

TESIS DEFENDIDA POR
Ramón Fuentes Franco
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ

Dr. Federico Graef Ziehl
Codirector del Comité

Dr. Edgar Gerardo Pavia López
Codirector del Comité

Dra. Maria Tereza Cavazos Pérez
Miembro del Comité

Dr. Alexander Gershunov
Miembro del Comité

Dr. Filippo Giorgi
Miembro del Comité

Dra. Iryna Tereshchenko
Miembro del Comité

Dr. Francisco Javier Ocampo Torres
Coordinador
Programa de Posgrado en Oceanografía
Física

Dr. David Hilario Covarrubias Rosales
Director de
Estudios de Posgrado

Junio 2013

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



Programa de Posgrado en Ciencias
en Oceanografía Física

Dinámica y predictibilidad de la variabilidad interanual de la precipitación y temperatura
superficial del aire en México

Tesis
que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Doctor en Ciencias

Presenta:
Ramón Fuentes Franco

Ensenada, Baja California, México
2013

Resumen de la tesis de Ramón Fuentes Franco, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de Doctor en Ciencias en Oceanografía Física

Dinámica y predictibilidad de la variabilidad interanual de la precipitación y temperatura superficial del aire en México

Resumen aprobado por:

Dr. Federico Graef Ziehl

Dr. Edgar Gerardo Pavia López

Resúmen

Se analiza la dependencia de la variabilidad interanual de la precipitación (P) y la temperatura (T) sobre México con respecto a la temperatura superficial del mar (TSM). Durante el verano la diferencia de las anomalías de TSM sobre el Noreste del Océano Pacífico Tropical (ENP) respecto a la TSM sobre el Atlántico Tropical (ATN) juega un papel importante en la modulación de la variabilidad interanual de la lluvia en México, sobre todo en el Sur y Este del país, al modular la intensidad del Jet del Caribe (CLLJ) que a su vez controla el ingreso de humedad al Este y Sur de México. El análisis de la relación entre la TSM, la altura geopotencial a 500 hPa (Z500) y P durante el invierno corrobora la dependencia de la lluvia en el Noroeste del país con la ocurrencia de El Niño Oscilación del Sur (ENOS).

Además, se evalúa la capacidad de un modelo climático regional (RegCM4) para simular la variabilidad interanual de P y T sobre México mediante la comparación de observaciones con los resultados de la simulación forzada con el reanálisis ERA-Interim sobre el dominio CORDEX Centroamérica. Los principales patrones atmosféricos asociados a la modulación de la precipitación observados son analizados y comparados con los obtenidos con el modelo RegCM4. Los cambios futuros en la variabilidad interanual, bajo el escenario de emisiones de efecto de invernadero RCP8.5, se miden a partir de proyecciones climáticas obtenidas con dos configuraciones diferentes del RegCM4 utilizando como condiciones de frontera dos modelos climáticos globales diferentes (GCM) de la fase 5 del Proyecto de intercomparación de modelos acoplados (CMIP5). El modelo RegCM4 reproduce adecuadamente los campos promedio de P y T, los patrones atmosféricos asociados a la precipitación estacional, así como las características interanuales de la variabilidad. Se proyecta un incremento en la variabilidad inter-anual de P y T, junto con un calentamiento superior a 4 ° C en la temperatura media estacional y una disminución promedio de P de más de 20% en México. Un mayor calentamiento del Océano Pacífico Oriental en comparación con el Océano Atlántico Tropical genera un fortalecimiento del alta presión subtropical del Atlántico Norte y una intensificación del CLLJ. Estas condiciones similares a El Niño perenne parecen ser el mecanismo que provoca los cambios en la precipitación sobre la región.

Palabras clave: **Variabilidad interanual, ATN, ENP, precipitación, temperatura, CLLJ**

Abstract of the thesis presented by Ramón Fuentes Franco as a partial requirement to obtain the Doctor in Science degree in Physical Oceanography

Dynamics and predictability of interannual variability of precipitation and surface air temperature over Mexico

Abstract approved by:

Dr. Federico Graef Ziehl

Dr. Edgar G. Pavia López

Abstract

The inter-annual variability of precipitation (P) and temperature (T) over Mexico is analyzed in relation to the sea surface temperature (SST) variability. During the summer the difference of SST anomalies over the northeast Pacific Ocean (ENP) with respect to the Tropical Atlantic (ATN) plays an important role in the inter-annual variability of P over Mexico, by modulating the Caribbean Low Level Jet (CLLJ) intensity and thus the entry of moisture over South East Mexico and Central America. By analyzing the relationship between sea surface temperature (SST), geopotential height at 500 hPa (Z500) and P during the winter, the large dependence on the occurrence of P to the ENSO phenomenon is confirmed.

Furthermore, the skill of a regional climate model (RegCM4) in capturing the inter-annual variability of P and T over Mexico is assessed through a comparison of observations and a 27-year long simulation driven by the ERA-Interim reanalysis covering the Central America CORDEX domain. The main atmospheric patterns associated with the modulation of regional precipitation from the RegCM4 simulation are also analyzed and compared with the observations. Future changes on inter-annual variability are measured from six climate projections calculated from two different RegCM4 configurations using as boundary conditions the RCP8.5 and RCP4.5 greenhouse gas emission scenarios from two different Global Climate Models (GCMs) of the Coupled Model Intercomparison Project phase 5 (CMIP5). It is found that RegCM4 reproduces adequately, beyond the mean precipitation and temperature, the atmospheric patterns associated with seasonal precipitation, along with the associated inter-annual variability characteristics. The projections show an increase in the inter-annual variability of precipitation and temperature, together with a warming greater than 4 °C in the mean seasonal temperature and an average drying of more than 20% in Mexico. A greater warming of the Eastern Pacific Ocean compared to the Tropical Atlantic Ocean generates a strengthened North Atlantic Subtropical High Pressure and a stronger CLLJ. This future ENSO-like state appears to be the mechanism driving the changes of the precipitation over the region.

Keywords: Inter-annual variability, ATN, ENP, precipitation, temperature, CLLJ

Dedicatorias

Al Dios de la música, las nubes y el viento. Al Dios que nos permite imaginar y soñar. Al Dios que permite entender y simular su creación.

A mis padres, por su lucha incansable por mi plenitud, por su amor y su fuerza.

A Karla, por ser mucho más que solo mi pareja. Por junto conmigo definir una original y única forma de ser conjunto y complemento.

A mis hermanos por ser mis mejores amigos, por darme la mejor compañía que puedo tener.

A mis sobrinos, por darme tanta felicidad.

A mis abuelos Beto, Bertha, Tita y Rafael por ser fundadores de mi entorno.

A la Ronrona por hacer del departamento un hogar completo.

Agradecimientos

A mis Co-Directores el Dr. Edgar Pavia y el Dr. Federico Graef, por haberme impulsado a alcanzar todas las metas propuestas durante el doctorado, por su labor incansable en pro de mi formación.

A la Dra. Erika Coppola por la confianza depositada en mí, por abrir un caminito de luz en medio de tanta obscuridad.

Al Dr. Giorgi por darme la oportunidad de ser parte de su grupo de trabajo y por sus amplias ganas de colaboración. Por su confianza en mí.

Al Dr. Gershunov y Dra. Cavazos por sus orientaciones y su impulso durante toda mi formación.

A Diego Pantoja y Jorge Aréchiga por haberse convertido en mis compañeros de vida y casi mis hermanos.

A Lupita Pacheco por ayudarme en todos los trámites y por darme su amistad.

A la Dra. Iryna Tereshchenko y el Dr. Anatoly Filonov por ser mis padres en la ciencia, por creer en mí e impulsarme a que estudiara el Doctorado.

A Leo por su compañía, por escucharme, por ser tan buen compañero de cubo.

A Graziano y Gulilat, por su ayuda y compañerismo durante mi estancia en Trieste.

A todo los compañeros del ICTP por incluirme en su cotidianidad y hacerme sentir en mi segunda casa.

Al Dr. Manuel Figueora y al Dr. Luis Zavala por su apoyo incondicional.

Al Dr. Julio Sheinbaum por la oportunidad de utilizar kanik.

A Julián Delgado por toda su ayuda para poder correr el modelo RegCM en CICESE.

A mis profesores durante el doctorado, por su paciencia, por formarme, por tan profesionales y por transformar las mentes de nosotros sus estudiantes.

A todos los compañeros del CICESE, que hicieron de mi estancia aquí una de las etapas más agradables de mi vida.

Al CONACyT por la beca de posgrado.

Contenido

Resumen en español	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatorias.....	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de Figuras	VII
Lista de Tablas.....	IX
Capítulo 1 Introducción.....	1
1.1. Características de la precipitación y de la temperatura superficial del aire en México	1
1.2. Relación observada entre la precipitación y la temperatura en México con la temperatura superficial del mar.....	2
1.3. Respuesta atmosférica a las anomalías de la TSM	2
1.4. Modelos de circulación general de la atmósfera	3
1.5. Reducción de escala de las salidas de modelos globales a través de un modelo climático regional.....	5
Capítulo 2 Metodología.....	8
2.1. Análisis estadístico	8
2.2. Simulaciones realizadas con el modelo climático regional RegCM	9
1.2.1. Simulaciones de referencia forzada con el reanálisis ERA-Interim	9
1.2.2. Proyecciones climáticas	10
Capítulo 3 Resultados y Discusión.....	12
3.1. Resultados	12
3.2. Discusión	21
Capítulo 5 Conclusiones.....	33
Referencias bibliográficas	34

Lista de Figuras

Figura	Página
1. Correlación entre precipitación promedio en México en verano con TSM durante el periodo 1979-2008 ($r > 0.26 $ es estadísticamente significativo al 90%).	12
2. Valores de los percentiles de la anomalía de TSM durante los años a) húmedos y b) secos en relación a 1000 anomalías aleatorias. La barra de color muestra el valor porcentual del histograma en el que se ubicó la anomalía de TSM en la prueba Montecarlo. Con contornos blancos se encierran las regiones oceánicas que presentaron una anomalía significativa cálida (i.e. >95%) o fría (<5%).	13
3. Similar a Figura 2 para los valores de los percentiles de la anomalía de U925 durante los años a) húmedos y b) secos en relación a 1000 anomalías aleatorias. c) y d) similar a a) y b) para ω . La escala de color muestra el valor porcentual del histograma en el que se ubicó la anomalía de U925 y ω . El color rojo muestra aquellas áreas con anomalía de U925 hacia el este y movimiento descendente en ω , mientras que en azul se muestran las áreas con anomalías al oeste en U925 y ascendente en ω . Con contornos blancos se encierran las áreas que presentaron un anomalía significativa.	14
4. Correlación entre P en México en invierno con a) TSM y b) Z500 durante el periodo 1979-2008, ($r > 0.26 $ es estadísticamente significativo al 90%).	15
5. Similar a Figura 2, valores de los percentiles de la anomalía de TSM durante los inviernos a) húmedos y b) secos en relación a 1000 anomalías aleatorias. c) y d) similar a a) y b) para Z500. La escala de color muestra el valor porcentual del histograma en el que se ubicó la anomalía de TSM o Z500 en la prueba Montecarlo. Con contornos blancos se encierran las regiones oceánicas que presentaron una anomalía significativa.	16
6. Correlación entre P simulada con a) con TSM en verano, b) con TSM durante el invierno, y c) con Z500 en invierno. Los resultados mostrados son los obtenidos de la simulación con el RegCM4 al forzarlo con el reanálisis ERA-Interim durante el período 1982-2008, ($r > 0.3 $ es estadísticamente significativo al 90%).	17
7. Diferencia en % entre P de verano menos las observaciones de CRU al utilizar la configuración a) Em+CLM con HadGEM, b) Gr+BATS con HadGEM, c) Em+CLM con MPI y d) Gr+BATS con MPI.	18
8. Series de tiempo de a) T y b) P promediadas por 20 años para México según las distintas proyecciones realizadas por los GCMs y por RegCM4. En verde se pueden observar las simulaciones bajo el escenario RCP4.5 y en rojo bajo el escenario RCP8.5. En negro datos observados de CRU.	19
9. Regiones promediadas para calcular el índice ENP-ATN.	22
10. Valor de la correlación entre el índice ENP-ATN y P en México durante	22

- el verano.
11. a) Primer (explica 52% de la varianza total), b) segundo (12%) y c) tercer (9%) modo de variabilidad de TSM de verano obtenidos a través de PCA. d) Series de tiempo del índice ENP-ATN y de los primeros tres modos de variabilidad de TSM correspondientes a los patrones espaciales mostrados en a, b y c. 23
 12. Correlación de P en México en verano con el a) primer, b) segundo y c) tercer modo de variabilidad de la TSM. 24
 13. Promedio de viento a 950 hPa (U925) durante el verano. Datos de la ERA-Interim en el período 1982-2008. 25
 14. Correlación entre las anomalías de a) TSM y b) presión superficial del aire con el índice del CLLJ durante Junio a Agosto. Los intervalos son 0.1 Valores significativos al 95% para $r > 0.26$ son mostrados sombreados (oscuro para valores positivos y claro para valores negativos). Figura obtenida de Wang (2007). 26
 15. Diferencia de U925 durante años húmedos y secos. a) Reanálisis ERA-Interim, b) RegCM4 forzado por ERA-Interim. 28
 16. Correlación significativa (95%) entre el promedio de la TSM de enero a marzo con P de verano en el Sur de México. Series de tiempo estandarizadas de b) P modelada (punteada) y observada (sólida) sobre el SM y c) Tmax modelada (punteada) y observada (sólida) sobre el Norte de México. En P sobre Sur de México se obtuvo una correlación $r(\text{Obs}, \text{Model}) = 0.55$, y para Tmax sobre el Norte de México $r(\text{Obs}, \text{Model}) = 0.51$. 30
 17. Correlación entre TSM de HadGEM y P en México simulada con RegCM4 con la configuración Em+CLM durante el período histórico. Esta figura puede ser comparada con la correlación observada entre P y TSM mostrada en la Figura 1. 31

Lista de Tablas

Tabla	Página
1. Cambios en la precipitación media de verano (%) y la temperatura (°C) en tres subregiones de México del período definido como futuro lejano (2070-2099) con respecto al período histórico para cada uno de los GCM utilizado como condiciones de frontera y para cada una de las configuraciones utilizadas por el RegCM.	20

Capítulo 1

Introducción

1.1. Características de la precipitación y de la temperatura superficial del aire en México

De manera esquemática podemos decir que en México existen dos regímenes de lluvia: de verano y de invierno. El primero, de mayo a octubre, ocurre en casi todo el territorio nacional con excepción de Baja California y el segundo, de noviembre a abril, ocurre principalmente en el noroeste del país. La lluvia de verano es provocada por distintos fenómenos. Por ejemplo: La ocurrencia de ciclones tropicales, la migración hacia el norte de la Zona Intertropical de Convergencia (ZITC), que provoca la ocurrencia de precipitaciones en la costa oeste, y las ondas del este, que favorecen las precipitaciones en el centro y sur del país (Portig 1965; Hastenrath 1967; Waylen et al. 1996; Peña y Douglas 2002). Lluvias de verano también ocurren en el Norte y Noroeste de México debidos al Monzón de Norteamérica (MNA) (Turrent y Cavazos 2009). La lluvia de invierno está modulada principalmente por el fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) (Pavia y Badan 1998). La variabilidad interanual de la precipitación en México ha sido relacionada con los vientos alisios que modulan la advección de humedad en Centroamérica y el Caribe (e.g., Cavazos y Hastenrath 1990; Méndez y Magaña 2010). Ya que el jet zonal en niveles bajos de la atmósfera (925 hPa) conocido como Jet del Caribe, o “Caribbean Low Level Jet” (CLLJ), está asociado a una alta presión superficial que provoca un descenso en la precipitación (sequía intraestival) y en la ciclogénesis (Wang 2007).

Por su parte la temperatura superficial del aire en México parece estar inversamente relacionada con la precipitación, es decir los años con mayor precipitación presentan una menor temperatura y viceversa. Asimismo la variabilidad interanual de la temperatura superficial del aire en México parece estar relacionada con oscilaciones de baja frecuencia como la Oscilación Multidecenal del Atlántico (OMA) y la Oscilación Decenal del Pacífico (ODP) (Englehart y Douglas 2004, Pavia et al. 2006, Méndez y Magaña 2010).

1.2. Relación observada entre la precipitación y la temperatura en México con la temperatura superficial del mar

La relación entre la precipitación (P) y la temperatura (T) en México con la temperatura superficial del mar (TSM) ha sido previamente investigada. Se ha encontrado que en el invierno un Océano Pacífico Tropical cálido (durante El Niño) aumenta P en el Norte y Centro de México, así como en la Península de Yucatán (Magaña 2004, Seager et al. 2009). Así como que un Océano Atlántico Tropical (ATN) cálido disminuye P en el Norte de México (Schubert et al. 2004, Seager et al. 2008, Seager et al. 2009). Seager et al. (2009) encontraron que durante el verano El Niño aumenta P en el Noroeste de México y que disminuye P en el Sur y Centro de México; mientras que un ATN cálido disminuye P en el Norte y aumenta P en el Sur de México. Englehart y Douglas (2004) por su parte encontraron que durante el verano La Niña disminuye T en México.

Otros trabajos sugieren que parte de la variabilidad de P sobre el país puede ser explicada parcialmente por oscilaciones oceánicas de período más largo como la ODP y la OMA (Englehart and Douglas 2009). La ODP fuerza una respuesta climática similar a la causada por ENOS en Norteamérica. Por otro lado la interferencia constructiva de ODP y ENOS resulta en eventos climáticos atípicos en Norteamérica (Mantua et al. 1997; McCabe and Dettinger 1999; Gershunov and Barnett 1998). Así como inviernos húmedos y veranos cálidos en México cuando ambos, ODP y ENOS, están en fase positiva (Pavia et al. 2006).

También se ha encontrado que anomalías negativas de TSM en el Caribe provocan anomalías positivas de la presión superficial sobre el Atlántico, lo que resulta en la intensificación del CLLJ y en una menor inestabilidad estática húmeda sobre el Caribe. Lo anterior provoca una disminución de la convección y de la P en el Caribe, Centroamérica y Sur de México, así como un incremento de la humedad exportada al Pacífico (Mo et al. 2005, Wang 2007).

1.3. Respuesta atmosférica a las anomalías de la TSM

Wallace and Gutzler (1981) encontraron que la atmósfera responde a través de un tren

de ondas en la alta tropósfera que altera los centros de alta y baja presión. En el Hemisferio Norte este tren de ondas se conoce como el patrón del Pacífico de América del Norte (PNA), y en el Hemisferio sur como el patrón del Pacífico de América del Sur (PSA). Estos patrones se han asociado a cambios en las corrientes de chorro de latitudes medias que alteran las trayectorias de las tormentas (Hoerling and Kumar 2000).

Wang y Lee (2007) y Wang et al. (2007) han reportado que una anomalía positiva de la TSM en el Caribe provoca un debilitamiento del CLLJ y que una anomalía negativa intensifica el Centro de Alta Presión Subtropical del Atlántico Norte (NASH) y el CLLJ. Lo anterior también ha sido explicado en términos de la teoría de Gill (1980) que predice una baja presión al noroeste de donde se presenta una anomalía positiva de la TSM que disminuye el viento zonal.

1.4. Modelos de circulación general de la atmósfera

Los modelos de circulación general (GCMs) son herramientas útiles para entender la dinámica del clima y hacer proyecciones climáticas. El Proyecto de Intercomparación de Modelos Climáticos Fase 5 (CMIP5; Taylor et al., 2012) provee una colección sin precedentes de salidas de modelos climáticos de última generación para evaluar la capacidad de los GCMs para reproducir el clima contemporáneo y hacer proyecciones.

El desempeño de los modelos del CMIP5 en Norteamérica ha sido evaluado comparando con observaciones los campos de P y de T en el período histórico (1850 a 2005) y las características dinámicas que influyen en P. Por ejemplo se ha analizado la simulación de la dinámica oceánica en los océanos circundantes y su resultante respuesta atmosférica. En este sentido Sheffield et al (sometido 2012) evaluaron la capacidad de los modelos del CMIP5 para reproducir la Alberca de Agua Cálida del Hemisferio Occidental (WHWP) la cual cuando es extensa y más caliente se ha relacionado con un incremento de P sobre las costas de México, Centro América, el Caribe y el Centro este de Estados Unidos. La WHWP se define como la región del océano donde las temperaturas son iguales o superiores a 28.5 °C. Usualmente estas condiciones se presentan en el Pacífico de marzo a mayo, y en el Caribe y el Golfo de México de junio a noviembre (Wang and

Enfield, 2001). Sheffield et al. encontraron que los modelos del CMIP5 simulan el Pacífico Ecuatorial con condiciones ligeramente más frías que las observadas durante la época fría del año. La lengua de agua fría a lo largo del Pacífico Ecuatorial Oriental es razonablemente reproducida por los modelos durante la fase cálida del año, aunque muestra una extensión hacia el oeste.

Kozar y Misra (2012) investigaron la simulación de la presión superficial del aire y de la alberca de agua cálida del Atlántico (AWP), así como la representación del CLLJ y la respuesta de la AWP al ENOS, encontrando que la mayoría de los modelos tienen problemas para reproducir correctamente la distribución de la TSM del Atlántico durante el verano al presentar una anomalía negativa de la TSM. Además, encontraron que el desarrollo de la AWP es mucho más gradual en los modelos comparado con las observaciones. Particularmente, al analizar los modelos HadGEM2-ES (HadGEM, Collins et al. 2011) y MPI-ES-LR (MPI, Zanchettin et al. 2012) encontraron que el primero sobreestima el tamaño de la AWP durante el invierno y la primavera (donde no se ha observado la existencia de la AWP) mientras que el segundo reproduce razonablemente la climatología y el ciclo estacional de la AWP.

Kozar y Misra (2012) encontraron que el modelo HadGEM muestra el campo de presión más parecido al del reanálisis. Sin embargo la Centro de Alta Presión Subtropical del Atlántico Norte (NASH) en HadGEM es reproducida con un desplazamiento hacia el sur, lo que resulta en vientos del este más intensos sobre el Caribe. Por su parte el modelo MPI muestra una NASH desplazada hacia el noreste más débil que la observada y, consecuentemente, la intensidad del CLLJ es subestimada en este modelo. Además los vientos anómalamente débiles en el modelo MPI están relacionados con la simulación de la AWP, la cual es reproducida con mayor extensión que en otros modelos.

Jiang et al. (2012) encontraron que los GCMs del CMIP5 generalmente reproducen las principales características de la ZITC, el MNA y los patrones de viento de niveles bajos. Sin embargo algunos GCMs simulan la ZITC desplazada al oeste sobre el Pacífico Noreste (ENP). Esta deficiencia para representar el viento promedio sobre el ENP parece estar

estrechamente relacionada con la deficiencia del modelo para simular la variabilidad intra-estacional. Específicamente, el modelo HadGEM muestra una alta capacidad para simular la circulación a 850 hPa, así como la distribución espacial de P. En general los modelos con mayor habilidad para simular P de verano también tienen una mayor habilidad para simular el patrón de circulación a 850 hPa.

Sheffield et al. (sometido 2012) encontraron que la mayoría de los GCMs sobreestiman P durante el invierno, especialmente sobre el Norte de México. Mientras que durante el verano, P es simulada correctamente, sin embargo algunos modelos subestiman P en el Sur de México, Centroamérica y algunas islas del Caribe.

1.5. Reducción de escala de las salidas de modelos globales a través de un modelo climático regional

A pesar de que en la última década ha habido una mejora significativa en la representación del clima por parte de los GCMs, así como un incremento de la capacidad computacional, la resolución horizontal de la mayoría de estos modelos sigue siendo de cientos de kilómetros (Meehl et al., 2007). Con dicha resolución, los forzamientos locales que modulan la señal climática a escalas finas (topografía compleja, características de la superficie, etcétera) no pueden ser capturados (Giorgi et al. 2009). Por otro lado la baja resolución de los GCMs dificulta la simulación de eventos extremos y por lo tanto el estudio de sus impactos en la variabilidad climática y en el cambio climático.

Se han desarrollado varias técnicas estadísticas y dinámicas de regionalización (o de reducción de escala) para atacar el problema de la baja resolución. Muchos métodos estadísticos consisten en encontrar relaciones entre predictores (de gran escala) y predictandos (de escalas locales o regionales) las cuales son aplicadas a las salidas de los GCMs (Hewitson y Crane 1996; Cavazos y Hewitson 2005).

La reducción de escala dinámica se lleva a cabo utilizando modelos basados en la física (tales como los modelos atmosféricos de alta resolución y de resolución variable) y son llamados Modelos Climáticos Regionales (Giorgi and Mearns, 1999). Esta reducción de

escala es difícil de llevar a cabo en un entorno de cambio climático, ya que las variables a escala regional son afectadas por procesos que ocurren en una amplia gama de escalas. Por ejemplo, la huella del incremento de los gases de efecto invernadero afectará la circulación de la atmósfera y la estructura de los sistemas dinámicos de escala planetaria. Esta huella de gran escala es modulada a escala regional por múltiples forzamientos (como topografía compleja, líneas de costa o la distribución de los aerosoles) (Giorgi et al. 2009).

Para obtener información útil de las simulaciones, la incertidumbre en las proyecciones climáticas regionales debe ser caracterizada y, en la medida de lo posible, reducida. Lo anterior requiere un conjunto de simulaciones para explorar las fuentes de incertidumbre produciendo información probabilística. Entre más simulaciones mejor se puede muestrear y explorar el espacio de incertidumbre (Giorgi 2008).

La confiabilidad de las proyecciones de cambio climático debe ser evaluada considerando la credibilidad de los modelos, la cual puede ser medida por el desempeño del modelo reproduciendo condiciones observadas. Por lo que el proceso de generación de proyecciones de cambio climático no puede ser separado del proceso de la evaluación del desempeño del modelo. El programa CORDEX (COordinated Regional Downscaling EXperiment) tiene como objetivo la evaluación y posible mejoría de los modelos; así como experimentos que permitan explorar las diferentes fuentes de incertidumbre (Giorgi et al. 2009).

Por lo anterior se plantea la hipótesis de que la TSM es la responsable de la modulación de la variabilidad interanual de P y T en México. Dicha modulación se lleva a cabo a través de la respuesta atmosférica a las anomalías de la TSM.

El objetivo de esta tesis es estudiar la variabilidad interanual de P y T en México, específicamente:

- i. Su relación con la TSM.
- ii. La habilidad de un modelo climático regional para reproducir las observaciones.
- iii. Realizar proyecciones regionales climáticas para el Siglo XXI y evaluar sus

cambios con respecto al presente.

Capítulo 2

Metodología

2.1. Análisis estadístico

Para identificar las regiones del océano que modulan P en México se calculó la correlación entre el promedio nacional de P durante Invierno (diciembre a marzo) y Verano (junio a septiembre) con la TSM en una malla de $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ en todo el globo. Similarmente se correlacionó este valor promedio con algunas variables dinámicas como la altura geopotencial a 500 hPa (Z500), la velocidad horizontal del viento a 925 hPa (U925) y la velocidad vertical del viento a 500 hPa (ω).

Se utilizaron datos mensuales de TSM, Z500, U925 y ω del reanálisis ERA-Interim (Dee et al, 2011) del Centro Europeo de Pronósticos del Tiempo de Plazo Medio (ECMWF, por sus siglas en inglés). Esta base tiene una resolución espacial de 1.5° y esta disponibles en: http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_moda. Los datos de P y T fueron obtenidos de la base del CLICOM en malla, ahora disponible en línea (<http://clicom-mex.cicese.mx/malla>); esta base de datos diaria del Servicio Meteorológico Nacional tiene una resolución espacial de $1/8^\circ$ de grado (Zhu y Lettenmier 2007). La correlación se llevó a cabo en el período 1979 a 2008.

Se construyeron mapas de significancia de las anomalías de TSM, Z500 y velocidad del viento durante los años más extremos (primer y sexto sextil) de P y T; es decir los años más húmedos, más secos, más calientes y más fríos. Se promediaron las anomalías en los años extremos y su significancia fue evaluada a través de un método Montecarlo promediando cinco años seleccionados aleatoriamente y repitiendo 1000 veces este proceso. Cada uno de los valores obtenidos con cada repetición fue utilizado para crear un histograma para cada punto de malla. Si la anomalía observada en los años extremos era inferior al percentil 5 o mayor al percentil 95 de dicho histograma, dicha anomalía fue considerada como significativa.

2.2. Simulaciones realizadas con el modelo climático regional RegCM

El modelo climático regional utilizado en esta tesis es el RegCM4 cuyo desarrollo es coordinado por la Sección “Earth System Physics” del Centro Internacional de Física Teórica Abdus Salam (ICTP). Este modelo fue utilizado para simular el clima observado y hacer proyecciones para el Siglo XXI. El RegCM4 es la última versión del modelo de área limitada desarrollado para simulaciones de largo plazo del clima regional creado a finales de la década de 1980 (Giorgi et al. 2012). El modelo es hidrostático, compresible y tridimensional. Tiene disponibles varias parametrizaciones para resolver procesos físicos, dinámicos y termodinámicos y, en nuestro caso, se utilizó el dominio CORDEX Centroamérica. Este dominio va del Norte de Sudamérica (24 °S) hasta el Centro de Estados Unidos (41 °N), con una resolución de 50 km, cubriendo completamente México, América Central y los océanos circundantes (ver Figura 1 de Fuentes-Franco et al. 2013).

1.2.1. Simulaciones de referencia forzada con el reanálisis ERA-Interim

La configuración utilizada para la simulación del clima observado (referencia), que fue forzada con el reanálisis ERA-Interim, se puede consultar en Fuentes-Franco et al. 2013. En esta simulación se analizaron los patrones medios de P y T estacional simulados sobre todo el dominio y específicamente sobre México. El desempeño del modelo para reproducir el ciclo anual, la variabilidad interanual y la distribución de P de acuerdo a su intensidad diaria fue evaluada en siete subregiones (Ver Figura 5 de Fuentes-Franco et al. 2013) definidas como Baja California (BC), Noroeste (NW), Norte (NM), Noreste (NE), Centro (CM), Sur (SM) y Península de Yucatán (YP). Además se evaluó la capacidad del modelo para reproducir algunos estadísticos a escala diaria sobre México, como el máximo número de días sin precipitación (MSDL), el percentil 5 de temperatura mínima, el percentil 95 de temperatura máxima y de precipitación. Finalmente se comparó con observaciones el número de ciclones tropicales simulados de acuerdo con un método de detección propuesto (ver Fuentes-Franco et al. 2013). Los patrones de correlación descritos en la sección de análisis estadístico también fueron aplicados a P y T simuladas para evaluar el desempeño del modelo en reproducir los patrones observados.

1.2.2. Proyecciones climáticas

Como parte de la primera fase del experimento CREMA (CORDEX REgCM hyper-Matrix) se llevaron a cabo un conjunto de proyecciones con el modelo RegCM4 en cinco distintos dominios de CORDEX (Giorgi et al., sometido a Climatic Change 2013). En particular fueron llevadas a cabo seis simulaciones en el período 1970 a 2100 para el dominio de CORDEX Centroamérica.

El ensamble de proyecciones tuvo como objetivo generar escenarios probabilísticos. Las proyecciones resultan de usar dos configuraciones del modelo, dos GCMs como condiciones de frontera y dos trayectorias representativas de la concentración de gases de efecto invernadero (RCP, por las siglas en inglés de “Representative Concentration Pathways”). Las configuraciones usadas en esta tesis son: Em+CLM que utiliza el esquema de convección de cúmulos de Emanuel (1991) y el módulo de superficie del “Community Land Model” (CLM) versión 3.5 (Oleson et al. 2008); y Gr+BATS que utiliza el esquema convectivo de Grell (1993) y el esquema “Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme” (BATS) (Dickinson et al. 1993). Los GCMs utilizados fueron el HadGEM del Centro Hadley, y el modelo MPI del “Max-Planck-Institut für Meteorologie”. Los dos escenarios de concentraciones de gases de efecto de invernadero (RCPs) utilizados son el RCP8.5 (alta emisiones) y el RCP4.5 (bajas emisiones). Ver el Anexo A para más detalles sobre las parametrizaciones utilizadas en el modelo RegCM4.

Las simulaciones mensuales para el período histórico (1976-2005) fueron evaluadas comparando el patrón espacial de precipitación de verano y el ciclo anual de P con observaciones del “Climate Research Unit” (CRU) de la Universidad de East Anglia (Mitchell and Jones 2005) que tienen una resolución de 50 km. Los cambios en la climatología de P y T en el período completo (1970-2100) fueron evaluados considerando promedios de veinte años. Un análisis más detallado, enfocado en la variabilidad interanual de P y T, se realizó para tres subregiones: Noroeste de México (NWMex), Noreste de México (NEMex) y el Sur de México y Centroamérica (CenAm) (ver Figura 1 del Anexo A). La variabilidad interanual fue analizada comparando histogramas de anomalías de P y

T en diferentes periodos: próximo (2010-2039), medio (2040-2069) y lejano (2070-2099) con los respectivos histogramas del periodo histórico. Los procesos dinámicos involucrados en los cambios de la climatología y la variabilidad interanual de P y T se investigaron realizando un análisis de componentes principales (PCA) (Coppola et al. 2005).

Capítulo 3

Resultados y Discusión

3.1. Resultados

La correlación de P con la TSM, durante el verano, es negativa en el ENP y positiva en el ATN (Figura 1).

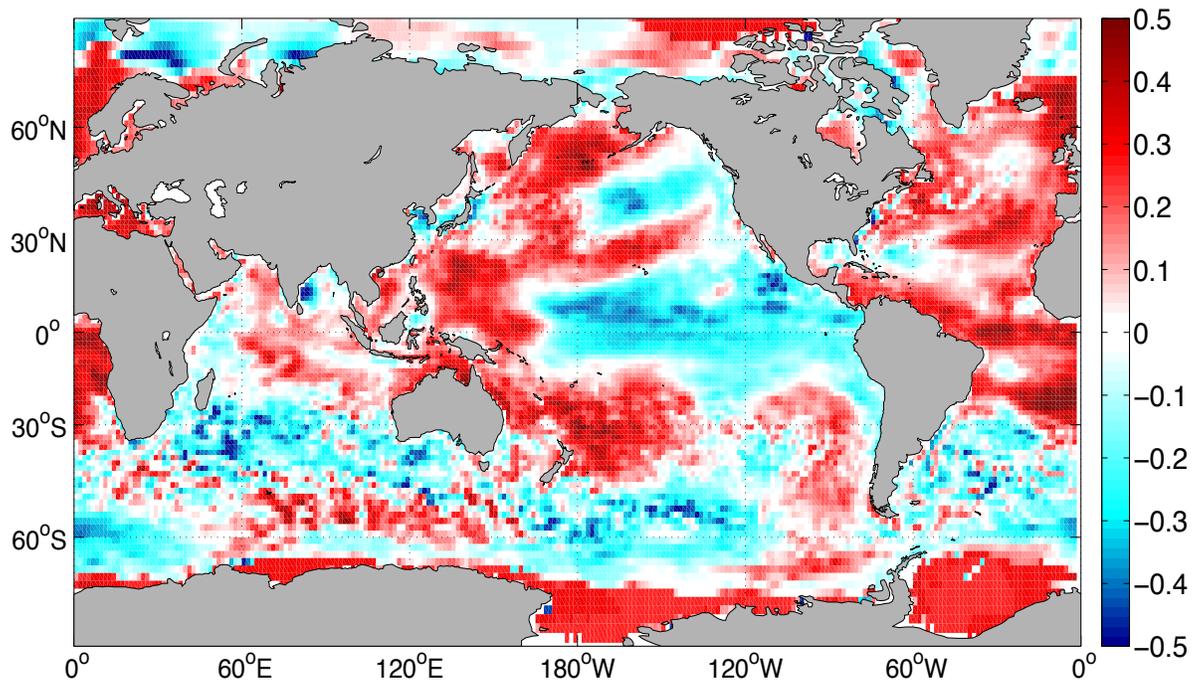


Figura 1. Correlación entre precipitación promedio en México en verano con TSM durante el periodo 1979-2008 ($r > |0.26|$ es estadísticamente significativo al 90%).

Durante los años húmedos la TSM muestra anomalías negativas significativas sobre el ENP (Figura 2a) y durante los años secos anomalías negativas significativas sobre el ATN y significativamente positivas sobre el ENP (Figura 2b). El área de significancia de la TSM es más grande en los años secos que en los húmedos, por lo que los años húmedos podrían ser más difíciles de predecir si solo se utilizara la TSM como predictor.

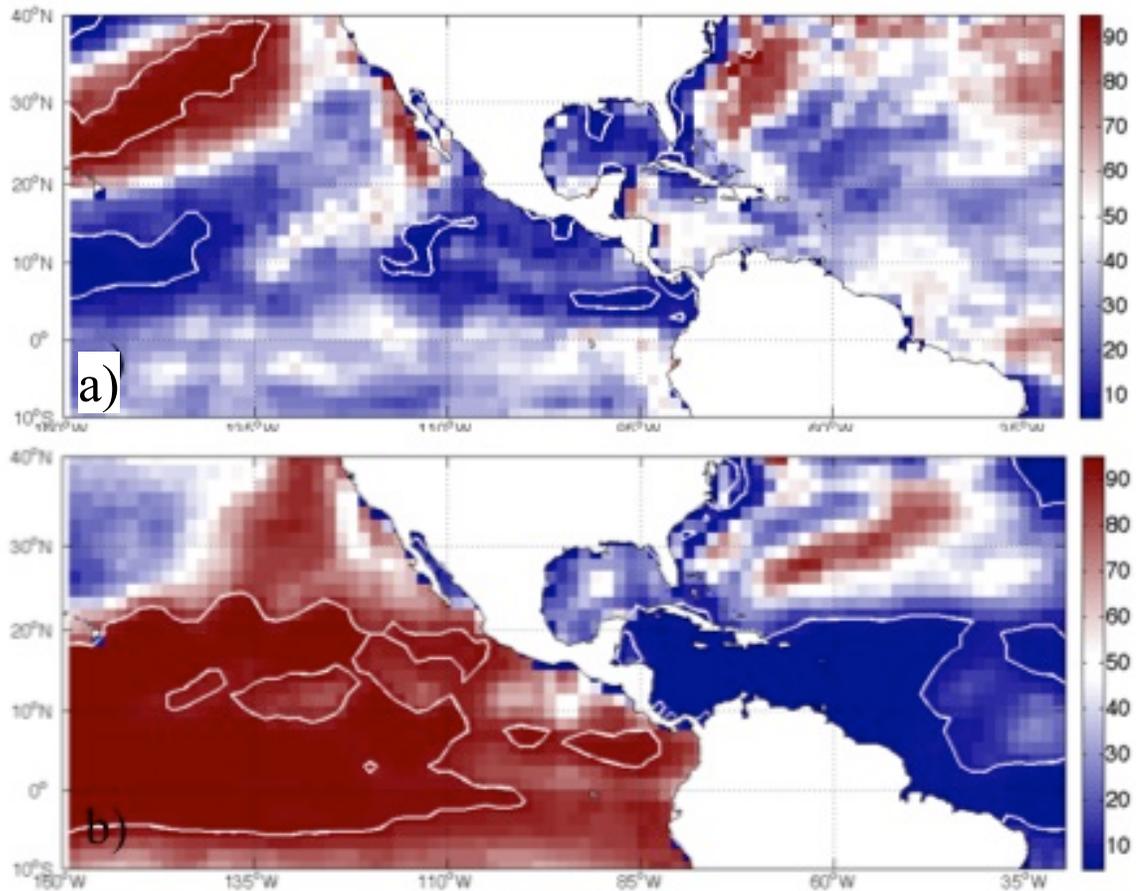


Figura 2. Valores de los percentiles de la anomalía de TSM durante los años a) húmedos y b) secos en relación a 1000 anomalías aleatorias. La barra de color muestra el valor porcentual del histograma en el que se ubicó la anomalía de TSM en la prueba Montecarlo. Con contornos blancos se encierran las regiones oceánicas que presentaron una anomalía significativa cálida (i.e. >95%) o fría (<5%).

Durante los años húmedos en promedio en México, U925 muestra las siguientes anomalías: una hacia el este sobre el ENP frente a las costas de México (la cual se extiende sobre el ATN), otra hacia el oeste sobre el Golfo de México y otra más en el Noroeste de México (Figura 3a). Durante los años húmedos ω muestra anomalías negativas significativas (movimiento ascendente) sobre el Sur y Noreste de México, Centroamérica y el ATN, y anomalías positivas (movimiento descendente) significativas sobre el Noroeste de México y sobre grandes regiones del ENP (Figura 3c).

Durante los años secos U925 muestra una anomalía al oeste sobre el ATN que se extiende sobre el ENP, y hacia el este sobre el Noroeste de México y sobre el Sureste de Estados Unidos y el Atlántico norte (Figura 3b). Por su parte ω durante los años secos muestra un patrón inverso al de los años húmedos (anomalía positivas significativas sobre el Sur y Noreste de México, Centroamérica y el ATN, y anomalías negativas significativas sobre el Noroeste de México y el ENP) (Figura 3d).

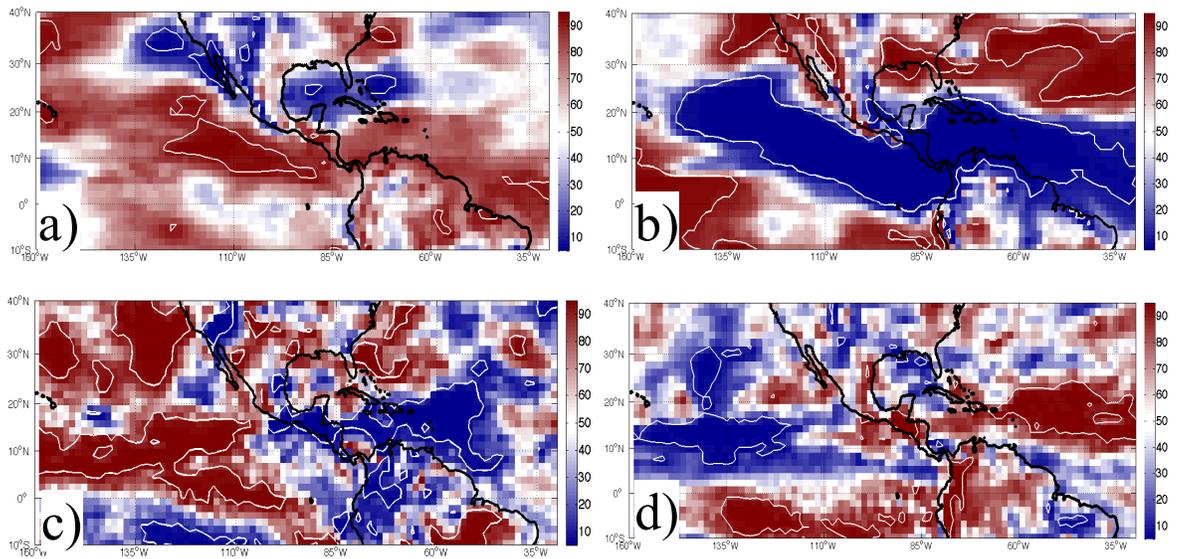


Figura 3. Similar a Figura 2 para los valores de los percentiles de la anomalía de U925 durante los años a) húmedos y b) secos en relación a 1000 anomalías aleatorias. c) y d) similar a a) y b) para ω . La escala de color muestra el valor porcentual del histograma en el que se ubicó la anomalía de U925 y ω . El color rojo muestra aquellas áreas con anomalía de U925 hacia el este y movimiento descendente en ω , mientras que en azul se muestran las áreas con anomalías al oeste en U925 y ascendente en ω . Con contornos blancos se encierran las áreas que presentaron un anomalía significativa.

En invierno el promedio nacional de P muestra una correlación positiva con la TSM sobre el Pacífico Oriental, desde las costas de Alaska hasta las costas de Chile, teniendo un máximo en la región ecuatorial del Pacífico central (Figura 4). La correlación de P y Z500 muestra una banda zonal de correlación positiva, con un máximo sobre el Pacífico Ecuatorial alrededor de los 150° Oeste. Zonas de correlación negativa se muestran sobre el ENP (frente a Baja California) y sobre el ATN y sur de Estados Unidos.

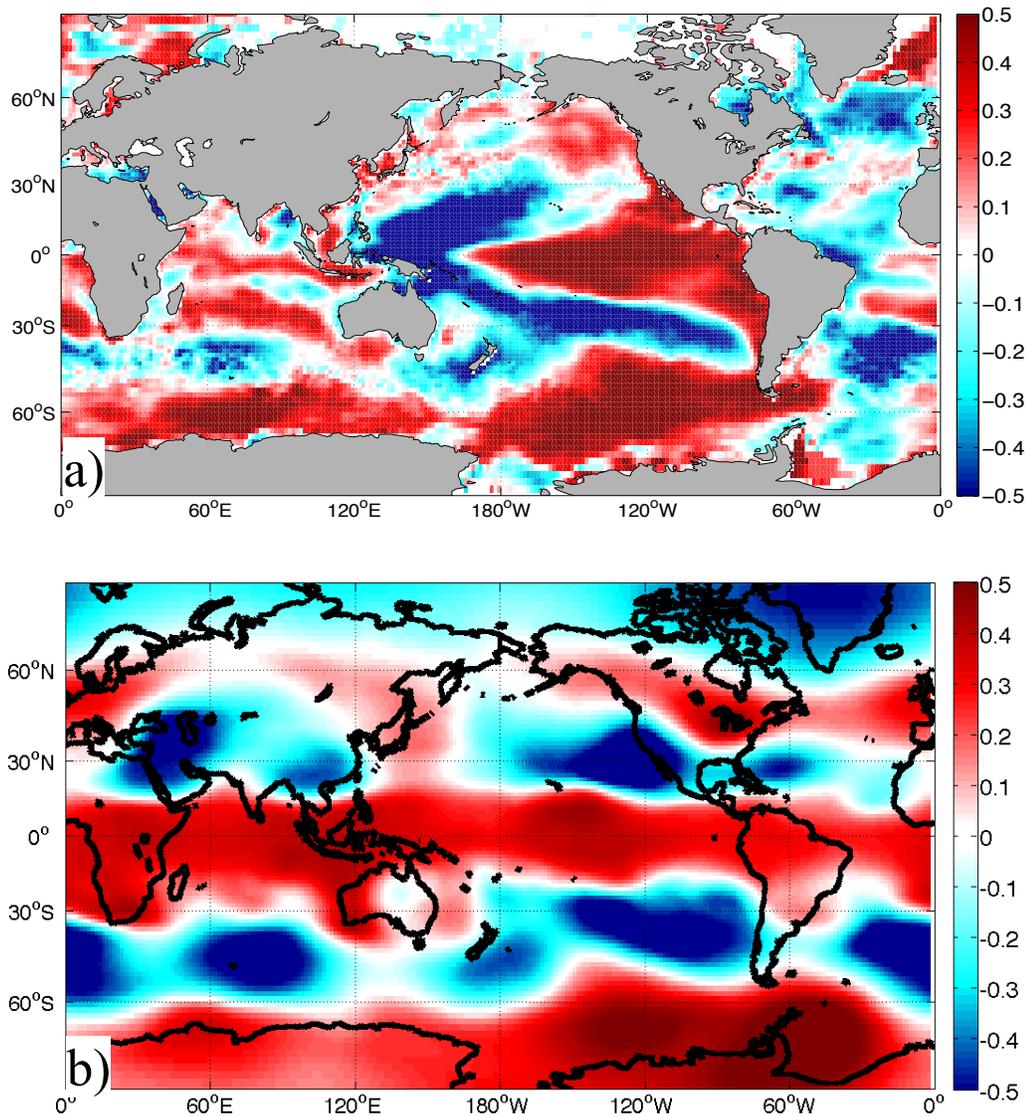


Figura 4. Correlación entre P en México en invierno con a) TSM y b) Z500 durante el periodo 1979-2008, ($r > |0.26|$ es estadísticamente significativo al 90%).

Los inviernos más húmedos muestran una anomalía positiva significativa de TSM sobre el ENP (Figura 5a), mientras que los inviernos más secos muestran una anomalía significativamente positiva sobre el ATN al norte de las costas de Brasil, y negativas en la ENP (Figura 5b). Respecto a Z500 los años húmedos muestran anomalías positivas sobre el ENP que se extiende sobre México y sobre el ATN, y una anomalía positiva se observa sobre una banda zonal alrededor del Ecuador, siendo significativa sobre el Pacífico Central

(Figura 5c). Los años secos muestran una anomalía positiva en una franja zonal entre las latitudes 15° N y 40° N (Figura 5d).

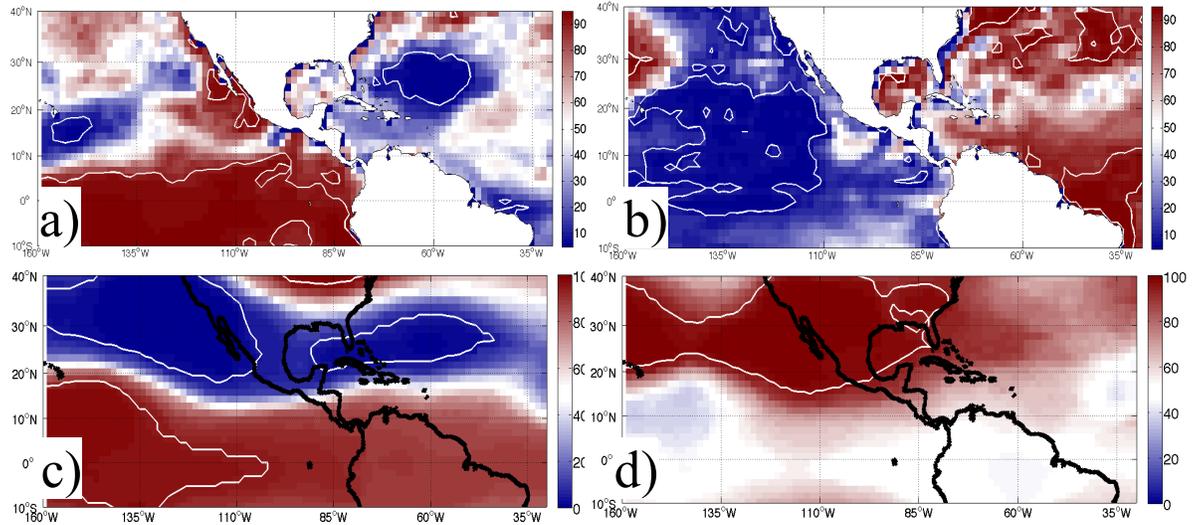


Figura 5. Similar a Figura 2, valores de los percentiles de la anomalía de TSM durante los inviernos a) húmedos y b) secos en relación a 1000 anomalías aleatorias. c) y d) similar a a) y b) para Z500. La escala de color muestra el valor porcentual del histograma en el que se ubicó la anomalía de TSM o Z500 en la prueba Montecarlo. Con contornos blancos se encierran las regiones oceánicas que presentaron una anomalía significativa.

Al correlacionar la TSM observada con la P observada (ver Figura 1) se obtienen patrones similares que al correlacionar TSM observada y P simulada en verano con ERA-Interim (Figura 6a). Sin embargo, a diferencia de las observaciones, la P simulada muestra una correlación positiva con la TSM en el Este del Océano Pacífico. Para el invierno, P observada y P simulada muestran el mismo patrón de correlación con la TSM (Figura 6b) y con Z500 (Figura 6c).

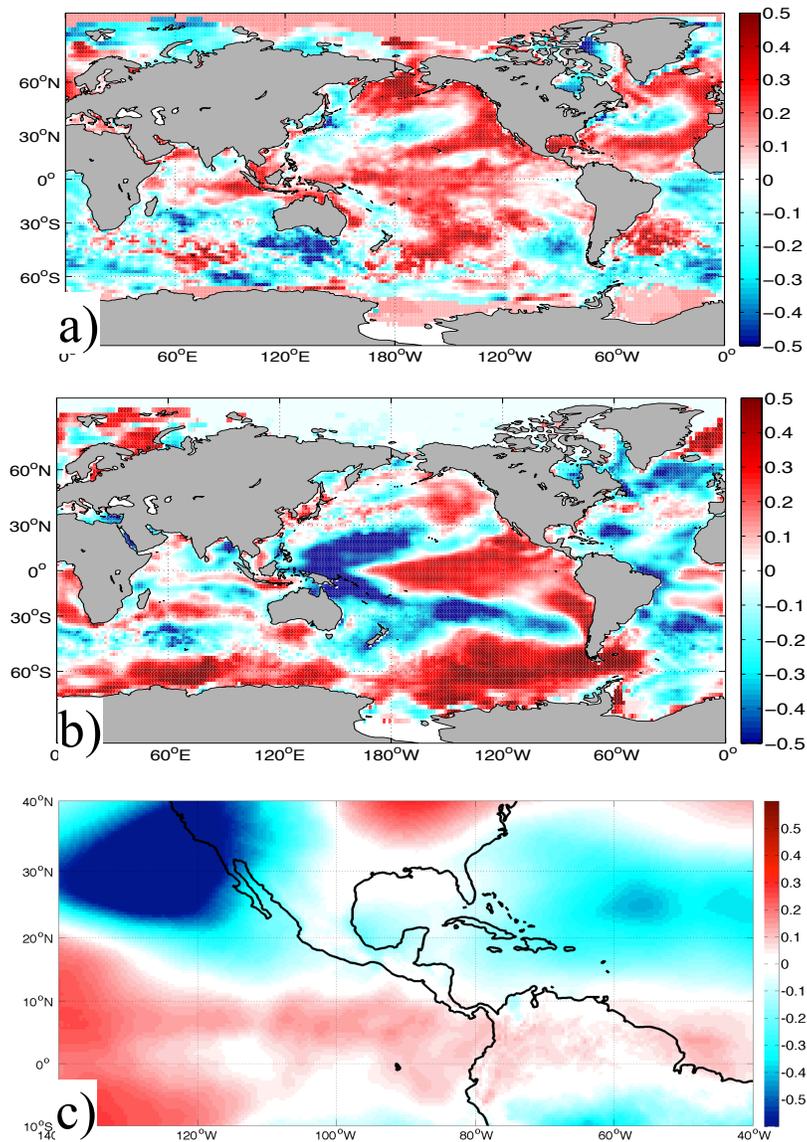


Figura 6. Correlación entre P simulada con a) con TSM en verano, b) con TSM durante el invierno, y c) con Z500 en invierno. Los resultados mostrados son los obtenidos de la simulación con el RegCM4 al forzarlo con el reanálisis ERA-Interim durante el período 1982-2008, ($r > |0.3|$ es estadísticamente significativo al 90%).

Las cuatro simulaciones forzadas con los GCMs en el periodo histórico subestiman P en la Península de Yucatán y en Centroamérica (Figura 7). Las simulaciones que utilizaron Em+CLM sobreestiman P sobre el Norte, Centro y Sur de México y la subestiman en el Norte de Sudamérica (Figura 7). Por su parte la simulación con la configuración Gr+BATS

con HadGEM sobrestima P en el Sur de México y en el Norte de Sudamérica (Figura 7b). Finalmente, la configuración Gr+BATS con MPI subestima P en el Sur de México y en el Norte de Sudamérica (Figura 7d).

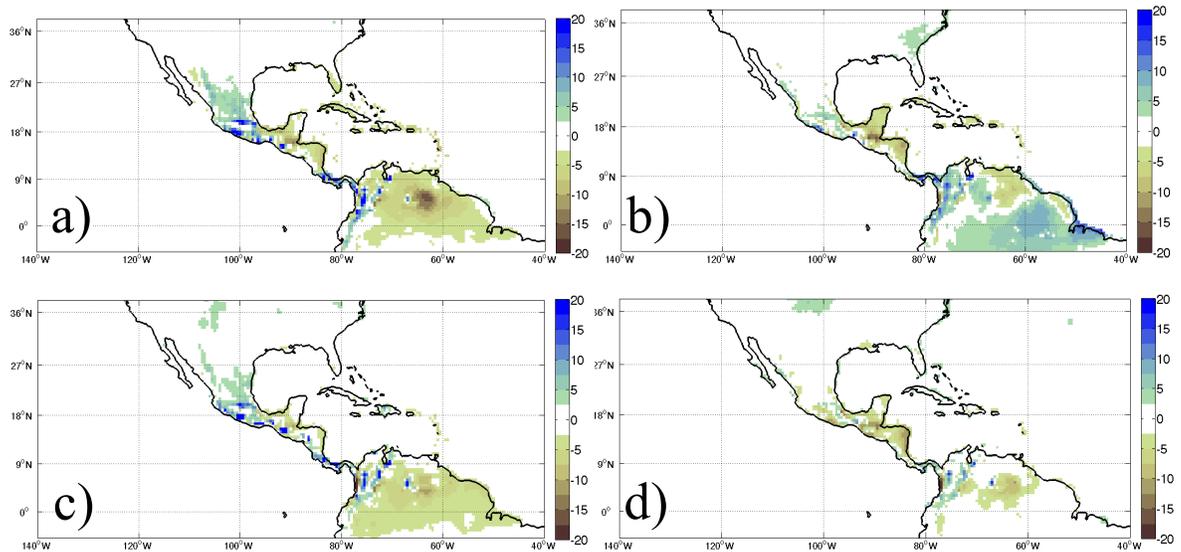


Figura 7. Diferencia en % entre P de verano menos las observaciones de CRU al utilizar la configuración a) Em+CLM con HadGEM, b) Gr+BATS con HadGEM, c) Em+CLM con MPI y d) Gr+BATS con MPI.

Otra evaluación de las simulaciones consistió en comparar los ciclos anuales de P y T simulados con los observado (ver Figura 2 del Anexo A).

Como se mencionó en el Capítulo 2 los cambios en las climatologías de P y T fueron evaluados considerando promedios de veinte años. En las simulaciones forzadas con los escenarios del RCP8.5 para el periodo 2080-2100 el incremento de T en verano fue mayor (entre 3 y 6 °C) que en la simulaciones forzadas con el escenario RCP4.5 (entre 2 y 3 °C) (ver Figura 8a). Las simulaciones forzadas con los escenarios del RCP8.5 para el periodo 2080-2100, el cambio de P fue mayor (entre -15 a -40%) que en la simulaciones forzadas con el escenario RCP4.5 (entre -7 a -20%) (ver Figura 8b). Los resultados de las simulaciones para México bajo el escenario RCP8.5 se agrupan en la Tabla 1.

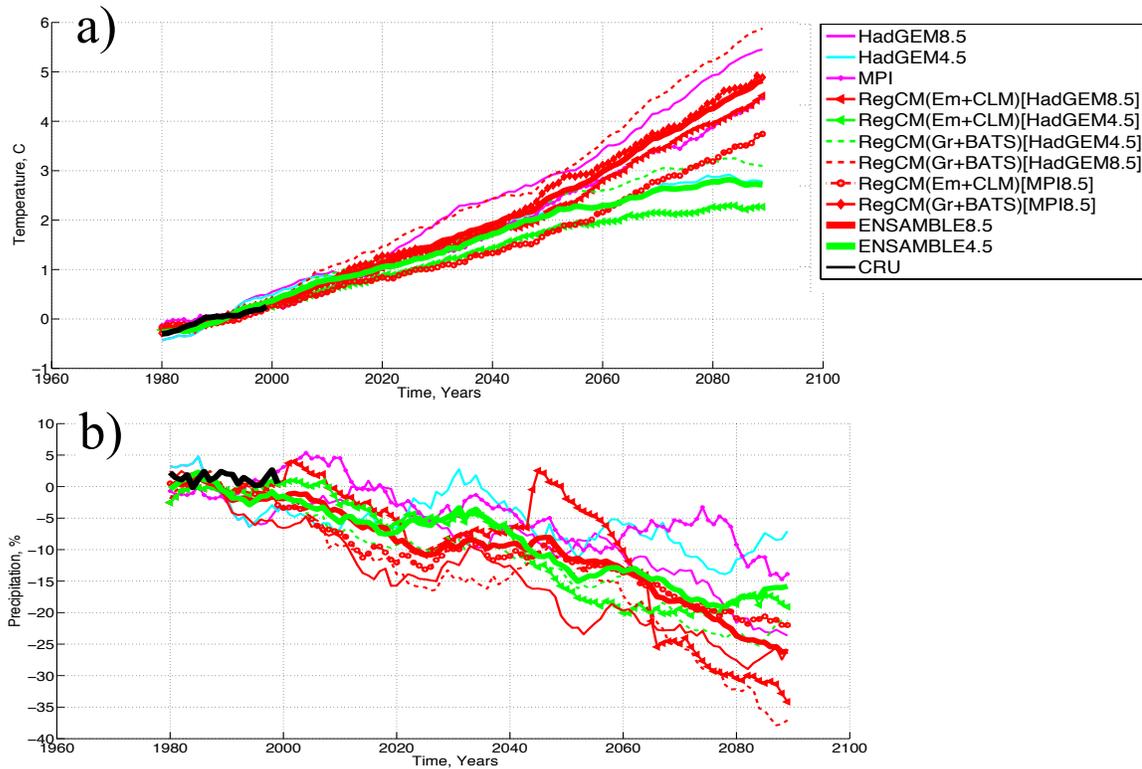


Figura 8. Series de tiempo de a) T y b) P promediadas por 20 años para México según las distintas proyecciones realizadas por los GCMs y por RegCM4. En verde se pueden observar las simulaciones bajo el escenario RCP4.5 y en rojo bajo el escenario RCP8.5. En negro datos observados de CRU.

Los histogramas de anomalías de P y T estacional para los tres distintos períodos previamente definidos pueden ser vistos en las Figuras 3 y 4 del Anexo A.

Los resultados del PCA aplicado a la TSM pueden ser consultados en la Figura 5 del Anexo A. Las regresiones de P y de los flujos de humedad sobre las series temporales de los modos obtenidos con el PCA pueden ser consultadas en las Figuras 6 y 7 del Anexo A.

Tabla 1 Cambios en la precipitación media de verano (%) y la temperatura (° C) en tres subregiones de México del período definido como futuro lejano (2070-2099) con respecto al período histórico para cada uno de los GCM utilizado como condiciones de frontera y para cada una de las configuraciones utilizadas por el RegCM.

Modelo→ Config.↓	HadGEM		MPI		Em+CLM (HadGEM)		Gr+BATS (HadGEM)		CLM-EM (MPI)		BATS-GR (MPI)	
	P %	T °C	P %	T °C	P %	T °C	P %	T °C	P %	T °C	P %	T °C
NWMex	-6.02	5.13	-14.32	4.13	-24.94	4.01	-34.79	5.06	-3.93	3.65	-19.77	4.19
NEMex	-9.57	4.91	-9.48	4.07	-12.87	3.95	-15.79	5.50	-8.44	3.67	-19.60	4.73
CenAm	-43.05	5.62	-5.05	3.94	-44.56	4.78	-63.83	6.05	-33.94	3.61	-43.70	4.79

3.2. Discusión

De la correlación entre P y TSM se infiere el papel que juegan determinadas regiones del océano en la modulación de P. Por ejemplo, las áreas de correlación negativa sobre el ENP (Figura 1) sugieren que condiciones neutras o de La Niña resultan en un incremento de P durante el verano. Este resultado es consistente con trabajos previos para México (Magaña et al. 2004) y para el Noroeste de México (Turrent y Cavazos 2009). El mapa de correlación se complementa con los mapas de anomalías. Por ejemplo: la correlación positiva sobre el ATN es debida sólo a los años secos que muestran una anomalía negativa sobre el ATN (ver Figura 2). La extensión de las anomalías significativas sugiere que es más probable tener P debajo de lo normal durante El Niño que P arriba de lo normal durante La Niña (Figura 2). Lo anterior puede ser debido a que la convectividad asociada a lluvias intensas es un proceso que depende de la pequeña escala pero también de un gran número de fenómenos de gran escala (como el ENOS, los ciclones tropicales, el monzón, las ondas del este, la intensidad del CLLJ, etc.). En el ATN, anomalías negativas están asociadas a una P debajo de lo normal, pero anomalías positivas no necesariamente están asociadas a una P arriba de lo normal. El ATN (correlacionado positivamente) y el ENP (correlacionado negativamente) juegan papeles importantes en la modulación de P sobre México (Figura 1 y Figura 2). Por lo que se calculó un índice de la diferencia de anomalía de TSM de ENP y el ATN para investigar la influencia conjunta de ambas regiones oceánicas. Dicho índice fue calculado de la TSM en las regiones entre los 9 y 30° N y entre los 100 y 135° W (para el ENP) y entre 10° S y 18° N y entre 30° W y la costa americana (para el ATN) (ver Figura 9).

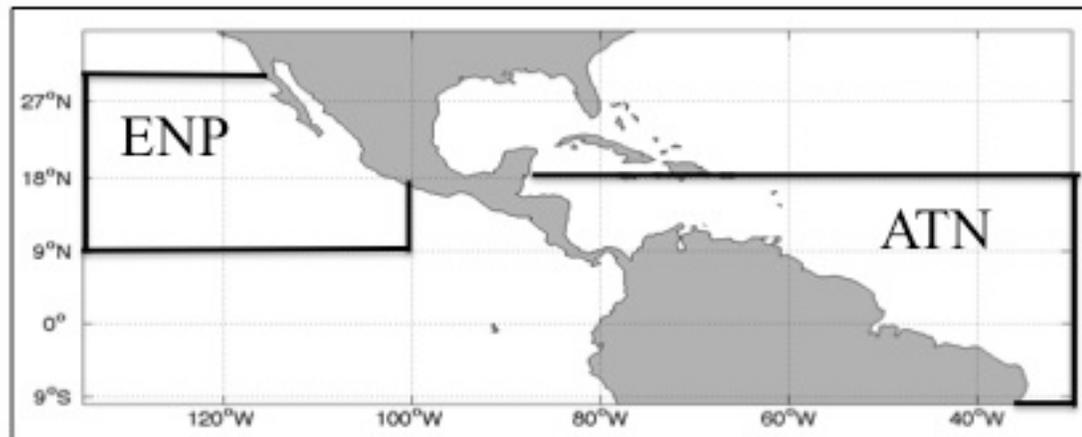


Figura 9. Regiones promediadas para calcular el índice ENP-ATN.

En la Figura 10 se puede observar que P tiene una correlación negativa con el índice ENP-ATN (en la mayor parte de México), resultado que es consistente con otras investigaciones, por ejemplo con Seager et al. (2009) quienes encontraron que los años húmedos en el Noroeste de México, mostraban menor P en el Sur de México, y dichos años muestran un Pacífico tropical más caliente de lo normal y un ATN más frío de lo normal (dicha condición correspondería a un índice ENP-ATN muy positivo).

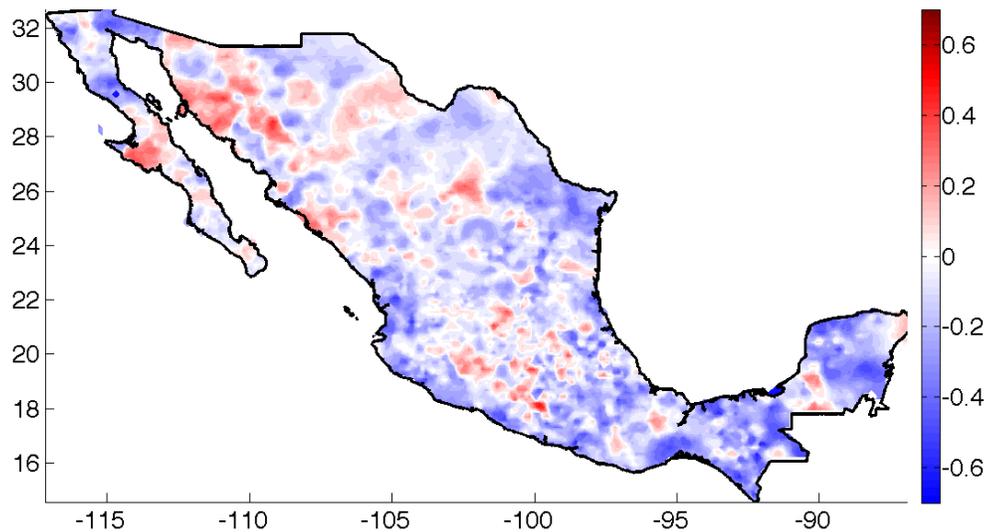


Figura 10. Valor de la correlación entre el índice ENP-ATN y P en México durante el verano.

Se aplicó un análisis de PCA (Coppola et al. 2005) para ver si el índice ENP-ATN pertenece a un modo de variabilidad oceánica. El primer modo de variabilidad muestra un patrón espacial con los coeficientes más altos sobre el Pacífico Tropical del Este (Figura 11a) (el cual puede asociarse al ENOS), el segundo modo muestra los coeficientes positivos en el ENP y negativos en el ATN (Figura 11b). El tercer modo muestra coeficientes positivos sobre el ENP y el Pacífico Ecuatorial del Este (Figura 11c). Estos tres modos de variabilidad oceánica son similares a los reportados por Ashok et al. (2007) quienes llamaron al segundo modo El Niño Modoki. Al parecer el índice ENP-ATN corresponde al segundo modo con una correlación entre ellos de 0.93 (Figura 11d).

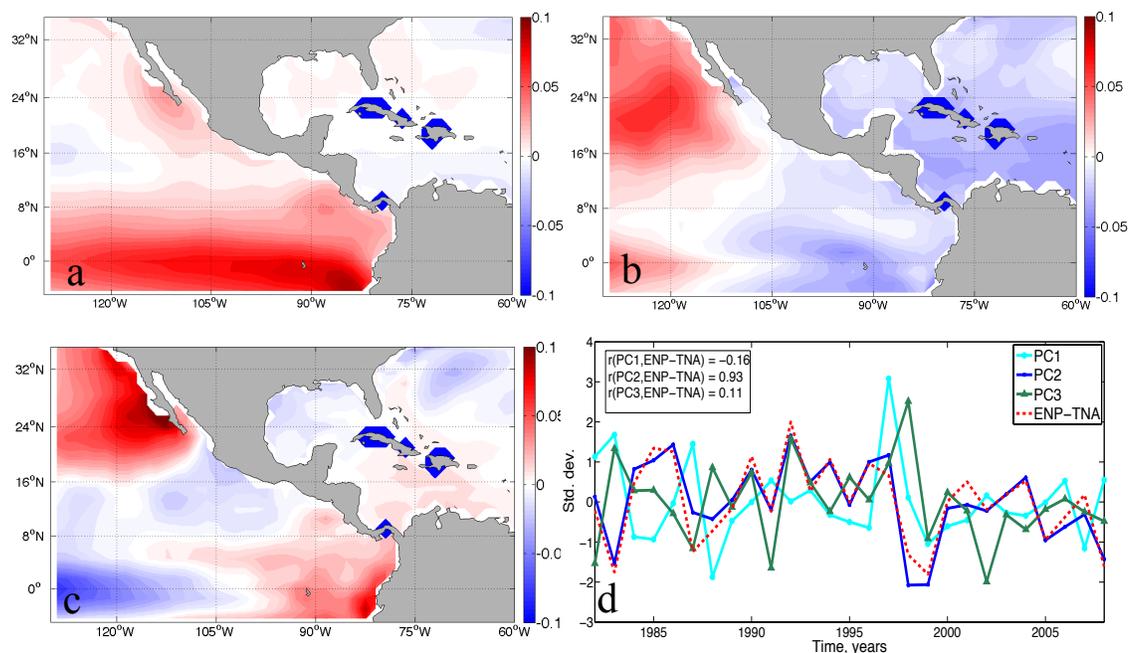


Figura 11. a) Primer (explica 52% de la varianza total), b) segundo (12%) y c) tercer (9%) modo de variabilidad de TSM de verano obtenidos a través de PCA. d) Series de tiempo del índice ENP-ATN y de los primeros tres modos de variabilidad de TSM correspondientes a los patrones espaciales mostrados en a, b y c.

Sobre la Península de Baja California P se correlaciona positivamente con el primer y tercer modo (Figura 12 a, c), por lo que anomalías positivas de TSM en el ENP favorecen P en esta región. En el resto del país P muestra correlación negativa con el primer modo, lo cual es consistente con nuestros resultados (Figura 2) y con otras investigaciones por

ejemplo Wang (2007), Rauscher (2008) y Seager et al. (2009). El segundo modo se correlaciona con P de manera similar al índice ENP-ATN (ver Figura 10 y Figura 12b).

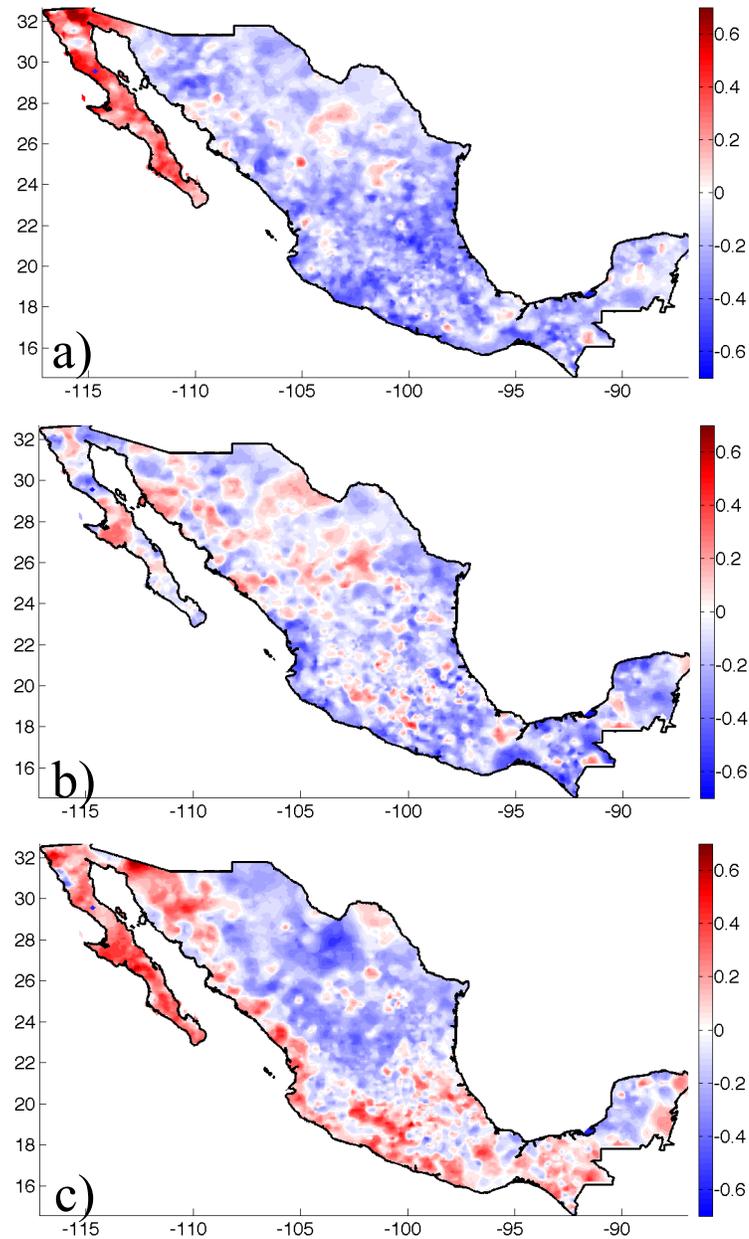


Figura 12. Correlación de P en México en verano con el a) primer, b) segundo y c) tercer modo de variabilidad de la TSM.

El tercer modo por su parte se correlaciona positivamente a lo largo de la costa de Pacífico y en el Sur de México, y negativamente en el Norte, Noreste y Centro de México (Figura 12c).

La circulación del viento (Figura 13) varía en respuesta a cambios en las anomalías de la TSM, lo que determina la disponibilidad de humedad en México y en los océanos circundantes (Wang 2007, Rauscher et al. 2008, Seager et al. 2009).

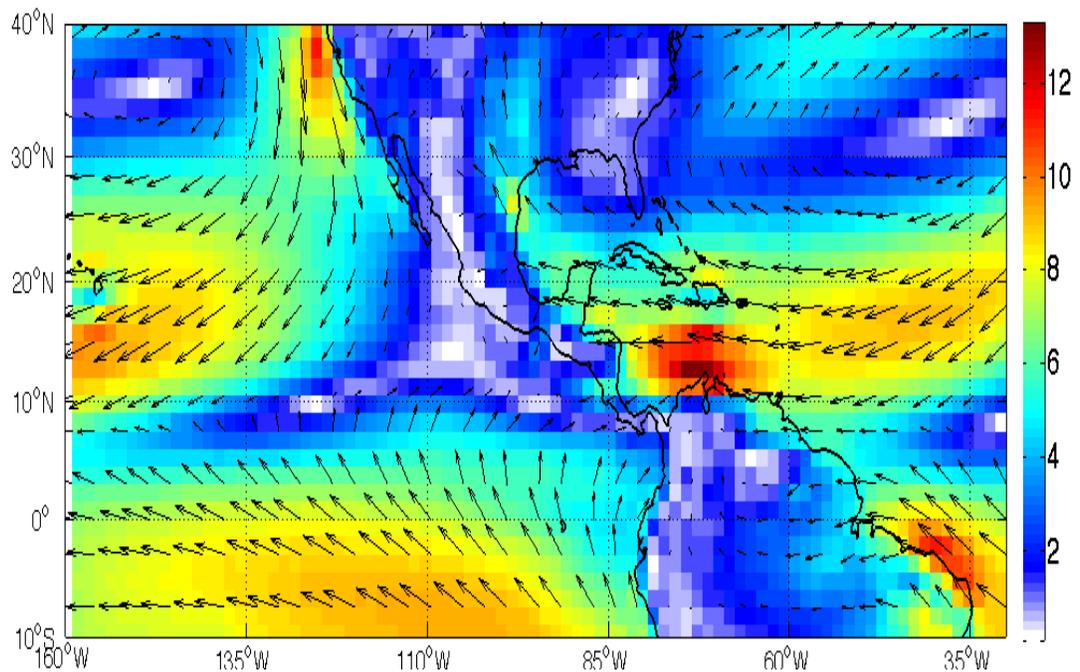


Figura 13. Promedio de viento a 950 hPa (U925) durante el verano. Datos de la ERA-Interim en el período 1982-2008.

Para explicar los cambios en el CLLJ en respuesta a las anomalías de TSM, Wang (2007) correlacionó un índice de la intensidad del CLLJ con la TSM, y encontró correlación negativa en el ATN y positiva en el Pacífico Oriental (Figura 14a). Además, al correlacionar el índice del CLLJ con la presión atmosférica superficial, encontró valores

positivos sobre la NASH, esto indica que un fortalecimiento de la NASH favorece un CLLJ intenso (Figura 14b).

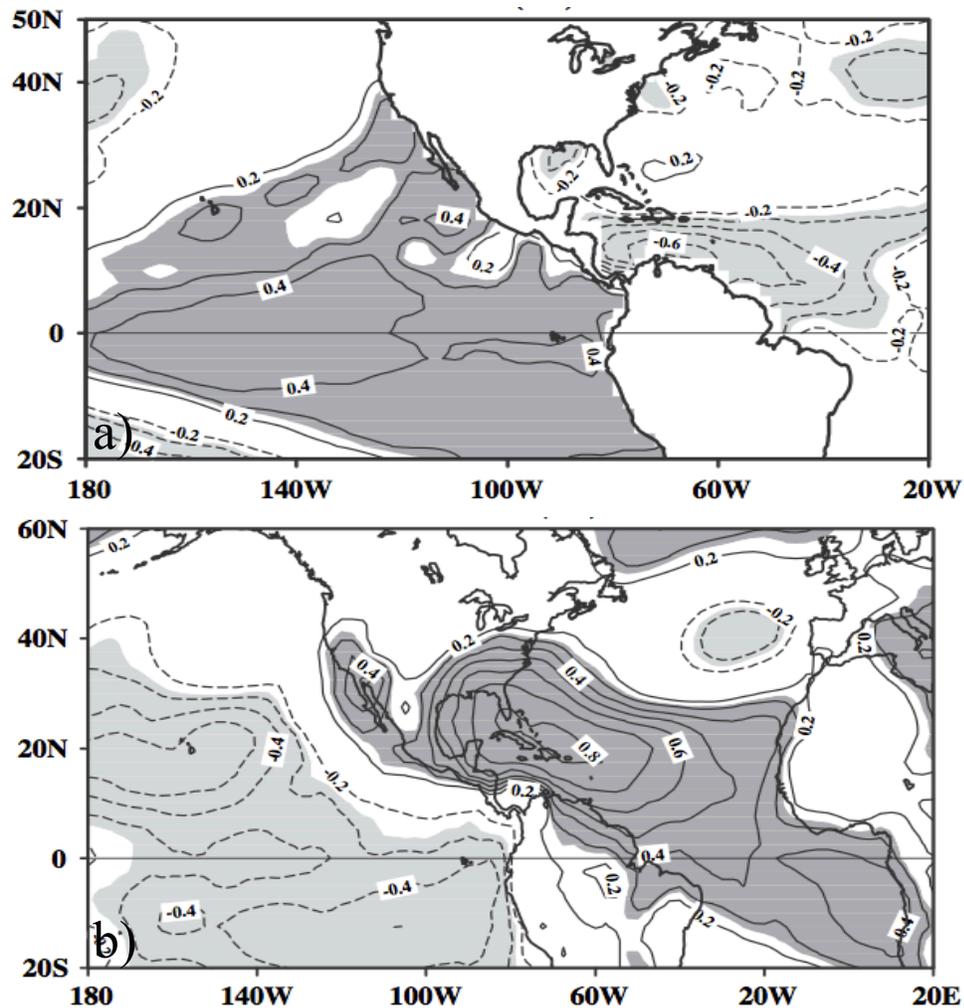


Figura 14. Correlación entre las anomalías de a) TSM y b) presión superficial del aire con el índice del CLLJ durante Junio a Agosto. Los intervalos son 0.1. Valores significativos al 95% para $r > 0.26$ son mostrados sombreados (oscuro para valores positivos y claro para valores negativos). Figura obtenida de Wang (2007).

Al comparar nuestros resultados de U925 con los obtenidos por Wang (2007) se encontró que P en México es altamente dependiente del CLLJ (especialmente en el sur y este), correspondiendo los años húmedos a un CLLJ menos intenso; esto también es consistente con los resultados de Méndez y Magaña (2010).

De manera similar a Wang (2007), quien demostró que el CLLJ está modulado por la interacción de las anomalías de TSM del Atlántico y el Pacífico, se encontró que P sobre México es altamente dependiente de la interacción de ambos océanos. Esto permite entender los fenómenos dinámicos que modulan P sobre el Sur y Este de México. La diferencia de TSM entre ENP y el ATN (ENP-ATN) es explicada por el segundo modo de variabilidad oceánica (ver Figura 11b, d), el cual modula el CLLJ y en consecuencia P en el Sur y Este de México.

Anomalías de TSM positivas producen anomalías negativas de presión superficial y viceversa Wang (2007), Rauscher (2008). Con relación a esto, observamos que en años húmedos existen anomalías negativas de TSM en el ENP (Figura 3a) asociadas a vientos anómalos del oeste y que producen anomalías positivas de presión superficial sobre el ENP y negativas sobre el ATN. Estas anomalías de presión favorecen la circulación de vientos de bajos niveles del ENP hacia el ATN; es decir frenan el CLLJ, lo que facilita la convergencia y ascendencia de aire y por consiguiente un aumento de P sobre el Este y Sur de México (Figura 3c). Cabe hacer mención que el freno del CLLJ podría también ser producido simplemente por un mayor calentamiento del ATN (Rauscher et al. 2011). En años secos existen anomalías positivas de TSM en el ENP y negativas en el ATN, que producen anomalías de presión superficial negativas sobre el ENP y positivas sobre el ATN. Estas anomalías de presión favorecen la circulación del ATN hacia el ENP; es decir intensifican el CLLJ, lo que dificulta la convergencia, la ascendencia de aire y por consiguiente la disminución de P sobre el Este y Sur de México (Figura 3d). Este resultado es consistente con Taylor (2011) quien resaltó el rol del gradiente de anomalía barométrico (Este-Oeste) entre el ENP y el ATN, en respuesta a las anomalías de TSM, que modula la intensidad del CLLJ y en consecuencia la precipitación sobre la región.

La diferencia U925 de años húmedos menos U925 de años secos (Figura 15a) también muestra el flujo del ENP hacia el TNA, lo que provoca un incremento de convergencia sobre el Sur de México y Centro América.

Los años húmedos muestran una circulación ciclónica sobre el Golfo de México, lo que provoca un aumento en la humedad disponible y en P sobre el Este de México. El modelo RegCM4 es capaz de reproducir la diferencia de U925 mencionada anteriormente con mayor resolución que ERA-Interim (Figura 15b).

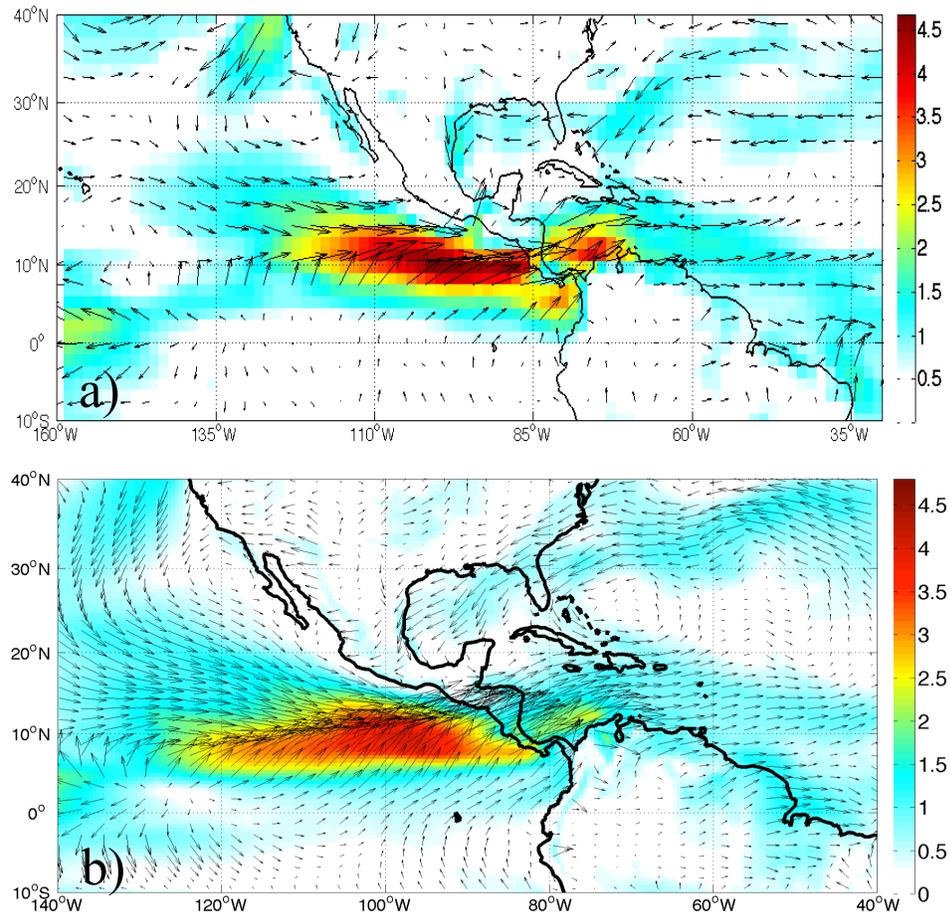


Figura 15. Diferencia de U925 durante años húmedos y secos. a) Reanálisis ERA-Interim, b) RegCM4 forzado por ERA-Interim.

El régimen de invierno de lluvias en México es dependiente del ENOS (Cavazos y Hastenrath 1990; Magaña et al. 2004; Pavia y Badan 1998, Pavia et al. 2006), lo que es consistente con las altas correlaciones positivas de P con la TSM en el Pacífico oriental (Figura 4a) y Z500 (Figura 4b). Esto último muestra un reflejo del PNA. El modelo RegCM4 reproduce ambos patrones de correlación. Lo anterior explica por qué la variabilidad interanual de P sobre las regiones que tienen precipitación durante el invierno (por ejemplo Baja California y en general todo el Noroeste de México) muestran una

adecuada representación de P en el modelo RegCM4 (ver Figura 10 a, b de Fuentes-Franco et al. 2013).

Existe cierta predictibilidad estacional de P y T debida a que éstas dependen fuertemente de la TSM. Al respecto, varias investigaciones (por ejemplo Enfield y Alfaro 1999, Giannini et al. 2000, Chen y Taylor 2002) sugieren que la precipitación en el inicio de la temporada de lluvia sobre Centroamérica y el Caribe (Mayo a Julio) está indirectamente influenciada por el ENOS vía el ATN. Se ha observado que generalmente un evento de El Niño durante el invierno es seguido por un calentamiento del ATN durante la primavera (Enfield 1996, Klein et al. 1999, Hu et al. 2011). Esto se lleva a cabo a través de un puente atmosférico desde el Pacífico Ecuatorial que debilita los vientos alisios y por ende el flujo de calor latente (Alexander et al. 2002). En resumen: se ha encontrado que El Niño en invierno está generalmente asociado a un incremento de P en el siguiente verano (Chen y Taylor 2002, Taylor et al. 2002).

La correlación de TSM durante el invierno o inicio de la primavera permite predecir P y T en el siguiente verano; por ejemplo al correlacionar la TSM promedio de enero a marzo con P en el Sur de México se obtienen valores positivos en el Pacífico Ecuatorial Oriental y en el ATN (Figura 16a). Lo anterior concuerda con Enfield y Alfaro (1999), Giannini et al. (2000), Chen y Taylor (2002).

Los promedios de TSM en las regiones con alta correlación de P y TSM tienen un alto grado de predictibilidad de P del verano, con un coeficiente de correlación entre las P observada y modelada de 0.55 (Figura 16b). La misma metodología puede ser aplicada para pronosticar T en cualquier región del país. Un ejemplo para la temperatura máxima (Tmax) en el Norte de México se muestra en la Figura 16c.

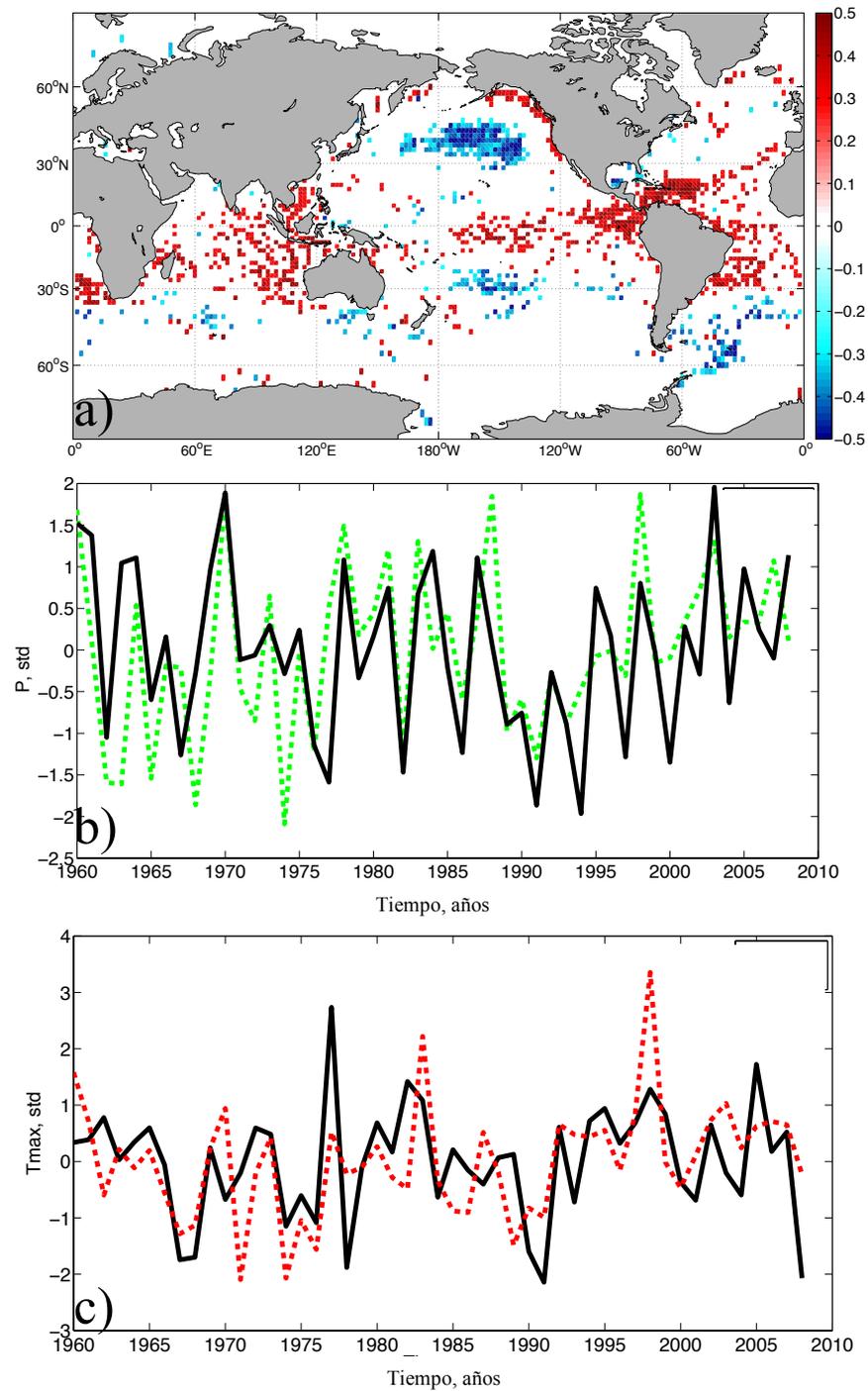


Figura 16. Correlación significativa (95%) entre el promedio de la TSM de enero a marzo con P de verano en el Sur de México. Series de tiempo estandarizadas de b) P modelada (punteada) y observada (sólida) sobre el SM y c) Tmax modelada (punteada) y observada (sólida) sobre el Norte de México. En P sobre Sur de México se obtuvo una correlación $r(\text{Obs}, \text{Model})=0.55$, y para Tmax sobre el Norte de México $r(\text{Obs}, \text{Model})=0.51$.

Las proyecciones climáticas realizadas en esta tesis son consistentes en un incremento de T entre 3.6 y 6.5 °C, y en una disminución de P promedio entre 3 % (en el Noroeste) y 64 % (Sur), con respecto al período histórico en México. Como se esperaba se obtuvo un mayor cambio con el escenario RCP8.5 que con el escenario RCP4.5 (Figura 8). Todas las proyecciones muestran que la sequía intraestival será un mes más larga y más intensa que la observada (Ver Figura 2 del Anexo A). De los histogramas de las anomalías de P y T se encontró un incremento paulatino de la variabilidad interanual (Figuras 3 y 4 del Anexo A). Para analizar los procesos dinámicos se seleccionó la configuración Em+CLM con HadGEM, pues además de tener la mejor representación de la variabilidad interanual simuló adecuadamente la correlación de P y TSM (Figura 17).

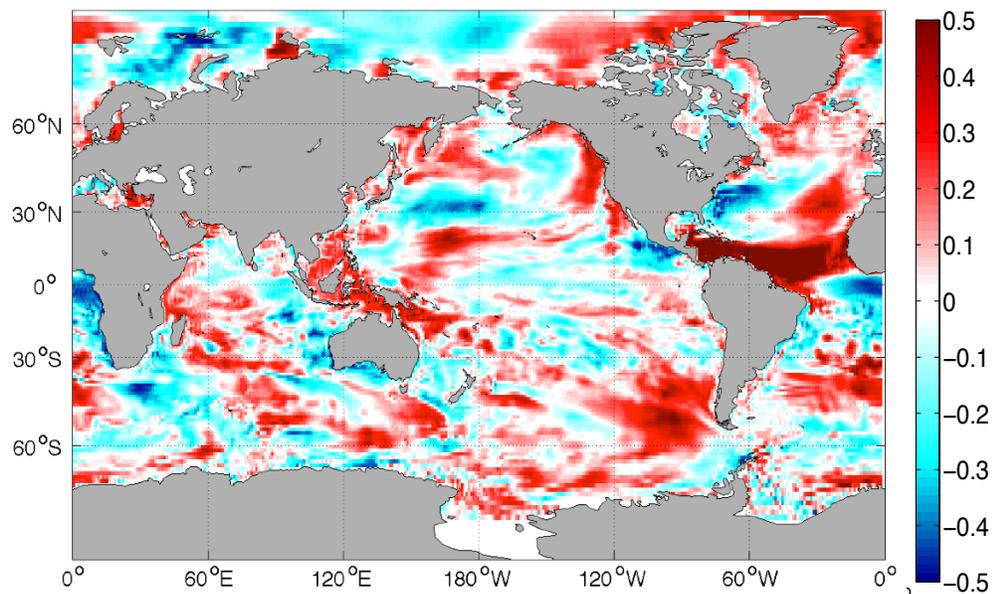


Figura 17. Correlación entre TSM de HadGEM y P en México simulada con RegCM4 con la configuración Em+CLM durante el período histórico. Esta figura puede ser comparada con la correlación observada entre P y TSM mostrada en la Figura 1.

Al comparar los modos de variabilidad obtenidos en las simulaciones (Figura 5a, Figura 5b y Figura 5c del Anexo A) con los modos de las observaciones (Figura 11a y Figura 11b) se encontró que el segundo y tercer modo de variabilidad oceánica de las simulaciones (que explican el 35% y el 18% de la varianza total) corresponden al primer y

segundo modo de los modos observados. El primer modo de variabilidad de las proyecciones corresponde a la tendencia (Figura 5 del Anexo A).

El tercer modo de variabilidad de las proyecciones señala que la diferencia de TSM entre el ENP y el ATN seguirá siendo un importante modulador de la variabilidad interanual de P en el Sur y Este de México. (Figuras 6 y 7 del Anexo A).

En el período histórico el primer modo indica que la tendencia de la TSM modula la variabilidad interanual de una manera similar que el índice ENP-ATN (tercer modo de las proyecciones). Durante el período 2070-2099 la tendencia de la TSM provoca una intensificación de los centros semipermanentes de alta presión e intensifica el CLLJ, lo que reduce la convergencia de aire y provoca una disminución de P en México. La intensificación de los centros de alta presión puede ser debida al calentamiento no homogéneo de los océanos. Este resultado es consistente con otras investigaciones, por ejemplo Wang (2007), Rauscher et al. (2008) y Rauscher et al. (2011). Un análisis más detallado de los resultados del cambio en la variabilidad interanual de P y sus posibles mecanismos se encuentra en el Anexo A.

Capítulo 5

Conclusiones

Durante el verano la diferencia de anomalías de TSM en el ENP y el ATN juega un papel importante en la modulación de la variabilidad interanual de la lluvia en México, sobre todo en el Sur y Este del país, al modular la intensidad del CLLJ que a su vez modula el ingreso de humedad al Este y Sur de México. Durante el invierno se corrobora la dependencia de la lluvia en el Noroeste del país a la ocurrencia del ENOS. Tanto para el verano y el invierno es posible predecir P y T a través de modelos estadísticos basados en la relación de estas variables con la TSM.

La evaluación del RegCM4 muestra que el modelo reprodujo adecuadamente el patrón medio, la variabilidad interanual y los extremos de P y T, especialmente en regiones no montañosas (ya que la parametrización de la convección produce demasiada precipitación sobre topografía compleja). También que el modelo es capaz de reproducir la relación entre P y TSM. Lo anterior nos permite concluir que el RegCM4 es adecuado para realizar proyecciones climáticas en México. Haciendo notar que la falta de estaciones climatológicas en algunas regiones del país incrementa la incertidumbre en la evaluación del modelo.

Las proyecciones climáticas muestran por un lado que la diferencia de TSM entre el ENP y el ATN tendrá una mayor influencia en la variabilidad de la lluvia en el país durante el Siglo XXI. Por otro lado que la diferencia de las tendencias de TSM en el ENP y en el ATN provoca una disminución de la lluvia en México y una intensificación de los centros semipermanentes de alta presión superficial. Esta intensificación, a su vez, amplificará la diferencia de las tendencias de TSM (ya que los vientos alisios resultantes reducen la TSM sobre el ATN), y provocará que la sequía intraestival sea un mes más larga y más intensa que en el presente.

Referencias bibliográficas

- Alexander, M. A., Bladé, I., Newman, M., Lanzante, J. R., Lau, N. C., & Scott, J. D. (2002). The atmospheric bridge: The influence of ENOS teleconnections on air-sea interaction over the global oceans. *Journal of Climate*, 15(16), 2205-2231.
- Ashok, K., Behera, S. K., Rao, S. A., Weng, H., & Yamagata, T. (2007). El Niño Modoki and its possible teleconnection. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 112(C11).
- Cavazos, T., & Hastenrath S. L. (1990). Convection and rainfall over Mexico and their modulation by the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology* 10, 377-386.
- Cavazos, T. & Hewitson, B. C. (2005). Performance of NCEP variables in statistical downscaling of daily precipitation. *Climate Research*, 28, 95-107
- Chen, A., & Taylor, M. A. (2002). Investigating the link between early season Caribbean rainfall and the El Niño+ 1 year. *International Journal of Climatology*, 22(1), 87-106.
- Collins, W. J., Bellouin, N., Doutriaux-Boucher, M., Gedney, N., Halloran, P., Hinton, T., ... & Woodward, S. (2011). Development and evaluation of an Earth-system model–HadGEM2. *Geosci Model Dev Discuss*, 4(2), 997-1062.
- Coppola, E., Kucharski, F., Giorgi, F., & Molteni, F. (2005). Bimodality of the North Atlantic Oscillation in simulations with greenhouse gas forcing. *Geophysical research letters*, 32(23).
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., ... & Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553-597.
- Dickinson, R. E., Errico, R. M., Giorgi, F., & Bates, G. T. A. *Henderson-Sellers, and PJ Kennedy, 1993: Biosphere–Atmosphere Transfer Scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR community climate model. NCAR Tech. Note NCAR/TN-387+ STR.*

- Emanuel, K. A. (1991). A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 48(21), 2313-2329.
- Enfield, D. B. (1996). Relationships of inter-american rainfall to tropical Atlantic and Pacific SST variability. *Geophysical Research Letters*, 23(23), 3305-3308.
- Enfield, D. B., & Alfaro, E. J. (1999). The dependence of Caribbean rainfall on the interaction of the tropical Atlantic and Pacific Oceans. *Journal of Climate*, 12(7), 2093-2103.
- Englehart, P. J., & Douglas, A. V. (2004). Characterizing regional-scale variations in monthly and seasonal surface air temperature over Mexico. *International Journal of Climatology*, 24(15), 1897-1909.
- Englehart, P. J., & Douglas, A. V. (2009). Mexico's summer rainfall patterns: an analysis of regional modes and changes in their teleconnectivity. *Atmósfera*, 15(3).
- Fuentes-Franco, R., Coppola, E., Giorgi, F., Graef, F., & Pavia, E. G. (2013). Assessment of RegCM4 simulated inter-annual variability and daily-scale statistics of temperature and precipitation over Mexico. *Climate Dynamics*, 1-19.
- Gershunov, A., & Barnett, T. P. (1998). Interdecadal modulation of ENOS teleconnections. *Bulletin-American Meteorological Society*, 79, 2715-2726.
- Giannini, A., Kushnir, Y., & Cane, M. A. (2000). Interannual Variability of Caribbean Rainfall, ENOS, and the Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, 13(2), 297-311.
- Gill, A. (1980). Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106(449), 447-462.
- Giorgi, F., & Mearns, L. O. (1999). Introduction to special section: Regional climate modeling revisited. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 104(D6), 6335-6352.
- Giorgi, F. (2008). A simple equation for regional climate change and associated

- uncertainty. *Journal of Climate*, 21(7), 1589-1604.
- Giorgi, F., Jones, C., & Asrar, G. R. (2009). Cómo abordar las necesidades de información climática a nivel regional: el marco del CORDEX. *Boletín de la OMM*, 58(3), 175.
- Giorgi, F., Coppola, E., Solmon, F., Mariotti, L., Sylla, M. B., Bi, X., ... & Brankovic, C. (2012). RegCM4: model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains. *Climate Research*, 2, 7.
- Giorgi, F. (2013, April sometido a Climatic Change). The Phase I CORDEX REgCM hyper-MATrix (CREMA) experiment. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (Vol. 15, p. 3317).
- Grell, G. A. (1993). Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Monthly Weather Review*, 121(3), 764-787.
- Hastenrath, S. L. (1967). Rainfall distribution and regime in Central America. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B*, 15(3), 201-241.
- Hewitson, B. C., & Crane, R. G. (1996). Climate downscaling: techniques and application. *Climate Research*, 7, 85-95.
- Hoerling M. P., Kumar, A. (2000) Understanding and predicting extra-tropical teleconnections related to ENOS. *El Niño and the Southern Oscillation: Multi-scale variability, and global and regional impacts*, H Diaz and V Markgraf, Eds, Cambridge University Press, 57–88.
- Hu, Z. Z., Kumar, A., Huang, B., Xue, Y., Wang, W., & Jha, B. (2011). Persistent atmospheric and oceanic anomalies in the North Atlantic from summer 2009 to summer 2010. *Journal of Climate*, 24(22), 5812-5830.
- Jiang, X. A., Maloney, E. D., Li, J. L. F., & Waliser, D. E. (2012). Simulations of the Eastern North Pacific Intraseasonal Variability in CMIP5 GCMs. *Journal of Climate*, (2012).
- Klein, S. A., Soden, B. J., & Lau, N. C. (1999). Remote sea surface temperature variations during ENOS: Evidence for a tropical atmospheric bridge. *Journal of Climate*, 12(4), 917-932.
- Kozar, M. E., & Misra, V. (2012). Evaluation of twentieth-century Atlantic

- Warm Pool simulations in historical CMIP5 runs. *Climate Dynamics*, 1-17.
- Magaña, V. (2004) Los impactos del niño en México. Centro de Ciencias de la Atmósfera, Universidad Nacional Autónoma de México, Secretaría de Gobernación. 229 pp.
- Mantua, N. J., Hare, S. R., Zhang, Y., Wallace, J. M., & Francis, R. C. (1997). A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(6), 1069-1079.
- McCabe, G. J., & Dettinger, M. D. (1999). Decadal variations in the strength of ENOS teleconnections with precipitation in the western United States. *International Journal of Climatology*, 19(13), 1399-1410.
- Meehl, G., Covey, C., Delworth, T., Latif, M., McAvaney, B., Mitchell, J., ... & Taylor, K. (2007). The WCRP CMIP3 multi-model dataset: A new era in climate change research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88, 1383-1394.
- Méndez, M., & Magaña, V. (2010). Regional aspects of prolonged meteorological droughts over Mexico and Central America. *Journal of Climate*, 23(5), 1175-1188.
- Mitchell, T. D., & Jones, P. D. (2005). An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *International Journal of Climatology*, 25(6), 693-712.
- Mo, K. C., Chelliah, M., Carrera, M. L., Higgins, R. W., & Ebisuzaki, W. (2005). Atmospheric moisture transport over the United States and Mexico as evaluated in the NCEP regional reanalysis. *Journal of Hydrometeorology*, 6(5), 710-728.
- Oleson, K. W., Niu, G. Y., Yang, Z. L., Lawrence, D. M., Thornton, P. E., Lawrence, P. J., ... & Qian, T. (2008). Improvements to the Community Land Model and their impact on the hydrological cycle. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences (2005–2012)*, 113(G1).
- Pavia, E. G., & Badan, A. (1998). ENOS modulates rainfall in the Mediterranean Californias. *Geophysical Research Letters*, 25(20), 3855-3858.
- Pavia, E. G., Graef, F., & Reyes, J. (2006). ODP-ENSO effects in the climate of

- Mexico. *Journal of Climate*, 19(24), 6433-6438.
- Peña, M., & Douglas, M. W. (2002). Characteristics of wet and dry spells over the Pacific side of Central America during the rainy season. *Monthly weather review*, 130(12), 3054-3073.
- Portig, W. H. (1965). Central American rainfall. *Geographical Review*, 55(1), 68-90.
- Rauscher, S. A., Giorgi, F., Diffenbaugh, N. S., & Seth, A. (2008). Extension and intensification of the Meso-American mid-summer drought in the twenty-first century. *Climate DyMNAics*, 31(5), 551-571.
- Rauscher, S. A., Kucharski, F., & Enfield, D. B. (2011). The role of regional sst warming variations in the drying of meso-america in future climate projections. *Journal of Climate*, 24(7), 2003-2016.
- Schubert, S. D., Suarez, M. J., Pegion, P. J., Koster, R. D., & Bacmeister, J. T. (2004). Causes of long-term drought in the US Great Plains. *Journal of Climate*, 17(3), 485-503.
- Seager, R., Kushnir, Y., Ting, M., Cane, M., Naik, N., & Miller, J. (2008). Would Advance Knowledge of 1930s SSTs Have Allowed Prediction of the Dust Bowl Drought?. *Journal of Climate*, 21(13), 3261-3281.
- Seager, R., Ting, M., Davis, M., Cane, M., Naik, N., Nakamura, J., Li, C., Cook, E., Stahle, D. W. (2009) Mexican drought) an observational modeling and tree ring study of variability and climate change. *Atmósfera*, 22, 1-31.
- Sheffield, J., and coauthors, (2012). North American Climate in CMIP5 Experiments. Part I: Evaluation of 20th Century Continental and Regional Climatology. *J. Climate*, sometido 7/30/12.
- Taylor, M. A., Enfield, D. B., & Chen, A. A. (2002). Influence of the tropical Atlantic versus the tropical Pacific on Caribbean rainfall. *Journal of Geophysical Research*, 107(C9), 3127.
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., & Meehl, G. A. (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4), 485-498.

- Turrent, C., & Cavazos, T. (2009). Role of the land-sea thermal contrast in the interannual modulation of the North American Monsoon. *Geophysical Research Letters*, 36(2).
- Wallace, J. M., & Gutzler, D. S. (1981). Télécconnexions in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Monthly weather review*, 109(2), 784-812.
- Wang, C., & Enfield, D. B. (2001). The tropical Western Hemisphere warm pool. *Geophysical Research Letters*, 28(8), 1635-1638.
- Wang, C. (2007). Variability of the Caribbean low-level jet and its relations to climate. *Climate dyMNAics*, 29(4), 411-422.
- Wang, C., & Lee, S. K. (2007). Atlantic warm pool, Caribbean low-level jet, and their potential impact on Atlantic hurricanes. *Geophysical research letters*, 34(2).
- Wang, C., Lee, S. K., & Enfield, D. B. (2007). Impact of the Atlantic warm pool on the summer climate of the Western Hemisphere. *Journal of Climate*, 20(20), 5021-5040.
- Waylen, P. R., Caviedes, C. N., & Quesada, M. E. (1996). Interannual variability of monthly precipitation in Costa Rica. *Journal of Climate*, 9(10), 2606-2613.
- Zanchettin, D., Rubino, A., Matei, D., Bothe, O., & Jungclaus, J. H. (2013). Multidecadal-to-centennial SST variability in the MPI-ESM simulation ensemble for the last millennium. *Climate Dynamics*, 40(5-6), 1301-1318.
- Zhu CM, Lettenmaier DP (2007) Long-term climate and derived surface hydrology and energy flux data for Mexico, 1925–2004. *Journal of Climate*, 20, 1936-1946.