi**, G.A., and B.J. Soden. 2007. Effect of remote sea surface temperature change on tropical cyclone potential intensity. *Nature*, **450**, 1066–70.
- Webster**, P. J., G. J. Holland, J. A. Curry, and H. R. Chan. 2005. Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science*, **309**, 1844–1846, doi:10.1126/science.1116448.
- Wehner**, M. F. 2012. Very extreme seasonal precipitation in the NARCCAP ensemble: model performance and projections. *Clim. Dynam.*, **32**:241–247, doi: 10.1007/s00382-012-1393-1.
- Xu**, J., X. Gao, W.J. Shuttleworth, S. Sorooshian, and E.E. Small. 2004a. Model Climatology of the North American Monsoon Onset Period during 1980–2001. *J. Climate*, **17**, 3892–3906.
- Xu**, J., W.J. Shuttleworth, X. Gao, S. Sorooshian, and E.E. Small. 2004b. Soil moisture-precipitation feedback on the North American monsoon system in the MM5-OSU model. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **130**, 2873–2890.
- Yamada**, Y., K. Oouchi, M. Satoh, H. Tomita, and W. Yanase. 2010. Projection of changes in tropical cyclone activity and cloud height due to greenhouse warming: Global cloud-system-resolving approach. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L07709.
- Yang**, Z.-L., D. Gochis, and W.J. Shuttleworth. 2001. Evaluation of the simulations of the North American monsoon in the NCAR CCM3. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1211–1214.
- Yang**, Z.-L., D. Gochis, W.J. Shuttleworth, and G.-Y. Niu. 2003. The impact of sea surface temperature on the North American monsoon: A GCM study. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi: 10.1029/2002GL015628.
- Zhao**, M., I.M. Held, S.-J. Lin, and G.A. Vecchi. 2009. Simulations of global hurricane climatology, interannual variability, and response to global warming using a 50-km resolution GCM. *J. Climate*, **22**, 6653–6678.
- Zhu**, C., D.P. Lettenmaier, and T. Cavazos. 2005. Role of Antecedent Land Surface Conditions on North American Monsoon Rainfall Variability. *J. Climate*, **18**, 3104–3121.
- Zhu**, C., T. Cavazos, and D.P. Lettenmaier. 2007. Role of Antecedent Surface Conditions in Warm Season Precipitation over Northwestern Mexico. *J. Climate*, **20**, 1774–1791.
- Zhu**, C.M., and D.P. Lettenmaier. 2007. Long-term climate and derived surface hydrology and energy flux data for Mexico: 1925–2004. *J. Clim.*, **21**, 1936–1946. *Clim.*, **21**, 1936–1946.

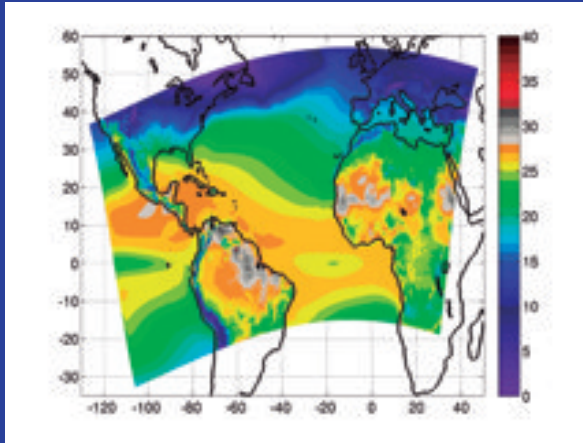
Coordinadores del Proyecto:

Carlos Gay y García / José Clemente Rueda Abad

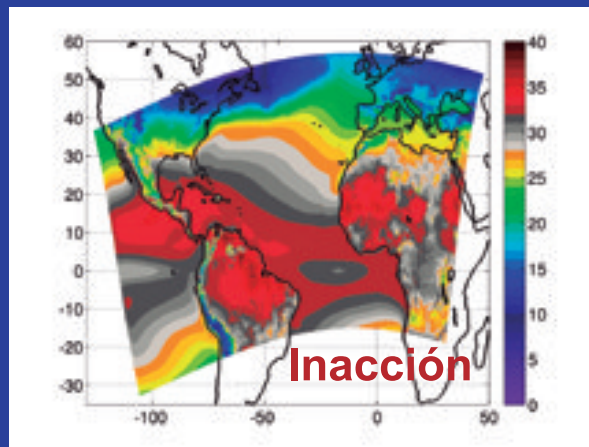
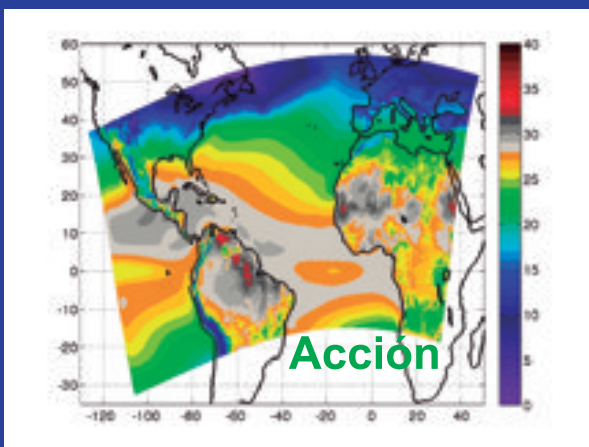
GRUPO I

Bases científicas.
Modelos y modelación

Coordinación del grupo I: Benjamín Martínez López



Temperaturas medias simuladas por un modelo climático regional en el CCA - Benjamín Martínez López



Editores:

Carlos Gay y García / Angelina Cos Gutiérrez / C. Tatiana Peña Ledón