



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

EVALUACIÓN DE LA PREDECIBILIDAD DEL CLIMA
EN MÉXICO

Tesis, para obtener el grado de

Ingeniera Geofísica

Presenta:

Armenia Franco Díaz

Tutor de la tesis:

Dr. Víctor Orlando Magaña Rueda



Ciudad Universitaria

Febrero de 2012

Dedicatoria

A mi mamá, Argelia:

Por cada día a mi lado, por tu amor y apoyo incondicional durante toda mi vida. Por ser mi ejemplo de lucha y rectitud. Gracias, ma.

A mi papá, Carlos:

Por tu cariño y amor siempre constante, por todos los buenos ratos y vivencias memorables. Porque espero con ansia el día que nos volvamos a ver.

A mis abuelitos:

Por todo el apoyo que me han brindado a lo largo de los años y por la oportunidad de compartir mi vida con ustedes. Con veneración y eterna gratitud.

A Clemente:

Por tu compañía, tu amistad, tu amor y aliento para seguir adelante en la vida. Por tanta comprensión y apoyo en todo momento. Te amo, por siempre.

A mi hermano, Carlos:

Por tu compañía y apoyo, por todos los buenos recuerdos y vivencias en cada etapa de nuestra vida. Porque somos lo más cercano y parecido que tenemos en el mundo.

A mis tíos, primos y amigos:

Por todo el cariño, comprensión y apoyo durante todo este tiempo.

A la familia López Bravo:

Por todo el apoyo, cariño y buenos momentos que me han brindado desde el principio.

Con profundo amor, gracias.

Agradecimientos

Al Dr. Víctor Magaña, por la dirección, ayuda y confianza mostrada en la elaboración de este trabajo. Por todo el apoyo brindado a lo largo de mi incursión en las Ciencias de la Atmósfera.

Al Dr. Ernesto Caetano, por todas las sugerencias, ayuda y atención brindadas hacia mi trabajo de tesis y vida académica.

Al Dr. Tomás Morales, por el apoyo brindado para lograr un buen desempeño en la carrera.

A mis sinodales, Dra. Elba Villanueva, Dr. Carlos Ortiz, Dr. Víctor Magaña, Dr. Ernesto Caetano y Mtro. Mauricio Nava, por sus valiosas aportaciones a la realización de este trabajo.

Al Dr. Matías Méndez, por su buena disposición para atender mis dudas y compartir su conocimiento conmigo.

A mis compañeros del grupo de Clima y Sociedad del Instituto de Geografía, por todos los buenos momentos.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, que me ha brindado formación académica desde el bachillerato y de la que estoy muy orgullosa de pertenecer.

A la Facultad de Ingeniería y mis profesores, por permitir mi desarrollo académico y por compartir sus conocimientos conmigo.

Al Instituto de Geografía, por permitir la realización de este trabajo.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por otorgarme la beca a cargo del proyecto “UNA ESTRATEGIA PARA LA REDUCCIÓN DE RIESGOS METEOROLÓGICOS EN PROTECCIÓN CIVIL BASADA EN INFORMACIÓN DE TIEMPO Y CLIMA”

*La eterna alegría anima
el alma de la creación,
transmite la llama de la vida
por la fuerza misteriosa de los gérmenes;
es ella la que hace brotar la hierba,
la que transformó el caos en soles
dispersados por los espacios,
no sometidos por los astrónomos.
Todo lo que respira
lleva la alegría al seno de la buena naturaleza;
arrastra en pos de sí los seres y los pueblos;
ella es la que nos da
amigos en la adversidad,
el jugo de los racimos, las coronas de las gracias,
la sensualidad de los insectos...
Y el ángel para comparecer ante Dios.*

FIÓDOR M. DOSTOYEVSKI

Índice

CAPÍTULO 1	Introducción.....	1
1.1	El clima	1
1.2	Predecibilidad.....	4
1.3	El clima de México y el impacto del fenómeno ENOS.....	6
1.4	Predicción del clima	8
1.4.1	Pronóstico probabilístico del clima	10
1.5	Modelos GCMA.....	12
1.5.1	Procedimiento de pronóstico GCMA del IRI.....	13
1.5.2	Pronósticos de la TSM	13
1.5.3	Estimación de la habilidad de los GCMA	14
1.5.4	Modelo ECHAM 4.5	14
1.6	Métodos de reducción de escala.....	15
1.6.1	Método de reducción de escala estadístico y el análisis MOS	15
1.6.2	Método de reducción de escala dinámico.....	16
1.7	Objetivo de la Tesis.....	17
CAPÍTULO 2	Datos y metodología	18
2.1	Modelo ECHAM 4.5.....	18
2.2	Datos observados de precipitación NCEP.....	22
2.3	Datos observados de temperatura CRU.....	23
2.4	La representación del clima en funciones de densidad de probabilidad	24
2.4.1	La distribución continua de las variables de temperatura y precipitación.....	26
2.5	Metodología de evaluación 1 de precipitación (terciles calculados por observaciones)...	28
2.6	Metodología de evaluación 2 de precipitación (terciles calculados por miembros de ensamble)	29
2.7	Metodología de evaluación índice de Brier (BS)	30
2.7.1	Índice de habilidad de Brier en años de forzante ENOS	32
2.8	Pronóstico regionalizado de temperatura y precipitación con CPT.	33

CAPÍTULO 3	Resultados	36
3.1	Simulación del clima con el modelo ECHAM 4.5	36
3.1.1	Pronóstico estacional de precipitación	36
3.1.2	Pronóstico estacional de temperatura	56
CAPÍTULO 4	Conclusiones y trabajo futuro	63
	Referencias bibliográficas.....	66

Resumen

Se realizó un análisis retrospectivo de las salidas históricas de 24 miembros de ensamble del modelo del clima ECHAM 4.5, forzado con temperatura de superficie del mar. Se examinaron pronósticos de las variables temperatura y precipitación en periodos trimestrales: invierno (Diciembre-Enero-Febrero) y verano (Julio-Agosto-Septiembre), usando series de tiempo para el periodo de años 1979-2006. Se evaluó la habilidad del modelo en nueve regiones sobre México, empleando dos medidas empíricas y, adicionalmente, se empleó el índice de habilidad de Brier para comparar los resultados. Estos muestran que los pronósticos del ECHAM 4.5 mejoran al aplicárseles una reducción de escala, por medio de la Climate Predictability Tool (CPT). CPT reduce los errores sistemáticos e interpola a una escala espacial más fina, por medio de una función de transferencia calculada a partir de las componentes principales del campo observado. El método muestra ser de gran utilidad en predicciones de temperatura. En predicciones de precipitación mejora al predecir bajo condiciones El Niño y La Niña.

Abstract

A retrospective analysis of historical model output from a 24 member ensemble for the ECHAM 4.5 climate model. The climate model simulations were force with observed Sea Surface Temperature (SST). Temperature and precipitation predictions were examined for three months periods: winter (Dec-Jan-Feb) and summer (Jul-Aug-Sep), using time series for the 1979-2006 period. The climate model skill was evaluated over nine regions over Mexico. Two empirical indices were used to determine how good climate simulations could be. In addition, the Brier skill score was used to compare with the empirical methods. Results show that when ECHAM4.5 output improves when it is post processed by means of the Climate Predictability Tool (CPT). The CPT reduces systematic errors and interpolated to a finer spatial scale grid by means of a transfer function constructed with Principal Components of the observed fields. The method proves to be useful particularly for temperature predictions but for precipitation as well. The skill is further improved when the analyses are prepared for El Niño and La Niña conditions.

CAPÍTULO ♦ 1

Introducción

1.1 El clima

En cada región del planeta el clima es definido como la ‘síntesis del tiempo meteorológico’ para un lapso de tiempo largo, en el cual se pueden establecer las condiciones medias de las variables meteorológicas que experimenta una región en particular a lo largo del año. De forma más precisa, el clima corresponde a la componente estable de la evolución del sistema atmosférico, y debe ser representada por una función de densidad de probabilidades que refleje los rangos que una variable, como la temperatura o precipitación, puede alcanzar (Landa et al 2008) (fig. 1.1).

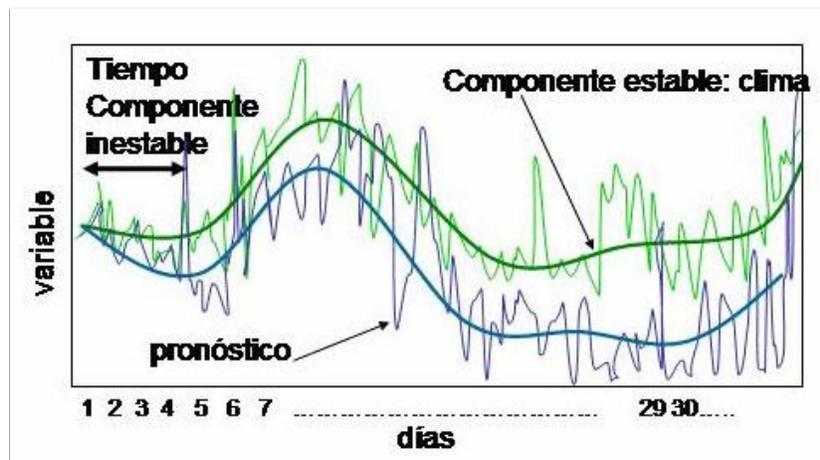


Figura 1.1: Representación de clima y tiempo. La línea delgada en verde representa al tiempo meteorológico, la línea gruesa en verde representa al clima; la línea delgada en azul representa el pronóstico del tiempo y la línea gruesa en azul al pronóstico del clima (tomado de Landa et al, 2008)

Los factores determinantes para el clima en la Tierra son la rotación y la inclinación del planeta con respecto a la eclíptica, ya que definen la cantidad de radiación que recibe el planeta; estos factores

también son conocidos como factores externos (Randall, 2004). A partir de la distribución contrastante de flujo de energía en el planeta, de la configuración de los océanos y continentes, el efecto de Coriolis, entre otros factores, surge la circulación general de la atmósfera.

Las circulaciones, principalmente oceánicas, determinan los contrastes zonales de temperatura de superficie del mar, clave en la generación de actividad convectiva en zonas tropicales. Las estaciones y el clima en trópicos y subtropicos son en gran medida reflejo de forzantes como la temperatura de superficie del mar (TSM) (Randall, 2004).

En 1963, el científico estadounidense Edward Lorenz ¹ demostró que el tiempo meteorológico no se puede pronosticar con suficiente confianza más allá de un lapso de 15 días, debido al comportamiento no lineal de la atmósfera, a lo que él denominó comportamiento caótico (caos). De ahí puede surgir la interrogante: ¿qué tipo de proyecciones se pueden hacer cuando se trata de clima? La respuesta está en la forma de abordar el problema, es decir, cuando se cambia lo determinístico (tiempo) para abordarse de modo probabilístico. El reto científico puede verse como aquel en el que se pasa de un problema de valor inicial a uno de condiciones de frontera. Los procesos que involucran cambios de variables en superficie, relacionadas con el tiempo meteorológico, dependen en gran medida de inestabilidades en el fluido atmosférico (eg. desarrollo de nubes cúmulus o tornados).

Por otra parte, el sistema climático responde a cambios en el forzamiento externo en modos sistemáticos y estadísticamente predecibles (Randall, 2004). Por ejemplo, una estación seca o lluviosa depende en gran medida de las condiciones de frontera (eg. TSM) que fuerzan las circulaciones casi estacionarias en gran parte del planeta, generando condiciones dominantes que llamamos clima (eg. El Niño y la Oscilación de Sur).

La habilidad para pronosticar el clima depende del modo en que son captados pequeños cambios en los forzantes que influyen el clima, también llamados forzantes del clima, y del conocimiento que existe sobre la relación que guardan con los patrones de circulación de la atmósfera. La importancia de los forzantes del clima proviene de los procesos físicos globales con los que están relacionados y las condiciones que desencadenan; cuando se anticipan las condiciones del forzante y se conocen sus consecuencias respecto a los patrones climáticos, se pueden anticipar fluctuaciones en el clima.

1. Edward Norton Lorenz (23 de mayo de 1917 – 16 de abril de 2008) fue un matemático y meteorólogo estadounidense, pionero en el desarrollo de la teoría del caos. Fue quien introdujo el concepto de atractores extraños y acuñó el término efecto mariposa.

El forzante que más impacta en el desarrollo del clima a nivel global en escalas interanuales y decadales es la TSM, principalmente en latitudes tropicales. A escala global, también son importantes la cobertura de nieve, la composición química de la atmósfera, cambios en la actividad solar, entre otros. En realidad se considera que los forzantes del clima varían mucho más lentamente que las variables del tiempo atmosférico (inestabilidades), por lo que permanecen casi constantes.

Se consideran condiciones forzantes del clima a:

- El Niño y Oscilación del Sur (ENOS, 6-12 meses)
- Humedad del suelo (2-4 semanas)
- Emisiones de volcanes que llegan a la estratósfera (1-2 años)
- Cambio en la concentración de gases de efecto invernadero
- Cambio de uso de suelo

El cambio de clima forzado por actividades antropogénicas se ha vuelto un tema de la mayor importancia, y gran parte de la agenda científica de nuestro tiempo trata de cambio climático (Magaña, comunicación personal). Las variaciones en los forzantes del clima son una fuente de predecibilidad a largo plazo (Kalnay, 2003). Los cambios en el clima son una combinación de influencias antropogénicas y la variabilidad natural, por lo que establecer la importancia de cada forzante ha llevado a una línea de investigación conocida como atribución (Magaña, comunicación personal). Es muy probable que el cambio en la composición atmosférica y uso de suelo en los trópicos por efecto antropogénico, tenga grandes efectos en las propiedades biofísicas de la superficie terrestre y, con ello, en el clima.

De los procesos climáticos anteriormente mencionados destacan El Niño y la Oscilación del Sur (ENOS), que corresponde a anomalías en la TSM del océano Pacífico tropical del este, como consecuencia del debilitamiento de los vientos alisios (Philander, 2004). Bajo condiciones neutrales los vientos alisios contienen las aguas cálidas del océano Pacífico hacia el oeste, y bajo condiciones La Niña los vientos alisios son tan intensos que provocan un enfriamiento de las aguas del Pacífico ecuatorial del centro y del este (Magaña et al, 1999).

Durante periodos El Niño, el calentamiento anómalo da paso al crecimiento de la columna de aire caliente y húmedo sobre las llamadas albercas calientes del océano Pacífico central (Webster, 1994), generando una inestabilidad en la atmósfera acoplada al océano que involucra un estado de coexistencia de altas y bajas presiones en el océano Pacífico del oeste y del este, respectivamente,

fenómeno que es denominado Oscilación del Sur. En el fenómeno ENOS también se involucra caos, aunque a una escala temporal estacional.

A la fase fría del fenómeno ENOS se le conoce como La Niña, episodio en el que el agua caliente y la convección se desplazan hacia el extremo oeste del océano Pacífico, una configuración similar a las condiciones neutrales pero con eventos más acentuados. Los fenómenos mencionados anteriormente forman parte de la variabilidad natural del clima. Debido a que el Pacífico es el océano más amplio del planeta, cada cambio en las condiciones promedio de este (como ocurre en episodios El Niño o La Niña), puede tener consecuencias en la temperatura, precipitación y vegetación de lugares alejados (IRI, 2011).

1.2 Predecibilidad

La caracterización del clima no se limita a condiciones promedio, sino que involucra una medida de la variabilidad y de los valores extremos. Es por ello que en años recientes se caracteriza al clima por una función de densidad de probabilidades. El reto, a la hora de proyectar el clima, es obtener una nueva función y comparar las probabilidades de que se presenten determinadas condiciones en un cierto rango, tanto en la condición definida como el clima normal, como en la pronosticada.

En 1969, Edward Lorenz definió predecibilidad como ‘el límite de precisión con el que es posible pronosticar’. De acuerdo con el Glosario de Meteorología, de la Sociedad Americana de Meteorología (AMS) ‘La predecibilidad es la medida en que los estados futuros de un sistema se pueden predecir, basados en el conocimiento de los estados actuales y anteriores del sistema.’ (AMS, 2010).

A pesar de que la variabilidad del clima es la consecuencia de un sistema intrínsecamente no lineal y del caos determinístico del sistema, se pueden entender y predecir, hasta cierto punto, aspectos de este sistema y su comportamiento. Lorenz (2006) determina que los límites de la predecibilidad están en función: (1) del sistema físico que se investiga, (2) las observaciones disponibles y (3) de los modelos dinámicos utilizados para simular el sistema. La predecibilidad toma forma únicamente en el contexto de los modelos y está en función del entendimiento del sistema y de la tecnología con la que se cuenta.

Se puede decir a priori que para los sistemas reales físicos, tales como el clima de la Tierra, no existe modelo perfecto, y nunca lo habrá. En consecuencia, siempre se limitará la predicción del clima a la predicción probabilística, ya que ningún sistema de pronóstico va a ser capaz de

proporcionar una predicción fiable con un solo resultado, es decir, con un pronóstico determinístico (IRI, 2010).

El Niño y La Niña representan uno de los factores más importantes de predecibilidad para los pronosticadores del clima (IRI, 2011). Lo que los hace tan importantes son sus efectos a nivel global, que a su vez son predecibles. Esto se traduce en una ligera mejora en la predicción de patrones de circulación, temperatura y precipitación en ciertas regiones del océano Pacífico y en grandes extensiones de latitudes extratropicales, principalmente en el invierno y principios de la primavera de cada hemisferio, siendo casi una tercera parte del total de continente la que tiene efectos positivos de predecibilidad (IRI, 2010). Actualmente resulta más predecible pronosticar bajo condiciones ENOS en el invierno del Hemisferio Norte (NOAA, 2007).

Las anomalías de TSM pueden persistir durante meses, estaciones e inclusive más tiempo, lo que lleva a aumentar el grado de predecibilidad del clima cuando se supone que la anomalía de TSM se mantendrá en el periodo de tiempo que se pronostica y se conocen los patrones climáticos de la atmósfera que las TSM son capaces de generar, así como sus consecuencias en variables como temperatura atmosférica y precipitación.

El fenómeno ENOS comienza a manifestarse entre los meses de abril y julio, y su duración puede variar sustancialmente entre cada evento (IRI, 2010). Dadas estas características, generalmente resulta más predecible pronosticar durante eventos ENOS cuando su desarrollo ha sido observado durante más tiempo, al contrario de pronosticar cuando apenas comienzan a desarrollarse, ya que pueden surgir grandes cambios que no puedan ser anticipados. En promedio, los eventos ENOS ocurren cada cuatro o siete años y los cambios correspondientes de TSM tienen patrones similares en cada evento, cubriendo una área extensa que surge a través de océano Pacífico como una "lengua" de cientos de kilómetros de longitud (IRI, 2011).

En contraste, existen otros fenómenos climáticos que están lejos de ser regulares, fuertes o prolongados. Otras anomalías de TSM en los trópicos, no relacionadas con el fenómeno ENOS tiene algunos impactos, pero sus patrones e impactos simplemente no están tan bien definidos como los del ENOS (Barnston, comunicación personal).

A partir de la década de 1980 el pronóstico del fenómeno ENOS ha tenido grandes avances, debido a que se han incrementado en gran medida las observaciones en superficie del Océano Pacífico. Sin embargo la complejidad de fenómeno ENOS hace que no se tenga un problema resuelto, debido a que involucra patrones de vientos en superficie y a su interacción con la dinámica de los océanos.

En ocasiones la migración de aguas cálidas hacia el este y la superficie ocurre de manera desorganizada, sin llegar a crear el fenómeno El Niño (IRI, 2010).

Las regiones tropicales de la Tierra contienen la TSM más cálidas, la convección atmosférica más profunda, la precipitación más abundante y, aproximadamente 17 km por arriba de la superficie, las temperaturas más frías del planeta; en los trópicos existe un fuerte gradiente de calor latente que desencadena una intensa circulación (Webster, 1994).

En la fase de transición entre líquido y vapor de agua, el incremento de presión de vapor de saturación se realiza de manera exponencial respecto a la temperatura. La ecuación de Clausius-Clapeyron (1.1) describe la dependencia no lineal de la presión de vapor de saturación con respecto a la temperatura,

$$\frac{d \ln e_s}{dT} = \frac{L_{c,s}}{R_v T^2} \quad (1.1)$$

donde L_c y L_s son calor latente de la evaporación y sublimación, respectivamente, R_v es la constante específica del vapor de agua, e_s es la presión de vapor de saturación y T la temperatura. La no linealidad de las fases de transición del agua es de una importancia fundamental en el clima de la Tierra.

Las altas TSM tropicales implican grandes columnas de aire cálido, movimientos verticales y gran contenido de humedad en la atmósfera más cercana a la superficie del mar. De lo anterior se explica porque las TSM tropicales impactan en gran medida al clima global, que a diferencia de las TSM extratropicales solo lo hacen en el clima local y no más allá de la costa. Las TSM del ecuador tienen una influencia en el clima por cientos de kilómetros fuera de latitudes tropicales y sus efectos son conocidos como teleconexiones (Magaña y Ambrizzi, 2005). Las teleconexiones son resultado de complicados mecanismos físicos y, al tratarse de anomalías, se acentúan sus efectos y se hacen presentes en el clima de los trópicos, de los trópicos hasta latitudes medias y en la propia circulación de latitudes medias, por ejemplo la oscilación del Atlántico Norte (IRI, 2010).

1.3 El clima de México y el impacto del fenómeno ENOS

Por su ubicación geográfica, la República Mexicana es afectada por sistemas meteorológicos de latitudes medias durante el invierno, y por sistemas tropicales en el verano (Magaña et al, 1999). De manera general puede decirse que el clima en México se ve afectado por interacciones dinámicas entre los trópicos y extratropicales, además de la ubicación espacial del continente con respecto al Océano Pacífico y Atlántico, su orografía y uso de suelo (Magaña et al, 1999).

El clima en México en su mayoría es del tipo monzónico. El régimen de lluvias puede dividirse en dos tipos: las lluvias de invierno y lluvias de verano. En invierno los sistemas meteorológicos que caracterizan la precipitación en México son de latitudes medias, entre los que se encuentran los ciclones de latitudes y los frentes fríos (Méndez, 2010). Se explica que la lluvia que deja a su paso un frente frío en territorio mexicano es efecto de una masa de aire frío que viaja del norte de América hacia el Golfo de México, dónde se produce una disminución de temperatura que afecta principalmente a los estados del sureste mexicano.

En territorio mexicano las lluvias más intensas ocurren en verano y, dependiendo de la región, comienzan en los meses de mayo o junio, y culminan en septiembre y octubre. Cerca del 60% del total de precipitaciones anuales en el país ocurren en verano y se les asocia a varios tipos de estructuras meteorológicas, entre las que destacan:

- La zona intertropical de convergencia
- El monzón mexicano
- Las ondas del este y
- Los huracanes del Pacífico, el Caribe y Golfo de México.

Durante la temporada de verano en la región del centro y sur de México se presentan dos máximos y dos mínimos de precipitación, que corresponden a junio y septiembre, y a junio y agosto, respectivamente. Este fenómeno es conocido como sequía de medio verano, canícula, etc. (Magaña et al, 1999).

El impacto de fenómeno ENOS tiene diversas formas de presentarse, lo que depende en gran medida de la ubicación geográfica, la magnitud de la anomalía en las TSM del océano Pacífico y época del año. En México el impacto del fenómeno ENOS tienen una firma muy particular. Durante veranos El Niño las lluvias disminuyen en gran parte del territorio mexicano, principalmente en el centro y sur. Por otro lado, durante veranos La Niña, las lluvias son cercanas a lo normal o por arriba de lo normal en todo el territorio. También existen regiones en Chihuahua o en el norte de Sinaloa donde los veranos El Niño o veranos La Niña, la anomalía de precipitación es negativa. Esta situación permite concluir que la variabilidad del clima no está por completo determinada por el fenómeno ENOS; existen otras formas de variabilidad del clima cuyo origen sigue en estudio. Por ejemplo, la Oscilación Multidecadal del Atlántico es un caso fundamental que permite entender las sequías de duración de más de un año en territorio mexicano (Landa et al, 2008).

La Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO, por sus siglas en inglés) es un modo de variabilidad que tiene ocurrencia en el océano Atlántico y que se expresa como una serie de cambios en la TSM, con episodios de fase fría y caliente que pueden durar entre 20 y 40 años, con diferencias de más de 1 °C entre extremos. Estos cambios son probablemente naturales y se cree que han ocurrido desde los últimos 1000 años (NOAA, 2011). La AMO puede definirse como el primer modo de variabilidad de las anomalías TSM en el Atlántico Norte (Méndez, 2010). La AMO parece afectar la mayoría del Atlántico Norte, desde el ecuador hasta Groenlandia del mismo modo, inclusive una parte del Pacífico norte parece verse afectada.

La AMO se involucra con patrones de lluvia y precipitación en el hemisferio norte, principalmente a Norteamérica y Europa y puede asociársele con cambios en la frecuencia de las sequías en el primero y con la frecuencia de huracanes intensos en el Atlántico. La fase caliente de la AMO se asocia con sequías que tienden a ser más frecuentes y severas. Para el caso específico del clima de México, se ha explorado muy poco el impacto que la AMO tiene (Méndez, 2010).

A diferencia de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, por sus siglas en inglés), los modelos numéricos han sido incapaces de predecir los ciclos AMO con exactitud. Lo anterior se debe a que se cuenta con, aproximadamente, 130 a 150 años de datos meteorológicos observados, los cuales, en términos estadísticos, son muy pocos para su descripción (ICECAP, 2011).

La PDO es un patrón de cambio de fase de TSM de escala interdecadal, de alrededor de 20 a 30 años, que tiene lugar en el océano Pacífico Norte (arriba de los 20°N) y tiene un fuerte impacto en la variabilidad del clima. Durante la fase caliente o positiva, el Pacífico del este tiende a TSM frías, y parte del oeste tiende a temperaturas tibias; durante eventos fríos o negativos ocurre lo contrario.

1.4 Predicción del clima

Existen diversos métodos válidos y actuales con los que se pronostica el clima (IRI, 2010):

- Modelos de Circulación General de la Atmósfera (GCMA, por sus siglas en inglés) forzados con campos de TSM pronosticada.
- Modelos de Circulación Acoplados océano-atmósfera-tierra (AMC, por sus siglas en inglés).

- Modelos Regionales del Clima de Alta Resolución, forzados con los campos de las variables pronosticadas de los AMC y los GCMA.
- Transformaciones estadísticas de las salidas, y/o combinaciones estadísticas de los modelos anteriores.
- Modelos estadísticos diseñados para capturar la física y dinámica del sistema de evolución climática en una serie de relaciones estadísticas basadas en datos de observaciones históricos. Las ecuaciones fundamentales del pronóstico del clima no son utilizadas.

Los modelos dinámicos globales proveen las bases de la predicción probabilística del clima, entre los que se encuentran los GCMA.

En el caso de los modelos estadísticos, los predictores, como la TSM de ciertas regiones clave, pueden utilizarse para inferir las consecuencias del clima, basados en correlaciones hechas para los últimos 40 años, aproximadamente, por ejemplo la región Niño 3.4 en el centro-este del Pacífico tropical (fig. 1.2). A este proceso se le denomina construcción por años análogos. En el Instituto Internacional de Investigaciones del Clima y La Sociedad (IRI), de la Universidad de Columbia, tales previsiones estadísticas a menudo se combinan con la dinámica de las previsiones de GCMA para producir una predicción final para las próximas dos temporadas (IRI, 2010).

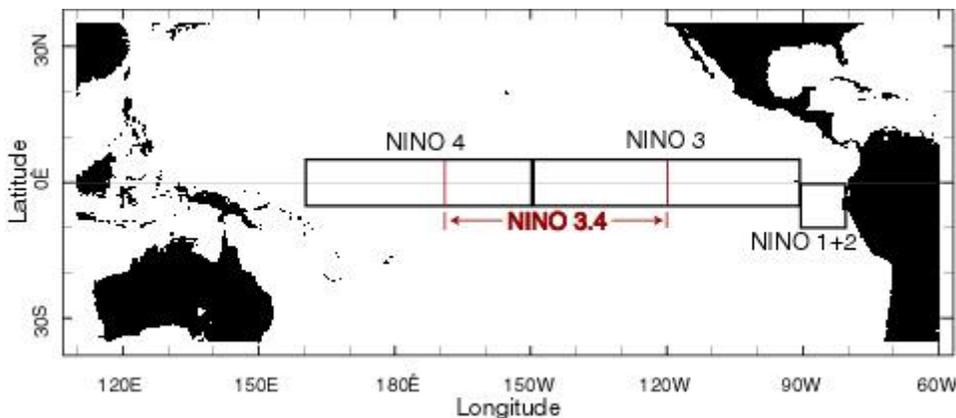


Figura 1.2: Regiones El Niño (tomada de <http://iri.columbia.edu/climate/ENOS>)

1.4.1 Pronóstico probabilístico del clima

La incertidumbre de un modelo es causada, entre otros factores, por la impredecibilidad de eventos individuales del tiempo que ocurren dentro del periodo de pronóstico y que pueden ser demasiado fuertes u ocurrir con mucha frecuencia (IRI, 2010).

Como se mencionó anteriormente, los modelos de pronóstico del clima pueden ser estadísticos o dinámicos. Los GCMA son del tipo dinámico, ya que pronostican precipitación y temperatura a partir de los patrones de circulación del aire del planeta. Los pronósticos del clima dependen fundamentalmente de los patrones pronosticados de TSM para el mismo lapso de tiempo que son aplicadas las ecuaciones de movimiento del GCMA. Cabe mencionar que las salidas del GCMA son usadas como condiciones de frontera en modelos de pronóstico del tiempo. Los diferentes modelos de tiempo generalmente usan las mismas ecuaciones fundamentales, pero varían en la forma de parametrizar los procesos de disminución de escala, el tratamiento de las condiciones de frontera y la asimilación de datos (Rajagopalan et al, 2002).

Ningún modelo de pronóstico del clima es perfecto, por lo tanto el modelo en sí introduce incertidumbre al momento de pronosticar (Randall, 2004). Por la naturaleza del problema de pronosticar el clima, este debe ser presentado junto con su incertidumbre y para ello se debe realizar un pronóstico de probabilidades; las probabilidades reflejan lo que se sabe y lo que se ignora acerca del comportamiento de la atmósfera y la capacidad que se tiene para modelar el clima. El pronóstico de probabilidades se genera usando la técnica de ensambles, que consiste en hacer varios experimentos, introduciendo al modelo condiciones iniciales de la atmósfera que difieran ligeramente entre sí. Las dos razones principales para justificar el uso de ensambles en el pronóstico proviene del error de pronóstico (incertidumbre), que proviene de cada proceso numérico del sistema de predicción, es decir del sistema de observaciones, sistema de análisis y el modelo de pronóstico (procesos dinámicos, computación, parametrizaciones físicas) (Zhu, 2005).

En décadas pasadas, Lorenz sugería que en un modelo el error del pronóstico puede crecer muy rápidamente a diferentes escalas, sin importar cuán pequeño fuese el error inicialmente. Los pronósticos por ensamble capturan las probabilidades de que ocurra un evento y el rango de incertidumbre inherente a cada experimento (Meted UCAR, 2010), a la vez que reduce el error.

La técnica de ensambles (fig. 1.3) ofrece múltiples ventajas, entre las que destaca la capacidad de evaluar la dispersión de los experimentos, lo que depende de que el ensamble contenga el número adecuado de experimentos y de la diferencia entre las condiciones iniciales, mismas que definen en

gran medida la predecibilidad del clima. Cuando el conjunto de miembros del ensamble arroja predicciones similares se puede tener mayor confianza en el pronóstico, a diferencia de las predicciones que muestran una mayor dispersión y que sugiere mayor incertidumbre en el pronóstico. Las probabilidades del pronóstico son un reflejo de la dispersión que existe entre los miembros del ensamble (IRI, 2010). Los beneficios de la técnica de ensambles se derivan principalmente del promediar aquellos elementos que difieran mucho de otros elementos, mientras enfatiza las características que son compartidas en general por los miembros del ensamble (Wilks, 2006).

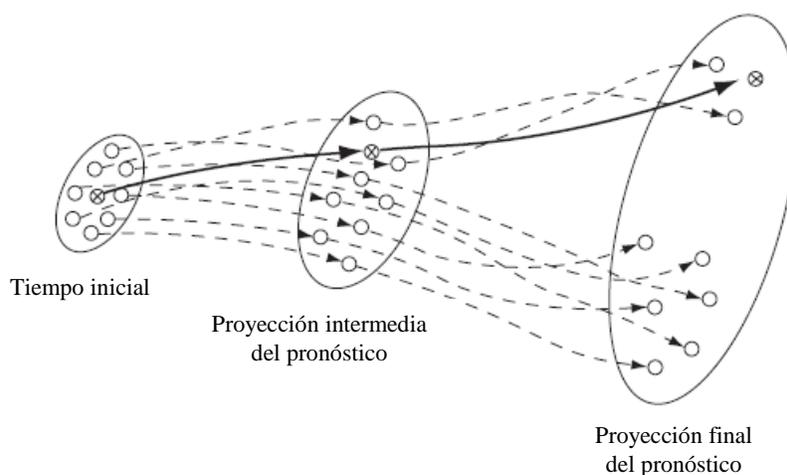


Figura 1.3: Representación esquemática de algunos conceptos del pronóstico por ensambles. La línea continua representa un pronóstico determinístico, las líneas punteadas representan la evolución individual de los miembros del ensamble (tomado de Wilks, 2006)

El éxito al pronosticar depende principalmente de dos factores: (a) la comprensión y conocimiento que se tenga sobre los procesos naturales y (b) la naturaleza de los procesos para ser previstos. El incremento en la predecibilidad siempre corresponde a un decremento en la incertidumbre. El decremento del error que proporcionan los ensambles incrementa la predecibilidad (Zhu, 2005). Además, la estimación de la predecibilidad del clima depende de las condiciones experimentadas por los forzantes al momento de pronosticar.

Para mejorar la predecibilidad del clima se ha demostrado que un ensamble de numerosos miembros es requerido cuando los forzantes tropicales son débiles o moderados (Shukla y Kinter, 2006). La tendencia actual en materia de pronóstico del clima es hacer pronóstico por ensambles utilizando múltiples GCMA. Hasta el momento se ha demostrado que el pronóstico por ensambles de múltiples modelos supera en resultados a aquellos que utilizan un solo modelo (Palmer, 2004). La poca exploración que se ha hecho respecto a los ensambles de múltiples modelos se debe principalmente a las limitaciones en los recursos computacionales.

Otra limitante en la predecibilidad del clima es la dificultad que representa la inicialización de los modelos acoplados océano-atmósfera-tierra. Los avances en esta materia van encaminados a la asimilación de datos, que implica la extracción y corrección de los datos disponibles y usables. A lo anterior se añade que el sistema climático tiene modos de variabilidad, es decir, cambios climáticos que se producen a corto plazo, estacionales, decadales y por milenios, cuyo peso cambia dependiendo de forzantes externos (radiación, aerosoles, composición de la atmósfera, etc.). Debido a la interacción de estos modos que dependen del acoplamiento entre el océano, la atmósfera y la tierra, no son necesariamente declarados en el proceso de inicialización de los modelos acoplados (Shukla y Kinter, 2006).

La habilidad del pronóstico en los océanos Atlántico e Índico se encuentra bajo investigación, en parte obstaculizado por la falta de observaciones en superficie. Esta situación ha alentado a que algunos modelos acoplados se ejecuten sólo en el Pacífico tropical, en lugar de un dominio mundial, y centrarse en la predicción de anomalías de TSM asociadas con el fenómeno ENOS (IRI, 2010). Las predicciones de precipitación son menos confiables que las de temperatura, tomando en cuenta que la precipitación es más variable, tiene una escala de correlación espacial más pequeña y no tiene una distribución normal. Por otro lado, existe mayor predecibilidad en el invierno que el verano y es mayor en las latitudes medias que en los trópicos, debido a que el valor de saturación de error del pronóstico es mucho mayor en el invierno y en las latitudes medias (Shukla y Kinter, 2006).

Mientras que la habilidad del pronóstico para precipitación media global es alta durante episodios ENOS, no ocurre lo mismo para temperatura; en esta última la habilidad suele ser más alta en eventos El Niño y más baja en eventos La Niña (IRI, 2011). Lo anterior se debe a que los GCMA como el ECHAM4.5 consideran en su análisis concentraciones globales de gases de efecto invernadero en la atmósfera similares a las que había a mediados de década de 1990. Sin embargo esas concentraciones se han incrementado sustancialmente a la par de la temperatura global. Junto con la tendencia de La Niña a temperaturas frías (especialmente en los trópicos), el pronóstico de estos GCMA tienden a subestimar la temperatura durante eventos La Niña (Barnston, 2010).

1.5 Modelos GCMA

Para hacer un pronóstico estacional o mensual del clima se hace uso de los GCMA. Los GCMA son algoritmos matemáticos de principios físicos fundamentales que buscan simular el clima en la Tierra, en una escala temporal de meses, años y décadas pasadas o futuras. Estos algoritmos

describen las leyes físicas que gobiernan el sistema atmósfera-océano-tierra, es decir, las leyes de la termodinámica y del movimiento de Newton, y tienen el fin de pronosticar cambios de las variables atmosféricas en latitud, longitud y altura.

Los GCMA tratan de representar todos los procesos importantes que tienen lugar en la atmósfera, a un nivel global y en escalas de tiempo variadas. En los GCMA se discretizan en cuatro dimensiones las ecuaciones de movimiento de fluidos y de transferencia de energía, y las integran en el tiempo. También contienen parametrizaciones de procesos que se producen en escalas demasiado pequeñas para ser resueltas directamente, tales como la convección (IRI, 2010). Los GCMA usan las TSM como condiciones de frontera, y son de escala global, de modo que no cuenta con fronteras horizontales. Las condiciones de fronteras verticales están dadas entre la tropósfera y la estratósfera. Dependiendo del grado de detalle que el modelo contenga sobre la física de la superficie, será la aproximación obtenida al examinar las interacciones entre la tierra-atmósfera y océano-atmósfera.

1.5.1 Procedimiento de pronóstico GCMA del IRI

En el IRI, la primera parte del proceso de pronosticar el clima consiste en pronosticar las anomalías TSM para dos temporadas objetivo o niveles. En el primer periodo se utilizan las anomalías de TSM observadas durante el último mes, junto con las TSM pronosticadas. Cabe mencionar que los pronósticos hechos con TSM persistentes pueden ser representativos principalmente en regiones donde el pronóstico TSM no suele ser muy acertado. Para la segunda temporada objetivo no debe aproximarse el comportamiento de las TSM como persistente, ya que en muchas regiones las TSM pueden cambiar significativamente en un periodo de 4 a 6 meses (IRI, 2010), por lo que solo se emplean los pronósticos de TSM.

1.5.2 Pronósticos de la TSM

Los pronósticos de las TSM son hechos usando la combinación de modelos dinámicos y estadísticos. Entre los modelos dinámicos que se han utilizado en el IRI para un rango espacial entre 30°N a 25°S y 70°W a 120°E está el del Centro Nacional para la Predicción Ambiental (NCEP) y el del Centro Europeo de Predicción del Tiempo a Mediano Plazo (ECMWF). En latitudes extratropicales las TSM son pronosticadas de acuerdo al ciclo climatológico anual (IRI, 2010).

Una vez que se cuenta con los valores pronosticados de TSM, éstos son utilizados como condiciones de frontera en el GCMA para pronosticar el clima global. Se realizan un número determinado de experimentos del GCMA con los mismos valores de TSM pronosticados, pero cada uno con valores distintos de condiciones iniciales en la atmósfera.

1.5.3 Estimación de la habilidad de los GCMA

El análisis retrospectivo es una de las formas de analizar la habilidad del GCMA al pronosticar. Éste consiste en realizar experimentos utilizando la TSM observada o reconstruida con análogos durante los últimos años como condición de frontera. Las salidas del modelo son comparadas con las observaciones correspondientes. Para tener un resultado completo, el análisis se debe hacer para un periodo amplio de años, además de que debe de contar con observaciones y reconstrucciones de TSM confiables. Este análisis da una aproximación sobre las regiones que tiene un grado mayor o menor de predecibilidad, y permite asociarlos a patrones de anomalía TSM (ENOS) en determinadas épocas del año (IRI, 2010). Esto además es asociable a patrones climáticos variados, como la sequía y lluvias intensas, así como altas y bajas temperaturas.

1.5.4 Modelo ECHAM 4.5

El modelo ECHAM 4.5 pertenece a la cuarta generación de los GCMA desarrollados por el Instituto de Meteorología Max Planck (MPI, por sus siglas en inglés) de Alemania, mismo que tiene como primer antecedente al modelo espectral de predicción del tiempo del Centro Europeo de Pronóstico a Mediano Plazo (ECMWF, por sus siglas en inglés). La versión 4.5, utilizada en este trabajo, es una adaptación hecha por el IRI.

El ECHAM 4.5 está basado en las ecuaciones primitivas para la atmósfera. Las variables que pronostica son vorticidad, divergencia, presión en superficie, temperatura, humedad específica, relación de mezcla del total de nubes precipitables (fase agua y hielo juntas) y, de manera opcional, el número de gases traza y aerosoles (Roeckner et al, 1996).

El pronóstico de las variables, exceptuando las compuestas por agua o gases traza, está representado por series truncadas de armónicos esféricos con truncación triangular en el número de onda 42 (T42). La resolución espacial varía alrededor de los $2.8^\circ \times 2.8^\circ$ en latitud y longitud. El dominio vertical se extiende por arriba de los 10 hPa, correspondiente a una altura aproximada de 30 km. Utiliza las coordenadas de presión sigma, con 18 espacios irregulares, donde el

espaciamiento mayor se otorga en la capa límite atmosférica (Roeckner et al, 1996). En el modelo los ciclos estacionales y diurnos son simulados en el forzante solar.

Los transportes de vapor de agua, nubes que precipitan y elementos traza son calculados usando un esquema semi-Lagrangiano. Muchos de los datos de continente permanecen estáticos durante la corrida, como es el caso de la orografía, el albedo, tipo de vegetación e índice de hojas y en el caso de suelo, capacidad de retención de agua y capacidad calorífica y conductividad térmica.

1.6 Métodos de reducción de escala

Las salidas de las variables de pronóstico del GCMA tienen resoluciones que van de los 100 kilómetros a los 300 kilómetros (resolución de escala global) aproximadamente. Sin embargo estas resoluciones no suelen capturar detalles que involucran la orografía, perturbaciones ciclónicas o eventos de resolución similar (Wigley, 2004). Para ciertos aspectos resulta importante tener información referenciada a escalas locales o regionales, es decir de los 10 a los 100 kilómetros. El método para producir información a escala local o regional a partir de las salidas de un GCMA es el llamado método de reducción de escala, también conocido como downscaling.

A grandes rasgos, la reducción de escala implica el tratamiento matemático de las variables de salida originales del GCMA, para corregir además patrones en posición y magnitud de las variables. Estos métodos de reducción a escala, pueden ser del tipo: 1) estadístico, 2) dinámico o 3) por generadores estocásticos.

1.6.1 Método de reducción de escala estadístico y el análisis MOS

El método estadístico (también conocido como empirical downscaling) es una herramienta utilizada para reducir de escala la información del GCMA a una resolución más fina, la cual involucra la validación y aplicación de un modelo estadístico, usualmente basado en técnicas de *Model Output Statistics* (MOS), constituida de ecuaciones de regresión que identifican relaciones empíricas entre a los predictores de escala regional con las variables climáticas locales (también conocidas como predictandos). Esta técnica es ampliamente utilizada, dada su capacidad de incluir directamente en las ecuaciones de regresión la influencia característica de diferentes GCMA en proyecciones futuras (Wilks, 2006). Las ecuaciones de regresión MOS están desarrolladas para el predictando, usando el pronóstico de futuros valores predictores del GCMA.

A diferencia del método dinámico, el método estadístico requiere pocos recursos computacionales para concretarse, además presenta la ventaja de poder analizar múltiples salidas o ensambles del GCMA (Wigley, 2004). El objetivo del método estadístico es encontrar la función de transferencia (o relación estadística) entre el predictor y el predictando, misma que puede ser encontrada por medio de una variedad de métodos de regresión estadística del MOS. En el MOS las ecuaciones de predicción están construidas en base a correlaciones entre las variables predictoras y los valores predictandos futuros. El predictando del pronóstico para un tiempo t está expresado en la función de regresión f_{MOS} , usando un vector predictor de variables, x_t , que pertenece al tiempo futuro t , pero es conocido en el tiempo θ cuando el pronóstico será usado

$$\hat{y}_t = f_{MOS}(x_t) \quad (1.2)$$

El proceso de desarrollo del MOS permite compensaciones de los errores sistemáticos ocurridos cuando el pronóstico es construido. En la reducción de escala estadística se asume que los predictores son confiables y la función de transferencia derivada de esta es estable en el tiempo, de modo que puede aplicarse en futuros análisis (Wigley, 2004).

Los pronósticos pueden presentar algunas estructuras espaciales si los predictandos involucran patrones a largas escalas, que son generados através de ecuaciones de regresión, como el Análisis de Componentes Principales (ACP) (Drosdowsky y Zhang, 2003). El ACP es un modo eficiente de capturar los patrones espaciales del predictor y del predictando, buscando la proyección según la cual los datos queden mejor representados en términos de mínimos cuadrados. En este análisis solo los predictores son expresados como componentes principales (Wigley, 2004).

Una extensión del APC es el Análisis de Correlaciones Canónicas (ACC). El objetivo del ACC es buscar las relaciones lineales que pueda haber entre dos grupos de variables y la validez de las mismas.

1.6.2 Método de reducción de escala dinámico

La reducción de escala dinámica consiste en ajustar las salidas de un GCMA a un modelo regional del clima (MRC), proceso conocido como anidamiento. El MRC es de resolución menor a la del GCMA, de modo que contiene diversas especificaciones sobre la topografía, uso suelo, patrones de circulación, entre otros, a mayor detalle que el GCMA.

La reducción de escala dinámica utiliza métodos numéricos que permiten reflejar cómo los GCMA influyen en condiciones del clima locales, es decir, toma la influencia de los patrones de circulación general de la atmósfera y los involucra en el proceso de modelación regional. Para lo anterior el MRC requiere de algunas variables de salida del GCMA, como los flujos variantes en el tiempo de calor, masa, humedad, momento, agentes forzantes (i.e. Aerosoles) provenientes del reanálisis de GCMA.

Los dos métodos anteriormente mencionados son estimadores, pero pueden generar información local para su uso. En este trabajo se aplica el método estadístico de reducción de escala para corregir las salidas de precipitación de un GCMA.

1.7 Objetivo de la Tesis

El objetivo de la tesis es realizar la evaluación del pronóstico de precipitación y temperatura del modelo ECHAM 4.5 sobre territorio mexicano. Se busca definir la habilidad del modelo en nueve regiones sobre México, tanto en el pronóstico original como en el pronóstico después de haberle aplicado un método de reducción de escala estadístico, por medio de la Climate Predictability Tool (CPT, por sus siglas en inglés), desarrollada en el IRI, y que puede definirse como una herramienta de predecibilidad del clima. Con ello se busca detectar regiones, estaciones y condiciones de forzante TSM (El Niño o La Niña) donde se tiene mayor predecibilidad al pronosticar el clima. Además, se busca definir la metodología más apropiada para la evaluación del pronóstico, a fin de determinar el modo correcto de representar las predicciones del ECHAM 4.5 en el país.

CAPÍTULO ♦ 2

Datos y metodología.

2.1 Modelo ECHAM 4.5.

Los datos climáticos utilizados como predictores de precipitación y temperatura corresponden a un análisis retrospectivo de pronóstico de 24 miembros de ensamble del GCMA ECHAM 4.5 (T42, L18), forzados con TSM construidas con años análogos, introducidas como condiciones de frontera en océanos tropicales (30S-30N) (van den Dool, 1994). Sobre latitudes extra-tropicales, las anomalías TSM fueron establecidas como persistentes y se aplicaron según el ciclo climatológico anual. El periodo analizado abarca los años de 1979 a 2006 para temperatura, y 1979-2007 para precipitación.

El plazo de pronóstico se define como la diferencia entre el mes en que el pronóstico fue hecho (mes inicial) y el mes que se pronosticó (mes objetivo). El plazo de pronóstico utilizado en este análisis es de cero, uno y dos meses, centrándose en dos periodos trimestrales, uno para verano y otro para invierno, con distintas condiciones iniciales que se explican en la tabla 2.1.

Tabla 2.1: Relación de trimestres analizados para las salidas de pronóstico mensuales del ECHAM 4.5

<i>Mes inicial</i>	<i>Mes objetivo (plazo en meses)</i>	<i>Estación correspondiente</i>	<i>Trimestre analizado (abreviación)</i>
Julio	Julio (0), Agosto (1) y Septiembre (2)	Verano	Julio- Agosto-Septiembre (JAS)
Mayo	Julio (2), Agosto (3) y Septiembre (4)	Verano	Julio-Agosto-Septiembre (JAS a2m)
Diciembre	Diciembre (0), Enero (1) y Febrero (2)	Invierno	Diciembre-Enero-Febrero(DEF)

Octubre	Diciembre (2), Enero (3) y Febrero (4)	Invierno	Diciembre-Enero-Febrero(DEF a2m)
---------	--	----------	----------------------------------

El primer trimestre de interés analizado corresponde a la estación de invierno e incluye los meses de diciembre, enero y febrero, con condición inicial en diciembre (DEF) y octubre (DEF a2m). El segundo trimestre de interés corresponde al verano e incluye los meses de julio, agosto y septiembre, con condición inicial en julio (JAS) y mayo (JAS a2m). Ambos análisis se realizaron como promedios trimestrales para el periodo de 1979-2007.

Los datos de salida originales de cada miembro del ensamble cuentan con una resolución aproximada de 2.8° en latitud y 2.8° en longitud. Para este análisis se dividió el territorio de México en nueve regiones de interés (fig. 2.1), basándose en el dominio original de salida y en los patrones de climatología trimestral (JAS y DEF) observada (figs. 2.2a y 2.2b) y de pronóstico del GCMA (figs. 2.3a y 2.3b). Para la división del dominio de estudio, se siguió un análisis de coherencia en la evolución de la precipitación, es decir, el ciclo anual debe ser similar en todos los puntos del dominio de la región. Lo anterior se logró comparando puntos de malla continuos que oscilaran dentro de un rango similar de precipitación, a lo largo del periodo de análisis. Finalmente los puntos que coincidieron se agruparon para definir regiones en particular.

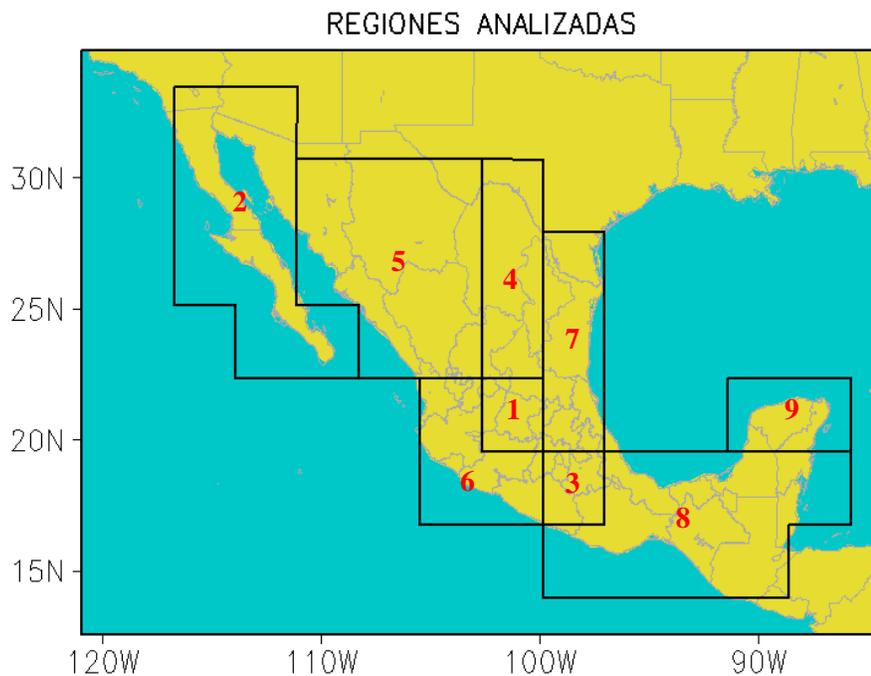
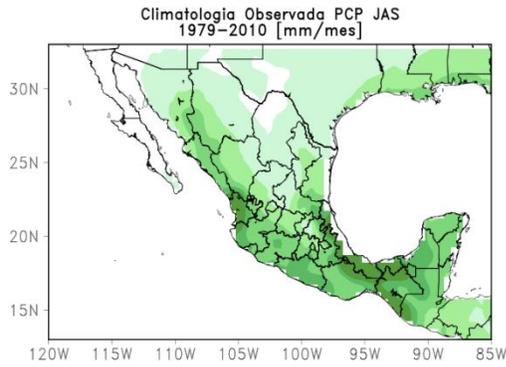


Figura 2.1: Delimitación de las regiones analizadas y su numeración

a



b

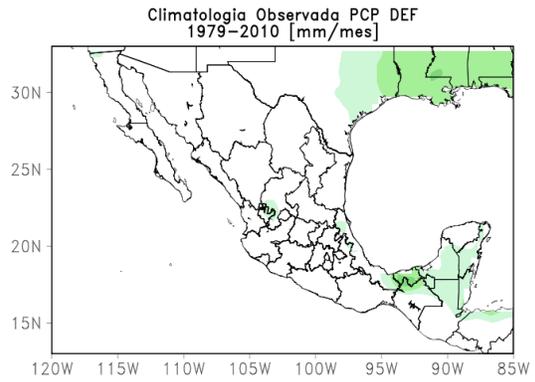


Figura 2.2: Climatología observada NCEP (1979-2010) de precipitación acumulada (mm/mes), para los trimestres (a) JAS y (b) DEF

a

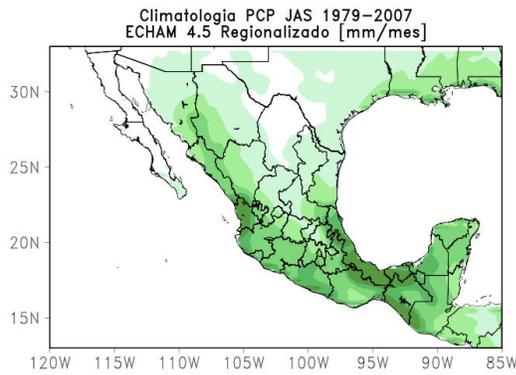


b



Figura 2.3: Climatología de precipitación acumulada (mm/mes) del modelo ECHAM 4.5 (1979-2007), para los trimestres (a) JAS y (b) DEF

a



b

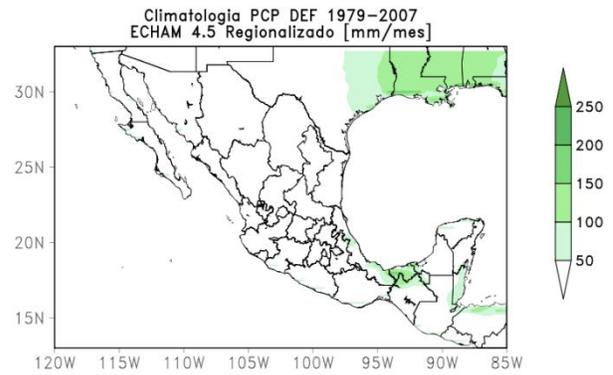


Figura 2.4: Climatología de precipitación acumulada (mm/mes) del modelo ECHAM 4.5 regionalizado (1979-2007), para los trimestres (a) JAS y (b) DEF

El dominio de las nueve regiones definidas y los estados que abarcan se describen en la tabla 2.2.

Tabla 2.2 Dominio y estados de México de las nueve regiones analizadas

Región (número)	Dominio en Latitud	Dominio en Longitud	Puntos de malla	Estados de México y parte de ellos que abarca
Bajío (1)	19.53N - 22.32N	102.65W - 99.84W	uno	Guanajuato Aguascalientes Zacatecas Jalisco Querétaro San Luis Potosí
Baja California (2)	22.32N - 25.11N 25.11N - 33.48N	113.90W - 108.28W 116.71W - 111.09W	ocho	Baja California Baja California Sur Sonora
Centro (3)	16.74N - 19.53N	99.84W - 97.03W	uno	Distrito Federal Morelos Puebla Tlaxcala Edo. De México
Coahuila (4)	19.53N - 30.69N	102.28W - 99.84W	tres	Coahuila Nuevo León Zacatecas San Luis Potosí

Noroeste (5)	22.32N – 25.11N 25.11N – 30.69N	108.28W – 102.65W 111.09W – 102.65W	ocho	Chihuahua Sonora Sinaloa Durango Coahuila
Occidente (6)	16.74N – 19.53N 19.53N – 22.32N	105.46W – 99.84W 105.46W – 102.5W	tres	Jalisco Nayarit Colima Michoacán Guerrero
Oriente (7)	19.53N – 27.90N	99.84W – 97.03	tres	Tamaulipas Hidalgo Nuevo León Veracruz Querétaro Puebla
Sureste (8)	13.95N – 16.74N 16.74N – 19.53N	99.84W – 88.59W 97.03W – 85.78W	ocho	Chiapas Tabasco Oaxaca Veracruz Campeche Quintana Roo
Yucatán (9)	19.53N – 22.52N	91.40W – 85.78W	dos	Yucatán Quintana Roo Campeche

Se obtuvo un promedio de precipitación acumulada mensual por miembro del ensamble a resolución original. Se seleccionaron los puntos de malla correspondientes a cada una de las regiones, y se obtuvo un promedio mensual para cada trimestre por región y para cada año del análisis.

2.2 *Datos observados de precipitación NCEP*

Los datos corresponden a la base U.S.-Mexico de precipitación diaria, publicada por el Centro de Predicción del Clima (NCEP, por sus siglas en inglés) de E.U.A., con resolución de 0.5° x 0.5° en latitud y longitud, para un periodo que abarca los años de 1979 a 2010. Esta base contiene información de estaciones en E.U.A y México, llevadas por NCEP a un dominio regular por medio

del esquema de asimilación de datos conocido como interpolación óptima (OI, por sus siglas en inglés).

Los datos diarios fueron llevados a un valor acumulado mensual para los meses de interés, y posteriormente se obtuvo el promedio trimestral anual de todo el periodo (1979-2007), para JAS y DEF. Finalmente, se obtuvo un promedio observado por región, utilizando los puntos de malla que caían dentro de los límites del dominio correspondientes.

2.3 Datos observados de temperatura CRU

La base datos corresponde a los publicados por la Unidad de Investigación del Clima (CRU, por sus siglas en inglés) de la Universidad de Anglia del Este, de Reino Unido. La base cuenta con una resolución de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ en latitud y longitud, con información de temperatura promedio mensual de 1901 a 2006. Los datos de temperatura media se calculan a partir de la temperatura máxima y mínima de la Red Climatológica Histórica Global (GHCN, por sus siglas en inglés) y, recientemente, en datos obtenidos de estaciones de CRU (New et al, 1999). Se obtuvo un promedio mensual de temperatura media del periodo de 1979-2006, para los trimestres JAS y DEF (figs. 2.5a y 2.5b)

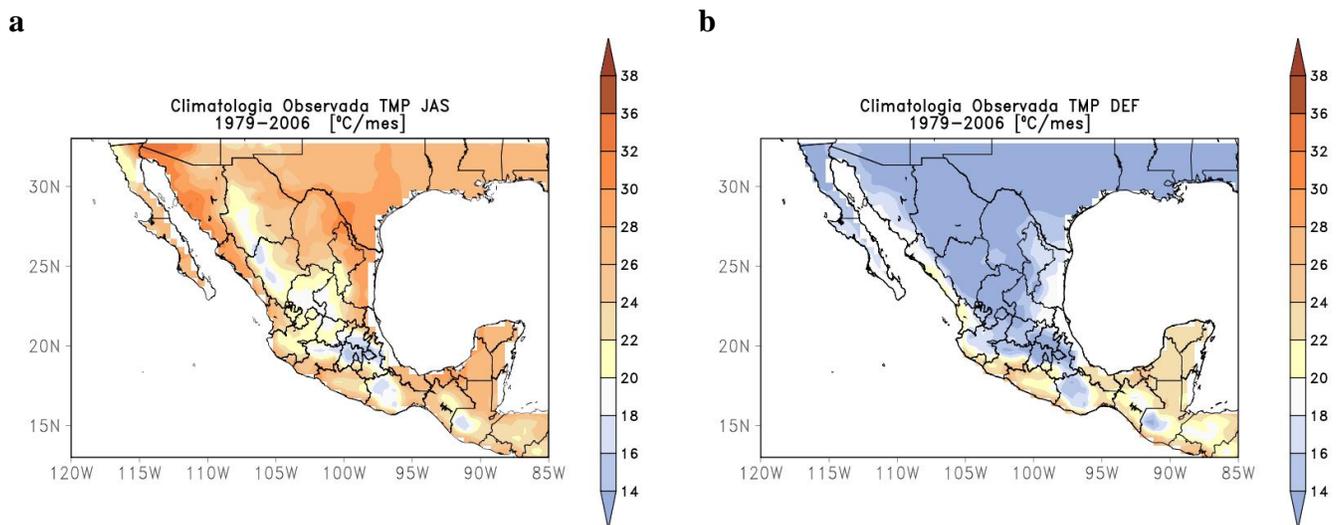


Figura 2.5: Climatología de temperatura media observada CRU ($^\circ\text{C}/\text{mes}$), para los trimestres (a) JAS y (b) DEF

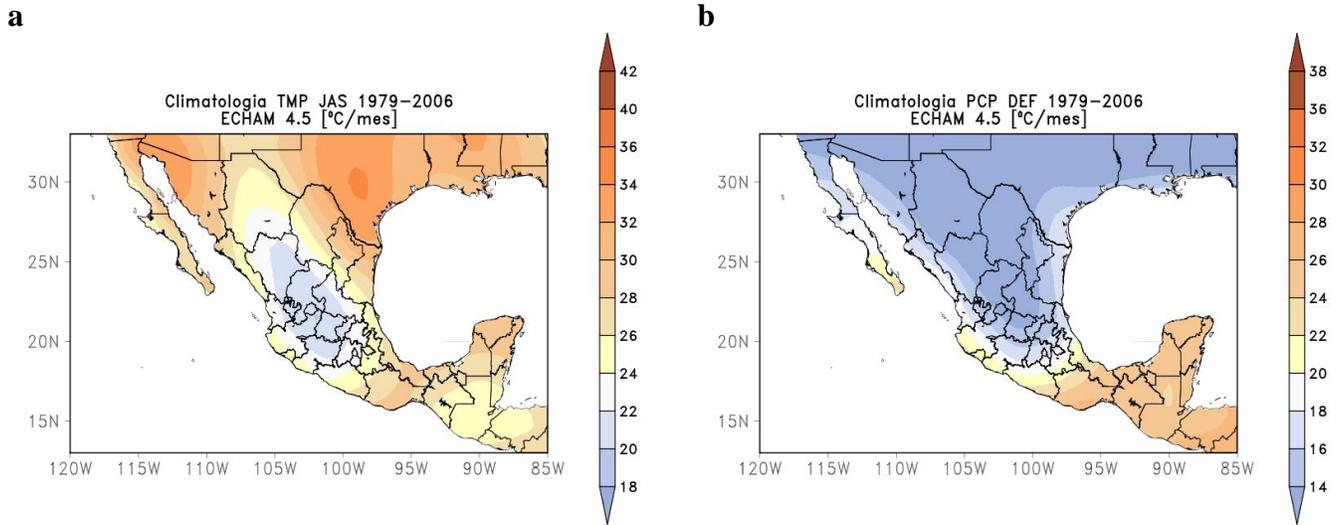


Figura 2.6: Climatología de temperatura media ($^{\circ}\text{C}/\text{mes}$) del modelo ECHAM4.5, para los trimestres (a) JAS y (b) DEF

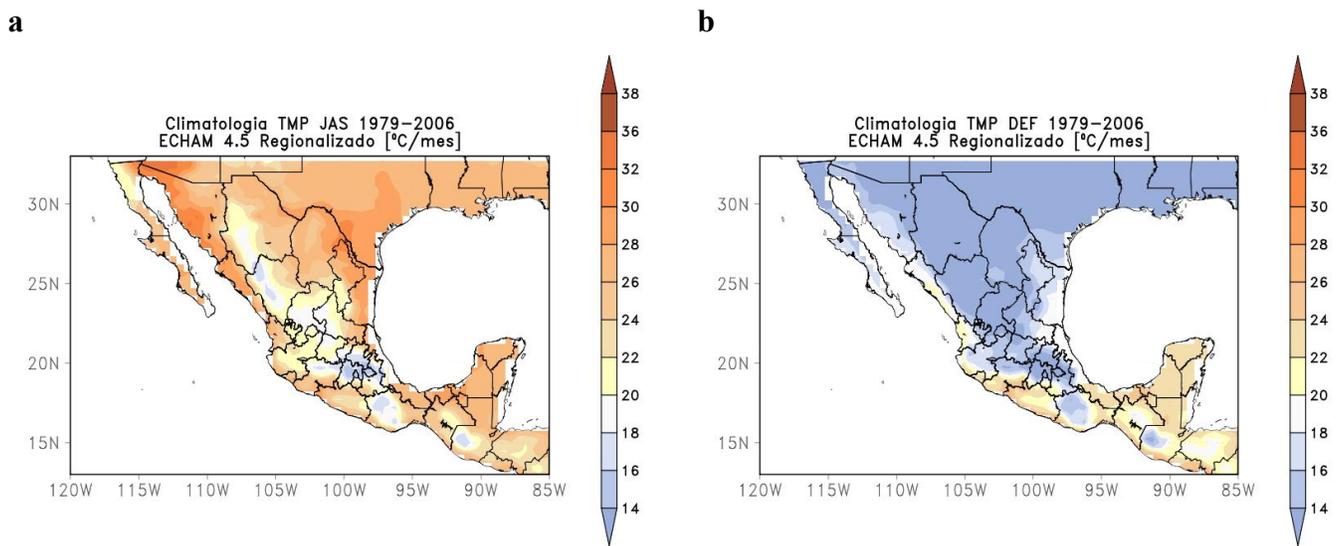


Figura 2.7: Climatología de temperatura media ($^{\circ}\text{C}/\text{mes}$) del modelo ECHAM4.5 regionalizado, para los trimestres (a) JAS y (b) DEF

Finalmente se promediaron los puntos de malla que caían dentro de los límites del dominio correspondientes a cada región.

2.4 La representación del clima en funciones de densidad de probabilidad

Se dio a la tarea de representar las variables de análisis como funciones de densidad de probabilidad (PDF, por sus siglas en inglés), pero antes de definir que es una PDF es necesario explicar en qué consiste una función paramétrica. Las funciones paramétricas son una forma matemática que permite representar una forma o distribución que adopta algún conjunto de datos. Aun cuando no

hay un fundamento completamente definido para elegir una distribución paramétrica en particular, empíricamente puede encontrarse aquella distribución que se ajuste a los datos de buena manera (Wilks, 2006). Las funciones o distribuciones paramétricas dependen fundamentalmente de los llamados parámetros de distribución.

Existen dos tipos de distribuciones paramétricas (DP): las discretas y las continuas. La primera describe cantidades aleatorias que pueden tomar solo valores en particular (número de tornados en una temporada, heladas en un año, etc.); entre las DP discretas destacan la distribución binomial, geométrica, de Poisson, por mencionar algunas. Por otro lado, la DP continua puede representar a la mayoría de las variables atmosféricas, como la precipitación, temperatura, altura geopotencial, etc. Debe mencionarse que el modo de medir estas variables sigue siendo discreta, pero con un conjunto de mediciones de largo plazo puede seguirse dando el tratamiento continuo (Wilks, 2006). Entre las DP continuas se tiene la Gaussiana, gamma, beta, exponencial, etc.

El cálculo de la probabilidad para variables aleatorias involucra la integración sobre funciones continuas llamadas funciones de densidad de probabilidad, misma que necesariamente tiene como resultado la unidad (2.1).

$$\int_x f(x)dx = 1 \quad (2.1)$$

Las PDF son análogas de histogramas, es decir, se busca ajustarla lo más posible a los histogramas de ocurrencia construidos para una variable. La esperanza estadística define las variables aleatorias continuas, es decir, el valor esperado de una variable o una función es el peso promedio de probabilidad de la variable o función. Al igual que las probabilidades en una PDF, el valor esperado de una función de una variable aleatoria está dado por una integral.

$$E(g(x)) = \int_x g(x)f(x)dx \quad (2.2)$$

Donde $g(x) = x$ y $E(x) = \mu$. Así mismo, la varianza de una variable aleatoria se obtiene como

$$var[X] = E[(x - E[X])] = \int_x (x - E[X])^2 f(x)dx \quad (2.3 a)$$

$$= \int_x x^2 f(x)dx - (E[X])^2 = E[X]^2 - \mu^2 \quad (2.3 b)$$

2.4.1 La distribución continua de las variables de temperatura y precipitación

La temperatura diaria puede exhibir una asimetría muy evidente (usualmente más simétrica que la variable de precipitación diaria). Sin embargo, convencionalmente se ha establecido que la temperatura media diaria se da como la diferencia entre la temperatura máxima y mínima; un promedio mensual implica el cálculo anterior para el número de días que tiene un mes, resultado que se apega muy bien una distribución Gaussiana o simétrica (Wilks, 2006). A esta distribución se le conoce también como distribución normal. La distribución se apega al teorema de límite central, el cual dice que la distribución de la suma de variables aleatorias tiende a una distribución Gaussiana cuando la cantidad de variables es muy grande.

En contraste está la precipitación mensual total, que se calcula como la suma de precipitación de todos los días del mes. Típicamente muchos días del mes presentan lluvias iguales a cero y la mayoría de los que si presentan lluvia tienden a valores pequeños de precipitación. Por lo tanto la distribución de precipitación diaria promedio presenta un sesgo muy marcado hacia la derecha. Lo mismo ocurre con la distribución de precipitación mensual promedio, sólo que con un sesgo más moderado. La distribución más común que describe el sesgo hacia la derecha y que representa en buena medida la precipitación es la distribución gamma. En general, muchas de las variables atmosféricas se ajustan muy bien a la distribución gamma (eg. Precipitación, velocidad de viento, etc.), lo que se explica principalmente porque existe un límite físico hacia la derecha en el que oscilan las observaciones. Ambas distribuciones utilizan el método de momentos para determinar los parámetros de la distribución. Los parámetros de la distribución Gaussiana son la media (primer momento) y la varianza (segundo momento); la primera determina la ubicación de la campana y la segunda curtosis (fig. 2.8).

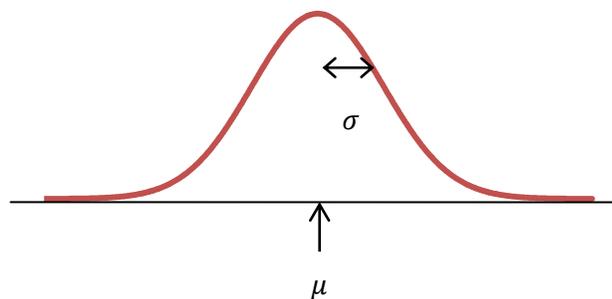


Figura 2.8: PDF Gaussiana. La media, μ , se localiza en el centro de esta distribución simétrica, y la desviación estándar, σ , controla el grado en que la distribución se extiende

La PDF de la distribución Gaussiana se calcula como

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(x - \mu)^2}{2\sigma^2}\right], \quad -\infty < x < \infty \quad (2.4)$$

Los parámetros de la distribución gamma no son exactamente sus momentos, si no una combinación de ellos (fig. 2.9). La media (μ) se obtiene como el producto de $\alpha\beta$ y la varianza (σ) como $\alpha\beta^2$, donde

$$\hat{\alpha} = \frac{\hat{x}^2}{s^2}, \quad (2.5)$$

$$\hat{\beta} = \frac{s^2}{x}, \quad (2.6)$$

La PDF de una distribución gamma se calcula como

$$f(x) = \frac{(x/\beta)^{\alpha-1} \exp(-x/\beta)}{\beta\Gamma(\alpha)}, \quad x, \alpha, \beta > 0 \quad (2.7)$$

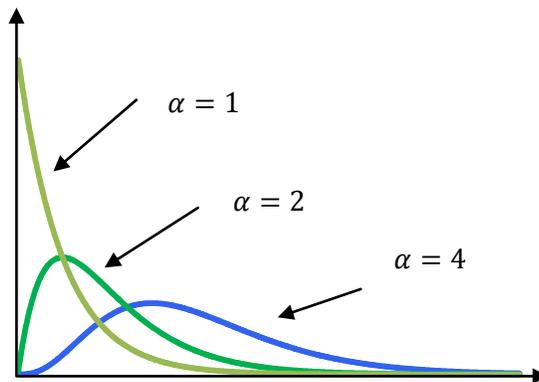


Figura 2.9: PDF gamma para tres valores ajustados al parámetro α

Se realizó la representación PDF de las variables de precipitación y temperatura observadas y del modelo, originales y regionalizadas con CPT, comenzando por el cálculo de los histogramas correspondientes y con el posterior cálculo de las PDF que se ajustaron mejor a las variables descritas. Los resultados se presentan de manera visual en el capítulo 3.

2.5 Metodología de evaluación 1 de precipitación (terciles calculados por observaciones)

En la primera metodología de evaluación se obtuvieron los valores de precipitación trimestral máxima y mínima observados por región en todo el periodo de 1979 a 2007; de este modo se establecieron los límites de precipitación (mm/mes) por región y en cada trimestre evaluado. Se calculó la diferencia entre los límites y, con la división de esta entre tres, se dispusieron tres espaciamientos iguales en magnitud (denominados *bin* por algunos autores) (fig. 2.10). A estos espaciamientos se les denomina en este trabajo como terciles observados, lo cuales establecen rangos por debajo de lo normal, cerca de lo normal y por arriba de lo normal y se pueden traducir en lluvias anormalmente bajas, condiciones neutrales de lluvia y lluvias anormalmente altas.

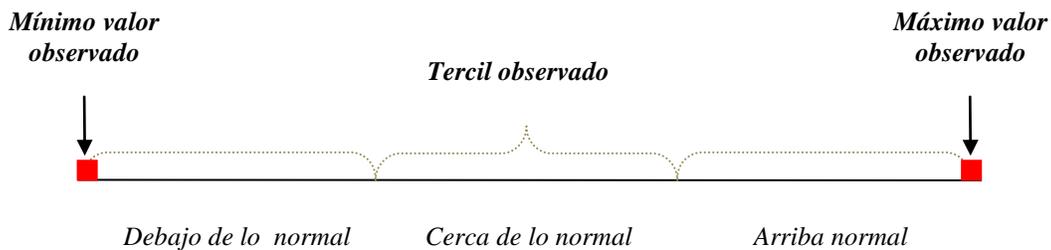


Figura 2.10: Diagrama de construcción de terciles observados

El paso siguiente de la metodología de evaluación 1 consiste en disponer de los 24 miembros del ensamble, la media del ensamble y la observación correspondientes a cada uno de los experimentos por región y por año; para ello se ordenan los miembros del menor al mayor y se ubica la media del ensamble y el valor observado dentro de los límites observados. Como se mencionó anteriormente, los terciles fueron útiles para establecer los límites con los que se evaluarían los resultados del pronóstico, es decir, los miembros y la media del ensamble.

Se dividió a la metodología de evaluación 1 en dos diferentes criterios. El primer criterio (*a*, por mayoría de miembros) cuantifica los miembros del ensamble que estuvieron dentro de los límites observados del periodo, determinando además la cantidad precisa de miembros que cayeron en cada uno de los tres terciles observados. Posteriormente se ubicó al valor observado trimestral en el tercil observado que le corresponde. Para este criterio se estableció que es un acierto del pronóstico cuando el tercil observado correspondiente a la observación coincide con aquel tercil que tiene la mayor cantidad de miembros en su dominio (fig. 2.11); cualquier caso distinto es motivo de desacierto.

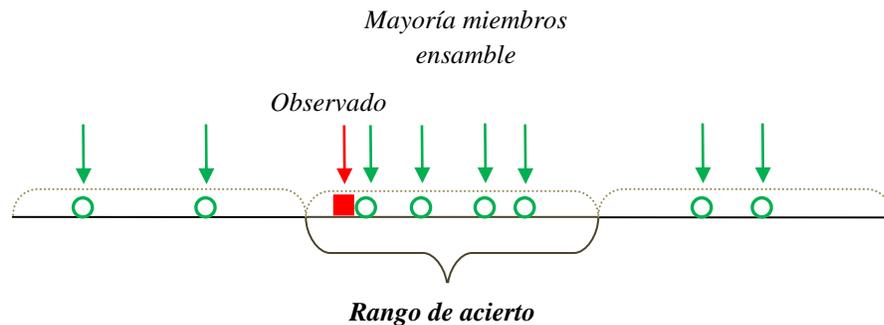


Figura 2.11: Diagrama del criterio 'a' (por mayoría de miembros) en caso de acierto

El segundo criterio de evaluación (*b*, por media de ensamble) consiste en determinar el tercil que le corresponde a la media del ensamble. Si este coincide con el tercil del valor de precipitación observada, se considera como acierto del pronóstico (fig. 2.12), cualquier otro caso es considerado desacierto. La evaluación 2 se finaliza determinando el porcentaje de aciertos de entre el total de años de análisis.

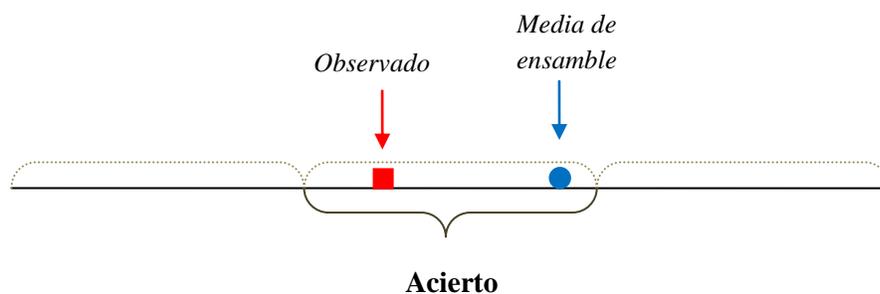


Figura 2.12: Diagrama del criterio 'b' (por media de ensamble) en caso de acierto

2.6 Metodología de evaluación 2 de precipitación (terciles calculados por miembros de ensamble)

En la metodología de evaluación 2 se determinó el valor máximo y mínimo por región de los miembros del ensamble de pronóstico de entre todos los experimentos realizados en el periodo. Estos valores son los límites de pronóstico, y a partir de ellos se calcularon los terciles

correspondientes, llamados en esta metodología como *terciles de pronóstico*. En esta evaluación se garantiza que todos los miembros del ensamble siempre caen dentro de los límites de pronóstico.

La metodología de evaluación 2 se divide en los mismos criterios que la metodología de evaluación 1. El primero considera el tercil correspondiente a la mayoría de los miembros del ensamble (fig. 2.11) y la segunda considera el tercil de la media del ensamble (fig. 2.12) para comparar contra el tercil del valor observado.

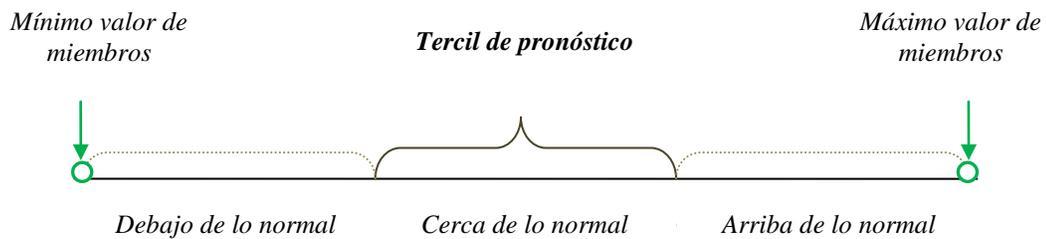


Fig. 2.13 Diagrama de construcción de terciles de pronóstico.

Se finaliza la evaluación cuantificando el porcentaje de aciertos de todo el periodo.

2.7 Metodología de evaluación índice de Brier (BS)

En 1950, Brier propuso la medida cuadrática para la evaluación del pronóstico probabilístico binario (Toth, 2003). El índice de Brier (Brier score) es la medida de evaluación de pronóstico probabilístico más común. Este consiste es una medida del error cuadrático medio del pronóstico probabilístico, considerando que la observación es $x_1 = 1$ si el evento ocurre, y la observación $x_2 = 0$ si el evento no ocurre (Wilks, 2006). En esta evaluación se promedian las diferencias al cuadrado de las probabilidades de pronóstico y las observaciones descritas anteriormente,

$$BS = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n (\hat{p}_j - x_j)^2 \quad (2.6)$$

donde el subíndice j representa en número de los n pares de pronóstico-evento.

Al igual que el error cuadrático medio, el índice de Brier está negativamente orientado, de modo que un pronóstico perfecto tiene un valor $BS = 0$. Un pronóstico menos acertado obtiene valores de BS más altos. Dado que las observaciones y las probabilidades de pronóstico oscilan entre el valor de cero y uno, el BS puede únicamente tomar valores en el rango $0 \leq BS \leq 1$ (Wilks, 2006).

En la medida de comparar el BS con un sistema de pronóstico de referencia B_{ref} , se define el índice de habilidad de Brier (BSS por sus siglas en inglés)

$$BSS = 1 - \frac{BS}{B_{ref}} \quad (2.7)$$

Contrariamente al BS , el BSS está positivamente orientado, es decir, valores altos de BSS indican un mejor pronóstico. BSS adquiere el valor de 1 para un pronóstico perfecto y 0 para un sistema que se ajusta menos que aquel de referencia. Usualmente el pronóstico de referencia (o referencia del sistema) son las frecuencias climatológicas relativas que pueden variar con la época del año.

El sistema de referencia es entonces tomado para ser el pronóstico de baja habilidad, en donde $p_j = s$ para toda j , donde $s = p(X = 1)$ es la tasa base (climatológica) de probabilidad para la ocurrencia de un evento. El índice de Brier para este sistema de referencia es igual a $B_c = B_{ref} = s(1 - s)$, tendiendo así confianza perfecta, dado que $E_x(X | p = s) = var(s) = 0$.

Dado que el índice de Brier es cuadrático, este puede ser descompuesto en la suma de tres partes individuales relacionadas con la confianza, la resolución e incertidumbre.

La evaluación por medio del índice de Brier implica la determinación de espaciamientos (bin) climatológicos de igual magnitud. Los límites de estos espaciamientos generalmente están determinados por las observaciones hechas para una periodo amplio de tiempo, además de que en el caso de clima comúnmente se establecen tres espaciamientos asociados a condiciones por debajo de lo normal, dentro de lo normal y por arriba de lo normal (Wilks, 2006). En este trabajo se determinó que los espaciamientos requeridos para el análisis de índice de Brier fueran tres, mismos a los que se les refiere en este trabajo como terciles observados. Los terciles observados fueron calculados

dentro de los límites de la observación más baja y más alta de todo el periodo 1979-2006 y 1979-2007, respectivos a las variables de temperatura y precipitación (fig. 2.10).

La construcción de los terciles implicó obtener los valores de precipitación y temperatura trimestral mínima y máxima observados por región en todo el periodo. Posteriormente se calculó la diferencia en magnitud existente entre ambos valores; la tercera parte de la diferencia calculada corresponde a la magnitud de los terciles observados propuestos para la evaluación de BS (fig. 2.10).

La siguiente parte del análisis implica establecer los miembros del ensamble que caen dentro de los límites de los terciles observados, así como el valor observado de la variable en el trimestre, año y región analizado. Como se mencionó en párrafos anteriores, en el análisis de BS se establece un valor de probabilidad asociado a cada miembro del ensamble, en este caso la probabilidad de ocurrencia de cada miembro es de $p_j = 1/24$ (aprox. 0.0416), es decir uno sobre el total de experimentos que integran el ensamble.

Se determinó el tercil correspondiente a la observación y se estableció un criterio de búsqueda entre miembros a los que se les asignó un valor de $x_1 = 1$ cuando el tercil que le correspondía coincidiera con el del valor observado. A cualquier caso diferente se le asignó el valor $x_2 = 0$. Los resultados de este criterio de búsqueda se introdujeron en la ecuación 2.6 (BS) y se determinó un valor de BS para cada análisis propuesto. Posterior a ello se calculó el índice de habilidad de Brier (2.7), donde el pronóstico de referencia climatológica se obtuvo a partir de la relación

$$B_{ref} = (x_j - 1/3)^2 . \quad (2.8)$$

Para finalizar el análisis se calculó un promedio de BSS correspondiente a los experimentos trimestrales por región durante el periodo analizado.

2.7.1 Índice de habilidad de Brier en años de forzante ENOS

En el capítulo uno se estableció la importancia del forzante de TSM en el desarrollo del clima en el planeta y se describió que las anomalías de la TSM tienen consecuencias bien definidas en distintas regiones del planeta, mismas que hacen de estos eventos unos de los de mayor predecibilidad (IRI, 2010). El ciclo ENOS (El Niño y La Niña) impacta de manera importante el clima de México (Magaña et al, 1999). Por lo anterior, en este estudio se busca determinar la habilidad del modelo

ECHAM 4.5 para simular el clima regional de México en los años El Niño y La Niña que cayeran dentro del periodo de análisis (Tabla 2.3).

Tabla 2.3 Relación de años ENOS dentro del periodo de análisis de las variables de temperatura y precipitación

<i>Trimestre analizado (abreviación)</i>	<i>Estación correspondiente</i>	<i>Forzante</i>	<i>Años analizados</i>
Julio- Agosto-Septiembre (JAS)	Verano	El Niño	1982, 1986, 1991, 1994, 1997, 2002, 2004, 2005
Julio-Agosto-Septiembre (JAS)	Verano	La Niña	1988, 1996, 1998, 1999, 2000
Diciembre-Enero-Febrero(DEF)	Invierno	El Niño	1982, 1986, 1987 1991, 1997, 2002, 2004, 2005, 2006
Diciembre-Enero-Febrero(DEF)	Invierno	La Niña	1984, 1988, 1998, 1999, 2000

Al realizar este análisis se incluyeron exclusivamente los trimestres invierno y verano descritos en la tabla 3. A partir de los valores mínimo y máximo observados correspondientes años El Niño y La Niña, se determinaron terciles observados. Se prosiguió al establecimiento de las probabilidades y valor x_j correspondiente a cada miembro de ensamble que cayó dentro de los límites observados. Los resultados determinaron sus correspondientes valores de BSS, usando nuevamente la climatología de referencia. Para finalizar, se calculó un promedio de los BSS correspondientes al periodo de análisis por trimestre y región.

2.8 Pronóstico regionalizado de temperatura y precipitación con CPT.

Las predicciones del ECHAM 4.5 fueron regionalizados al aplicarles una reducción de escala estadística, por medio de la CPT. La CPT es una herramienta desarrollada en el IRI, cuyo propósito fundamental es reducir los errores sistemáticos de los modelos (magnitud, forma y posición de las anomalías) en una reconstrucción de alta resolución de campos climatológicos, a través de Funciones Empíricas Ortogonales (EOF, por sus siglas en inglés) o Correlaciones Canónicas. CPT permite construir pronóstico del clima estacional “entrenando al modelo”, lo que lleva a construir una función de transferencia entre el campo del modelo, y el campo observado, produciendo pronósticos con datos actualizados. La herramienta permite hacer la reducción de escala con un método estadístico y utiliza una estrategia como la llamada Model Output Statistics (MOS). Tiene

la opción de encontrar la función de transferencia entre predictor y predictando, por medio del Análisis de Componentes Principales (ACP) y el Análisis de Correlaciones Canónicas (ACC). En el presente caso, los datos del GCMA fueron tratados con ACP, es decir, reconstruyendo a través de EOFs.

Como cualquier análisis de EOF, el presente ACP reduce un conjunto de datos que contienen un número amplio de variables (vector x) a un conjunto de datos que contiene pocas variables (vector u). Las nuevas variables u , constituyen una base para reconstruir aproximadamente, mediante una combinación lineal, los campos originales x (que presentan la varianza más amplia), y esta combinación lineal explica un porcentaje de la variabilidad contenida en los datos originales (Wilks, 2006). Las componentes principales (PC, por sus siglas en inglés) son independientes entre sí, y tienen el potencial de encontrar elementos sustanciales de las variaciones espaciales y temporales del campo analizado.

Las PC son definidas por los eigenvectores resultantes de la matriz de covarianza de x , $[S]$. La m -ésima PC, u_m se obtiene como una proyección de los datos del vector $x' = x - \bar{x}$ en el eigenvector, e_m

$$u_m = e_m^T x' = \sum_{k=1}^k e_{km} x'_k \quad m = 1, M \quad (2.9)$$

La matriz de correlación de las nuevas variables u_m , es la matriz identidad $[I]$. La matriz de covarianza de las PC se obtiene mediante la diagonalización de $[S_x]$, que es la matriz diagonal $[\Lambda]$ de los eigenvalores de $[S]$:

$$[S_u] = Var([E]^T x) = [\Lambda] \quad (2.10)$$

Al utilizar la CPT se inicio pre-filtrando los datos del predictando con el APC, por medio de la matriz de varianza-covarianza. Fue necesario determinar el número de modos mínimo y máximo de EOF que se requirieron, optando por un análisis de 1 y 5, respectivamente.

Posteriormente a los resultados de las EOF del modelo se les aplicó un análisis de validación cruzada, con el fin de evaluar la generalización de las EOF. La CPT identifica el número de EOF, entre el mínimo y máximo, que provee el mejor resultado de validación cruzada; el número óptimo de modos produce predicciones de validación cruzada en cada serie de datos del predictando y los

correlaciona con los valores observados. Los datos fueron analizados con una ventana de validación cruzada de 5 y 13 años, para temperatura y precipitación, respectivamente. Con lo anterior la CPT construye el modelo de regresión con el que se reconstruyen los pronósticos mensuales del GCMA, para corregirlos en ubicación, patrón espacial y magnitud, a la resolución espacial del predictor.

La serie de datos que fueron empleados en la CPT correspondientes al predictor, son la media de un ensamble de 12 miembros pertenecientes a un análisis retrospectivo del GCMA ECHAM4.5, calculado con SST persistentes, en un periodo de 1968 a 2003. La serie de datos correspondiente al predictando fue los datos de la base NCEP US-Mexico para precipitación, para el periodo de años de 1979 a 2010. Los datos de temperatura pertenecen a la base CRU para el periodo de 1901 a 2006. Los datos resultantes del procedimiento de reducción de escala son datos de pronóstico de precipitación y temperatura de resolución de 0.5° en latitud y 0.5° en longitud para el periodo de 1979-2007 y 1979-2006, respectivamente.

Al igual que los datos originales del GCMA ECHAM 4.5, los datos regionalizados con CPT fueron analizados para cada uno de los trimestres y regiones descritas en las tablas 2.1 y 2.2. Para determinar el promedio de la variable de pronóstico en las regiones analizadas, se sumaron y promediaron entre el número total encontrado los puntos de la región. En el proceso de regionalización se emplearon la metodología de evaluación 1 y la metodología de evaluación 2, con los respectivos criterios a y b , así como el análisis del índice de Brier (BSS). Finalmente, se realizó el análisis de BS para los datos regionalizados correspondiente a los años con forzante ENOS descritos en la tabla 2.3.

CAPÍTULO ♦ 3

Resultados

3.1 Simulación del clima con el modelo ECHAM 4.5

3.1.1 Pronóstico estacional de precipitación

a) Representación en PDF del clima

Debido a la naturaleza de la variable precipitación, comúnmente la función paramétrica que mejor representa la precipitación mensual es del tipo gamma, mientras que la temperatura media mensual es adecuadamente representada por una función paramétrica tipo Gaussiana o normal. En este trabajo se calculó la función de densidad de probabilidad de las variables de precipitación y temperatura en contexto trimestral, para el periodo de 1979-2007 y 1979-2006, respectivamente. La construcción de las PDF fue hecha para las observaciones y el pronóstico original del ECHAM 4.5 y regionalizado (miembros y media del ensamble). El dominio que abarcan las regiones y la representación de las series de tiempo de algunos de los experimentos trimestrales de precipitación se muestra en las siguientes figuras.

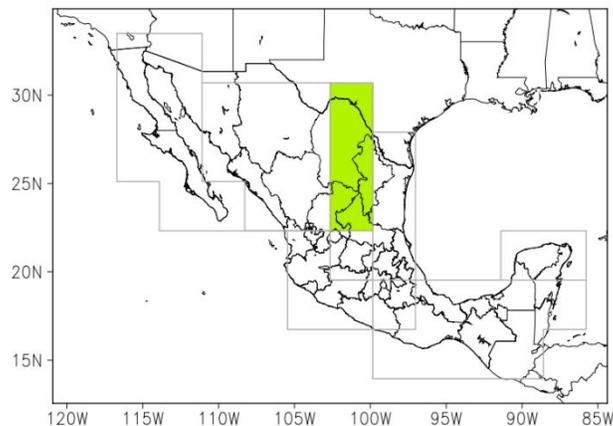


Figura 3.1: Territorio que abarca la región Coahuila, marcado en color verde

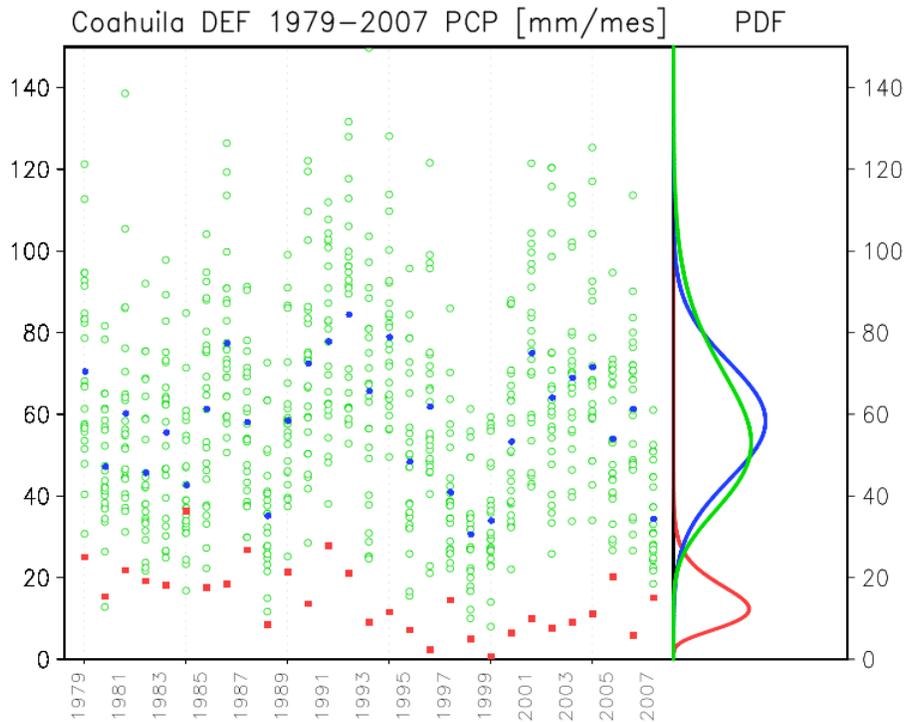
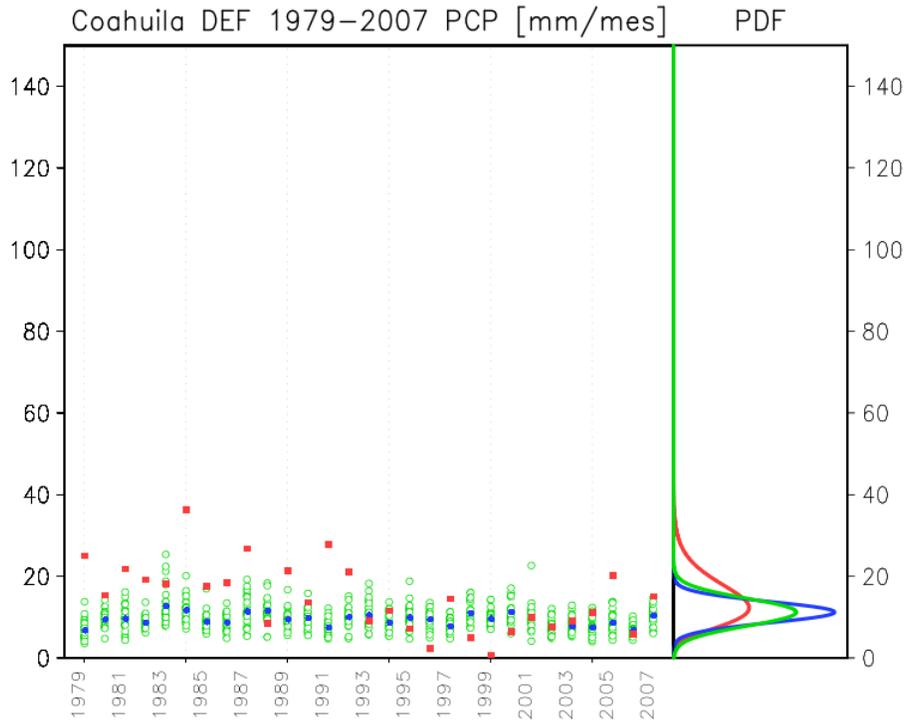
a**b**

Figura 3.2: Representación de las series de tiempo (izquierda) y PDF (derecha) de precipitación (mm/mes) para el trimestre DEF con condición inicial en diciembre (1979-2007), correspondientes a la región Coahuila. Los círculos abiertos y línea en verde representan a los miembros del ensamble, los círculos cerrados y línea en azul a la media del ensamble, y los cuadros y línea en rojo a las observaciones, para pronósticos de (a) ECHAM 4.5 y (b) regionalizados con CPT

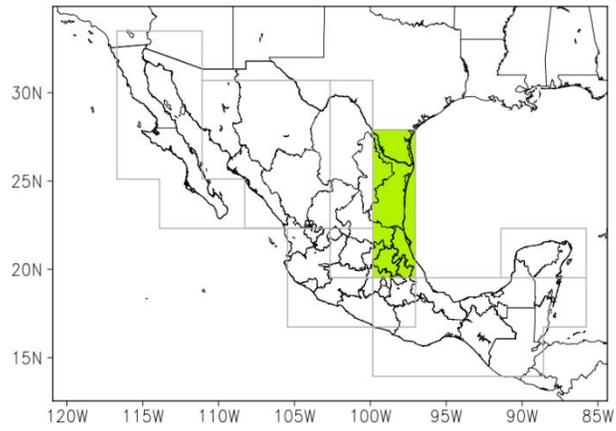
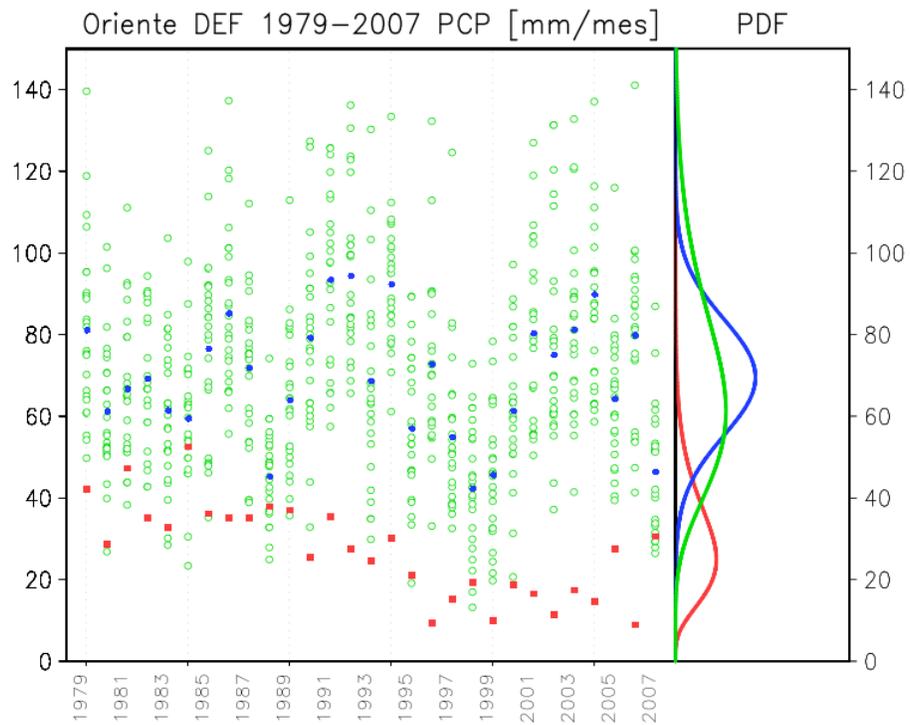


Figura 3.3: Territorio que abarca la región Oriente, marcado en color verde

a



b

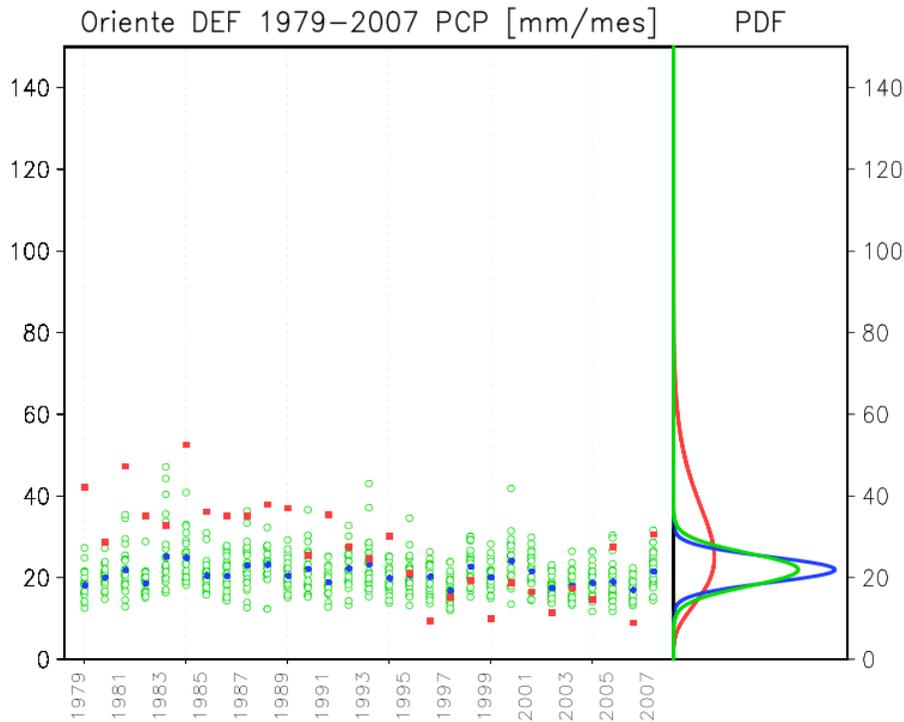


Figura 3.4: Representación de las series de tiempo (izquierda) y PDF (derecha) de precipitación (mm/mes) para el trimestre DEF con condición inicial en diciembre (1979-2007), correspondientes a la región Oriente. Los círculos abiertos y línea en verde representan a los miembros del ensamble, los círculos cerrados y línea en azul a la media del ensamble, y los cuadros y línea en rojo a las observaciones, para pronósticos de (a) ECHAM 4.5 y (b) regionalizados con CPT

Las figuras 3.2 y 3.4 representan las series de tiempo de precipitación del trimestre DEF de las regiones Coahuila y Oriente, respectivamente. Los círculos abiertos en verde (distribuidos en vertical) representan los 24 miembros del ensamble de cada año de evaluación, los círculos cerrados en azul representan la media del ensamble y el cuadro rojo a la observación promedio regional. En ambas regiones se puede observar la sequía prolongada que ocurrió a mitad de la década de los 1990s (cuadros rojos) y que se extendió sobre una importante parte del norte de territorio mexicano y algunos estados del sur de México (Méndez, 2010). Las figuras 3.6 representan las serie de tiempo de precipitación correspondiente al trimestre JAS de la región Noroeste, donde también se aprecia el patrón de sequía mencionado.

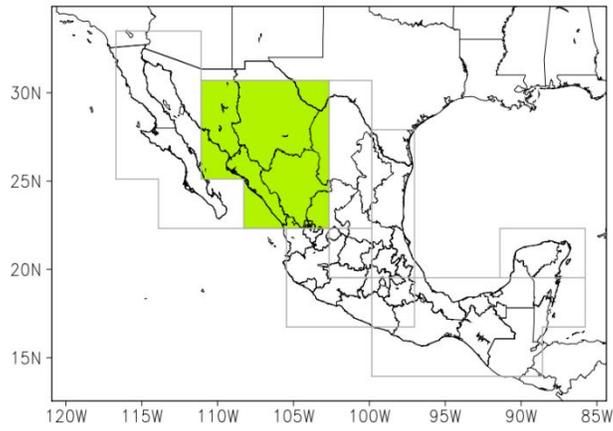
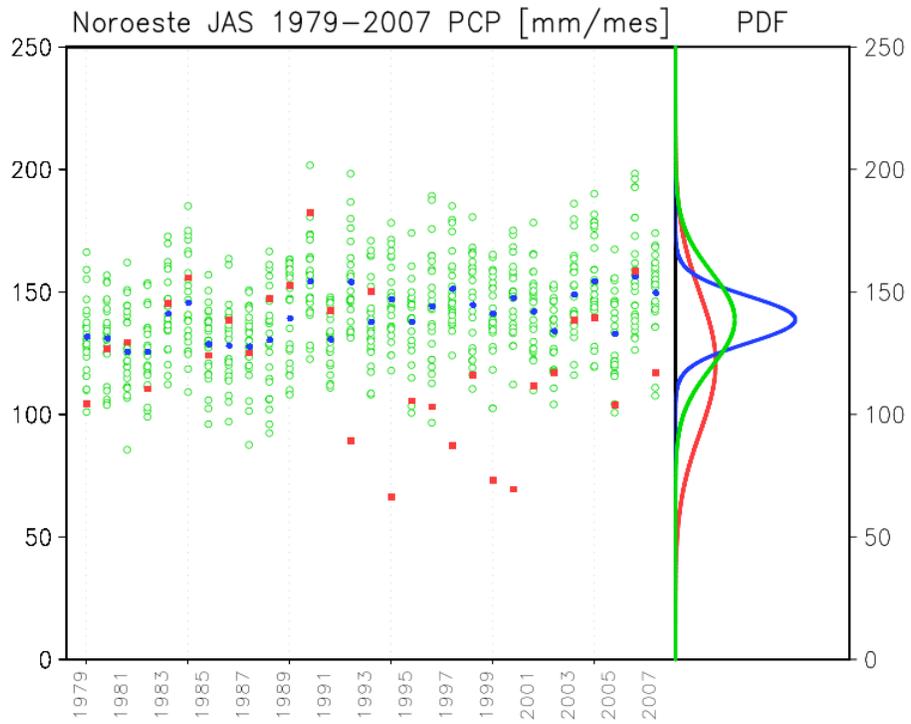


Figura 3.5: Territorio que abarca la región Noroeste, marcado en color verde

a



b

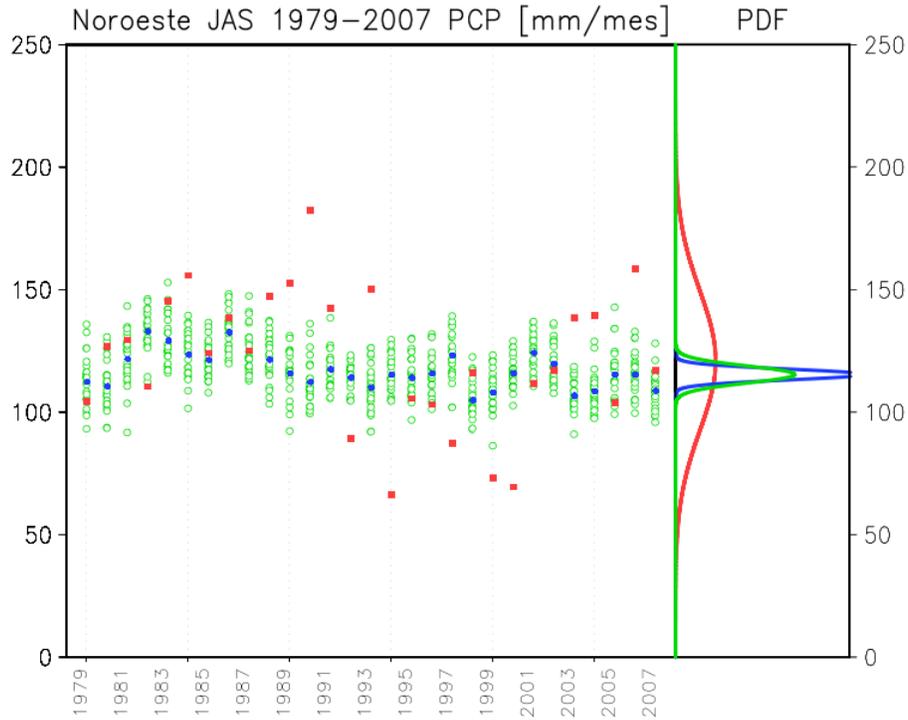


Figura 3.6: Representación de las series de tiempo (izquierda) y PDF (derecha) de precipitación (mm/mes) para el trimestre JAS con condición inicial en julio (1979-2007), correspondientes a la región Noroeste. Los círculos abiertos y línea en verde representan a los miembros del ensamble, los círculos cerrados y línea en azul a la media del ensamble, y los cuadros y línea en rojo a las observaciones, para pronósticos de (a) ECHAM 4.5 y (b) regionalizados con CPT



Figura 3.7: Territorio que abarca la región Sureste, marcado en color amarillo

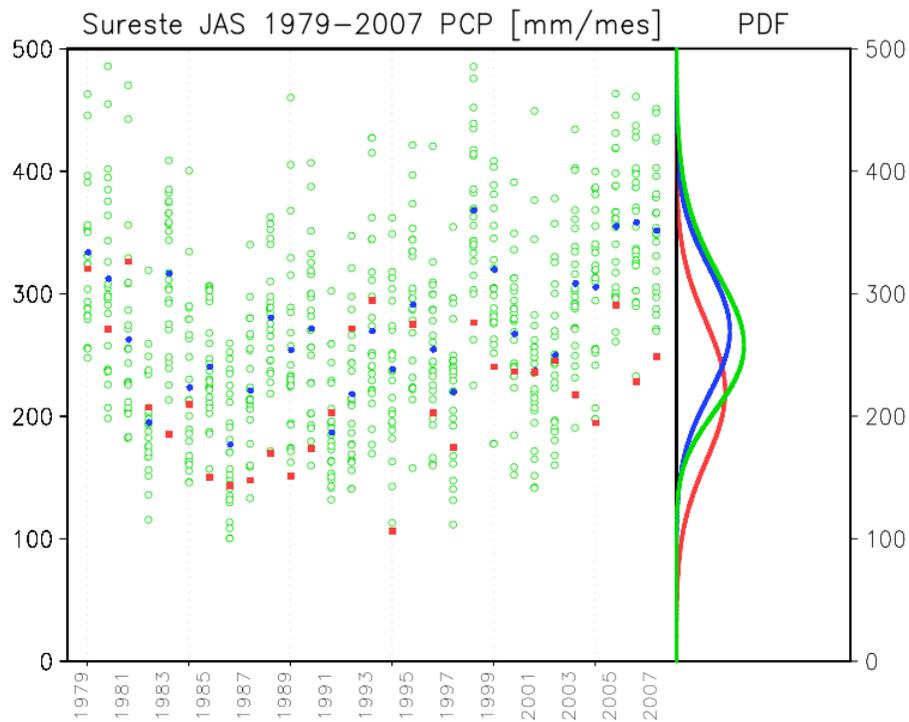
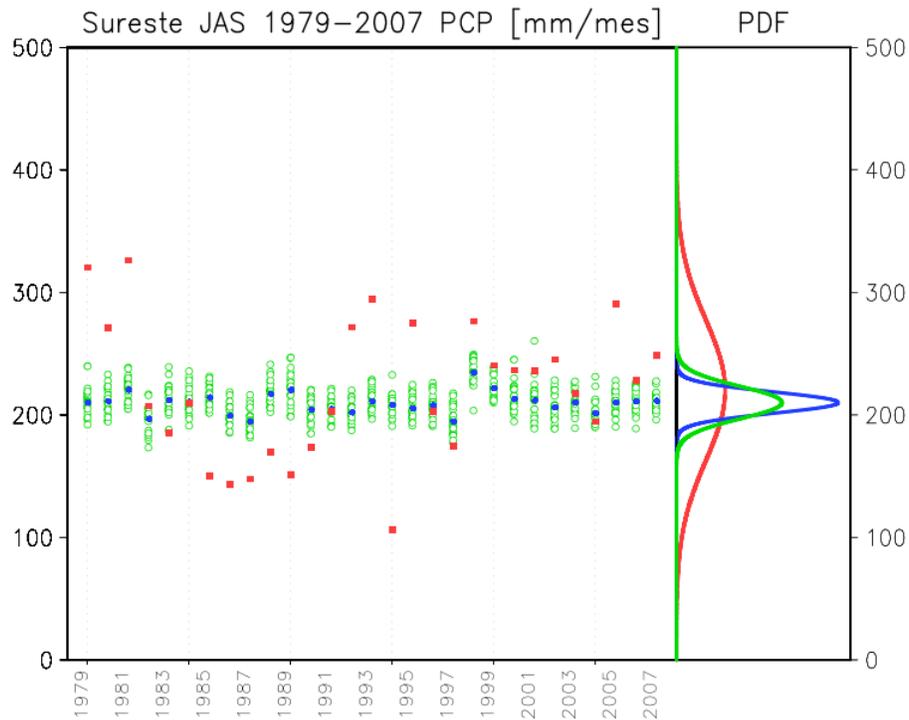
a**b**

Figura 3.8: Representación de las series de tiempo (izquierda) y PDF (derecha) de precipitación (mm/mes) para el trimestre JAS con condición inicial en julio (1979-2007), correspondientes a la región Sureste. Los círculos abiertos y línea en verde representan a los miembros del ensamble, los círculos cerrados y línea en azul a la media del ensamble, y los cuadros y línea en rojo a las observaciones, para pronósticos de (a) ECHAM 4.5 y (b) regionalizados con CPT

Al comparar los pronósticos trimestrales del ECHAM 4.5 sobre las regiones mostradas anteriormente, se puede visualizar la corrección que ofrece la reducción de escala en la magnitud de los pronósticos. Dependiendo de la región y trimestre los efectos de la regionalización pueden variar.

b) Resultados de la metodología de evaluación 1 (terciles calculados a partir de observaciones)

Trimestre DEF con condición inicial en Diciembre

La metodología de evaluación 1 determina los límites de pronóstico a partir de los valores extremos observados de la variable. Como se mencionó en el capítulo 2, la *metodología de evaluación 1* fue dividida en los criterios *a* (mayoría de miembros) y *b* (media de ensamble); el primero toma en cuenta la ubicación de la mayoría de los miembros del ensamble y el segundo a la media. Los resultados de la evaluación bajo el criterio *a* dentro del trimestre DEF con condición inicial en diciembre, se muestran gráficamente en las figuras 3.9a y 3.9b.

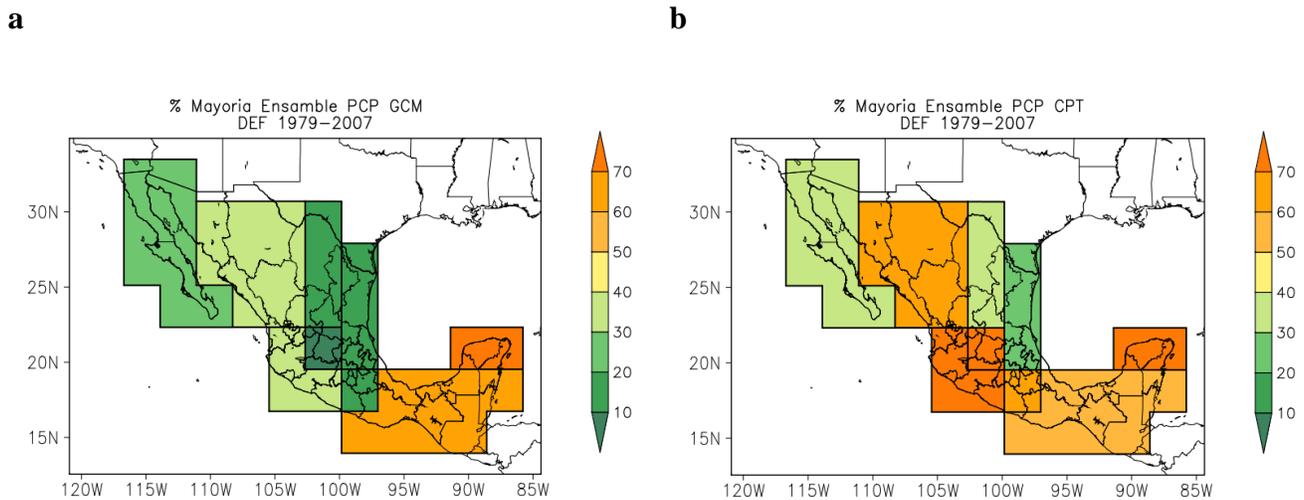


Figura 3.9: Porcentaje de acierto de la mayoría miembros de ensamble, para el pronóstico de precipitación del (a) ECHAM 4.5 y (b) regionalizado con CPT, correspondientes al trimestre DEF con condición inicial en diciembre (1979-2007), evaluado bajo la metodología de evaluación 1 (límites de tercil calculados a partir de observaciones)

Las figuras muestran que el porcentaje de aciertos en la mayoría de las regiones es mayor en los experimentos regionalizados con CPT que aquellos construidos a partir del directamente del GCMA. Se observa que, dependiendo de la región, la calidad del pronóstico varía en porcentajes

que van del 10% al 40%, a excepción de la región Sureste donde hay una disminución de aciertos de 10% del pronóstico regionalizado con respecto al pronóstico directo del GCMA.

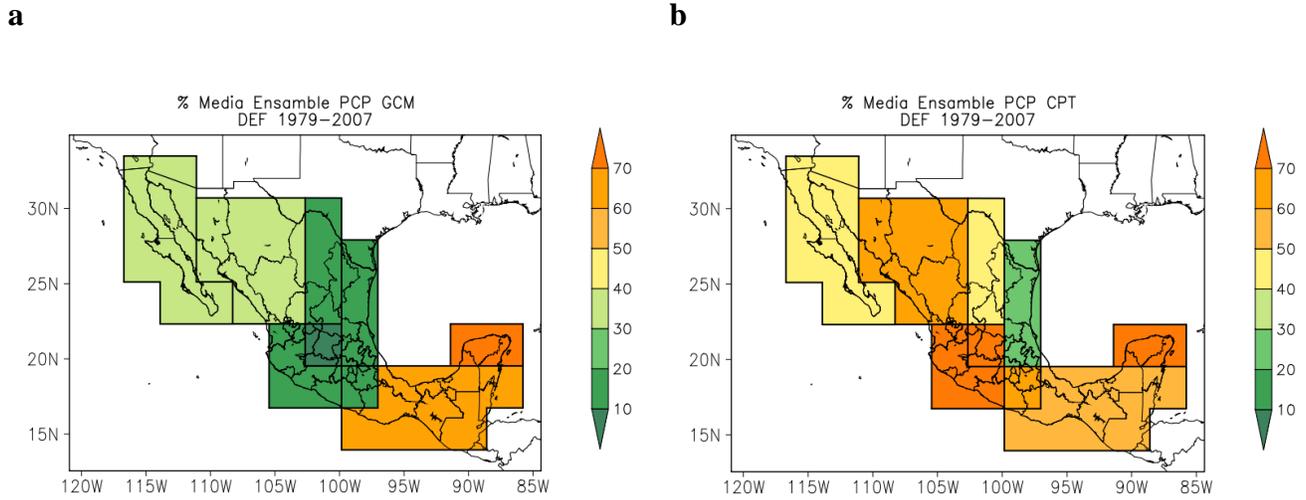


Figura 3.10: Porcentaje de acierto de la media de ensemble, para el pronóstico de precipitación del (a) ECHAM 4.5 y (b) regionalizado con CPT, correspondientes al trimestre DEF con condición inicial en diciembre (1979-2007), evaluado bajo la metodología de evaluación 1 (límites de tercil calculados a partir de observaciones)

Los pronósticos directos del ECHAM 4.5 evaluados para el trimestre DEF reflejan baja habilidad del modelo para pronosticar los eventos de precipitación en la parte norte del país en el trimestre invierno. Al calcular el porcentaje de aciertos del pronóstico regionalizado con CPT se observa una mejoría en las predicciones de las regiones que comprenden la parte norte y centro del territorio mexicano, principalmente en las regiones Occidente y Bajío.

Los resultados de esta evaluación determinan una mejora general del pronóstico regionalizado con CPT con respecto a aquel obtenido directo del GCMA. En general, los aciertos se incrementan bajo el criterio *b* (media del ensemble). Bajo los criterios *a* y *b* el pronóstico directo del GCMA sobre la región Sureste tiene un porcentaje mayor de aciertos que aquel pronóstico regionalizado con CPT; únicamente en este caso se entiende que la regionalización de CPT no cumple el objetivo de corregir la magnitud pronosticada del GCMA.

Trimestre DEF con condición inicial en Octubre

Se aplicó el método de evaluación 1 en los experimentos correspondientes al trimestre DEF con condición inicial en octubre. Los resultados de esta evaluación, comparado con los evaluados bajo el mismo criterio con condición inicial en diciembre, arrojan valores casi idénticos en la mayoría de

la regiones; la mejora de los pronósticos regionalizados con CPT con respecto a los promedios regionales directos del GCM ocurre en la mayoría el territorio, a excepción, nuevamente, de la región Sureste. En cuanto a la aplicación del criterio b los resultados nuevamente son casi idénticos a los evaluados bajo la condición inicial de diciembre.

El método de evaluación 1 muestra que los resultados del pronóstico estacional del trimestre DEF con condición inicial en diciembre y octubre arrojan porcentajes muy similares entre sí, tanto para el caso de pronóstico directo y como el regionalizado.

Trimestre JAS con condición inicial en julio y mayo

La evaluación bajos los dos criterios (tomando en cuenta mayoría y media del ensamble) arrojaron valores de acierto muy parecidos, en el caso de los pronósticos obtenidos directamente de GCMA y los regionalizados con CPT. Para fines prácticos, solo se muestran los resultados gráficos del segundo criterio de la metodología de evaluación (media de ensamble) (fig. 3.11a y 3.11b)

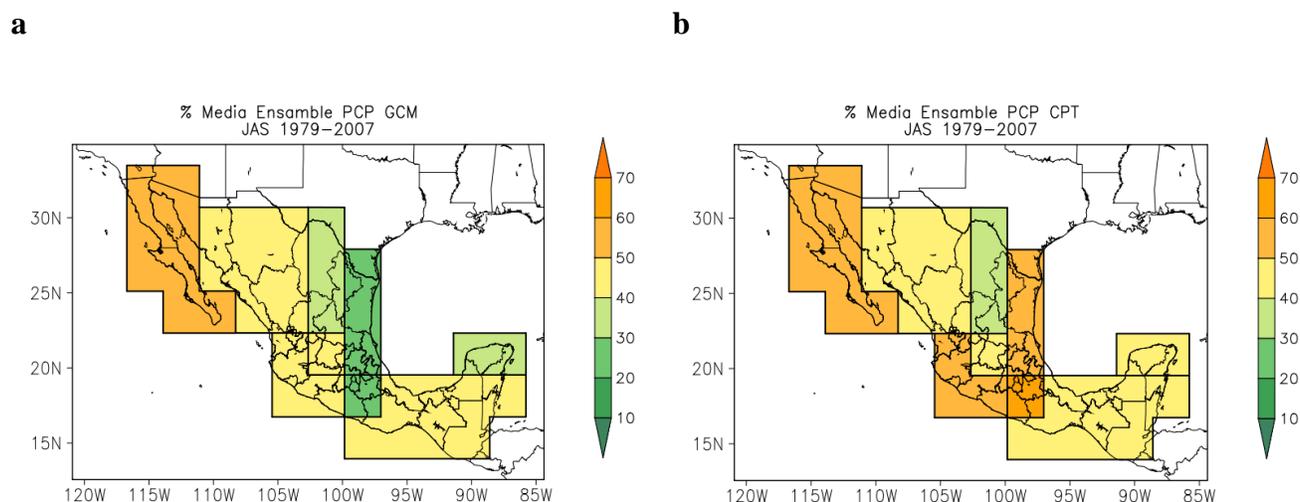


Figura 3.11: Porcentaje de acierto de la media de ensamble, para el pronóstico de precipitación del (a) ECHAM 4.5 y (b) regionalizado con CPT, correspondientes al trimestre JAS con condición inicial en julio (1979-2007), evaluado bajo la metodología de evaluación 1 (límites de tercil calculados a partir de observaciones)

En el caso del pronóstico de JAS con condición inicial en julio, se aprecia una mejora moderada de los pronósticos al regionalizarlos con CPT, respecto a los obtenidos por promedio regional el MGCA. La mejora significativa ocurre únicamente en las regiones Oriente, Centro y Occidente. En esta evaluación se aprecia que el régimen de lluvias es medianamente capturado por el ECHAM 4.5

en la mayoría del territorio, de modo que al regionalizarlo se mejoran algunas de las estimaciones de lluvia regionales.

La evaluación correspondiente al trimestre JAS con condición inicial en mayo mantiene prácticamente los mismos valores que el pronóstico de JAS con condición inicial en julio. Sin embargo en la evaluación del pronóstico con CPT tiene una mejora alrededor del 10% en las regiones de Coahuila y Centro, respecto a la condición inicial de julio.

c) Resultados de la metodología de evaluación 2 (terciles calculados a partir de miembros)

Trimestre DEF con condición inicial en diciembre y octubre

Como se explicó en el capítulo 3, en la metodología de evaluación 2 se toman en cuenta los valores máximos de ensamble de todo el periodo para determinar los límites de las tres categorías de evaluación (terciles). Para fines prácticos solo se muestran los resultados de la evaluación bajo el criterio b (media del ensamble) para el trimestre DEF.

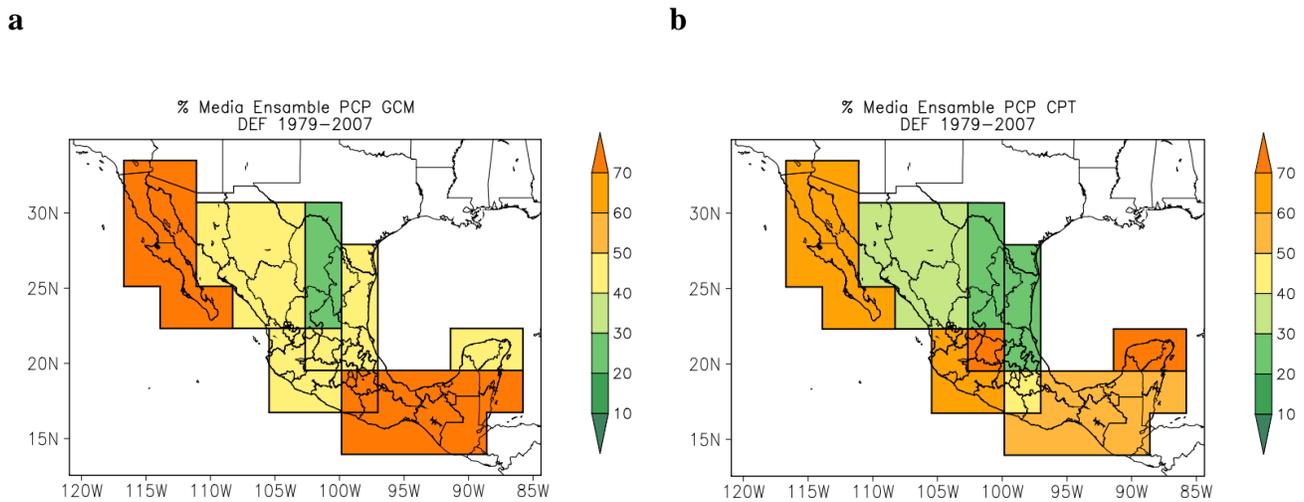


Figura 3.12: Porcentaje de acierto de la media de ensamble, para el pronóstico de precipitación del (a) ECHAM 4.5 y (b) regionalizado con CPT, correspondientes al trimestre DEF con condición inicial en diciembre (1979-2007), evaluado bajo la metodología de evaluación 2 (límites de tercil calculados a partir de miembros del ensamble)

En los resultados de esta metodología no se logra apreciar orden en los patrones de mejora entre pronósticos de GCM y regionalizados. A diferencia de la metodología de evaluación 1, en esta existen límites de evaluación distintos para el pronóstico del GCMA y el pronóstico del CPT. La característica variable de los límites de evaluación de esta metodología hace que no se pueda tener

una referencia fija para comparar un pronóstico con otro, pues los miembros de ensamble originales y regionalizados toman valores extremos diferentes. Los resultados de las figuras 3.12a y 3.12b ejemplifican el hecho de que cuando no se tienen umbrales fijos a partir de los cuales comparar, la evaluación tiene poco sentido de interpretación.

Trimestre JAS con condición inicial en julio y mayo

Las figuras 3.13a y 3.13b muestran que no existe un patrón definido de mejoramiento entre el pronóstico del modelo y el regionalizado, concluyendo que la metodología de evaluación 2 no permite discernir cuál de los pronósticos da mejores resultados a un nivel general. Las figuras 3.13a y 3.13b representan también los resultados de las evaluación del trimestre JAS con condición inicial en julio.

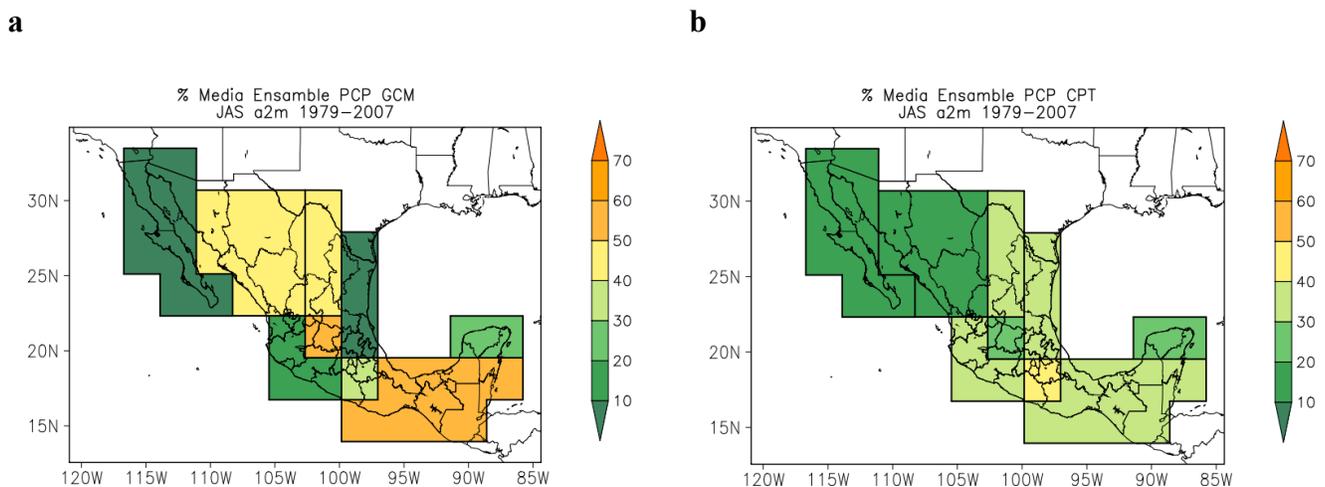


Figura 3.13: Porcentaje de acierto de la media de ensamble, para el pronóstico de precipitación del (a) ECHAM 4.5 y (b) regionalizado con CPT, correspondientes al trimestre JAS con condición inicial en mayo (1979-2007), evaluado bajo la metodología de evaluación 2 (límites de tercil calculados a partir de miembros del ensamble)

d) Medida de la habilidad del ECHAM4.5 con el índice de Brier (BS)

El BS determina el error cuadrático medio de un pronóstico probabilístico dependiendo de su ocurrencia. Para este análisis se establecieron límites de evaluación observados para la determinación de las categorías (fig. 2.8). Una de las opciones que tiene el índice de Brier es que permite evaluar respecto a un pronóstico de referencia para obtener un índice de habilidad del GCMA, llamado índice de habilidad de Brier (BSS). Otra opción es que con el BSS puede hacerse una evaluación de la habilidad en términos de todas las categorías o en términos por arriba, cerca o

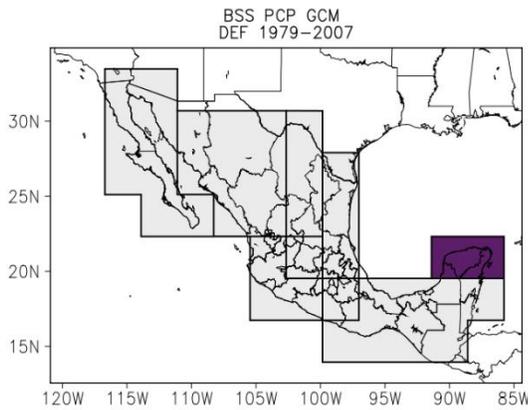
por debajo de lo normal. Valores cercanos a cero de BSS son indicativos de baja habilidad y cercanos a uno indican alta habilidad.

El valor de BSS por región que se muestra en las figuras siguientes corresponde al promedio de las evaluaciones individuales de los pronósticos trimestrales de precipitación del periodo de 1979-2007.

Trimestre DEF con condición inicial en diciembre y octubre

Se realizó el cálculo del BSS en término de todas las categorías para el trimestre DEF con condiciones iniciales en diciembre y octubre (figuras 3.10).

a



b

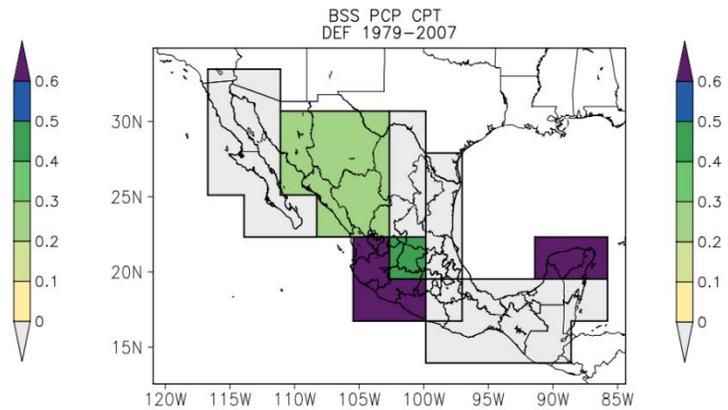


Figura 3.14: Promedio de BSS de todas las categorías de terciles (calculados a partir de observaciones), para el pronóstico de precipitación del (a) ECHAM 4.5 y (b) regionalizado con CPT, correspondientes al trimestre DEF con condición inicial en diciembre (1979-2007)

Los resultados arrojan que el pronóstico regionalizado con CPT, comparado con el pronóstico directo del ECHAM 4.5, genera una mejora en las regiones Noroeste, Bajío y Occidente, y mantiene un valor alto en la región de Yucatán. Dado que el BSS establece los límites de las categorías según los valores extremos observados, se puede hacer una comparación con la metodología de evaluación 1 (figura 3.9a y 3.9b). Se puede apreciar que las regiones donde el número de aciertos supera el 60%, BSS recibe un valor por arriba del 0.2; en regiones donde los aciertos superan el 70%, BSS supera el valor de 0.6. El ejercicio de comparación es útil para tener una referencia sobre los resultados de una evaluación empírica y una fundamentada en el análisis estadístico.

Trimestre JAS con condición inicial en julio y mayo

Los resultados de la evaluación con BSS del trimestre JAS muestran una baja habilidad para predecir los patrones de precipitación en las regiones propuestas (fig. 3.16a y 3.16b), tanto en los pronósticos originales del GCMA como los regionalizados con CPT. Al comparar estos resultados con del método de evaluación 1 para el mismo periodo (fig. 3.10a y 3.10b), se observa que las regiones con porcentajes por debajo del 60% no representan para el BSS habilidad para predecir. Dado que el BSS está expresado en términos del error cuadrático medio de los miembros del ensamble respecto a la ocurrencia del evento, los resultados pueden relacionarse directamente con la dispersión que presenta el ensamble de pronóstico del GCMA para la época de verano.

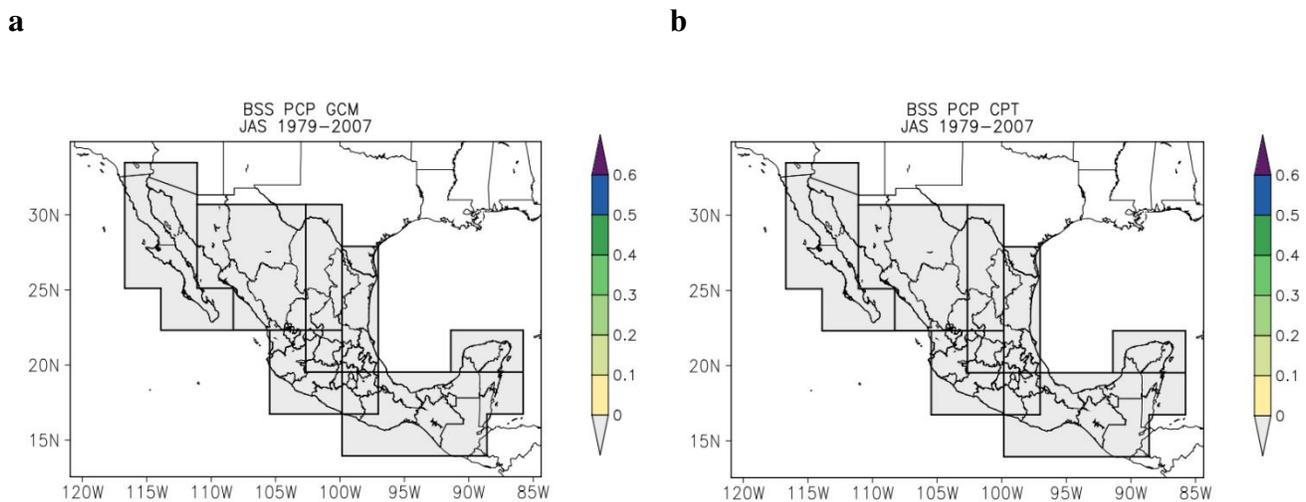


Figura 3.16: Promedio de BSS de todas las categorías de terciles (calculados a partir de observaciones), para el pronóstico de precipitación del (a) ECHAM 4.5 y (b) regionalizado con CPT, correspondientes al trimestre JAS con condición inicial en julio (1979-2007)

A pesar de que los GCMA describen bien los procesos de escala global en el planeta, no debe perderse de vista que la precipitación en verano es de naturaleza mucho más variable, dando pie a un grado de incertidumbre amplio a la hora de pronosticar.

e) BSS en la predicción de precipitación con forzante ENOS

Trimestre DEF condición inicial diciembre

El promedio BSS (de todas las categorías) del pronóstico de años El Niño refleja poca habilidad en la mayoría del territorio mexicano (fig. 3.17a), exceptuando la región Yucatán. La regionalización

presenta mayor habilidad en cinco regiones, mejorando en gran medida las estimaciones de la región Sureste, contrario a lo que había visto en las distintas metodologías de evaluación anteriormente expuestas para el trimestre DEF (fig. 3.10).

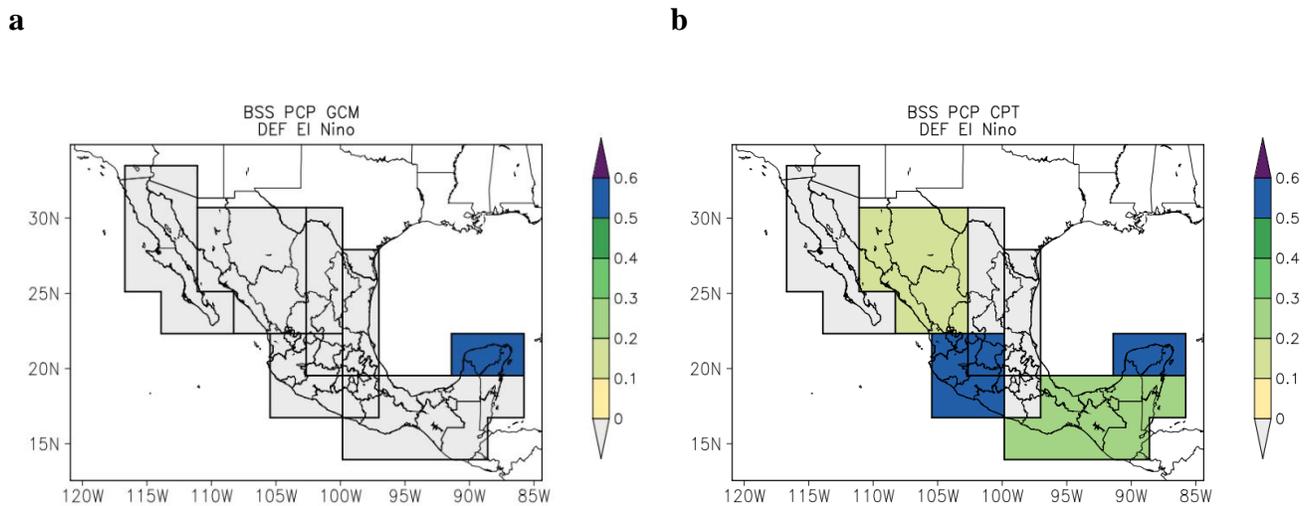


Figura 3.17: Promedio de BSS de todas las categorías de terciles (calculados a partir de observaciones), bajo condiciones El Niño, para el pronóstico de precipitación del (a) ECHAM 4.5 y (b) regionalizado con CPT, correspondientes al trimestre DEF con condición inicial en diciembre (1979-2007)

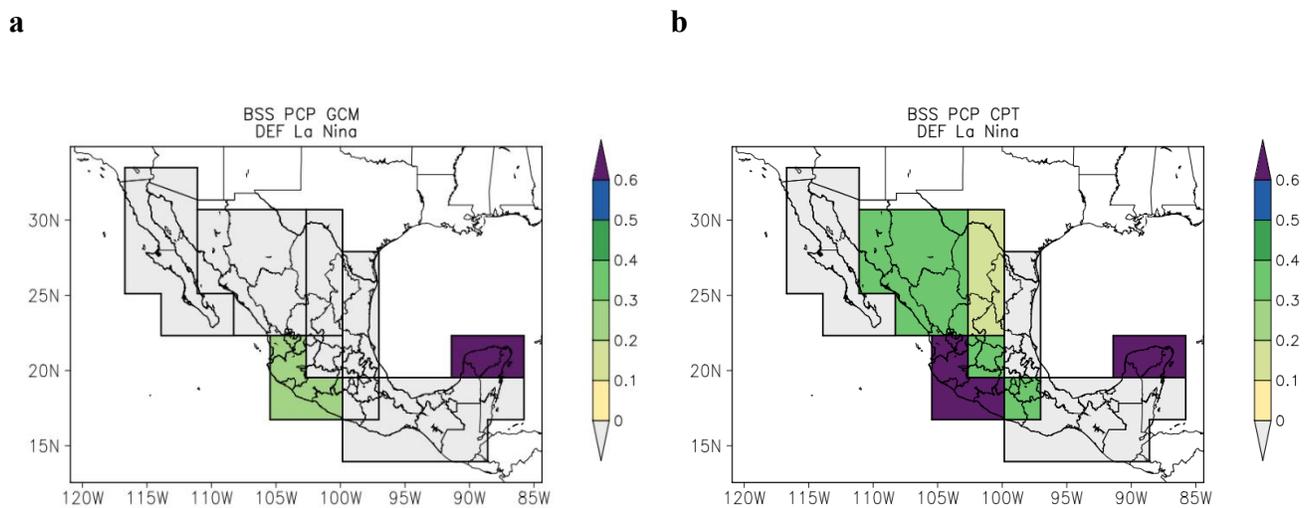


Figura 3.18: Promedio de BSS de todas las categorías de terciles (calculados a partir de observaciones), bajo condiciones La Niña, para el pronóstico de precipitación del (a) ECHAM 4.5 y (b) regionalizado con CPT, correspondientes al trimestre DEF con condición inicial en diciembre (1979-2007)

Los resultados de BSS de los pronósticos de DEF del GCMA en años La Niña muestran buena habilidad en la región Yucatán y también en Occidente (figura 3.13a), mientras que el pronóstico regionalizado muestra una mejora significativa en seis de las nueve regiones analizadas.

Trimestre JAS con condición inicial junio

Las figuras 3.19a y 3.19b representan el promedio de la evaluación con BSS de los pronósticos de JAS con forzante El Niño para las salidas del GCMA y las salidas regionalizadas, respectivamente. El GCMA presenta poca habilidad para pronosticar en todo el territorio, mientras que la regionalización únicamente es capaz de corregir en la región Occidente y Baja California.

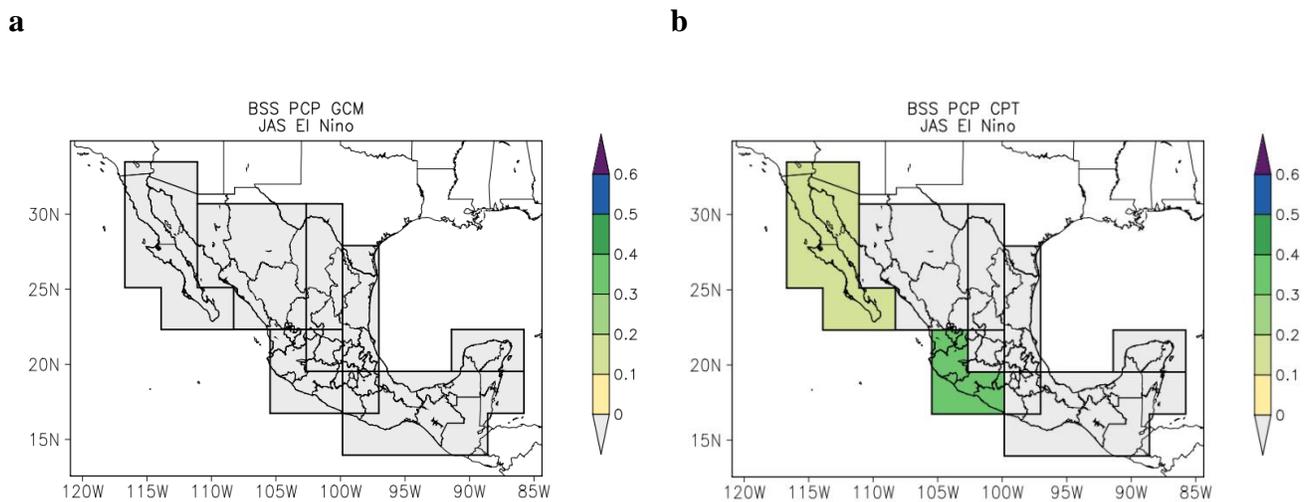


Figura 3.19: Promedio de BSS de todas las categorías de terciles (calculados a partir de observaciones), bajo condiciones El Niño, para el pronóstico de precipitación del (a) ECHAM 4.5 y (b) regionalizado con CPT, correspondientes al trimestre JAS con condición inicial en julio (1979-200)

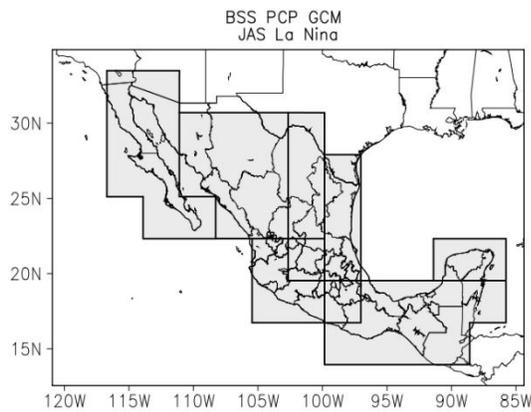
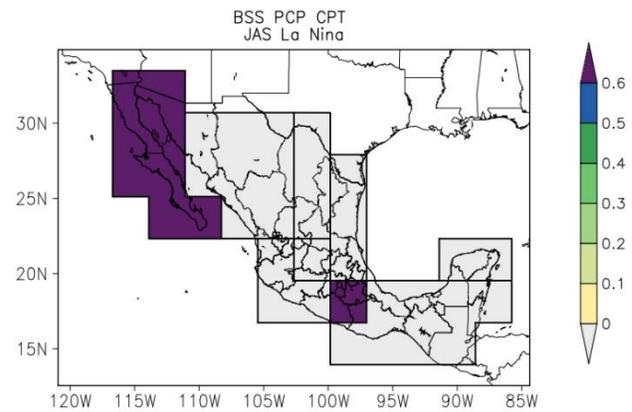
a**b**

Figura 3.20: Promedio de BSS de todas las categorías de terciles (calculados a partir de observaciones), bajo condiciones La Niña, para el pronóstico de precipitación del (a) ECHAM 4.5 y (b) regionalizado con CPT, correspondientes al trimestre JAS con condición inicial en julio (1979-2007)

Para el mismo trimestre los pronósticos directos del ECHAM 4.5 correspondientes al forzante La Niña presentan un BSS nulo en todo el territorio (figura 3.20). El pronóstico regionalizado muestra un BSS alto en la región Baja California y Centro, mientras que para el resto de las regiones tiene un pobre desempeño.

BSS para las categorías ‘por arriba de lo normal’ y ‘por debajo de lo normal’

En México los efectos del ENOS tienen un fuerte impacto en el régimen de precipitación. En años El Niño se ha observado que una anomalía negativa en el régimen de lluvias en el centro-sur de territorio mexicano y un aumento en la precipitación en los estados del norte; en años La Niña ocurre lo contrario, para el caso de verano.

El análisis previo de BSS promedio para todas las categorías, se construyó a partir de un promedio generalizado de tres BSS individuales calculados por categoría. Los resultados de BSS correspondientes a los pronósticos regionalizados dentro del tercil o categoría *por arriba de lo normal* del trimestre DEF bajo condición El Niño y La Niña, se presentan en las figuras 3.21a y 3.21b, respectivamente. Se aprecia que el BSS del pronóstico regionalizado en este trimestre es muy alto en la mayoría de las regiones. Además, el análisis refleja que la condición superávit de lluvia en el centro-sur (norte), bajo condición La Niña (El Niño) es bien (mal) pronosticado para la mayoría de las regiones involucradas. Los resultados BSS muestran habilidad del pronóstico en ambos episodios ENOS en la región Centro, y en la región Baja California solo para episodios La Niña.

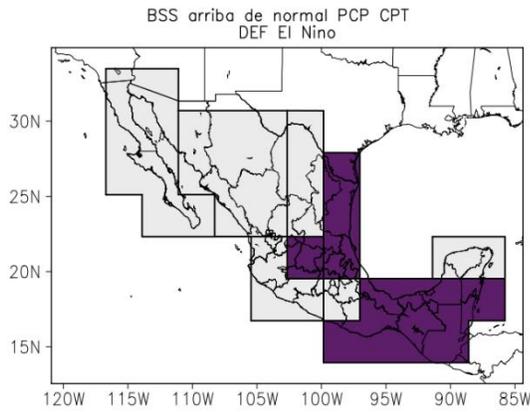
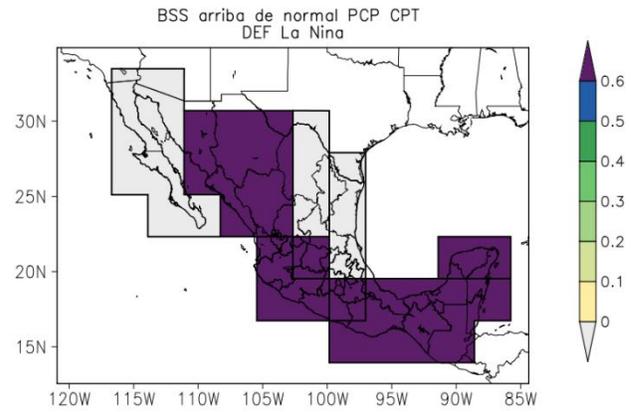
a**b**

Figura 3.21: Promedio de BSS de la categoría 'por arriba de lo normal' (calculados a partir de observaciones), bajo condiciones (a) El Niño y (b) La Niña, para el pronóstico de precipitación regionalizado, correspondiente al trimestre DEF con condición inicial en diciembre (1979-2007)

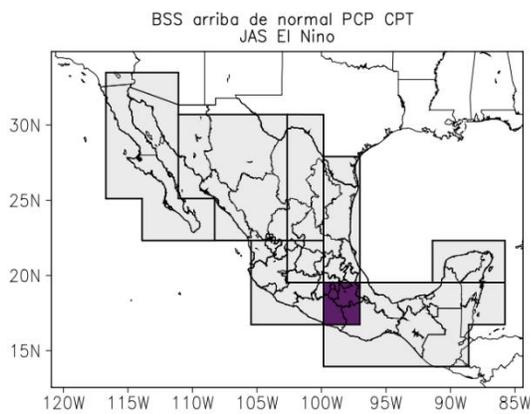
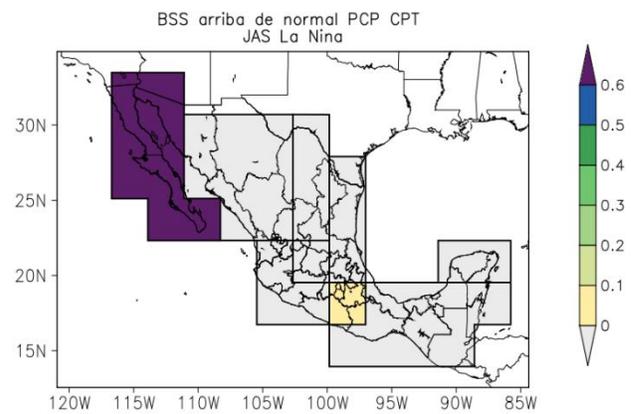
a**b**

Figura 3.22: Promedio de BSS de la categoría 'por arriba de lo normal' (calculados a partir de observaciones), bajo condiciones (a) El Niño y (b) La Niña, para el pronóstico de precipitación regionalizado, correspondiente al trimestre JAS con condición inicial en julio (1979-2007)

En el caso de la categoría por debajo de lo normal, el pronóstico regionalizado bajo condiciones La Niña presenta mejor habilidad en la mayoría de las regiones, a comparación de años El Niño donde el pronóstico regionalizado solo presenta habilidad en dos regiones. En el caso de años La Niña, se tiene una buena habilidad para pronosticar el déficit de lluvias que acompaña a esta condición en la mayoría de las regiones comprendidas en el norte-centro.

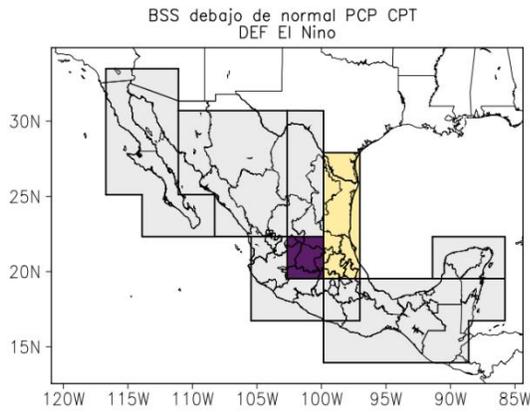
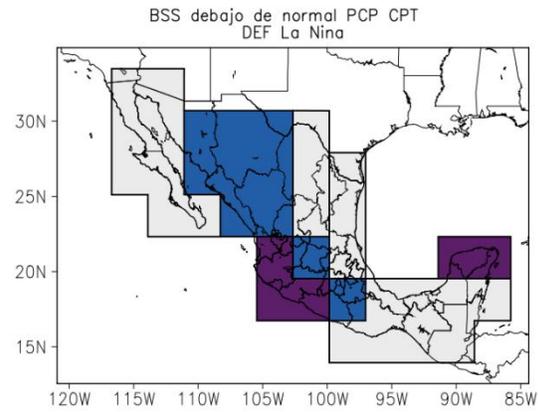
a**b**

Figura 3.23: Promedio de BSS de la categoría ‘por debajo de lo normal’ (calculados a partir de observaciones), bajo condiciones (a) El Niño y (b) La Niña, para el pronóstico de precipitación regionalizado, correspondiente al trimestre DEF con condición inicial en diciembre (1979-2007)

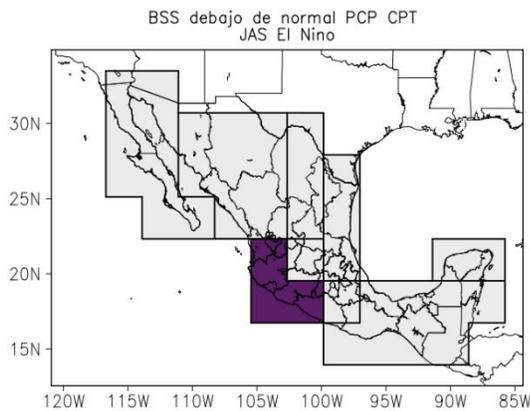
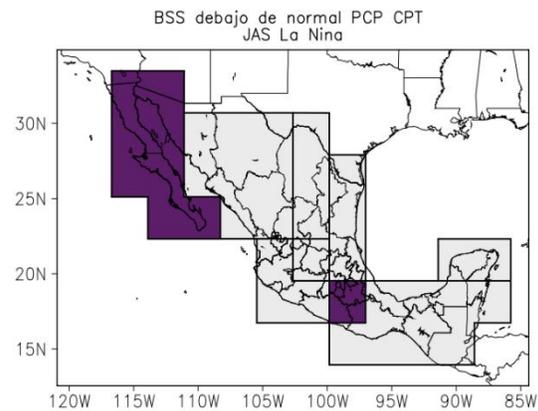
a**b**

Figura 3.24: Promedio de BSS de la categoría ‘por debajo de lo normal’ (calculados a partir de observaciones), bajo condiciones (a) El Niño y (b) La Niña, para el pronóstico de precipitación regionalizado, correspondiente al trimestre DEF con condición inicial en diciembre (1979-2007)

Al pronosticar JAS en la categoría por debajo de lo normal los resultados arrojan que no se tiene habilidad en la mayoría del territorio, únicamente se refleja un BSS alto en la región Occidente en años El Niño, así como en la región Baja California y centro bajo años La Niña.

f) Discusión sobre pronóstico de precipitación

En el ámbito del pronóstico del clima existe el término conocido como la *barrera de predecibilidad*, que se refiere al fenómeno que ocurre en la primavera de cada hemisferio y que se caracteriza por un rápido declive de la correlación entre observación y predicción (Webster y Yang, 1992). La barrera de predecibilidad es independiente de la época del año en que el pronóstico se inicie. La cuestión planteada por Webster y Yang (1992) es si esta barrera de predecibilidad depende de inadecuadas simplificaciones que se hacen dentro de los GCMA o si se trata de una barrera absoluta de predecibilidad interanual; lo que encontraron es que los GCMA modelan muy bien sistemas dominados por el acoplamiento océano-atmósfera en el Océano Pacífico y lo relacionaron con el mecanismo regulador del ciclo ENOS: de larga escala, robusto y simple. Sin embargo el mecanismo completo ENOS presenta variaciones en amplitud y fase. Finalmente, Webster y Yang (1992) sugieren que la mejora en la definición de los patrones de circulación del GCMA podría corregir el problema de la predecibilidad, pero esto dependería de una mejor descripción en topografía, procesos de humedad, etc., para definir bien los sistemas interactivos causantes de la variabilidad interanual.

Magaña y Ambrizzi (2005) atribuyen la variabilidad inter-ENOS en el noroeste de Norteamérica como resultado de fluctuaciones en la fase y amplitud de ondas estacionarias de Rossby que emanan del océano Pacífico central/este. También sugieren que los GCMA aún fallan en simular la amplitud y la fase de las ondas estacionales, dando lugar a errores en la simulación de anomalías climáticas a niveles regionales. Las ondas de longitud larga son más predecibles que las de longitud corta en los extratropicos (Shukla y Kinter, 2006)

Se puede intuir que los resultados de las evaluaciones hechas en este trabajo se involucran justamente con las cuestiones planteadas por los autores citados. De acuerdo con Webster y Yang (1992) el periodo de declive de la predecibilidad comienza en el mes de abril a junio; posteriormente ocurre un ascenso que se detendría justamente en la primavera siguiente. Las evaluaciones hechas con BSS para JAS y DEF siguen este patrón: mejor predecibilidad en invierno que en verano, tanto en pronósticos directos del ECHAM 4.5, como regionalizados con CPT.

Las evaluaciones hechas con el método de evaluación 1 y con BSS para los trimestres DEF y JAS (figuras 3.2a y 3.6a), establecen poca habilidad del ECHAM4.5 para pronosticar precipitación en el norte-centro de México y en casi todo el territorio mexicano, respectivamente. La primera evaluación se puede relaciona con lo establecido por Magaña y Ambrizzi (2005) respecto a la variabilidad inter-ENOS, la cual no puede ser prevista por el GCMA. Finalmente se pueden

relacionar los resultados encontrados en este trabajo con lo expuesto por Barnston (2010), donde se plantea que la habilidad de los pronósticos de precipitación está basada principalmente en los efectos correctamente discriminados de las fluctuaciones que involucran al ENOS y las anomalías TSM fuera del Pacífico tropical.

Respecto a la reducción de escala propuesta, se observa que para el trimestre DEF los pronósticos regionalizados con CPT muestran una mejora considerable en las evaluaciones. Esto es atribuible a la capacidad del método de regresión de captar los modos que describen mejor la variabilidad de la precipitación; cuando existen patrones más definidos en los miembros del pronóstico (menos dispersión) se establecen mejor las condiciones para el cálculo de la función de transferencia a lo largo del periodo y permite la reconstrucción de un pronóstico corregido en patrón espacial, posición y magnitud. Dada la poca precipitación que se presenta en el territorio en la época de invierno, los límites de evaluación son más estrechos y los pronósticos muestran menos dispersión.

Finalmente los resultados de BSS en el análisis de años con forzante ENOS presentan una mejora en el pronóstico a nivel GCMA y es aún mejor en los pronósticos regionalizados con CPT, respecto a los evaluados con durante todo el periodo.

3.1.2 Pronóstico estacional de temperatura

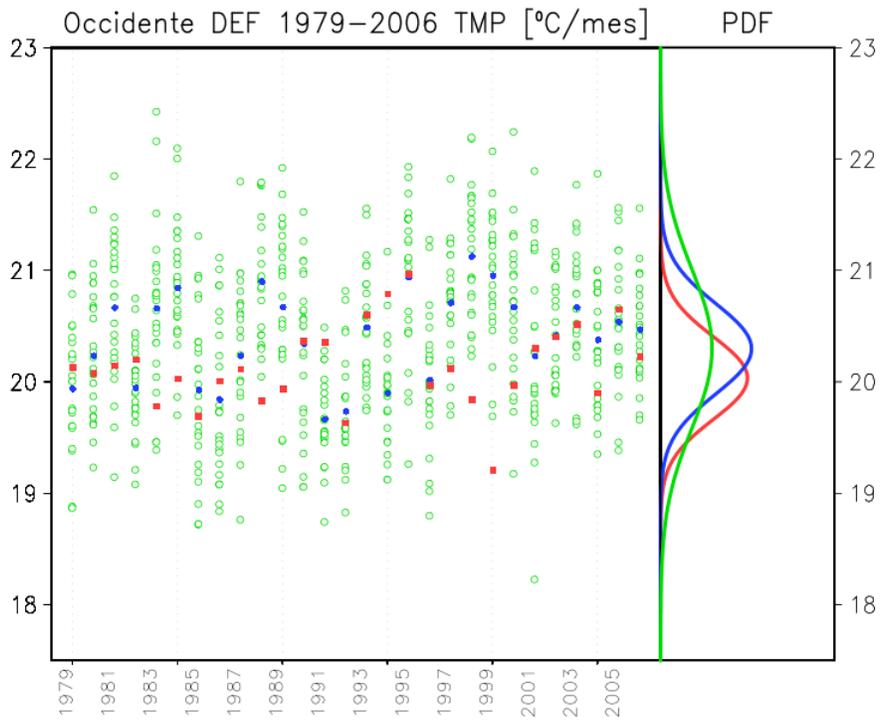
a) Trimestre DEF condición inicial en diciembre y octubre

Los pronósticos directos del ECHAM 4.5, correspondiente al trimestre DEF con condición inicial en diciembre y octubre, muestran buenas aproximaciones en casi todas las regiones del norte-centro de México (Occidente, Oriente, Noroeste, Baja California, Coahuila y Bajío), sin embargo en las regiones Centro, Sureste y Yucatán existe una sobreestimación sistemática de la temperatura, que varía en magnitud en cada región. En todas las regiones el pronóstico regionalizado genera una mejor aproximación a los valores observados, captando de buena manera oscilaciones de temperatura media trimestral observadas. Para ejemplificar los resultados se presenta la serie de tiempo de pronóstico de las regiones Occidente (fig. 3.26) y Centro (fig. 2.28).



Figura 3.25: Territorio que abarca la región Occidente, marcado en color verde

a



b

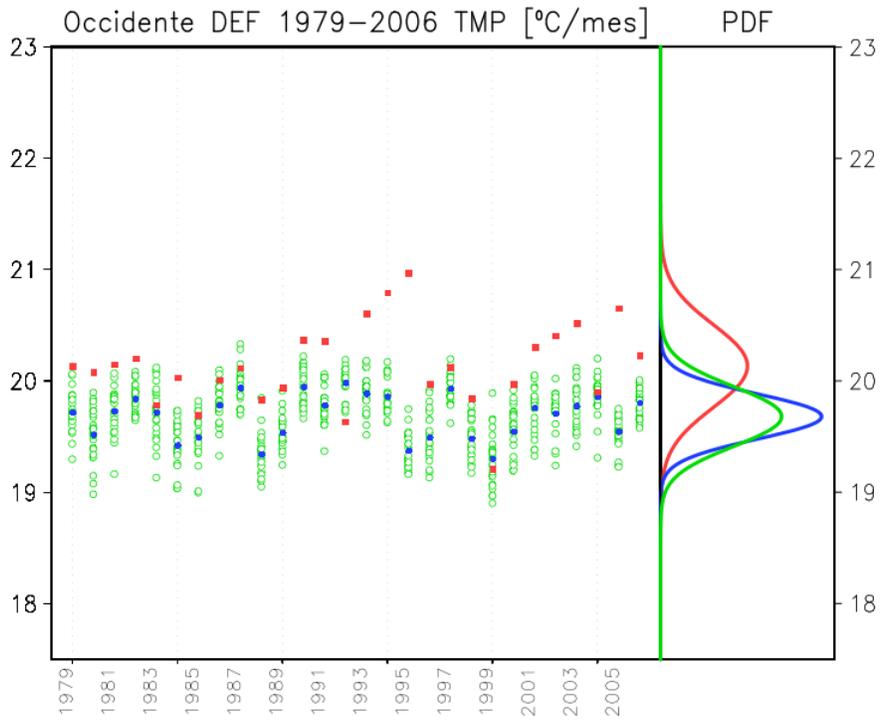


Figura 3.26: Representación de las series de tiempo (izquierda) y PDF (derecha) de temperatura ($^{\circ}\text{C}/\text{mes}$) para el trimestre DEF con condición inicial en diciembre (1979-2006), correspondientes a la región Occidente. Los círculos abiertos y línea en verde representan a los miembros del ensamble, los círculos cerrados y línea en azul a la media del ensamble, y los cuadros y línea en rojo a las observaciones, para pronósticos de (a) ECHAM 4.5 y (b) regionalizados con CPT



Figura 3.27: Territorio que abarca la región Centro, marcado en color verde

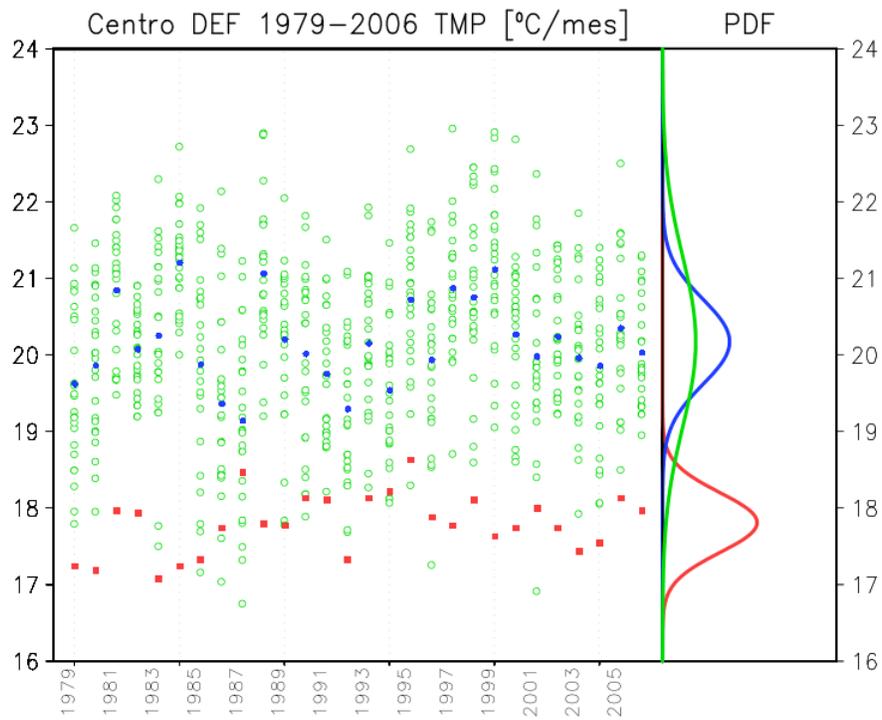
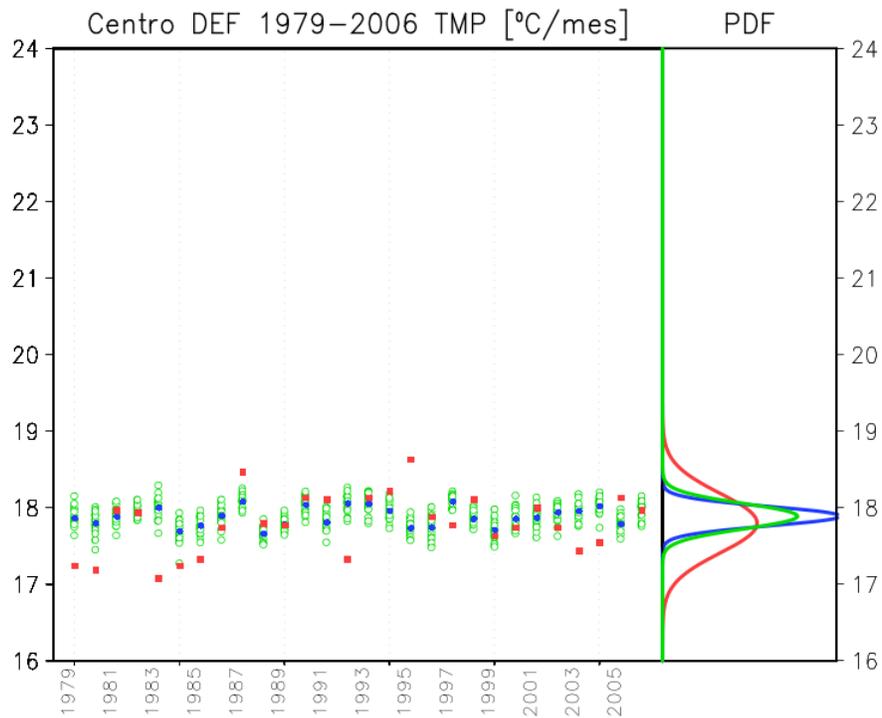
a**b**

Figura 3.28: Representación de las series de tiempo (izquierda) y PDF (derecha) de temperatura (°C/mes) para el trimestre DEF con condición inicial en diciembre (1979-2006), correspondientes a la región Centro. Los círculos abiertos y línea en verde representan a los miembros del ensamble, los círculos cerrados y línea en azul a la media del ensamble, y los cuadros y línea en rojo a las observaciones, para pronósticos de (a) ECHAM 4.5 y (b) regionalizados con CPT

b) Trimestre JAS condición inicial en julio y mayo

En el trimestre JAS con condiciones iniciales en mayo y julio se obtuvieron resultados muy parecidos: se presentaron sobreestimaciones sistemáticas del GCMA en casi todas las regiones (Yucatán, Sureste, Oriente, Occidente, Noroeste, Coahuila, Centro y Bajío presentaron esta condición). Al comparar los resultados anteriores con los correspondientes a los pronósticos regionalizados, se aprecia una mejoría en todos los casos, respecto a las simulaciones originales del ECHAM 4.5.

En el trimestre JAS, el pronóstico directo del GCMA de la región de Baja California es el único que presenta un buen ajuste a los valores de temperatura observados (figura 3.30). Al aplicarles la reducción de escala, se produce una disminución en la dispersión de los miembros del ensamble, mejorando significativamente el pronóstico.

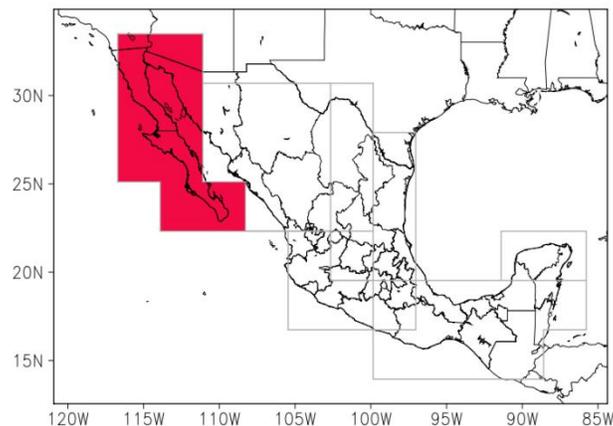
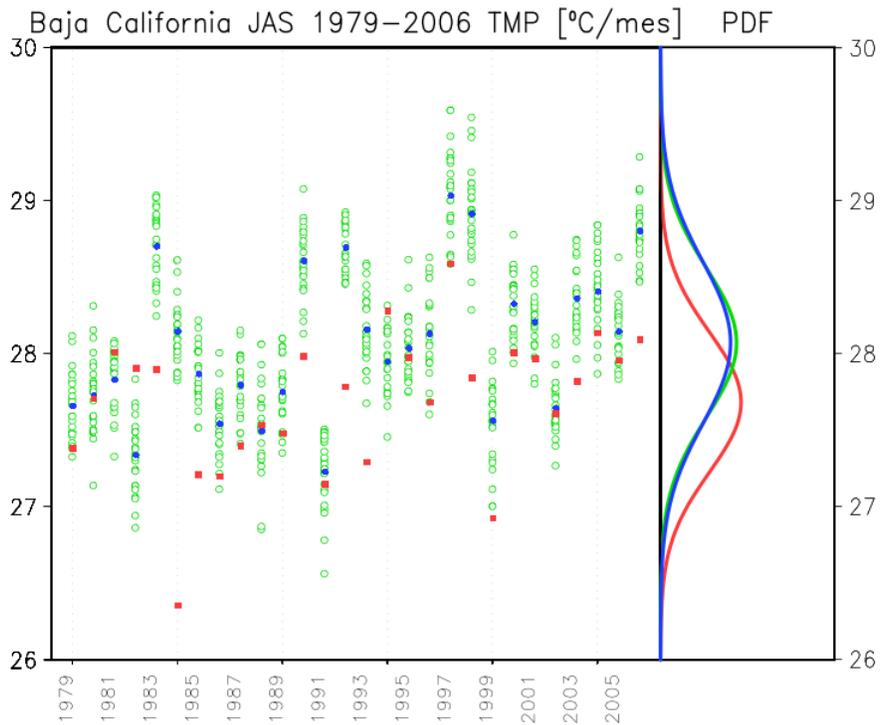


Figura 3.29: Territorio que abarca la región Baja California, marcado en color rojo

a



b

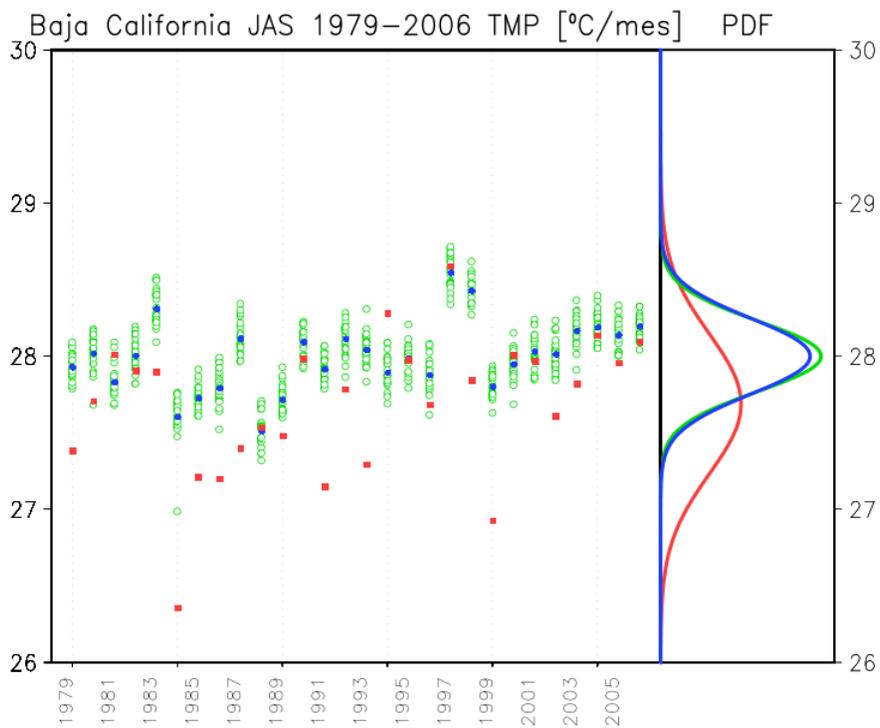


Figura 3.30: Representación de las series de tiempo (izquierda) y PDF (derecha) de temperatura ($^{\circ}\text{C}/\text{mes}$) para el trimestre JAS con condición inicial en julio (1979-2006), correspondientes a la región Baja California. Los círculos abiertos y línea en verde representan a los miembros del ensamble, los círculos cerrados y línea en azul a la media del ensamble, y los cuadros y línea en rojo a las observaciones, para pronósticos de ⁶¹(a) ECHAM 4.5 y (b) regionalizados con CPT

c) Discusión sobre pronóstico estacional de temperatura

El pronóstico de temperatura resultó, en cierta medida, más sencillo de evaluar que el de precipitación. A través de la construcción de las series de tiempo de los pronósticos del ECHAM 4.5 y de los pronósticos regionalizados, se pudo determinar que existen regiones donde el modelo tiende a sobreestimar los valores de temperatura media, sin embargo los pronósticos regionalizados corrigen en gran medida las magnitudes de temperatura en casi todos los casos analizados.

A diferencia del pronóstico de precipitación, el análisis visual por medio de las series de tiempo fue suficiente para determinar que el pronóstico del modelo ECHAM 4.5 presenta algunos errores sistemáticos que dependen de la región. Con este análisis se puede sugerir a la reducción de escala estadística como una buena alternativa para corregir la magnitud de los pronósticos, que en buena medida logran captar también las oscilaciones de temperatura media al paso de los años.

CAPÍTULO ♦ 4

Conclusiones y trabajo futuro

Conclusiones

Las series de tiempo construidas para visualizar la simulación de la variable de temperatura del modelo ECHAM 4.5 durante el trimestre DEF, muestran una buena habilidad al pronosticar en la mayoría de las regiones. Sin embargo, en el trimestre JAS existen sobreestimaciones sistemáticas de temperatura en la mayoría del territorio. Los pronósticos analizados después de aplicarles la reducción de escala, muestran una notable mejoría en magnitud en todas las regiones, lo que se traduce en una mejor aproximación a los valores observados. Además, se observa que los pronósticos regionalizados captan de muy buen modo las oscilaciones de temperatura media al paso del tiempo.

La metodología de evaluación 1 (terciles calculados a partir de observaciones) y el índice de habilidad de Brier (BSS), probados para cuantificar la habilidad del modelo al simular la precipitación sobre México, muestran baja habilidad en las simulaciones del modelo ECHAM 4.5 en la mayoría del territorio, durante el trimestre JAS. Durante el trimestre DEF se aprecia baja habilidad al pronosticar en la parte norte-centro de México. Los resultados se relacionan con la variabilidad inter-ENOS, la cual no puede ser prevista por el GCMA.

Sin embargo, los pronósticos de precipitación regionalizados muestran una notable mejoría en magnitud de precipitación calculada en la mayoría del territorio, principalmente durante el trimestre DEF, ya que la función de transferencia tiene mayor estabilidad en invierno, debido a la poca dispersión que presentan las simulaciones en esta época.

Los valores de BSS indican que las simulaciones de precipitación regionalizadas del ECHAM 4.5 durante episodios El Niño y La Niña, tienen una mejor aproximación respecto a todo el periodo.

Con lo anterior, se hace énfasis en la mejoría que ofrece la regionalización y la importancia de aprovechar la señal ENOS para tener mejores simulaciones.

El establecimiento de regiones conforme la resolución del ECHAM 4.5, permitió establecer patrones representativos del clima observados y pronosticado en México. Además, se pudo demostrar que la reducción de escala estadística es una excelente opción para corregir la magnitud, posición y patrón de las salidas del modelo ECHAM 4.5.

La predicción probabilística del clima es una herramienta útil que permite a la sociedad anticiparse y tomar medidas ante la ocurrencia de los estados futuros del clima. Contar con pronósticos del clima de calidad, así como con una sólida cultura de la prevención, representaría en la sociedad múltiples ventajas en aspectos de salud, naturales y económicos.

En lo que respecta a los GCMA del clima, aún existen varios aspectos por comprender y establecer para la mejora de su habilidad, sin embargo, como se demostró en este trabajo, existen condiciones a escala global que son muy bien representadas en los GCMA y que pueden aprovecharse en distintas regiones. En México existen regiones que responden en buena medida a las predicciones hechas por el GCMA, particularmente ante un evento ENOS, lo puede representar una ventaja en el sector salud, gestión del agua y sector agrícola del país si se tomarán medidas ante la eventual ocurrencia de un fenómeno atmosférico pronosticado. En esta evaluación se pudo demostrar que en México resulta mejor pronosticar en la época de invierno y bajo condición ENOS.

En cuanto a las medidas de evaluación que se aplicaron, se muestra que el BSS permite un mayor control respecto a las medidas empíricas propuestas en este trabajo. Las limitantes que presenta el BSS tienen una relación directa con la variable a evaluar y con los límites de las categorías propuestos por el evaluador: un rango muy amplio entre límites da un muy amplio grado de libertad al evaluar, mientras que un rango de límites angosto puede restringir demasiado la evaluación; en ninguno de los casos anteriores se hablaría de una evaluación objetiva. Se recomienda que al momento de implementar BSS se tomen en cuenta estas consideraciones.

Trabajo futuro

Dada la importancia de contar con información sobre el clima futuro, se requieren establecer esquemas integrales de pronóstico que involucren las predicciones probabilísticas de los GCMA y la regionalización de los mismos. Los beneficios en materia de reducción de escala dependen de la de calidad y extensión de las observaciones. El desarrollo de una base de datos de observaciones

más completa, corregida y detallada, que involucre información de estaciones en superficie para México, permitiría tener estimaciones de pronóstico de clima regionalizado más confiables.

El establecimiento de regiones es una opción adecuada para evaluar la predecibilidad del clima; posteriormente podría trabajarse en evaluar el desempeño de distintos GCMA a nivel de región, sobre territorio mexicano.

Referencias bibliográficas

- Barnston, Anthony G., Shuhua Li, Simon J. Mason, David G. DeWitt, Lisa Goddard, Xiaofeng Gong, 2010: Verification of the First 11 Years of IRI's Seasonal Climate Forecasts. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 49, 493–520.
- Drosowsky, W., and H. Zhang, 2003: Verification of Spatial Fields. *Forecast Verification: A Practitioner's Guide in Atmospheric Science*, Jolliffe, I. y D. Stephenson, eds.: Chichester, UK, John Wiley and Sons, p. 121-136.
- Kalnay, E., 2003: *Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability*. Cambridge, UK, Cambridge University Press, 341 pp.
- Landa, R., Magaña, V., Neri, C., 2008. *Agua y clima: elementos para adaptación al cambio climático*. Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM/ Instituto Nacional de Ecología, SEMARNAT, 120 pp.
- Lorenz, E. N, 2006: Predictability – a problem partly solved. *Predictability of Weather and Climate*, T. Palmer and R. Hagedorn, eds.: Cambridge, UK: Cambridge University Press, p. 40-58.
- Magaña, V. (Editor), 1999: *Los impactos del niño en México*. Centro de Ciencias de la Atmósfera, Universidad Nacional Autónoma de México, Secretaría de Gobernación. México, 229 pp.
- Magaña V., T, Ambrizzi; 2005: Dynamics of subtropical vertical motions over the Americas during El Niño boreal winters. *ATMOSFERA*, 18, 211-234.
- Méndez, J., 2010. *Variabilidad espacio-temporal de la sequía meteorológica en México: aspectos dinámicos*. Tesis de Doctorado (Doctorado en Ciencias de la Tierra-UNAM), Facultad de Ciencias, 102 pp.
- New, M, Hulme, M, and Jones, P. 1999. Representing twentieth-century space-time climate variability. Part I: Development of a 1961-90 mean monthly terrestrial climatology. *Journal of Climate* 12, 829-856.
- Palmer, T.N., A. Alessandri, U. Andersen, P. Cantelaube, M. Davey, P. Délecluse, M. Déqué, E. Díez, F.J. Doblas-Reyes, H. Feddersen, R. Graham, S. Gualdi, J.-F. Guérémy, R. Hagedorn, M. Hoshen, N. Keenlyside, M. Latif, A. Lazar, E. Maisonave, V. Marletto, A. P. Morse, B. Orfila, P. Rogel, J.-M. Terres, M. C. Thomson, 2004. Development of a European multi-model ensemble system for seasonal to inter-annual prediction (DEMETER). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85, 853-872.
- Philander, S. G., 2004: *Our affair whit El Niño: how we transformed an enchanting Peruvian current in to a global climate hazard*. Ney Jersey, Princeton University Press, 277 pp.

- Rajagopalan, B., U. Lall, and S. Zebiak, 2002: Optimal Categorical Climate Forecasts through Multiple GCM Ensemble Combination and Regularization. *Monthly Weather Review*, 130, 1792-1811.
- Randall, D., 2004: An Introduction to the general circulation of the atmosphere. Department of Atmospheric Science, Colorado State University, 528 pp.
- Roeckner, E., Coauthor, 1996: The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate. Hamburg, Germany, Max-Planck Institute for Meteorology, 90 pp.
- Shukla, J. and J. L. Kinter III, 2006: Predictability of seasonal climate variations: A pedagogical review. *Predictability of Weather and Climate*, T. Palmer and R. Hagedorn, eds.: Cambridge, UK: Cambridge University Press, p. 306-341.
- Toth, Z., O. Talagrand, G. Candille, and Y. Zhu, 2003: Probability and Ensemble Forecasts. *Forecast Verification: A Practitioner's Guide in Atmospheric Science*, Jolliffe, I. y D. Stephenson, eds.: Chichester, UK, John Wiley and Sons, p. 137-164.
- Troccoli, A., M. S. J. Harrison, S. J. Mason, and D. L. T. Anderson, 2008: Seasonal Climate Variability: Forecasting and Managing Risk. Springer Academic Publishers, Dordrecht, 417-434.
- van den Dool, H.M., 1994: Searching for analogues, how long must we wait? *Tellus*, 46A, 314-324.
- Webster, P. J. and S. Yang, 1992: Monsoon and ENSO: Selectively Interactive Systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 118, 877-926.
- Webster, P., 1994: The Role of Hydrological Processes in Ocean-Atmosphere Interaction. *Rev. of Geophys.*, 32, 427-476.
- Wigley T. M. L., 2004: Input Needs for Downscaling of climate. Scientific report for California Energy Commission, USA, 32 pp.
- Wilks, D., 2006: *Statistical Methods in Atmospheric Sciences*. Volume 911, second edition (International Geophysics Series), Academic Press, 648 pp.
- Zhu, Y. 2005: Ensemble Forecast: A New Approach to Uncertainty and Predictability *Advance in Atmospheric Sciences*, Vol. 22, No. 6, 781-788.

Recursos electrónicos

- American Meteorological Society (AMETSOC, 2010):
<http://www.ametsoc.org/amsedu/wes/glossary.html>
- International Climate and Environmental Change Assessment Project (ICECAP, 2011):
<http://icecap.us/images/uploads/amoarticle1.pdf>
- International Research Institute for Climate and Society (IRI, 2010):
<http://iri.columbia.edu/climate/forecast/tutorial2/>
<http://iri.columbia.edu/climate/ENSO/globalimpact/overview/prediction.html>
http://ccnmtl.columbia.edu/projects/climate/course_html/module_42_lesson_185.html
- International Research Institute for Climate and Society (IRI, 2011):
<http://blogs.ei.columbia.edu/2011/06/29/climate-forecasting-oceans-droughts-climate-change-and-other-tools-of-the-trade/>
http://iri.columbia.edu/features/2011/la_nina_related_impacts_likely_to_continue.html
- National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA, 2007):
http://www.aoml.noaa.gov/phod/amo_faq.php
http://celebrating200years.noaa.gov/breakthroughs/climate_model/welcome.html
- University Corporation for Atmospheric Research (METED-UCAR, 2010)
http://www.meted.ucar.edu/nwp/pcu1/ensemble_es/print.htm