



Universidad Nacional Autónoma de México
Instituto de Geofísica
Centro de Ciencias de la Atmósfera

Pronóstico estacional de temperatura y
precipitación usando el Modelo
Termodinámico del Clima de Adem con
énfasis en la República Mexicana.

T E S I S

Que para optar por el grado de Maestro en
Ciencias de la Tierra, con especialidad en
Ciencias de la Atmósfera

Presenta:

Julio César Melchor Pinto

Tutor y director de tesis:

Dr. Víctor Manuel Mendoza Castro
Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM.
México, D.F. Julio 2014



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Resumen



Se analizan las consideraciones que deben tomarse en cuenta para pronosticar el clima a una escala de tiempo estacional. Los forzantes y retroalimentadores del sistema climático con tiempos de respuesta dentro del régimen de meses, en particular los patrones oceánicos y la cubierta de hielo y nieve estacional son de gran importancia para el pronóstico estacional. Los fundamentos de este trabajo son que un modelo de balance de energía de complejidad intermedia puede predecir el estado general de la atmósfera a escala estacional y se propone al Modelo Termodinámico del Clima de Adem (MTCA) para realizar experimentos con ensambles de promedios mensuales. El MTCA es un modelo de balance de energía cuya principal consideración es el calor latente y sensible cedido del mar hacia la atmósfera. Haciendo pronósticos mensuales con el MTCA de las anomalías de temperatura y precipitación durante el período 1960-1998 y el diseño de un ensamble de resultados mensuales, se obtiene un pronóstico estacional que toma como condición inicial la esciación anterior a la predicción; los resultados hemisféricos del modelo son interpolados para incrementar su resolución y se seleccionan 122 nodos dentro de la República Mexicana. El pronóstico estacional es expresado en tercies que permiten validar expresiones coloquiales como “más frío de lo normal”, o “menos lluvia de la esperada”. Este pronóstico es evaluado con las observaciones del Servicio Meteorológico Nacional a través del sistema UNIATMOS del CCA-UNAM. La habilidad del modelo para pronosticar las anomalías de temperatura y precipitación estacionales son calculadas y mostradas en su distribución geográfica a través de mapas de líneas de contorno de habilidad (isohabilatas). Estos mapas distinguen donde el modelo tiene mejor habilidad para pronosticar condiciones anómalas y en que estación del año. El modelo es una herramienta útil para el pronóstico de la anomalía de temperatura en superficie en primavera y verano, en especial en la meseta central, la costa de Tamaulipas, el norte de Veracruz y toda la costa suroeste de México. El pronóstico de precipitación hecho por el modelo es confiable sólo para la meseta central, las costas de Michoacán y Jalisco en invierno, Baja California y el desierto de Sonora en otoño, y la Sierra Madre Oriental junto con la costa del Pacífico Sur en primavera.

Agradecimientos:

A mis Padres...

Por enseñarme el valor del esfuerzo, a no claudicar y mejorarme cada día.

Al Dr. Víctor Mendoza Castro...

Por todo lo que me ha enseñado, el apoyo recibido, sus consejos y colaboración en este trabajo.

A Zuleica Ojeda Lerma...

Por acompañarme en la elaboración de este trabajo, y en todo momento.

Al M.C. Alejandro Aguilar Sierra...

Por proporcionar los datos observados de UNIATMOS.

Al jurado...

Dr. Benjamín Martínez López.

Dr. Jorge Zavala Hidalgo.

Dr. David A. Salas De León.

Dra. Blanca E. Mendoza Ortega.

Por sus comentarios y sugerencias que hicieron este trabajo mejor.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología CONACYT...

Por el apoyo económico otorgado para los estudios de maestría.

Al Centro de Ciencias de la Atmósfera CCA-UNAM...

Por haber sido el lugar donde fue posible este trabajo y el de mis compañeros. Además, por el apoyo económico otorgado para el proceso de titulación.

Índice general

1. Introducción	9
1.1. Generalidades	9
1.1.1. Objetivos	9
1.1.2. Hipótesis	9
1.1.3. Impacto	10
1.2. Variabilidad estacional	11
1.2.1. Sistema climático	11
1.2.2. Forzantes y retroalimentadores de escala estacional	14
1.2.3. Modos principales de la variabilidad interanual	21
1.2.4. Variabilidad estacional en la República Mexicana	25
1.3. Pronóstico estacional	26
1.3.1. Métodos actuales de pronóstico	26
1.3.2. Ruido/señal en los modelos climáticos	28
1.3.3. Incertidumbre en el pronóstico estacional	29
2. El MTCA	30
2.1. Historia del MTCA	31
2.2. Ecuaciones del MTCA	32
2.2.1. Ecuaciones básicas	32
2.2.2. Ecuación de balance de energía	32
2.2.3. Parametrización de la precipitación	37
2.3. Cómputo del MTCA	39
2.3.1. Datos de entrada	39
2.3.2. Salida del modelo	40
2.4. Comparación con resultados de otros modelos	42
3. Experimentos y resultados	46
3.1. Interpolación de las salidas del MTCA	47
3.2. Datos observados	48
3.3. Diseño del ensamble	49
3.3.1. Cálculo de Terciles	51
3.3.2. Resultados estacionales	55
3.4. Evaluación del pronóstico estacional	58
3.5. Conclusiones	63

Índice de figuras

1.1.	Diagrama de las interacciones entre los diferentes subsistemas del sistema climático basado en un esquema similar del libro de Peixoto [41].	13
1.2.	Diagrama que ilustra la capacidad calorífica efectiva C_m entre la atmósfera y los océanos.	15
1.3.	Diagrama de la retroalimentación positiva y negativa por cambios en la cubierta de hielo y nieve.	16
1.4.	Diagrama de la retroalimentación positiva por influencia del vapor de agua. .	17
1.5.	Diagrama de las interacciones entre el océano y la atmósfera que influyen en el clima.	19
1.6.	Diagrama de las interacciones entre el continente y la atmósfera que influyen en el clima.	20
1.7.	Índice de la PDO de 1900 a 2014.	22
1.8.	Índice de la NAO de 1865 a 2012.	23
1.9.	Índice de la AMO de 1856 a 2014.	24
1.10.	Evolución a lo largo de los años de la correlación de la altura geopotencial a 500mb del MCG de ECMWF, para diferentes rangos de tiempo en el pronóstico. (Simmons & Hollingsworth 2002)	26
2.1.	Regiones Hidrológico-Administrativas de México	42
2.2.	Evaluación del pronóstico mensual del MTCA (a) y el MAA (b) en la temporada de lluvias. Expresa el porcentaje de aciertos que tiene los modelos para pronosticar el signo de la anomalía de precipitación.	43
3.1.	Cuadro sinóptico que describe el proceso con el cual se realiza la evaluación del MTCA en este capítulo.	46
3.2.	Se muestra el aumento en la cantidad de puntos de malla para mejorar la resolución de los pronósticos de salida del MTCA.	47
3.3.	Distribución espacial de los 122 puntos de malla que se localizan dentro del territorio mexicano.	48
3.4.	Ejemplo de la representación gráfica de un pronóstico inmediato y los meses de pronóstico extendido, a partir de una condición inicial (mes de marzo). . .	49
3.5.	Diseño del ensamble del pronóstico estacional con promedios ponderados. . .	50
3.6.	Se muestra un esquema de una distribución gaussiana estándar. Indica que la probabilidad se distribuye en torno a un valor central, formando una gráfica en forma de campana.	52

3.7. Distribuciones de probabilidad para el cálculo de los terciles (primavera y otoño) en distintos puntos de la República Mexicana.	53
3.8. Distribuciones de probabilidad para el cálculo de los terciles (verano e invierno) en distintos puntos de la República Mexicana.	54
3.9. Resultados estacionales del MTCA (<i>arriba, izquierda</i>) y las observaciones estacionales del SMN de temperatura en superficie en la primavera de 1981. Del lado derecho, su correspondiente tercil.	56
3.10. Resultados estacionales del MTCA (<i>arriba, izquierda</i>) y las observaciones estacionales del SMN de precipitación en superficie en la primavera de 1961. Del lado derecho, su correspondiente tercil	57
3.11. Habilidad en porcentaje del MTCA para pronosticar las anomalías estacionales de temperatura en superficie para la primavera (a) y para el verano (b).	59
3.12. Habilidad en porcentaje del MTCA para pronosticar las anomalías estacionales de temperatura en superficie para el otoño (a) y para el invierno (b).	60
3.13. Habilidad en porcentaje del MTCA para pronosticar las anomalías estacionales de precipitación para la primavera (a) y para el verano (b).	61
3.14. Habilidad en porcentaje del MTCA para pronosticar las anomalías estacionales de precipitación para el otoño (a) y para el invierno (b).	62
A.1. Distribución de la malla octagonal del NMC.	68
A.2. Diagrama general de la interpolación de 1977 a 5796 puntos.	69

Índice de tablas

1.1. Tiempos de respuesta de diversos ambientes a forzantes externos	12
2.1. Verificación de los pronósticos mensuales del MTCA, el MAA y el ECHam por regiones hidrológicas para la temporada de lluvias.	44
2.2. Verificación de los pronósticos mensuales del MTCA, el MAA y el ECHam por regiones hidrológicas para la temporada seca.	45
3.1. Ponderación de los pronósticos mensuales del MTCA dentro del ensamble estacional	50
3.2. Escenarios que se obtienen al expresar las anomalías de temperatura y precipitación como una medida burda.	52
T.1. Distancia equivalente y factor de escala para la malla NMC.	67

Capítulo 1

Introducción

1.1. Generalidades

1.1.1. Objetivos

Pronosticar el valor medio mensual y la anomalía (diferencia sobre la condición climática) de la temperatura en superficie y de la precipitación acumulada mensual usando el Modelo Termodinámico del Clima de Adem (MTCA).

Diseñar un ensamble que permita el pronóstico estacional extendido a 6 meses de las variables anteriores, con el propósito de cubrir los siguientes objetivos particulares: Evaluar la habilidad estadística del modelo para pronosticar el estado general de la atmósfera en la estación siguiente a la condición inicial dentro de la República Mexicana usando una muestra de 38 años, que va de marzo de 1960 a diciembre de 1998.

Mostrar la distribución geográfica de la habilidad del MTCA para el pronóstico estacional dentro de la República Mexicana por medio de mapas de isohabilatas (líneas de igual habilidad en el pronóstico).

1.1.2. Hipótesis

El pronóstico numérico estacional es posible si se utiliza un modelo de balance de energía de variables mensuales y de complejidad intermedia, que parametrize de forma semiempírica los factores dinámicos y filtre adecuadamente los modos de la atmósfera y el océano de un paso de tiempo menor a un mes. Dado que el MTCA es un método puramente físico, de carácter mensual, basado en leyes de conservación presentes en la naturaleza y de fácil implementación computacional, se presume que es una herramienta eficiente para realizar pronósticos estacionales.

1.1.3. Impacto

La necesidad de conocer el estado general de la atmósfera es de gran importancia para muchos sectores de nuestra sociedad. Determinar las condiciones de frío o calor; de lluvia o sequía en zonas productivas y urbanas con meses de anticipación es un punto clave en la prevención de la seguridad social, la salud, y la productividad de todos los países. En la agricultura, el pronóstico extendido es importante para determinar fechas de siembra y riego, así como la planeación de las cosechas y la prevención de fenómenos devastadores como las heladas, inundaciones o sequías. De forma indirecta, la variabilidad climática puede ser un factor importante en la proliferación de bacterias, hongos y plagas (asociados típicamente a climas lluviosos) que afectan la producción agrícola de un país (Breuer 2004). Para algunas instancias gubernamentales, poder estimar la abundancia o escasez de la precipitación de forma anticipada ofrece la posibilidad de cuantificar recursos hidrológicos disponibles, y redistribuirlos de forma que se aprovechen mejor. En el sector económico, la industria refresquera utiliza los pronósticos estacionales de las anomalías de temperatura para definir la frecuencia de reabastecimiento en sus puntos de venta.

En la República Mexicana, el pronóstico estacional oficial de temperatura y precipitación lo realiza el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) con un método estadístico conocido como Método de Años Análogos (MAA). Este método identifica patrones oceánicos y atmosféricos de años en el pasado que tienen similitud con las condiciones actuales. El siguiente trabajo no compara al MTCA con los pronósticos realizados por el SMN, pero sí ofrece una evaluación de la habilidad que tiene el MTCA en el pronóstico estacional. Dando argumentos para considerar a un modelo con fundamentos físico-matemáticos como una mejor herramienta de pronóstico.

1.2. Variabilidad estacional

El estudio de los fenómenos que caracterizan el estado de la atmósfera puede dividirse de acuerdo a la escala de tiempo en que tienen lugar: el tiempo atmosférico, escala de los fenómenos meteorológicos que van desde horas hasta días y cuya evolución depende de sus condiciones iniciales; y el clima, referente a las condiciones meteorológicas promedio en un período de 30 años según la Organización Meteorológica Mundial (WMO por sus siglas en inglés) y que son prácticamente independientes de las condiciones iniciales, y se concentra en aquellos parámetros atmosféricos que prevalecen durante períodos largos de tiempo, como flujos de calor o ciclones y anticiclones semipermanentes. El pronóstico en una escala estacional ocurre en una escala intermedia (meses) y por ello requiere tomar en consideración a los entornos que conforman el sistema climático pero con algunas restricciones.

1.2.1. Sistema climático

El sistema climático tiene la característica de ser un sistema físico cerrado pero no aislado, pues en una buena aproximación no hay intercambio de masa con el espacio exterior pero esta sujeto a forzantes externos que lo alimentan. El sistema climático \mathcal{T} puede dividirse en subsistemas conectados a través de fronteras abiertas y no aisladas de la siguiente forma (Peixoto 1992):

$$\mathcal{T} = \mathcal{A} \cup \mathcal{H} \cup \mathcal{C} \cup \mathcal{L} \cup \mathcal{B} \quad (1.1)$$

Donde el subsistema \mathcal{A} esta conformado por la Atmósfera, incluyendo a las nubes. \mathcal{H} es la Hidrósfera que considera toda porción de agua líquida en el sistema, \mathcal{C} es la Criósfera, el agua sólida en la superficie terrestre, la Litósfera \mathcal{L} que es la superficie continental que involucra al suelo y el fondo oceánico, y la Biósfera \mathcal{B} el componente orgánico/antropogénico del sistema climático. Cada uno de los subsistemas climáticos varían en la escala temporal con que interaccionan con los forzamientos y retroalimentadores de los otros subsistemas debido a que la composición, estado y estructura de la materia es distinta entre ellos. Se relacionan a través de variables intensivas y extensivas que dan lugar a diversos ambientes dentro de los mismos subsistemas. En la figura 1.1 se muestra un diagrama del sistema climático y sus diferentes subsistemas. Ya que muchas interacciones tienen lugar en este sistema, es importante distinguir que forzantes o retroalimentadores están dentro del régimen del pronóstico estacional.

El período de respuesta a un forzante o retroaliementador para distintos ambientes esta expresado en la tabla 1.1. El dominio esta dividido en atmósfera, océano y continente, y cada uno de ellos dividido en diferentes ambientes (columna izquierda).

Asociado a cada uno de estos ambientes hay un tiempo de respuesta o tiempo de equilibrio, que representa el regreso a la condición normal (columna centro y derecha). Con la tabla 1.1, extraída del libro de McGuuffie *et. al.* 2005 pueden distinguirse los

ambientes cuyo tiempo de respuesta está dentro del régimen del pronóstico estacional.

La atmósfera libre y la capa límite planetaria \mathcal{A} tienen un período de respuesta relativamente corto a causa de su baja densidad (comparada con los océanos y los continentes) y sus características dinámicas. Debido a su baja capacidad calorífica en relación a los demás subsistemas, la atmósfera tiene menor inercia térmica y la respuesta a los forzamientos de otros subsistemas es casi inmediata, por ello su contribución al pronóstico estacional es limitada. Sin embargo, no es despreciable ya que su aspecto dinámico contribuye a desencadenar procesos físicos de mayor escala temporal, y la concentración de los gases que la conforman influyen en el clima (véase Sección 1.2.2); además de ser el ambiente de interés a pronosticar. La criósfera \mathcal{C} se compone de la cubierta de hielo permanente, y la cubierta de hielo y nieve estacional que se extiende más allá de los glaciares permanentes. El subsistema orgánico antotropogénico \mathcal{B} actúa cambiando la concentración de los gases de efecto invernadero o produciendo cambios en el albedo, que pueden ser tomados en cuenta a una escala estacional. Los subsistemas con tiempo de reacción mayor a una década, como los glaciares \mathcal{C} , las aguas profundas \mathcal{H} y la corteza terrestre \mathcal{L} pueden parecer constantes en una escala estacional. El agua en su fase líquida \mathcal{H} constituye uno de los ambientes más importantes para el pronóstico estacional. Debido a su inercia térmica y dinámica, en términos de su tiempo de respuesta, la capa de mezcla oceánica es el modo principal de interacción con la atmósfera a una escala mensual y estacional. Por todo esto, es necesario restringir el dominio climático a aquellos subsistemas que contienen a los ambientes con mayor influencia en el pronóstico a una escala mensual o estacional, y la ecuación 1.1 se reduce a:

$$\mathcal{I}^* = \mathcal{H} \cup \mathcal{C} \cup \mathcal{A} \tag{1.2}$$

Donde \mathcal{I}^* es el sistema climático estacional. Los subsistemas de la ecuación 1.2 son escritos en orden a su contribución, siendo el océano \mathcal{H} el principal predictor a escala estacional, seguido de la cubierta de hielo y nieve estacional \mathcal{C} y la atmósfera \mathcal{A} .

Dominio Climático	Segundos	Tiempo equivalente
Atmósfera		
Atmósfera libre	10^6	10 días
Capa límite planetaria	10^5	24 horas
Océano		
Capa de mezcla	$10^6 - 10^7$	de meses a años
Aguas profundas	10^{10}	300 años
Hielo Marino	$10^6 - 10^{10}$	de días a 100's de años
Continentes		
Nieve y capa de hielo estacional	10^5	24 horas
Lagos y ríos	10^6	10 días
Suelo / Vegetación	$10^6 - 10^{10}$	de días a 100's de años
Glaciares de montaña	10^{10}	300 años
Capas de hielo	10^{11}	3000 años
Manto terrestre	10^{15}	30 millones de años

Tabla 1.1: Tiempos de equilibrio para diferentes interfaces de interacción en los subsistemas climáticos

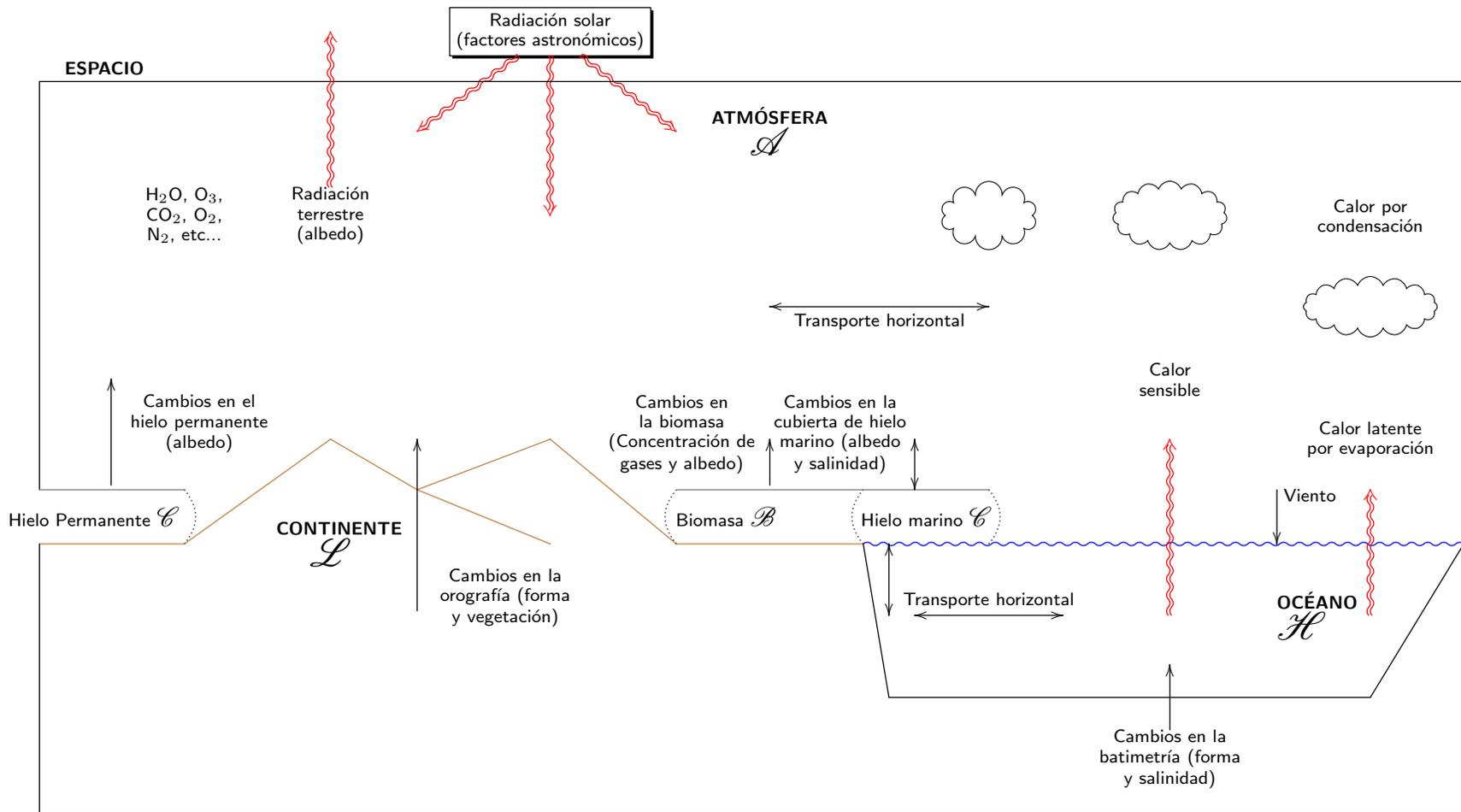


Figura 1.1: Diagrama de las interacciones entre los diferentes subsistemas del sistema climático basado en un esquema similar del libro de Peixoto [41].

1.2.2. Forzantes y retroalimentadores de escala estacional

Para analizar el estado general de la atmósfera y sus fluctuaciones con meses de anticipación, es necesario distinguir los factores que determinan la variabilidad mensual, anual e interanual del sistema climático; centrando la atención en aquellas interacciones producidas por los subsistemas climáticos a considerar en el pronóstico estacional (ecuación 1.2).

El Sol constituye el motor principal del clima. La radiación solar es un forzante externo al sistema climático y aporta casi toda la energía que produce cambios en el estado termodinámico y en la circulación de la atmósfera y de los océanos. Los factores astronómicos como la posición de la Tierra con respecto del Sol y la latitud, influyen en la incidencia de esta radiación sobre la superficie terrestre a través del principio del *inverso del cuadrado de la distancia*, en donde la insolación recibida por una superficie esférica es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre algún punto sobre la esfera y la fuente. La inclinación del eje de rotación de la Tierra produce variaciones en la insolación a lo largo del año, lo que da lugar al ciclo estacional. El ciclo de manchas solares, de aproximadamente 11 años, también produce cambios en el sistema climático a largo plazo a través de variaciones en la constante solar, produciendo cambios en la cantidad de radiación recibida por nuestro planeta (ciclo interanual).

Cuando toda esta energía ingresa al sistema produce diferentes interacciones que en conjunto crean el clima y su variabilidad. El almacenamiento y distribución del exceso de energía dentro de los subsistemas es considerado un forzante para todo ambiente que interactúe con el ambiente perturbado, y está en función de los tiempos de respuesta entre ellos. En la figura 1.1 pueden observarse algunos de los acoplamientos importantes en los subsistemas del pronóstico estacional: el acoplamiento océano-atmósfera que se caracteriza por intercambio de masa y energía entre los océanos y la atmósfera, el acoplamiento del hielo marino con la atmósfera que incide en cambios en el albedo terrestre, el acoplamiento del hielo marino con el océano que produce cambios de temperatura y salinidad en el océano, los acoplamientos relacionados con la litósfera \mathcal{L} se llevan a cabo en largos períodos de tiempo, y el componente orgánico \mathcal{B} es despreciado por limitar este estudio al aspecto físico del clima; cabe señalar que estos factores pueden incidir en el clima: los cambios en la litósfera han producido cambios en el clima de la Tierra a lo largo de su historia, y el factor orgánico/antropogénico puede producir cambios en el albedo y la composición química de la atmósfera. Los mecanismos que llevan a cabo la tarea de repartir temporal y espacialmente la energía entre los subsistemas se enumeran a continuación sin ningún orden en particular:

- I. **El almacenamiento de energía térmica en los océanos**, principalmente en las zonas tropicales, constituye un gran aporte para determinar las condiciones atmosféricas con meses de anticipación. El calor específico del agua es 4 veces más alto en comparación con el del aire y su densidad es 10^3 veces mayor. En

la figura 1.2 se considera una columna de atmósfera y océano desde la capa de mezcla oceánica hasta el tope de la atmósfera. El aire contenido en una columna en toda la atmósfera posee casi la misma capacidad calorífica efectiva C_m que una columna de agua de 3 metros de profundidad. Con una capa de mezcla de entre 50 y 100 metros, los océanos tienen una C_m 30 veces mayor que la del aire (véase Apéndice A). Esto le da la característica de contener la energía térmica dentro del sistema climático en toda la capa de mezcla durante los meses cálidos, y poder liberarla en forma de calor latente y sensible hacia la atmósfera, de manera gradual a través de los meses fríos del año. Un incremento o decremento en el almacenamiento de energía térmica (que puede considerarse una variación térmica de la condición climática) puede funcionar como un retroalimentador ya que modifica el transporte de calor latente y sensible hacia la atmósfera, produciendo cambios en la circulación atmosférica y en la nubosidad. La energía contenida en los océanos juega un papel importante en el clima debido a dos razones principales[45]: modera el clima almacenando calor, y liberándolo con un cierto retraso, de poco menos de un año (véase Apéndice B), y redistribuye ese calor a escala global a través de la circulación oceánica.

II. **La criósfera (cubierta de hielo y nieve)** toma importancia debido a que es el principal responsable en la variación del albedo terrestre. Los cambios que se producen en ella, afectan en la proporción de energía térmica reflejada/absorbida por el sistema terrestre, siendo mayor la energía reflejada cuanto mayor sea el área superficial de la cubierta de hielo. A este fenómeno se le puede considerar como un factor retroalimentador positivo, debido a que si se aumenta la cubierta de hielo y nieve, el albedo aumenta disminuyendo la temperatura y produciendo más hielo y nieve (véase figura 1.3a). Por el contrario, la criósfera puede actuar

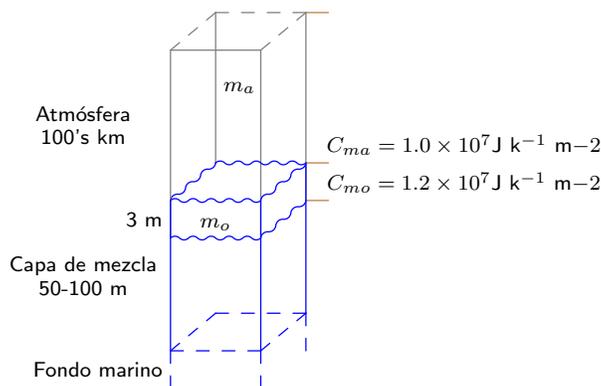


Figura 1.2: Diagrama que ilustra la capacidad calorífica efectiva entre la atmósfera y los océanos. La columna de atmósfera está representada en color gris y la columna oceánica hasta la capa de mezcla en color azul. Del lado derecho se muestran las C_{ma} calculadas para toda la columna de aire en la atmósfera y para 3m de la capa de mezcla oceánica C_{mo} .

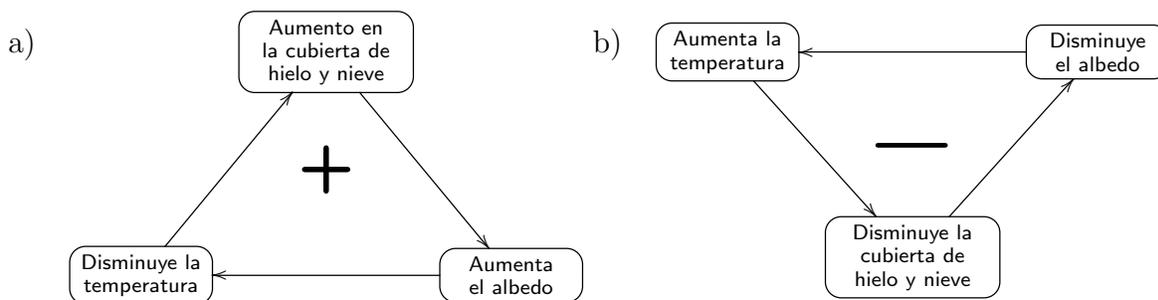


Figura 1.3: Diagrama de la retroalimentación positiva y negativa por cambios en la cubierta de hielo y nieve.

como un retroalimentador negativo cuando ésta se reduce (véase figura 1.3b), disminuyendo el albedo terrestre y la cantidad de energía reflejada al espacio, aumentando así la temperatura en la atmósfera y en la superficie. El espesor de la criósfera está directamente relacionado con la persistencia de la misma, es decir, entre más gruesa sea la capa de hielo y nieve, mayor será el tiempo que permanece en la superficie terrestre.

III. La composición química y concentración de los gases en la atmósfera

determinan la forma en que la radiación incidente es absorbida ya sea por calentamiento directo o por efecto invernadero. Los principales gases de invernadero son el vapor de agua (H_2O), el dióxido de carbono (CO_2), el metano (CH_4), el ozono estratosférico (O_3), entre otros. El vapor de agua es un parámetro fundamental en el estudio del clima. Absorbe más energía en forma de radiación de onda larga que todos los gases de efecto invernadero. Bajo ciertas condiciones, funciona como un retroalimentador positivo; permite que se lleve a cabo la absorción de radiación de onda larga en la atmósfera, calentándola a ella y a la superficie, produciendo más evaporación y por consecuencia más vapor en la atmósfera (véase figura 1.4a). La retroalimentación por vapor de agua se distribuye mediante el transporte de humedad. Otras veces participa como un retroalimentador (véase figure 1.4b) cuando el vapor de agua se condensa por enfriamiento en forma de nubes, bloquea y refleja la radiación solar (radiación de onda corta), evitando que interaccione con la superficie que por ello se enfría, enfriando a su vez a la atmósfera. Las nubes pueden considerarse, en una muy buena aproximación, como cuerpos negros en relación a la radiación de onda larga, y tienen un gran aporte en la distribución del calor en la atmósfera, sobre todo en regiones de latitudes altas, en donde su presencia impide el enfriamiento de la superficie por radiación. La concentración de los gases que componen la atmósfera influye en el clima alterando el forzamiento radiativo, que es la razón entre la energía recibida por la Tierra y la energía reflejada al espacio. El aporte de cada uno de estos gases depende de las concentraciones de todos los gases en la mezcla; por ejemplo, la contribución del CO_2 al forzamiento radiativo depende no sólo de su propia concentración, sino

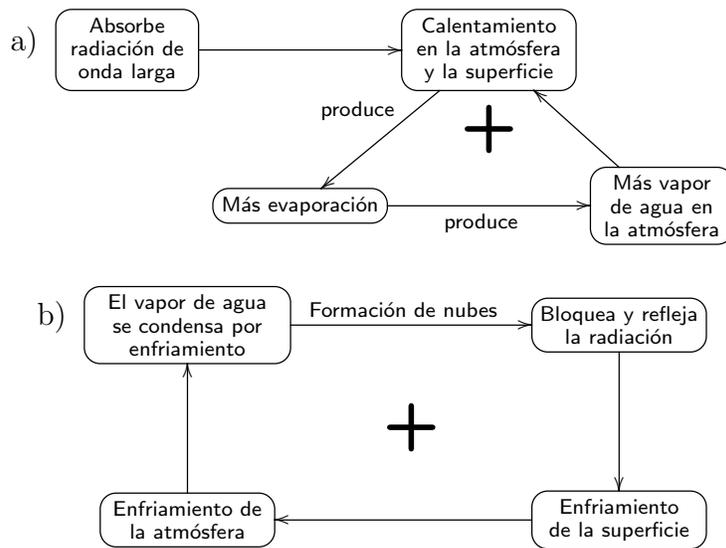


Figura 1.4: Diagrama de la retroalimentación positiva por influencia del vapor de agua.

de la concentración de los demás gases presentes en la mezcla.

IV. **Las erupciones volcánicas** aportan una gran cantidad de partículas y polvo, que suelen llegar hasta la estratósfera. A causa de la poca interacción con otras partículas, este polvo llega a permanecer ahí un largo tiempo, produciendo un efecto global de enfriamiento. Al igual que las nubes pueden absorber energía, las erupciones volcánicas pueden liberar grandes cantidades de gases de efecto invernadero, como el dióxido de carbono, que aumentan el forzamiento radiactivo del sistema climático. Así que su aporte suele estar sujeto a múltiples interacciones entre los diferentes retroalimentadores.

Dentro del sistema climático, la energía que viene del Sol es absorbida por la superficie, las nubes y la atmósfera libre de nubes. Parte de esta energía no absorbida se devuelve al espacio en forma de luz y radiación infrarroja; el resto produce cambios de estado o flujos internos dentro del sistema, como el calor por condensación de vapor de agua en las nubes o la pérdida de energía por parte del océano debido a la evaporación.

En la figura 1.5 se muestra un diagrama de las principales interacciones con escala de tiempo estacional de los subsistemas océano-atmósfera. La radiación de onda larga y corta que incide sobre la superficie de la capa de mezcla oceánica se almacena en forma de energía interna de acuerdo a los parámetros de insolación (declinación y constante solar). La energía interna en los océanos se distribuye mediante la advección por corrientes oceánicas, al mismo tiempo que una parte de esa energía es liberada a la atmósfera en forma de calor. El calor latente cedido por la superficie debido a procesos de evaporación es transportado por el viento horizontal y por

fenómenos meteorológicos de corta escala de tiempo (anticiclones transitorios), parametrizados como un transporte horizontal turbulento por medio de un coeficiente de difusión o coeficiente de Austausch, de manera que este flujo turbulento horizontal actúa contra el gradiente meridional de temperatura, disminuyendo la diferencia de temperatura entre el ecuador y los polos.

La redistribución del calor en la atmósfera genera procesos de condensación en donde se forman nubes, que influyen directamente en la cantidad de radiación de onda larga y corta que recibe la superficie oceánica, y a consecuencia de su efecto bloqueador, la temperatura desciende. La temperatura superficial del océano produce cambios en la extensión de la cubierta de hielo y nieve que descansa sobre el océano, modificando así la porción de radiación solar reflejada hacia el espacio. Bajo ciertas condiciones, el agua condensada en forma de nubes se precipita hacia la superficie y produce también descensos en la temperatura. Al observar las interacciones entre los subsistemas continente y atmósfera de la figura 1.6 se encuentran muchas similitudes con el diagrama del océano-atmósfera, pero difieren en algo fundamental; úla superficie del continente absorbe calor en forma de radiación de onda corta y onda larga, también absorbe y emite calor sensible, y cede calor latente por evaporación. El continente experimenta cambios en su energía interna al igual que la atmósfera y los océanos, solo que lo hace en un tiempo muy corto por su baja capacidad térmica.

1.2.3. Modos principales de la variabilidad interanual

En la actualidad se pueden mencionar un gran número de patrones oscilatorios con diversas escalas de tiempo. La mayor parte de ellas son multimodales (que responden a diversos modos oscilatorios) a consecuencia de procesos no lineales en la atmósfera.

Investigaciones realizadas por el Grupo de Pronóstico Numérico Meteorológico a Largo Plazo de la Universidad de Beijín [26] indican que dentro de una simulación climática numérica la amplitud de los patrones oscilatorios de corto período de tiempo tienen una tasa de crecimiento mayor que aquellas de largos períodos. Esto representa una desventaja para los métodos dinámicos de pronóstico ya que la evolución de los procesos atmosféricos de larga escala de tiempo y baja amplitud es distorsionada por los procesos de corta escala. Por ello es importante distinguir aquellos fenómenos periódicos que son relevantes e influyen, de manera directa, en el pronóstico estacional en una escala global.

ENSO El fenómeno El Niño/Oscilación del Sur (ENSO por sus siglas en inglés) se ha considerado como uno de los principales predictores a largo plazo para el sistema climático terrestre. La componente térmica de esta oscilación (El Niño) se manifiesta como una anomalía positiva en la temperatura superficial del Océano Pacífico ecuatorial. Cuando este fenómeno se desencadena, aproximadamente cada 4 años, produce alteraciones en los patrones de circulación a escala global, y sus efectos pueden notarse a lo largo de varios meses en distintas partes del mundo. La fase fría de esta oscilación es conocida como La Niña. Los esfuerzos para modelar este fenómeno se basan en el estudio de ondas ecuatoriales que dan sugerencia de los cambios en los patrones de circulación debido a funciones idealizadas de calentamiento (Gill 1979). A fines del siglo pasado, se desarrolló un modelo acoplado de atmósfera y océano (Zebiak & Cane 1987), el cual pudo reproducir algunas características importantes de este fenómeno, como la recurrencia de la fase cálida, en particular la periodicidad de 3 a 4 años. En años más recientes se han estudiado los modos principales que dominan este fenómeno en forma de ondas ecuatoriales: las ondas Kelvin y las ondas Rossby-Gravedad de baja frecuencia (Clarke 2008). Con un análisis de eigenvectores en una muestra de datos que va de 1951 a 1960, (Kidson 1975) se estima que el ENSO explica el 18 % de las variaciones del promedio mensual de la precipitación, temperatura y presión en la superficie de la franja ecuatorial (28° N y 28° S).

QBO La Oscilación Cuasibienal (QBO por sus siglas en inglés) es una oscilación con período de 24 a 30 meses (Lindzen 1968) cuyas fases se manifiestan por un cambio en la dirección del viento zonal en la estratósfera, en latitudes tropicales. La actividad de ciclones o huracanes esta directamente relacionada con la QBO; la fase positiva (QBO⁺) manifestada por vientos del oeste, favorece la formación de huracanes en el Atlántico y el Pacífico noreste, y la fase negativa (QBO⁻) contribuye a una disminución en la actividad. El pronóstico de la QBO se utiliza

también para pronosticar la intensidad y el momento en que se desencadena el ENSO (Richter *et. al.* 2011).

PDO La Oscilación Decadal del Pacífico (PDO por sus siglas en inglés) es un patrón de variabilidad en las temperaturas del Océano Pacífico Norte con una larga duración, de aproximadamente 20 o 30 años en cada una de sus fases. Es la principal función empírica ortogonal (EFO por sus siglas en inglés) de las anomalías de temperatura en la superficie del mar (SST por sus siglas en inglés) a escala mensual (Wang 2011) aunque sus causas no están bien definidas. Los mecanismos propuestos van desde forzamientos estocásticos de la atmósfera hacia el océano (Alexander 2010), hasta surgencias de anomalías de temperatura de capas profundas en el océano (Alexander 1999) que se cree producen persistencia en la PDO durante varios años. Por su cercanía, la idea de que la PDO está relacionada con el ENSO ha sido estudiada en los últimos años (Alexander 2002) y se ha encontrado que el ENSO influye a la PDO en una escala interanual. Recientemente (Mendoza 2014), se ha estudiado el impacto de las fases positiva y negativa de esta oscilación en Norte América y su influencia en la temporada de lluvias para una región que incluye a la República Mexicana. En la figura 1.7 se muestra el índice de la PDO desde principios del siglo XX.

NAO La Oscilación del Atlántico Norte (NAO por sus siglas en inglés) es uno de los primeros patrones meteorológicos conocidos (Walker 1923) identificado desde principios de siglo pasado y el principal causante de la variabilidad mensual para el Atlántico Norte y regiones circundantes. Se manifiesta como una diferencia en los

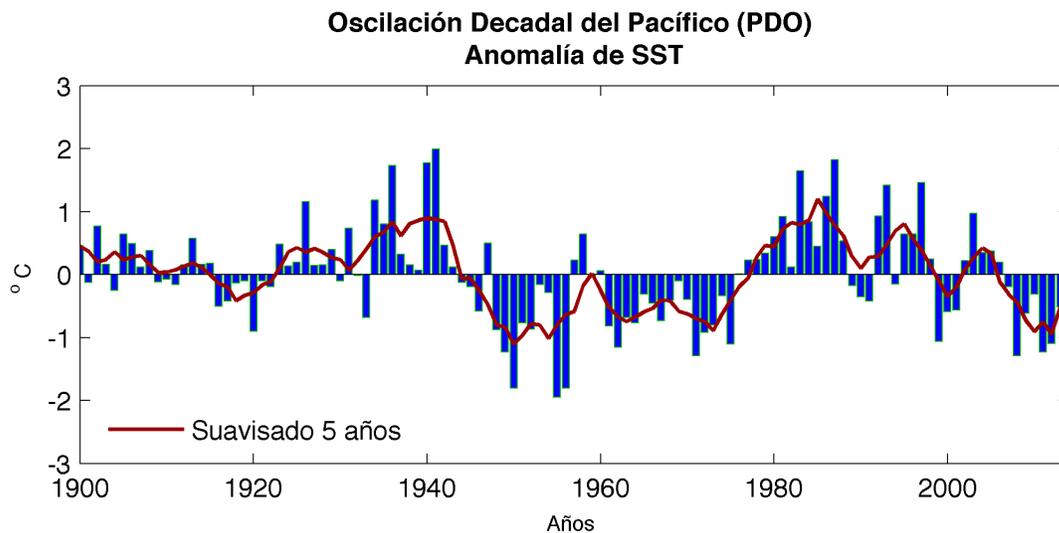


Figura 1.7: Índice de la PDO de 1900 a 2014. Muestra el promedio anual de la anomalía de SST en la región del Pacífico Norte (20° N) y la línea sólida en rojo es el promedio suavizado a 5 años. Los datos son tomados del sitio <http://jisao.washington.edu/pdo/>.

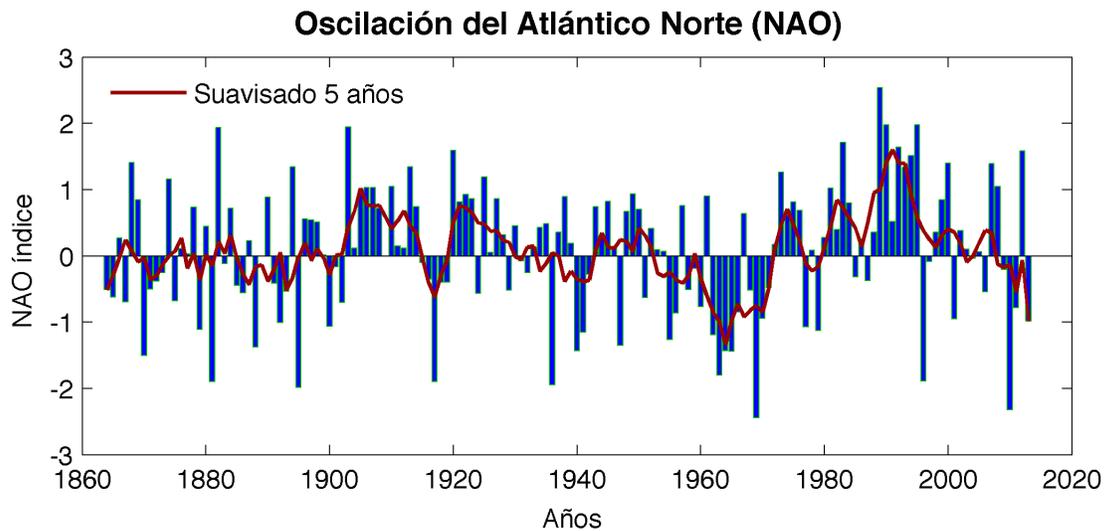


Figura 1.8: Índice de la NAO de 1865 a 2012. El índice está basado en las anomalías normalizadas de presión en superficie entre Lisboa en Portugal ($39^{\circ}\text{N } 9^{\circ}\text{W}$) y Reykjavik en Islandia ($64^{\circ}\text{N } 22^{\circ}\text{W}$). La línea sólida en rojo es el promedio a 5 años. Los datos se tomaron del sitio <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data> del Centro Nacional para la Investigación Atmosférica (NCAR por sus siglas en inglés).

campos de presión en el Océano Atlántico Norte, timoneada por la baja semipermanente de Islandia y el anticiclón de las islas Azores y afecta directamente a la magnitud y dirección de los vientos del oeste que llegan a Europa y a Norteamérica. Esta oscilación tiene dos fases; la positiva (NAO^+) que se caracteriza por una fuerte y positiva anomalía en los vientos y la fase negativa (NAO^-) que implica una disminución considerable en la intensidad de los vientos. En los veranos, una NAO^- puede disminuir la corriente en chorro (Jet Stream) y alterar los patrones de circulación para producir ondas de calor. La NAO es la principal responsable de los inviernos húmedos y templados (NAO^+) o secos y fríos (NAO^-) en el norte de Europa. Las fases de la NAO tienden a durar algunas semanas, pero existen otras escalas de tiempo en las que esta oscilación varía. En la figura 1.8 se muestra el índice normalizado de la anomalía de presión en superficie entre Lisboa en Portugal ($39^{\circ}\text{N } 9^{\circ}\text{W}$) y Reykjavik en Islandia ($64^{\circ}\text{N } 22^{\circ}\text{W}$), región característica de la NAO. Es de notarse que existen períodos de tiempo en donde las fases persisten por varios años, produciendo condiciones anómalas. Se cree que el principal origen de esta oscilación se encuentra en el océano, ya que la escala de tiempo con la que sus fases cambian es similar a la escala de tiempo de la dinámica oceánica a gran escala (Vallis 2012). Los efectos de la NAO fueron vistos en los años 80's y 90's, cuando un índice positivo produjo más precipitación de lo normal en la Península Escandinava y menos precipitación en los Alpes, que se asocia a una disminución en sus glaciares. En contraste, la Península Ibérica y el Mar Mediterráneo se vieron afectadas por una gran sequía a finales del siglo

XX.

AMO La Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO por sus siglas en inglés) son variaciones en la SST en el Atlántico Norte. Afecta la frecuencia de los huracanes en el Océano Atlántico (Goldenberg *et al.* 2001), produce cambios en la circulación termohalina (Delworth & Mann 2000) y tiene una correlación directa con las lluvias estacionales del noreste de Brasil; cuando esta en su fase cálida (AMO⁺) deja períodos de sequías extremas de larga duración sobre Norteamérica. En la figura 1.9 se muestra el índice de la AMO desde mediados del siglo XIX y pueden notarse dos modos principales de oscilación: el multidecadal de 60 años y el interanual de ~ 8 años. Debido a su ubicación geográfica es intuitivo pensar en una relación entre la AMO y la NAO, aún cuando sus períodos son diferentes, se cree que la NAO puede actuar como un forzamiento estocástico que desencadena cambios de fase en la AMO (Dima 2006).

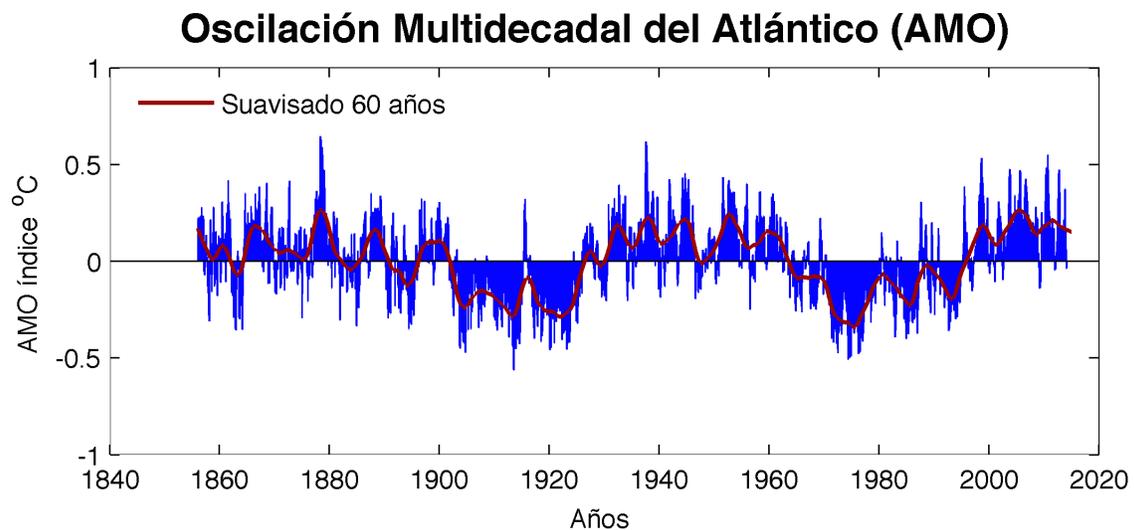


Figura 1.9: Índice de la AMO de 1856 a 2014. La serie de tiempo es calculada con los datos de SST Kaplan y corresponden a las anomalías de la SST en el Atlántico Norte. La línea sólida en rojo es el promedio a 60 años. Los datos son tomados del sitio <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/>.

1.2.4. Variabilidad estacional en la República Mexicana

La República Mexicana se encuentra en el Hemisferio Norte, y se extiende desde el paralelo 14°30' N, hasta el 32°43' N; es dividida casi a la mitad por el Trópico de Cáncer, de manera que una parte se localiza dentro de la zona intertropical y otra en la subtropical. El país tiene un relieve heterogéneo que propicia climas cálidos (húmedo y subhúmedos), secos (seco y muy seco) y templados (húmedo y subhúmedos)(García 1989), y su cercanía con grandes masas de agua oceánica, como el Golfo de México y el Océano Pacífico tiene una gran influencia en las variaciones de sus climas.

La vía por la cual los patrones de variabilidad periódica (ENSO, QBO, PDO, etc.) se perciben en México es a través de puentes atmosféricos (Mendoza 2014) que se generan en la atmósfera. Los cambios en la temperatura del océano alteran la circulación atmosférica a una escala global y modifican las ondas planetarias debido a los grandes flujos de calor. La circulación general (que incluye patrones de viento y presión atmosférica) esta subordinada al balance radiativo-convectivo entre la superficie y las diferentes capas de la atmósfera. En el Pacífico equatorial, la incidencia directa de la radiación solar genera flujos como la circulación de Walker (Walker & Bliss 1932), que bajo condiciones de El Niño, transporta nubes convectivas hacia las zonas continentales, fenómeno de gran afectación en la República Mexicana.

En general para la región de Norteamérica, las anomalías en la temperatura de la superficie del mar tienen una relación directa con las anomalías de la precipitación en el mes siguiente (Adem *et. al.* 2000) y las interacciones entre la AMO y el ENSO explican gran parte de la variabilidad de la sequía en Norteamérica (McCabe 2007).

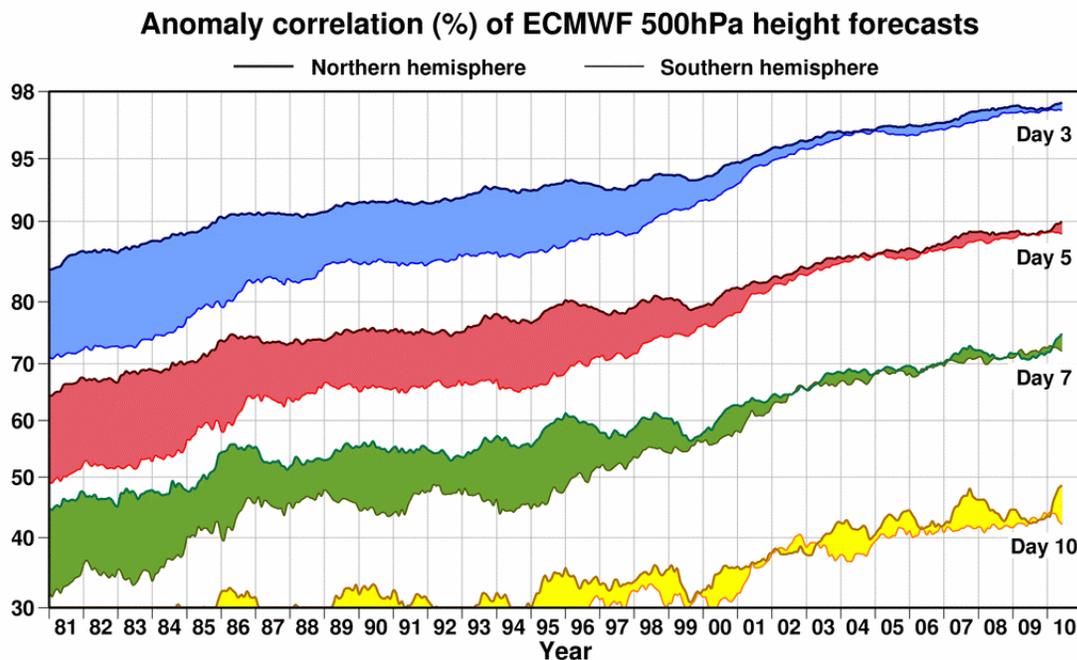
Recientemente, se ha estudiado la variabilidad de la precipitación en la República Mexicana y su relación con la PDO y se ha encontrado que cuando coinciden las fases PDO⁻ y AMO⁺ se producen largas sequías en el norte de México; por el contrario, cuando ocurre la configuración opuesta, es decir PDO⁺ y AMO⁻, la sequía se presenta en la zona centro y sur de México. Además, la sequía en el norte de México coincide frecuentemente con lluvias por arriba de lo normal en la parte sur del país y centroamérica en una configuración de “subeibaja”(Mendez y Magaña 2010).

1.3. Pronóstico estacional

1.3.1. Métodos actuales de pronóstico

El pronóstico a largo plazo (PLP) se define como el pronóstico del estado promedio de la atmósfera cuya escala de tiempo va más allá del límite para una predicción determinista (Miyakoda 1989). Por su escala temporal el PLP puede dividirse en dos categorías; el pronóstico a mediano plazo (PMP) con características mensuales o estacionales, y el pronóstico o simulación climática (décadas o siglos).

Un PMP puede realizarse de dos maneras: empírica y dinámica; los métodos empíricos son aquellos basados en teorías estadísticas como el método de regresión, de análogos y de tendencias probabilísticas. Son relativamente fáciles de implementar y han sido motivo de mucho estudio. El único problema es que estos modelos, fundamentados en procesos empíricos, poseen una baja habilidad para la predicción del clima. Por otro lado están los métodos dinámicos, basados en simulaciones numéricas principalmente hechas con modelos de circulación general (MCG), cuya



Courtesy of ECMWF. Adapted and extended from Simmons & Hollingsworth (2002)

Figura 1.10: Medición de la correlación para el pronóstico del modelo global del ECMWF. La variable graficada es la correlación expresada en porcentaje de las anomalías en la altura geopotencial promedio a 500mb para un pronóstico a 3, 5, 7, y 10 días, en un período que abarca desde enero 1980 a mayo 2010. El área sombreada representa la diferencia entre el hemisferio norte (línea superior) y el hemisferio sur (línea inferior). Imagen adaptada por el Dr. Adrian Simmons para el libro *Midlatitude Synoptic Meteorology* de Gary Lackmann.

ventaja más grande es manejar relaciones altamente no lineales, derivadas de procesos físicos en la atmósfera que no pueden ser calculadas con ningún método estadístico. Esta característica robusta de los MCG permite conocer a gran detalle y con mucha precisión el estado real de la atmósfera. Sin embargo, su implementación en el PLP tiene un costo mayor tanto en tiempo como en recursos computacionales.

La incursión de los MCG en el pronóstico del clima tiene sentido sólo cuando se utilizan ensambles estadísticos, con un número significativo de realizaciones; pero aún cuando el avance computacional y la precisión en la toma de datos haya mejorado de manera considerable, existe un alto grado de *inpredictabilidad* debido a la naturaleza determinista de los modelos que simulan el sistema climático (Lorenz 1963). Sin importar lo preciso que un modelo computacional pueda ser o la exactitud con que se pueda medir una condición inicial, existe un límite para poder predecir la evolución temporal de un sistema dependiente de sus condiciones iniciales (límite determinista). Los esfuerzos más recientes para llevar a los MCG a predecir con éxito más allá de 14 ó 15 días han producido resultados que no siempre logran superar el mínimo del 50 % de habilidad requerido para que un modelo computacional sea una herramienta útil en el pronóstico climático (veáse figura 1.10). Desde los años cincuenta en que Charney introdujo el pronóstico numérico a gran escala basado en la conservación de la vorticidad absoluta (Charney 1950), se han hecho grandes avances en este campo pero ninguno ha podido sobrellevar la naturaleza caótica de la atmósfera.

Como ejemplo se puede mencionar los avances en pronóstico estacional que ha tenido los MCG del Centro Europeo para el Pronóstico Meteorológico a Mediano Plazo (ECMWF por sus siglas en inglés), una de las instituciones a la vanguardia en el PMP. En la figura 1.10 puede distinguirse que las mejoras han sido significativas desde la década de los ochentas hasta nuestros días y se ha podido igualar, bajo ciertas condiciones, la habilidad para pronosticar ambos hemisferios; sin embargo, la correlación con las observaciones se reduce considerablemente en tanto el pronóstico se extiende hasta los límites del caos determinista.

Desde 1997, el Instituto Internacional de Investigación para la predicción climática de la Universidad de Columbia (IRI por sus siglas en inglés) ha incursionado en el pronóstico estacional de las variables globales de temperatura y precipitación, obteniendo pronósticos con alcance de una a dos estaciones (Barnston 2003). Los intentos del IRI por pronosticar a escala estacional es un proceso de dos etapas; con una combinación de modelos dinámicos y estadísticos primero se realiza un pronóstico de la SST a escala global, y luego esta SST es usada como motor predictor del subsistema atmosférico.

Pero existen otros tipos de modelos que poseen características estadísticas y dinámicas llamados modelos 2D SD (2-Dimensiones Estadísticos-Dinámicos por sus siglas en inglés). (McGuffie & Henderson 2005). Estos modelos de complejidad intermedia toman en consideración a las variables físicas de su entorno y permiten a su vez, incorporar factores que bajo ciertas condiciones se aproximen a la realidad. El éxito de un modelo para pronosticar adecuadamente el estado atmosférico a mediano

plazo debe provenir de la capacidad que tenga para considerar aquellos factores que determinen la variabilidad estacional del sistema climático. Así mismo, debe aminorar la contribución de todos aquellos fenómenos que puedan considerarse como ruido, con relación a la señal que produce dicha variabilidad.

Pronóstico estacional para la República Mexicana

En México, el organismo encargado de informar sobre las condiciones meteorológicas y generar pronósticos de corto o mediano plazo para la toma de decisiones en el país es el Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Este organismo realiza pronósticos estacionales de precipitación con el Método de Años Análogos (MAA); un método estadístico que busca condiciones meteorológicas análogas a los meses previos a la predicción, y se basa en la suposición de que *las condiciones iniciales similares producen pronósticos similares*. El pronóstico de alguna variable, para un mes o año en particular, esta sujeto a la elección correcta de los años análogos, pues se deriva del promedio de dicha variable en los años históricos escogidos como análogos.

1.3.2. Ruido/señal en los modelos climáticos

En el estudio del clima es importante distinguir entre los factores que son considerados como ruido ante la señal climática. Las ondas planetarias en latitudes medias, los ciclones y anticiclones transitorios (*eddy's*) que tienen escalas de duración de algunos días producen diferencias en las realizaciones de un MCG, y pueden esconder o disminuir la señal climática cuando se observan las condiciones atmosféricas promedio mensual o estacional.

Los estados climáticos de escala estacional son definidos en términos de promedios temporales sometidos a variaciones con respecto a ellos. Estas variaciones son conocidas como “ruido climático” o variabilidad natural, y es el tipo de varianza que habría en un sistema climático que no cambia (Leith 1975). La variabilidad natural de los promedios mensuales puede estimarse calculando el error cuadrático medio de las variables climáticas a lo largo de muchos años (Madden 1976). Madden encontró en un análisis de series de tiempo de 60 años de datos de presión a nivel de superficie que la tasa ruido/señal del PLP es grande en latitudes medias (entre 40° y 60° de latitud), pero en las zonas polares y ecuatoriales el ruido o variación climática es poca. De ser necesario el análisis podría extenderse a otras variables meteorológicas con resultados similares. Esto podría sugerir un impedimento para distinguir la señal climática del ruido en latitudes medias, originado por la dinámica de las ondas planetarias (ondas de Rossby con período de ~ 5 días) en esa zona.

1.3.3. Incertidumbre en el pronóstico estacional

Uno de los errores más comunes en la estimación de las condiciones atmosféricas es la precisión con la que se realizan los PLP. En general, un pronóstico es más preciso en cuanto menor sea la incertidumbre de las condiciones iniciales y el tiempo a pronosticar, pero esto no es así cuando el tiempo de la predicción va más allá de los límites deterministas. La precisión debe estar directamente relacionada con la escala de tiempo que se desea predecir, es decir, mientras mayor sea el alcance temporal del pronóstico este tendrá una naturaleza burda, con poco detalle. En el estudio del clima a escala planetaria no es posible conocer a detalle la circulación o el estado instantáneo de la atmósfera. Lo más adecuado es hacer uso de las matemáticas para encontrar una solución en donde se consideran variaciones sobre una condición normal o climática. Se entiende por esta condición el estado promedio de la atmósfera en un período largo de tiempo que abarca varias décadas. Los valores que se desvían con respecto a esta condición normal se les llama *anómalos*, y la diferencia entre el valor anómalo y la condición normal se le llama *anomalía*. Así, una variable termodinámica cualquiera ψ_i puede separarse en dos componentes:

$$\psi_i = \langle \psi \rangle + \psi_{DN} \quad (1.3)$$

Donde:

$\langle \psi \rangle$ es el promedio de una variable ψ_i e indica un estado normal o condición climática. ψ_{DN} indica una desviación con respecto a la condición normal con $\psi_N \gg \psi_{DN}$, aunque en ocasiones la anomalía puede superar a la condición normal.

De esta forma, se pueden obtener anomalías de presión, temperatura y viento como función de su valor real ψ_i obtenido apartar de alguna medición y su climatología $\langle \psi \rangle$, con la expresión:

$$\psi_{DN} = \psi_i - \langle \psi \rangle \quad (1.4)$$

Tomar en consideración la incertidumbre natural de los sistemas caóticos (sistemas deterministas) permite validar expresiones coloquiales como “más frío de lo normal” para indicar un descenso de la temperatura promedio con respecto a la condición climática y “menos lluvia durante el mes de la esperada” para una anomalía negativa en la precipitación mensual de cierta región. La intensidad de los incrementos o decremento de una variable meteorológica esta directamente relacionado con el tamaño de la anomalía, pero más importante que estimar la intensidad de la varianza es determinar la probabilidad de que la variable se encuentre por arriba, normal o por debajo de lo normal. Para cuantificar estas tres posibilidades el pronóstico estacional se expresa en terciles, que representa 1/3 de la población estadística.

Capítulo 2

El Modelo Termodinámico del Clima

Creado en la década de los 60s por el fundador del Centro de Ciencias de la Atmósfera CCA-UNAM, Dr. Julian Adem Chahín, el MTCA es un modelo de balance de energía cuya principal consideración es el calor latente y sensible cedido del mar hacia la atmósfera. Ha sido expuesto y mejorado en un gran número de publicaciones. Se integra implícitamente con un paso de tiempo de un mes y se obtiene una ecuación de pronóstico que posee una naturaleza estacionaria; es decir, se obtiene la señal que las temperaturas en superficie del mes previo dejan en la atmósfera a través del balance de radiación en la superficie y en la atmósfera, y de los flujos de calor latente y sensible dentro de ella.

El fundamento principal del MTCA es que el pronóstico mensual, estacional o climático esta subordinado a la primera ley de la termodinámica, más que al principio de conservación de momento. El almacenamiento de energía térmica en el océano y en menor medida en la atmósfera, y su redistribución a escala global a través de los meses tiene una contribución mayor a los cambios climáticos que los producidos por los fenómenos dinámicos de corta escala temporal.

Parametrizando los flujos de calor desde la superficie hacia la atmósfera, el MTCA calcula la anomalía de la temperatura en la capa troposférica y con ésta calcula la temperatura en superficie y la precipitación. Primero hace una predicción para las condiciones normales usando las condiciones normales del mes previo, y luego pronostica las condiciones anómalas usando las condiciones anómalas del mes previo.

Por último, restando la condición normal a la condición anómala se obtiene el pronóstico de la anomalía. De esta forma se obtiene directamente la señal o contribución que tiene el calentamiento en superficie para modificar las condiciones en la atmósfera media. Para entender con mayor detalle, se presentan las mejoras y aportaciones que el MTCA ha realizado a lo largo de su historia, se describen y se analizan las ecuaciones, y los principios físicos que lo conforman.

2.1. Historia del MTCA

En su primera versión del MTC fue un modelo zonalmente promediado, los campos climáticos eran latitudinales. Con excepción de los veranos, el modelo pronosticó bien el perfil latitudinal de temperatura en el hemisferio norte y la posición de la Corriente en Chorro o Jet Stream (Adem 1962). En 1964 los campos fueron extendidos a una malla bidimensional hemisférica con la distinción entre océanos, continentes y criósfera; esto permitió que el MTCA pronosticara con éxito las bajas temperaturas observadas en los Estados Unidos y en norte de México en 1963 (Adem 1964). En 1965 se incluyen las parametrizaciones de las anomalías de flujos de calor sensible y latente, calor por condensación y nubosidad (Adem 1965).

El siguiente gran paso del MTCA fue incluir una dinámica implícita. En los años 70s, Adem añadió al modelo un transporte advectivo de energía térmica (Adem 1970) para incluir una dinámica promedio mensual tanto en el océano como en la atmósfera, mejorando el pronóstico sobre los Estados Unidos y México. Además, existe una parametrización para el transporte horizontal turbulento, que es el transporte horizontal de calor por corrientes de deriva y por remolinos oceánicos de gran escala, diseñada para incluir los efectos de interacciones dinámicas de corta escala de tiempo que pudiesen adoptar un carácter turbulento en cuanto a la escala mensual, como anticiclones o eddys transitorios. Adem determinó que el transporte horizontal turbulento tiene un papel muy importante en la habilidad para pronosticar el clima a una escala mensual. Así, el MTCA pudo pronosticar la intensa y persistente sequía del verano de 1980 registrada en Norteamérica incluyendo el norte de México (Adem 1991).

Dentro de las aportaciones que el modelo ha tenido, incluye estudios de sensibilidad para cuantificar la variabilidad climática debida a forzamientos externos, glaciaciones o calentamientos debido al incremento del CO_2 y otros gases de efecto invernadero.

El modelo también ha sido utilizado para medir los cambios en el clima debido a variaciones en los parámetros astronómicos o debido a cambios en la irradiancia solar (Garduño *et. al.* 1988).

En años más recientes se ha estudiado el efecto que tienen las anomalías de temperatura en el Océano Pacífico cercano a las costas mexicanas, en particular los eventos de “El niño” de 1982-83 y 1997-98, y se encontró que dicha condición puede producir temperaturas por arriba de lo normal y precipitación por debajo de lo normal (Adem *et. al.* 2000). Otros investigadores como Mendoza, han hecho contribuciones importantes para el MTCA, como la expansión térmica de la capa troposférica y una parametrización para la precipitación mensual en función de los campos de temperatura (Mendoza 2001) descrita más adelante. Además, se han realizado simulaciones de la temperatura en superficie durante la Pequeña Edad de Hielo (Mendoza *et. al.* 2010). El MTCA también fue utilizado para simular los efectos que los forzantes térmicos en el océano, como la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) tienen en la República Mexicana (Mendoza *et. al.* 2014).

2.2. Ecuaciones del MTCA

Las ecuaciones del MTCA distinguen tres ambientes diferentes: el océano, el continente y la atmósfera, y su análisis se encuentra detallado desde sus primeras publicaciones a principios de los años sesenta (Adem 1962, Adem 1964 y Adem 1965). Cumple con los principios físicos de conservación de masa, equilibrio hidrostático y balance geostrófico (Adem 1967b).

2.2.1. Ecuaciones básicas

La resolución vertical del modelo se limita a una capa troposférica de aproximadamente 10 kilómetros de altura. Los campos de temperatura y precipitación del MTCA son bidimensionales en espacio y dependen además del tiempo; pero un perfil de temperatura puede reconstruirse en cualquier nivel a través de la suposición de que dentro de la capa troposférica el gradiente térmico vertical *lapse rate* β es independiente de la altura (Adem 1967b) pero no de las coordenadas horizontales y el tiempo. Entonces:

$$T^* = -\beta(z - H) + T(x, y, t) \quad (2.1)$$

Donde $T(x, y, t)$ es la temperatura en un nivel arbitrario $H(x, y, t)$ y β es el *lapse rate* o gradiente vertical térmico con valor de $6.5^\circ\text{C}/\text{km}$ para una atmósfera seca. Asimismo, la presión p y la densidad quedan también en función de la temperatura calculada T^* , así:

$$p^*(x, y, z, t) = p_0 \left(\frac{T^*}{T(x, y, t)} \right)^{\frac{g}{R\beta}} \quad (2.2)$$

$$\rho^*(x, y, z, t) = \rho_0 \left(\frac{T^*}{T(x, y, t)} \right)^{\frac{g}{R\beta} - 1} \quad (2.3)$$

Donde g es la aceleración de la gravedad, R es la constante de los gases, p_0 es el nivel de presión en $Z = H$ y ρ_0 es un valor constante de densidad correspondiente al nivel $Z = H$. Estas ecuaciones permiten calcular la presión p^* , y la densidad ρ^* en cualquier nivel dentro de la capa troposférica, tomando como referencia la temperatura y la altura de un nivel arbitrario H .

2.2.2. Ecuación de balance de energía

La derivación del modelo surge de integrar la ecuación de energía térmica en la capa troposférica, en donde la radiación total recibida por la superficie, el calor sensible

cedido hacia la atmósfera y el calor latente debido a la evaporación dan lugar a la variación de la temperatura. Como se ha mencionado, se incluye una parametrización del transporte horizontal turbulento y una por advección de viento ó corrientes oceánicas. Las ecuaciones para el océano y el continente tienen distintas consideraciones. En el océano, la ecuación de balance de energía para la temperatura T'_s de la superficie es:

$$C_s \rho_s h \left(\frac{\partial T'_s}{\partial t} + V_s \cdot \nabla_H T'_s - k_s \nabla^2 T'_s \right) = E_s - G_2 - G_3 \quad (2.4)$$

donde:

T'_s es la temperatura promedio mensual de la superficie del océano.

V_s es el campo vectorial de corrientes oceánicas.

ρ_s es la densidad promedio en la capa de mezcla oceánica.

∇_H es el operador gradiente horizontal bidimensional.

k_s es el coeficiente del transporte horizontal turbulento.

∇^2 es el operador laplaciano.

C_s es el calor específico del océano a 20°C.

h es la profundidad de la capa de mezcla oceánica (60 metros).

E_s es el exceso de radiación de onda corta y larga.

G_2 es el flujo de calor cedido a la atmósfera por evaporación.

G_3 es el flujo de calor sensible cedido a la atmósfera.

El término E_s es la energía añadida en el sistema por radiación, y está en función de los parámetros de insolación I y la nubosidad ϵ_N , y depende de las variables de anomalía de temperatura en superficie, en la atmósfera media y la anomalía del calor por condensación G_5 , de la siguiente forma:

$$E_s = F_{48} + F_{36}T'_s + F_{35}T'_m + \frac{H}{2}F_{35}\beta' + (F_{49}I + F_{34})(G_5 - G_{5N}) \quad (2.5)$$

Donde F_{49} es una función que depende del albedo terrestre α , F_{48} es función de la insolación I , la nubosidad ϵ_N , el albedo terrestre y factores de σT_s^4 . Las funciones F_{34} , F_{35} y F_{36} están descritas en la literatura del modelo (Adem 1964). El término $(G_5 - G_{5N})$ está asociado con la anomalía de la nubosidad; cuando el modelo resuelve el caso normal, este término no es considerado.

El calor sensible G_2 es la tasa con que la energía térmica es cedida hacia la atmósfera por transporte vertical turbulento y el calor por evaporación que el océano transmite a la atmósfera G_3 son también una función de la temperatura en superficie T'_{s_0} y en la

atmósfera media T'_m . Para poder resolver la ecuación de forma implícita, de manera que los parámetros de calentamiento estén en función únicamente de temperatura superficial del mar T'_s , la ecuación 2.4 se simplifica despreciando el transporte horizontal por corrientes oceánicas y el transporte horizontal turbulento (por razones de simplicidad y formulación algebraica del acomplamiento entre el océano y la atmósfera), y la ecuación 2.4 se convierte en:

$$C_s \rho_s h \frac{\partial T'_s}{\partial t} = E_s - G_2 - G_3 \quad (2.6)$$

En los continentes, el almacenamiento de energía térmica despreciable con respecto a la escala temporal del modelo (Adem 1964), de manera que:

$$0 = E_s - G_2 - G_3 \quad (2.7)$$

Esto implica que en el continente existe un balance entre la energía obtenida por radiación de onda corta y larga E_s , el calor perdido por la evaporación G_3 y el calor sensible cedido por la superficie a la atmósfera G_2 . Aplicando una discretización numérica en diferencias finitas, usando el esquema de Euler hacia atrás en la derivada temporal de la ecuación 2.6, con un paso de tiempo Δt de un mes, de la siguiente forma:

$$\frac{\partial T'_s}{\partial t} \simeq \frac{T'_s - T'_{sp}}{\Delta t} \quad (2.8)$$

Se puede transformar el término de pronóstico que contiene a la derivada temporal (en la ecuación 2.6) en una función $T'_s = T'_s(T'_m, \alpha, T'_{sp})$ que involucra a las anomalías de temperatura en superficie del mes previo T'_{sp} , en la atmósfera media T'_m y el albedo α . En el desarrollo del modelo, Adem trabajó con las variaciones del albedo producidas por la criósfera de la última semana de la condición inicial, haciendo pronósticos para los Estados Unidos (Adem 1981); pero para el caso de la República Mexicana se simplifica a un albedo constante. Del lado derecho de la ecuación 2.6 las funciones de calentamiento son linealizadas (Adem 1962) y dependen de la temperatura en superficie T'_s y en la atmósfera T'_m ; como consecuencia, es posible despejar a la temperatura en superficie como una función que depende de la temperatura en la atmósfera T'_m y el calor por condensación (para el caso de los valores anómalos), de la siguiente forma:

$$T'_s = F_{72} + F_{73}T'_m + F_{74}\beta' + F_{75}(G_5 - G_{5N}) + F_{76}T'_{sN} + F_{77}T'_{mN} \quad (2.9)$$

Las funciones F_n son descritas en la literatura del modelo (Adem 1962) y en ellas está el término T'_{sp} que contiene la información del océano en el mes de la condición

inicial. La temperatura T'_s en superficie como función de T'_m se sustituye en las funciones de calentamiento correspondientes al sistema atmosférico, cuyas parametrizaciones son dadas como funciones que dependen linealmente de la temperatura T'_s y de otros parámetros (Adem 1967c). La ecuación de balance de energía para el sistema atmosférico, de acuerdo con Adem *et al.* 2000, es:

$$C_v \rho_m H \left(\frac{\partial T'_m}{\partial t} + V_m \cdot \nabla T'_m - k_m \nabla^2 T'_m \right) = E_T + G_2 + G_5 \quad (2.10)$$

Donde:

T'_m es la temperatura promedio mensual en la atmósfera media.

H es la altura de la capa en la capa troposférica del modelo.

C_v es el calor específico del aire a volumen constante.

ρ_m es la densidad media calculada en toda la columna de altura H , así:

$$\rho_m = \frac{1}{H} \int_0^H \rho dz$$

V_m es el viento horizontal promedio en la capa troposférica.

$$V_m = \frac{1}{H \rho_m} \int_0^H \rho V_H dz$$

k es el coeficiente de Austausch que parametriza el transporte horizontal turbulento con una magnitud de 3×10^4 para la atmósfera.

E_T es la razón a la cual el calor es añadido a la capa troposférica por radiación neta en onda larga y corta.

G_2 es la razón a la cual el calor es añadido por flujo turbulento vertical de calor sensible desde la superficie.

G_5 es la razón a la cual el calor es añadido al sistema por la condensación de vapor de agua al nivel de las nubes.

En las funciones de calentamiento del lado derecho de la ecuación 2.10, el término E_T es la proporción en que la energía es agregada al sistema atmosférico por radiación, el calor sensible G_2 es la proporción en que la energía es añadida a la atmósfera debido al transporte vertical turbulento desde la superficie y el término G_5 es la proporción en que la formación de nubes produce calor por condensación. Esta G_5 es una función de la T_m y su gradiente, de la siguiente forma:

$$G_5 = F_{67} + \frac{F_{50}}{F_{62}} \frac{\partial T'_m}{\partial t} + \frac{F_{51}}{F_{62}} \frac{\partial \beta'}{\partial t} + F_{68} T'_m + F_{65} \beta' + F_{69} \frac{\partial T'_m}{\partial x} + F_{70} \frac{\partial T'_m}{\partial y} + \frac{F_{56}}{F_{62}} \frac{\partial \beta'}{\partial x} + \frac{F_{57}}{F_{62}} \frac{\partial \beta'}{\partial y} \quad (2.11)$$

La ecuación 2.9 es integrada de manera implícita usando diferencias finitas en el tiempo como en 2.8, y la ecuación resultante junto con la ecuación 2.10 se conjuntan a través de los términos de calentamiento para formar una ecuación diferencial parcial elíptica de segundo orden que no depende del tiempo, y sirve para identificar la señal térmica directa de las funciones de calentamiento en la atmósfera:

$$K\nabla^2 T'_m + F_{87} \frac{\partial T'_m}{\partial x} + F_{88} \frac{\partial T'_m}{\partial y} + F_{89} T'_m = F_{90} \quad (2.12)$$

Donde:

T'_m es la temperatura promedio mensual en la capa troposférica.

K es el coeficiente de Austausch.

F_{87} es la función que depende de los transportes zonales de calor.

F_{88} es la función que depende de los transportes meridionales de calor.

F_{89} es la función que depende G_2 y G_3 .

F_{90} es la función de forzamiento que contiene los tres predictores del modelo: la anomalía de la temperatura de la superficie del océano del mes previo T'_{sp} , la anomalía de la temperatura troposférica también del mes previo y la anomalía de la cubierta de hielo y nieve de la última semana del mes previo al de la predicción.

Las anomalías en la cubierta de hielo y nieve de la semana anterior a la predicción es importante para el pronóstico en regiones de latitudes medias, como Canadá, Estados Unidos y Europa, pero posiblemente su importancia se menor en latitudes que incluyan a México. La ecuación 2.12, según el Grupo de Pronóstico Numérico Meteorológico a Largo Plazo de la Universidad de Beijing [26], puede ser visualizada como una ecuación de adaptación, en donde la temperatura de la tropósfera media se ajusta a la temperatura de la superficie del océano.

La forma en que se resuelve la ecuación 2.12 es un método iterativo de sobrerelajación (método de relajación de Liebermann), el cual aproxima la solución en la iteración $N + 1$ hasta que converge con una tolerancia de $0.0001^\circ C$. La solución en la iteración $N + 1$ de la temperatura T'_m para el mes a pronosticar en todos los puntos de malla (i, j) es:

$$(T'_m)_{i,j}^{N+1} = (T'_m)_{i,j}^N + \frac{\alpha}{\left(4 - \frac{F_{89} D^2}{K M^2}\right)} R_{i,j}^N \quad (2.13)$$

Y la condición para determinar la convergencia de una solución es:

$$\frac{\alpha}{\left(4 - \frac{F_{89} D^2}{K M^2}\right)} R_{i,j}^N < 0.0001^\circ C$$

Donde la función $R_{i,j}^N$ es:

$$\begin{aligned}
 R_{i,j}^N = & \left(1 + \frac{F_{87}D}{2KM}\right) (T'_m)_{i+1,j}^N + \left(1 + \frac{F_{88}D}{2KM}\right) (T'_m)_{i,j+1}^N + \\
 & \left(1 - \frac{F_{87}D}{2KM}\right) (T'_m)_{i-1,j}^{N+1} + \left(1 - \frac{F_{88}D}{2KM}\right) (T'_m)_{i,j-1}^{N+1} - \\
 & \left(4 + \frac{F_{89}D^2}{2KM^2}\right) (T'_m)_{i,j}^N + \frac{D^2}{M^2} \frac{(F_{90})_{i,j}}{K}
 \end{aligned} \tag{2.14}$$

Una vez calculada la temperatura T'_m , la temperatura en superficie T'_s es obtenida con base en la ecuación 2.9. El modelo pronostica las condiciones normales con base en las ecuaciones anteriores y después con este pronóstico predice las condiciones anómalas. Restando de la condición anómala el valor climático de acuerdo con la ecuación 1.4, se obtiene un pronóstico para las anomalías de temperatura y precipitación. Esta forma de calcular la anomalía elimina posibles errores sistemáticos que pudiera tener el modelo al cancelarlos en la sustracción.

2.2.3. Parametrización de la precipitación

En sus inicios, el MTCA calculó la anomalía de la precipitación mensual en el hemisferio norte con una parametrización en función de las anomalías de la temperatura y el viento zonal a 700mb (Clapp *et. al.* 1965). Años más tarde, se desarrolló una parametrización basada en una regresión lineal múltiple de las variables que tienen una mayor correlación con las anomalías de la precipitación en el hemisferio norte (Mendoza 1998); es decir, temperatura en superficie, temperatura a 700mb, los campos de viento zonal y meridional y la vorticidad. La ecuación de regresión lineal múltiple puede ser expresada de la siguiente manera (Mendoza & Oda 2001):

$$P = a + bT'_m + cV_x + dV_y + e\zeta \tag{2.15}$$

Donde:

T'_m es la anomalía mensual de temperatura a 700mb.

V_x es la anomalía mensual del viento zonal a 700mb.

V_y es la anomalía mensual del viento meridional a 700mb.

ζ es la anomalía mensual de la vorticidad a 700mb.

a es el coeficiente de correlación independiente.

b es el coeficiente de correlación de la temperatura a 700mb.

c es el coeficiente de correlación del viento zonal a 700mb.

d es el coeficiente de correlación del viento meridional a 700mb.

e es el coeficiente de correlación de la vorticidad a 700mb.

El coeficiente a asociado con alguna otra variable no incluida en la ecuación 2.15 tiene una contribución despreciable (Mendoza & Oda 2001). El viento zonal y meridional pueden expresarse como una función lineal del gradiente de temperatura (Adem 1970) en ese mismo nivel de 700mb a través de las siguientes ecuaciones:

$$V_x = -\frac{R}{fT_0} \left[T_{o7} - (H_0 - H_{07}) \frac{g}{R} \right] \frac{\partial T'_m}{\partial y} \quad (2.16)$$

$$V_y = \frac{R}{fT_0} \left[T_{o7} - (H_0 - H_{07}) \frac{g}{R} \right] \frac{\partial T'_m}{\partial x} \quad (2.17)$$

Donde R es la constante de los gases ideales, f es el parámetro de Coriolis, g es la aceleración de la gravedad, $T_0 = 229.5$ K, $T_{07} = T'_m + \beta(H_0 - H_{07})$, $H_0 = 9$ km, $H_{07} = 3$ km, β es el *lapse rate* en latitudes medias. De la misma forma, la vorticidad ζ queda en función de las derivadas de las anomalías de viento zonal V_x y meridional V_y de la siguiente manera:

$$\zeta = \frac{\partial V_y}{\partial x} - \frac{\partial V_x}{\partial y} \quad (2.18)$$

Con la velocidad en función de la temperatura a 700mb se tiene una expresión para la precipitación que sólo depende del campo térmico en la atmósfera, calculado con la ecuación 2.12.

2.3. Cómputo del MTCA

Se utiliza un código fuente basado en el lenguaje Fortran 77 para la implementación del esquema numérico en diferencias finitas y se verifican las salidas del modelo con la interfaz gráfica del software Simulink Matlab. El tiempo que tarda el modelo en realizar un pronóstico mensual es de algunos pocos segundos, permitiendo realizar un experimento de 39 años en menos de 20 minutos. La sencillez del modelo permite ser ejecutado en cualquier computadora personal en muy poco tiempo, lo que facilita la realización de múltiples experimentos.

2.3.1. Datos de entrada

El MTCA utiliza datos de promedios mensuales observados de variables climáticas y anómalas para el Hemisferio Norte extraídos del Reanálisis I de las bases de datos del NCEP/NOAA tomando una muestra de 39 años que va desde enero de 1960 hasta diciembre de 1998. Los datos fueron previamente tratados a través del programa Surfer 11 de Golden Software para hacerlos coincidir desde una malla global rectangular a una proyección estereográfica polar del Centro Nacional Meteorológico[29] (NMC por sus siglas en inglés), más detalles en el Apéndice D.

El modelo hace uso de climatologías mensuales de temperatura, viento zonal y meridional promedio, albedo, y la temperatura y altura promedio mensual de la capa troposférica (300mb). Las observaciones mensuales se promedian para obtener una climatología mensual de cada una de las variables. Las condiciones iniciales del modelo son:

1. La anomalía de temperatura de la superficie del mar en el mes previo al mes de predicción.
2. La anomalía de la temperatura media de la capa troposférica en el mes previo a la predicción.
3. La extensión horizontal de la criósfera de la última semana del mes previo a la predicción.

Ésta última es desactivada en el modelo, y utiliza un albedo terrestre constante. Su contribución fue pensada para utilizar el modelo en latitudes medias, pues se considera que la influencia de las variaciones en la criósfera son mínimas para la República Mexicana

Los coeficientes o valores constantes que usa el modelo están especificados en el Apéndice F, al final de este trabajo.

2.3.2. Salida del modelo

El modelo predice la temperatura de la tropósfera media T_m con base en la ecuación 2.12 y con ésta calcula la temperatura de la superficie T_s y precipitación promedio para el mes posterior a los datos de la condición inicial, así como la anomalía de las variables mencionadas. Otras variables pueden ser extraídas pero no esta dentro del interés de este trabajo.

Los resultados del modelo se presentan en una malla octagonal de proyección estereográfica polar hemisférica del NMC de 1977 puntos, detallada en el Apéndice D. Las variables de pronóstico son analizadas con el software Simulink Matlab con base a las especificaciones del NMC [29]. La elección de esta malla para el MTCA radica en la idea de ser incluyente con los factores oceánicos y en la cubierta de hielo y nieve. Las variaciones en el albedo debidas a cambios en la criósfera tienen una contribución importante en el cálculo de la radiación neta recibida en superficie. La proyección evita la discontinuidad en los polos, pero a cambio no toma en consideración la zona equatorial o Zona Intertropical de Convergencia (ITZC por sus siglas en inglés); esto puede ser una limitante para la inclusión de fenómenos muy importantes en el pronóstico a largo plazo, uno de ellos el ENSO, pero es capaz percibir puentes atmosféricos (Mendoza 2014) a través de las anomalías de temperatura en el océano. El patrón de anomalías térmicas que el ENSO genera en el Pacífico no se limita sólo a la región del Ecuador, sino que se extiende hacia latitudes medias en el océano. Estas anomalías térmicas en el océano generan anomalías térmicas en la atmósfera que producen cambios en el calor latente liberado por condensación G_5 , afectando también a la nubosidad ϵ_n . El aumento en la nubosidad produce anomalías negativas en la temperatura en superficie T_s continental. Además, el dominio del MTCA incluye a la región donde las oscilaciones multidecadales PDO y la AMO, y la oscilación interanual NAO se manifiestan. Los límites de la malla, entre 12° y 15° grados de latitud, no considera la dinámica equatorial y enfoca su atención en el gradiente térmico latitudinal causado por el ciclo estacional. Ésta es tal vez una de las razones por la cual el modelo muestra mayor habilidad para pronosticar anomalías de temperatura en invierno que en verano (Adem 1968), pues en invierno la distribución de la energía térmica esta gobernada por el gradiente de temperatura entre el ecuador y los polos; en verano, predomina la entrada de los vientos alisios debido a que el contraste térmico entre el océano y el continente es muy fuerte, subordinando a las anomalías de temperatura en superficie a factores dinámicos que el modelo no toma en cuenta. Debido a que la mayoría de la superficie continental se encuentra por arriba de la franja ecuatorial, la malla octagonal es aplicada al Hemisferio Norte abarcando los tres continentes con más de $3/4$ de la población mundial (Europa, Asia y Norteamérica). A pesar de todas las ventajas que una malla hemisférica podía representar en los años 70's es evidente la necesidad actual de extender el dominio del MTCA a una escala global para que el modelo sea competitivo, de manera que la ITZC sea tomada en consideración por el MTCA como

principal región de almacenamiento de energía térmica, que permita la comunicación entre ambos hemisferios e incluya patrones de variabilidad climática como el ENSO; aunque estas mejoras no se realizan en este trabajo, se sugiere considerarlas a futuro.

2.4. Comparación con resultados de otros modelos

Como parte del proyecto de colaboración entre el Centro de Ciencias de la Atmósfera (CCA) y el SMN (CNA/SMN-UNAM 04-2012[50]), cuyo objetivo fue evaluar los pronósticos mensuales y estacionales realizados con el MAA del SMN, se realizó una comparación del MAA con dos modelos: el MTCA (balance de energía) y resultados del modelo ECHam (MCG) de la Universidad de Hamburgo. Los pronósticos con este último modelo fueron extraídos de los pronósticos realizados por el IRI, con alcance de 1 a 6 meses, en un período que va de 1957 a 2012. El modelo ECHam se basa en las ecuaciones primitivas de la atmósfera y pronostica variables como: vorticidad, divergencia, presión en superficie, temperatura y humedad específica de nubes precipitables. Se obtuvo el pronóstico a partir de un ensamble con 24 realizaciones, cuyo promedio es el pronóstico y su desviación estándar es el error de pronóstico. El SMN proporcionó los datos de marzo de 2005 y sus análogos (1958, 1970, 1981 y 1996) de los siguientes parámetros físicos: la anomalía de SST en el océano Pacífico Norte y equatorial, la anomalía de la radiación de onda larga saliente en el Pacífico central, el cambio en la dirección de los vientos en la estratósfera al nivel de 50mb y la anomalía de la altura geopotencial a 700mb en el hemisferio norte. Para el MTCA se realizaron experimentos mensuales con una muestra que va de 1949 a 2009.



Figura 2.1: Regiones Hidrológico-Administrativas de México: I Península B.C., II Noroeste, III Pacífico Norte, IV Balsas, V Pacífico Sur, VI Río Bravo, VII Cuencas Centrales del Norte, VIII Lerma-Santiago-Pacífico, IX Golfo Norte, X Golfo Centro, XI Frontera Sur, XII Península de Yucatán, y XIII Valle de México

El año fue dividido en dos temporadas: lluvias (mayo-octubre) y secas (noviembre-abril), y la evaluación se llevó a cabo mensualmente. Para la verificación del pronóstico, se compararon la cantidad de aciertos que tiene cada modelo para pronosticar la anomalía de la precipitación en diferentes meses del año, en cada Región Hidrológico-Administrativa (RHA) del país (véase figura 2.1).

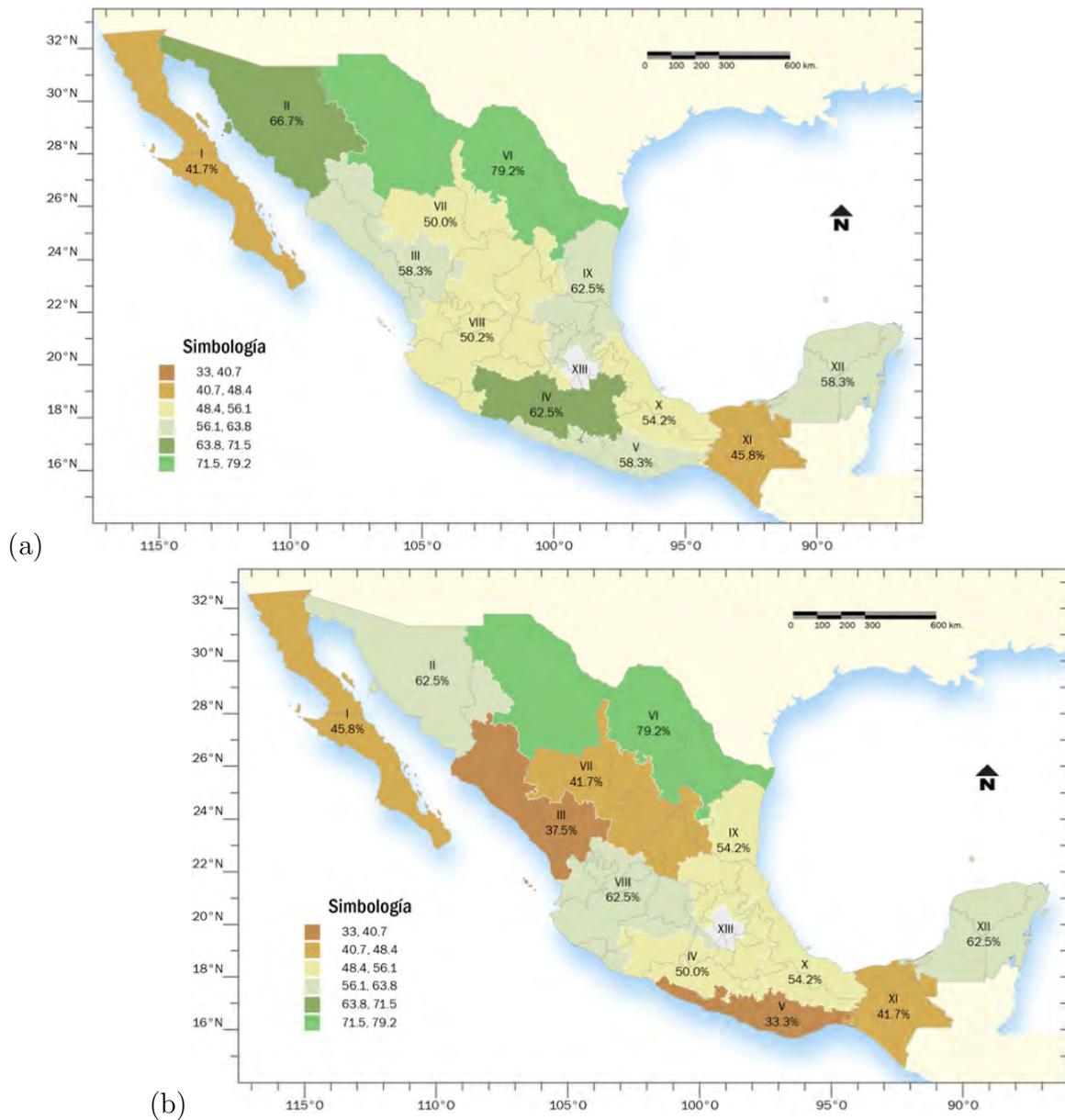


Figura 2.2: Evaluación del pronóstico mensual del MTCA (a) y el MAA (b) en la temporada de lluvias. Expresa el porcentaje de aciertos que tiene los modelos para pronosticar el signo de la anomalía de precipitación.

En la tabla 2.1 se observan los resultados de habilidad para pronosticar las anomalías de la precipitación en la temporada de lluvias y en la tabla 2.2 para la temporada seca de los dos modelos (MTCA y ECHam) utilizados para comparar con el MAA. De la columna 3 a la 8 se encuentran los aciertos de cada modelo de acuerdo con el número de pronósticos tomados en cuenta para la evaluación, los números en *negritas* muestra la cantidad de resultados utilizados para el pronóstico mensual. En la columna 10 se muestra la habilidad que tiene el MTC sobre el MAA y en la columna 11 la habilidad del MTC sobre el ECHam. El signo negativo indica una menor habilidad del MTCA que su comparativo. De las tablas se puede notar, que el MTCA muestra más habilidad para pronosticar las anomalías de precipitación que el MAA y el ECHam durante la temporada de lluvias; en cambio, su habilidad se ve reducida en el análisis de la temporada seca.

Es evidente que la utilización del MTCA en el pronóstico estacional tiene mayor sentido en la temporada de lluvias, en donde comparando con el MAA presenta mayor habilidad en la mayoría de las RHA. En la figura 2.2 se muestran los mapas de

RHA	Modelo	Meses pronosticados						Aciertos (%)	Habilidad	
		May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.		1 MTC/MAA	2 MTC/ECHam
I. Península BC	MTCA	3	3	2	1	1	2	50.0	7.7	-8.3
	MAA	2	4	0	1	4	0	45.2		
	ECHam	3	2	4	1	3	0	54.2		
II. Noreste	MTCA	4	4	2	1	4	1	66.7	11.1	33.3
	MAA	4	3	2	3	3	0	62.5		
	ECHam	4	2	3	1	2	0	50.8		
III. Pacífico Norte	MTCA	2	2	3	1	4	2	58.3	33.3	-20.0
	MAA	4	1	0	2	2	0	37.5		
	ECHam	3	4	2	4	1	2	66.7		
IV. Balsas	MTCA	3	2	2	2	4	2	62.5	25.0	10.0
	MAA	4	1	2	1	3	1	50.0		
	ECHam	3	2	3	3	1	2	58.3		
V. Pacífico Sur	MTCA	3	2	2	3	2	2	58.3	37.5	16.7
	MAA	3	1	2	2	0	0	33.3		
	ECHam	2	2	3	1	2	2	50.0		
VI. Río Bravo	MTCA	2	5	3	4	4	1	79.2	0.0	37.5
	MAA	4	5	3	3	3	1	79.2		
	ECHam	5	2	0	4	3	2	66.7		
VII. Cuencas Centrales del Norte	MTCA	3	2	1	2	2	2	50.0	14.3	-8.3
	MAA	1	4	1	1	2	1	41.7		
	ECHam	3	3	4	1	2	0	54.2		
VIII. Lerma-Santiago-Pacífico	MTCA	3	2	1	2	4	1	54.2	-18.2	15.4
	MAA	1	3	4	3	3	1	62.5		
	ECHam	4	1	2	2	1	1	45.8		
IX. Golfo Norte	MTCA	4	3	1	4	2	1	62.5	18.2	25.0
	MAA	2	3	2	2	3	1	54.2		
	ECHam	4	1	3	1	2	1	50.0		
X. Golfo Centro	MTCA	2	3	1	1	4	2	54.2	0.0	-18.2
	MAA	2	3	3	2	3	0	54.2		
	ECHam	4	2	3	2	2	2	62.5		
XI. Frontera Sur	MTCA	3	3	1	1	3	0	45.8	13.3	0.0
	MAA	2	2	1	1	2	1	37.7		
	ECHam	2	3	2	1	2	1	45.8		
XII. Península de Yucatán	MTCA	3	1	3	2	3	2	58.3	-10.0	-20.0
	MAA	3	1	3	4	3	1	62.5		
	ECHam	5	3	3	1	2	2	66.7		
XIII. Valle de México										
Promedio								5.0	11.3	

Tabla 2.1: Verificación de los pronósticos mensuales del MTCA, el MAA y el ECHam por Regiones Hidrológicas- Administrativas (RHA) para la temporada de lluvias. La primera columna muestra las RHA, la segunda, los modelos considerados; las columnas 3 a la 8 son los meses pronosticados, la columna 9 muestra el porcentaje de aciertos del semestre completo, en la columna 10 se muestra la habilidad del MTC sobre el MAA y en la columna 11 la habilidad del MTC sobre el ECHam.

habilidad para pronósticar el signo de la anomalía en la temporada de lluvias del MTCA (a) y del MAA (b). En estos mapas se observa como el MTCA tiene mayor habilidad en la mayoría de las RHA en que el MAA ofrece resultados.

RHA	Modelo	Meses pronosticados						Aciertos (%)	Habilidad	
		Nov.	Dic.	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.		1	2
		4	3	2	3	4	4		MTC/MAA	MTC/ECHam
I. Península BC	MTCA	3	3	0	0	3	2	55	-11.1	30.8
	MAA	3	2	1	3	1	2	60		
	ECHam	1	2	1	1	1	1	35		
II. Noreste	MTCA	2	2	0	0	2	0	30	-57.1	-21.4
	MAA	4	1	2	2	3	2	70		
	ECHam	2	2	1	2	2	0	45		
III. Pacífico Norte	MTCA	2	1	2	1	1	0	35	-30.8	0.0
	MAA	2	1	1	3	3	1	55		
	ECHam	2	1	1	2	1	0	35		
IV. Balsas	MTCA	1	1	0	0	0	1	15	-52.9	-35.3
	MAA	4	2	1	2	1	2	60		
	ECHam	3	0	1	1	1	3	45		
V. Pacífico Sur	MTCA	0	2	1	1	1	3	40	-41.7	-25.0
	MAA	4	1	1	3	3	1	65		
	ECHam	3	0	2	2	2	2	55		
VI. Río Bravo	MTCA	3	0	2	0	2	3	50	-20.0	44.4
	MAA	2	1	2	1	3	3	60		
	ECHam	0	0	0	1	1	0	10		
VII. Cuencas Centrales del Norte	MTCA	1	2	1	1	0	1	30	-21.4	6.7
	MAA	3	1	1	1	1	2	45		
	ECHam	1	1	1	2	0	0	25		
VIII. Lerma-Santiago-Pacífico	MTCA	0	1	0	1	0	1	15	-70.6	-5.9
	MAA	2	3	1	2	4	3	75		
	ECHam	1	0	1	2	0	0	20		
IX. Golfo Norte	MTCA	1	1	0	1	0	3	30	-50.0	0.0
	MAA	3	3	1	2	1	3	65		
	ECHam	2	1	1	1	0	1	30		
X. Golfo Centro	MTCA	1	2	1	1	3	3	55	10.0	25.0
	MAA	3	3	0	2	1	1	50		
	ECHam	2	1	1	1	2	1	40		
XI. Frontera Sur	MTCA	1	2	1	2	2	3	55	10.0	35.7
	MAA	2	1	2	2	2	1	50		
	ECHam	1	0	0	2	2	1	30		
XII. Península de Yucatán	MTCA	2	3	1	2	1	3	60	33.3	46.7
	MAA	2	2	0	2	1	1	40		
	ECHam	1	0	0	2	2	0	25		
XIII. Valle de México								Promedio	-25.2	8.5

Tabla 2.2: Verificación de los pronósticos mensuales del MTCA, el MAA y el ECHam por Regiones Hidrológicas-Administrativas (RHA) para la temporada seca.

Capítulo 3

Experimentos y resultados

En este capítulo se expone la metodología para generar un pronóstico estacional con los resultados del MTCA. Como primer paso, la interpolación de los resultados mensuales del modelo y la restricción a 122 puntos de malla sobre el territorio mexicano; seguido del diseño de un ensamble de pronósticos mensuales para obtener las anomalías de temperatura y precipitación en cada una de las estaciones del año.

Estas predicciones a mediano plazo se transforman en terciles de probabilidad, expresando los resultados del modelo, así como los datos observados del SMN en escenarios. Los escenarios son comparados para determinar la habilidad que tiene el MTCA para pronósticar en cada estación del año.

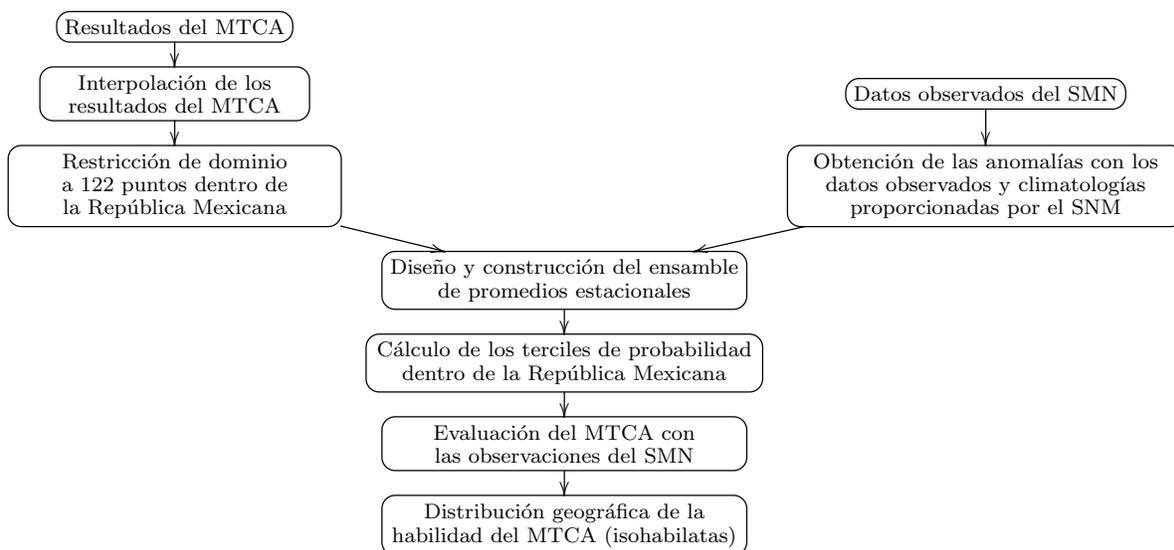


Figura 3.1: Cuadro sinóptico que describe el proceso con el cual se realiza la evaluación del MTCA en este capítulo.

3.1. Interpolación de las salidas del MTCA

Con el fin de realizar una evaluación local en la República Mexicana es necesario mejorar la resolución del pronóstico realizado por el MTCA, de 1977 puntos a 5796 puntos, usando una interpolación lineal con promedios aritméticos, cuyo método es descrito en el Apéndice E. En la figura 3.2 se muestra una sección de la malla donde se proyectan los datos de salida del modelo (3.2a) y el resultado final de refinar esa malla (3.2b) colocando un punto de malla nuevo entre cada uno de los puntos de malla de la salida del modelo. Este proceso de interpolación mejora su resolución de salida en una proporción de 4:1 y permite evaluar 122 puntos de malla dentro de la República Mexicana. En la figura 3.3 se muestra un mapa con la ubicación geográfica de los puntos de malla del MTCA a utilizar en la evaluación de los pronósticos sobre el territorio mexicano. La malla es irregular con respecto a una proyección rectangular, y se han incluido algunos puntos cercanos a la costa que están a corta distancia de la superficie continental, por considerar que pueden tener alguna contribución a mejorar el pronóstico.

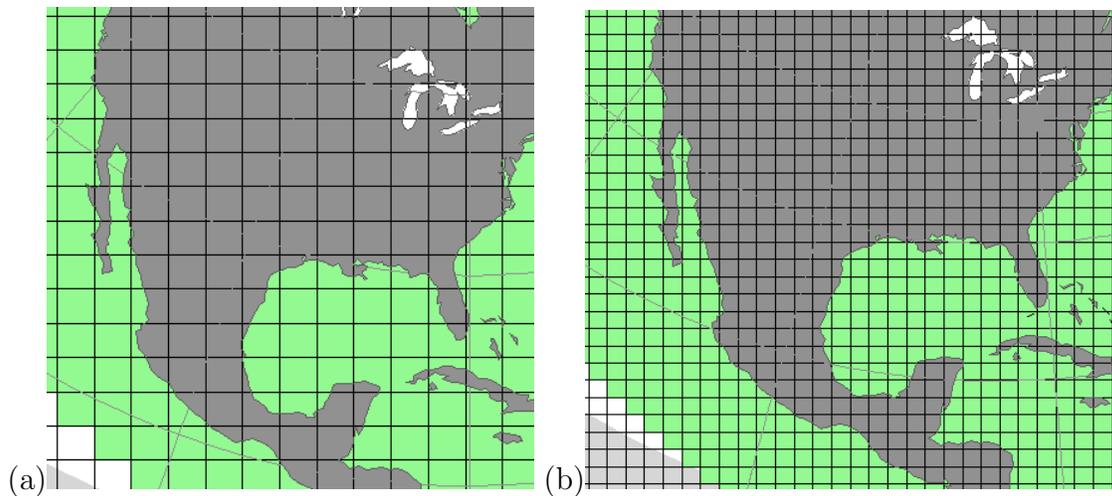


Figura 3.2: Se muestra el aumento en la cantidad de puntos de malla para mejorar la resolución de los pronósticos de salida del MTCA. De lado izquierdo (a), la resolución original de 1977 puntos; a la derecha (b), la resolución mejorada con promedios aritméticos.

3.2. Datos observados

Los datos observados de las variables de temperatura y precipitación son extraídos de las bases de datos del SMN a través del sistema UNIATMOS del Centro de Ciencias de la Atmósfera de la UNAM (CCA-UNAM), que proporciona los datos de temperatura media mensual en superficie T_s y precipitación acumulada mensual en una distribución geográfica que se muestra en la figura 3.3. En ella se encuentran 5255 estaciones meteorológicas (EM) con datos observados de precipitación (verde) y 5108 de temperatura en superficie. Posteriormente, se realiza una interpolación aritmética ponderada, en función de la distancia a la que se encuentra una EM al punto de malla del MTCA (rojo) más cercano, multiplicando a las variables de la EM por un factor p , que puede calcularse de la siguiente forma:

$$p = \left(1 - \frac{d}{r}\right) \quad (3.1)$$

Donde d es la distancia que hay de la EM al nodo y r es el radio de influencia con valor de 105 kilómetros; es decir, que la influencia o peso de cada EM está determinada por el coeficiente p y el promedio ponderado de cada variable depende de la cantidad de EM que se encuentren dentro del radio de influencia y de

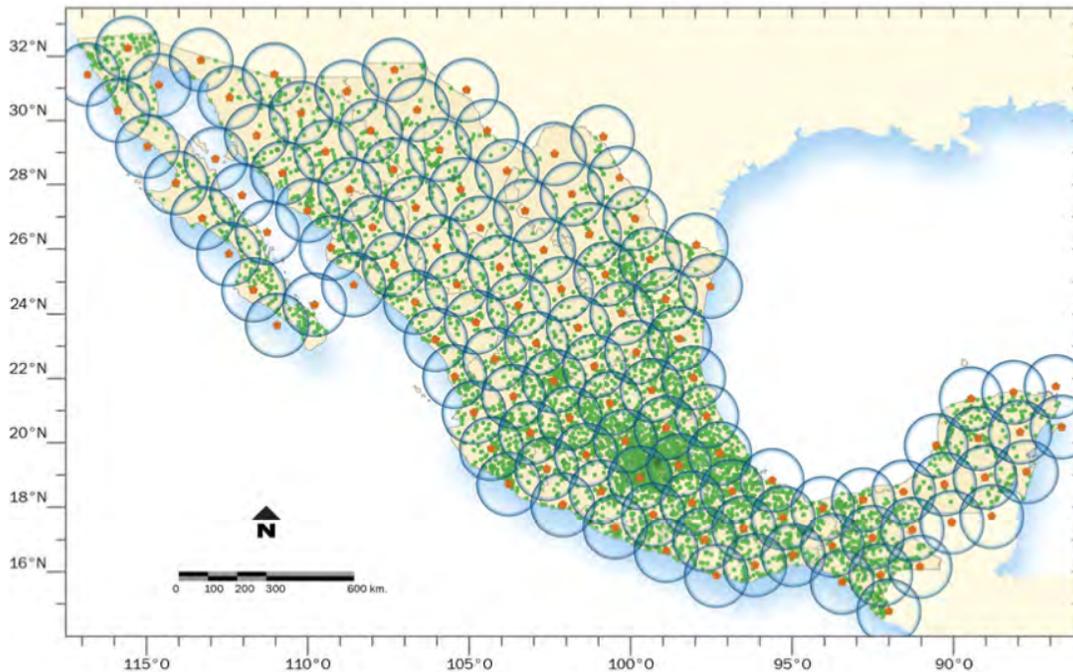


Figura 3.3: Distribución espacial de los 122 puntos de malla (rojo) que se localizan dentro del territorio mexicano. Son los nodos donde se realiza la evaluación del modelo. Los puntos marcados con verde son las EM de donde se obtienen los datos observados y los círculos en azul muestran el radio de influencia.

la distancia entre la EM y el nodo. Con estos datos se obtiene la climatología de promedios mensuales con una muestra que va de enero 1960 a diciembre de 1998 y se calculan las anomalías de temperatura y precipitación promedio mensual para la República Mexicana con base en la ecuación 1.4.

3.3. Diseño del ensamble

Las estaciones del año tienen una duración aproximada de 3 meses, y los meses se agrupan en 4 estaciones de acuerdo con la parte superior de la figura 3.4. En ella aparecen los meses del año abreviados con su letra inicial comenzando por el mes de marzo, el primer mes de la primavera. Esta representación sirve para explicar el proceso por el cual se obtiene el promedio estacional de los resultados del MTCA y de las observaciones del SMN.

Para utilizar los resultados mensuales del modelo en una escala de tiempo estacional es necesario realizar de forma iterativa los pasos que el MTCA lleva a cabo para el pronóstico mensual y diseñar un ensamble con estos pronósticos o salidas mensuales.

Del modelo se obtiene como salida un pronóstico mensual *inmediato*, con las observaciones mensuales promedio como condición inicial y 5 meses de pronóstico extendido utilizando como condición inicial la salida del modelo de forma sucesiva (véase figura 3.4); tomando la primer salida del modelo como condición inicial, se realiza un pronóstico para el mes siguiente, y este resultado a su vez, se usa como condición inicial para el pronóstico del tercer mes. Estos pasos se repiten hasta completar un pronóstico extendido de 6 meses a partir de la condición inicial. El resultado de extender a 6 meses el pronóstico mensual durante los tres meses que dura una estación se muestran en el diagrama de la figura 3.5. En ella se observa un ejemplo de cómo, a partir de las condiciones iniciales dadas para un mes, se generan 6 meses de pronóstico extendido, de los cuales sólo tres de estos resultados serán



Figura 3.4: Ejemplo de la representación gráfica de un pronóstico inmediato y los meses de pronóstico extendido, a partir de una condición inicial (mes de marzo).

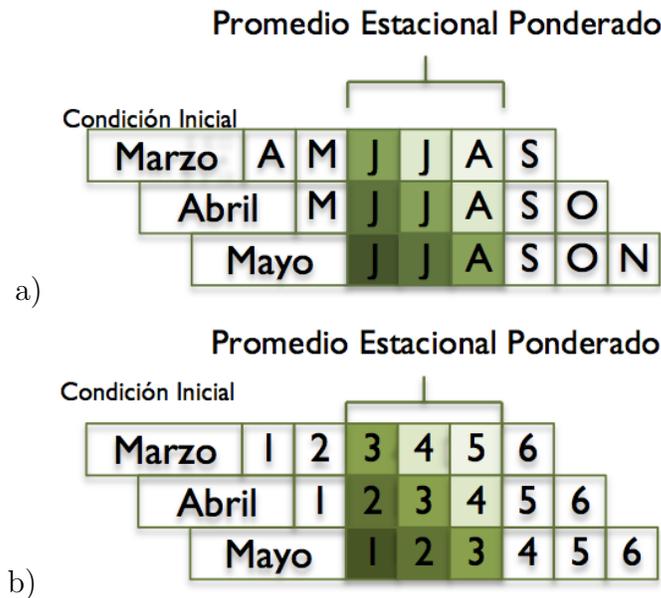


Figura 3.5: Diseño del ensamble del pronóstico estacional con promedios ponderados. La escala en la intensidad del color indica la importancia de los pronósticos mensuales dentro del promedio estacional.

utilizados para obtener un pronóstico estacional promedio. Si se toman tres condiciones iniciales (los tres meses de una estación) y se realiza el pronóstico extendido de cada uno de ellos se genera un ensamble con el promedio ponderado de nueve resultados del modelo, que corresponden a la siguiente estación a la condición inicial. Para el ejemplo de la figura 3.5a en particular, la estación usada como condición inicial es primavera (MAM) y el pronóstico es para verano (JJA). El promedio ponderado obedece a la necesidad de tomar en cuenta la cercanía del mes pronosticado con su condición inicial, de manera que un pronóstico inmediato a la condición inicial aporte más información al promedio estacional que un mes del pronóstico extendido.

En la figura 3.5 se distingue la contribución de cada pronóstico mensual al pronóstico

Mes	Peso (%)	Factor (W)
1	100 %	1
2	80 %	0.8
3	60 %	0.6
4	40 %	0.4
5	20 %	0.2

Tabla 3.1: Se muestra el peso o contribución de cada pronóstico extendido en el promedio ponderado de la ecuación 3.2.

estacional con una escala de color, donde el peso o porcentaje es expresado en la tabla 3.1. Los números en color de la figura 3.5b y en la tabla 3.1 indica el mes de pronóstico extendido, siendo mayor en tanto más lejano sea el pronóstico de la condición inicial. El promedio ponderado de alguna variable T denotado por \bar{T} se obtiene con la siguiente ecuación:

$$\bar{T} = \frac{\sum_{i=1}^9 W_i \cdot T_i}{\sum_{i=1}^9 W_i} \quad (3.2)$$

Donde T_i son los resultados mensuales de cada ensamble y W_i su peso correspondiente. De esta forma se obtienen 153 pronósticos estacionales (38 en primavera, 39 en verano, 38 en otoño y 38 en invierno) en el período comprendido entre la primavera de 1960 y el otoño de 1998 para ser comparados con las observaciones del SMN. Los datos observados también son promediados de acuerdo con el esquema de las estaciones de la figura 3.4.

3.3.1. Cálculo de Terciles

Para reducir la precisión en el pronóstico estacional, los datos y los resultados del MTCA son comparados en terciles, que se define como la tercia probabilística en donde cualquier valor de una variable puede expresarse de una manera burda, dando lugar a los tres escenarios de la tabla 3.2. Bajo la suposición de que la distribución de los resultados y las observaciones tienen una densidad de probabilidad gaussiana (distribución normal), en donde las variables tienden a repartirse en torno a una condición central, las variables pueden representarse por una distribución como en la figura 3.6. En ella se observa una distribución de probabilidad gaussiana simple (campana de gauss) que representan una variable termodinámica y su correspondiente división en terciles de probabilidad. El área debajo de la curva de la distribución ya normalizada es igual a 1, que corresponde al 100 % de probabilidad. Si se divide esta área en 3 áreas iguales, se puede calcular el área que ocupa un tercio de la probabilidad y por tanto se pueden conocer los límites o cotas que definen a los terciles en cada punto.

La evaluación del modelo frente a los datos observados se basa en la habilidad que tiene el MTCA, no para predecir una anomalía de temperatura o precipitación, sino para pronosticar el tercil probabilístico de que la condición ocurra. Por ello es importante definir los criterios para determinar cuando una variable se encuentra en alguna de estos tres escenarios, tanto los datos observados como la salida del modelo. Los terciles son establecidos con base en un histograma calculado para las diferentes estaciones del año en cada punto de malla; es decir, para cada punto de malla existen

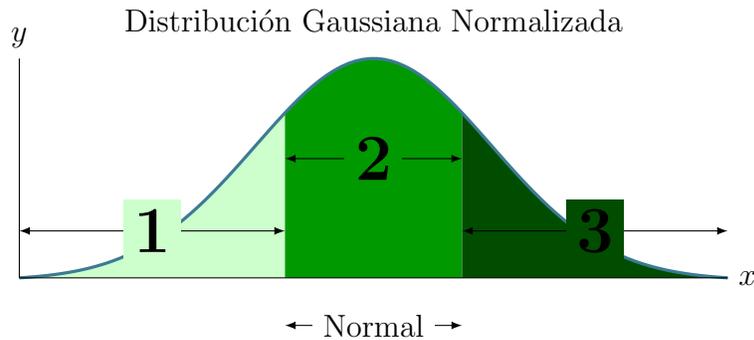


Figura 3.6: Se muestra un esquema de una distribución gaussiana estándar. Indica que la probabilidad se distribuye en torno a un valor central, formando una gráfica en forma de campana. Los números indican los escenarios; 1 es el escenario correspondiente a una condición debajo de lo normal, 2 es el escenario donde están los valores normales y 3 es el escenario por arriba de lo normal.

38 o 39 datos por cada estación correspondientes al período comprendido entre 1960 y 1998. Los histogramas calculados en su mayoría corresponden a una distribución con densidad de tipo normal. En la figura 3.7 y 3.8 se muestran dos ejemplos de las distribuciones de probabilidad para los resultados obtenidos con el MTCA y los datos del SMN en puntos de malla arbitrarios. En la figura 3.7a son los histogramas del MTCA (arriba) y el SMN (abajo) en el nodo #16 con coordenadas 95.25°W y 17.68°N ubicado en el Íztmo de Tehuantepec durante la estación de otoño, en ellas puede notarse la tendencia a un valor central o normal y una distribución similar entre los resultados y las observaciones. El histograma del nodo #22 situado en la Riviera Maya, con coordenadas 87.76°W y 19.1321°N en la temporada de primavera se muestra en la figura 3.7b. En la figura 3.8a se muestra el histograma para la estación de invierno en la región sur de Chihuahua (nodo #91), con coordenadas 105.20°W y 27.89°N. Del lado derecho, se encuentra el histograma de las anomalías de temperatura durante el verano en un nodo ubicado en el desierto de Sonora (nodo #105), con coordenadas 109.35°W y 29.06°N. La distribución de probabilidad de las observaciones del SMN (véase figura 3.7b) no representa del todo distribución normal, y sus valores máximos se distribuyen de forma irregular. En color amarillo, se

	Temperatura	Precipitación
1 ^{er} tercil	Escenario Frío	Escenario Seco
2 ^{do} tercil	Escenario Normal	Escenario Normal
3 ^{er} tercil	Escenario Cálido	Escenario Lluvioso

Tabla 3.2: Escenarios que se obtienen al expresar las anomalías de temperatura y precipitación como una medida burda.

muestra la función de probabilidad normal que mejor ajusta a los datos. Se observan también los límites o cotas de los terciles; en color azul el límite inferior de la condición normal, y en rojo el límite superior, calculados con una integración trapezoidal y un algoritmo para determinar cuando la interacción de toda la probabilidad es $1/3$. Los resultados estacionales obtenidos con el ensamble del MTCA y con los promedios mensuales del SMN son comparados con respecto a las cotas mostradas en azul y rojo para determinar en qué tercil se encuentra la variable, y así determinar el escenario en que se encuentra cada punto de malla, con el objetivo de establecer la distribución espacial de los escenarios en mapas como los de las figuras 3.9 y 3.10. El objetivo es darle a los resultados y las observaciones un carácter impreciso, con el fin de que sean justamente comparados y evaluados como pronóstico estacional. Cada punto de malla debe tener un histograma en particular, pues ellos representan diferentes ubicaciones geográficas; una condición normal para un punto de malla en la zona sur del país (región tropical) pueden no ser normal para otra ubicación en la parte norte de México (región árida). Además, debe distinguirse un tercil por cada estación del año, bajo la idea de que cada una tiene también diferentes condiciones normales. Estos terciles representan por sí mismos una climatología de la temperatura y precipitación para la República Mexicana, en donde pueden distinguirse los valores climáticos y su rango de variabilidad.

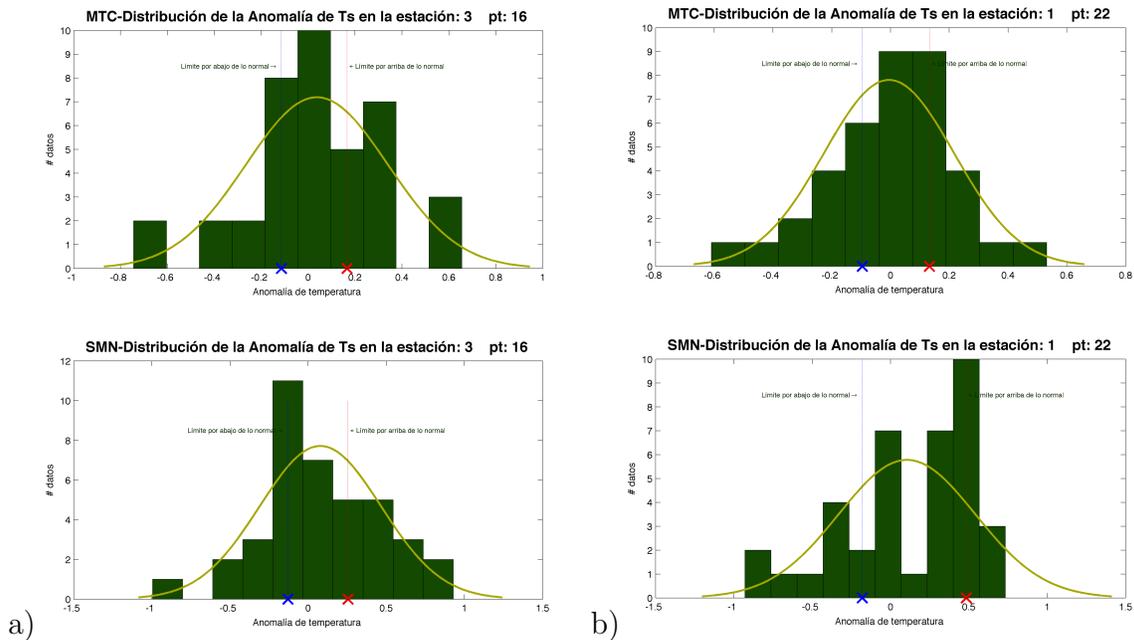


Figura 3.7: Distribuciones de probabilidad para el cálculo de los terciles. (*arriba*) Se muestran los histogramas de las anomalías de la temperatura en superficie calculadas con el MTCA durante la estación 3 (otoño) en el punto #16 (a) y en la primavera para el punto #22 (b); (*abajo*) histograma de las anomalías de la temperatura en superficie observadas por el SMN durante cada una de estas estaciones.

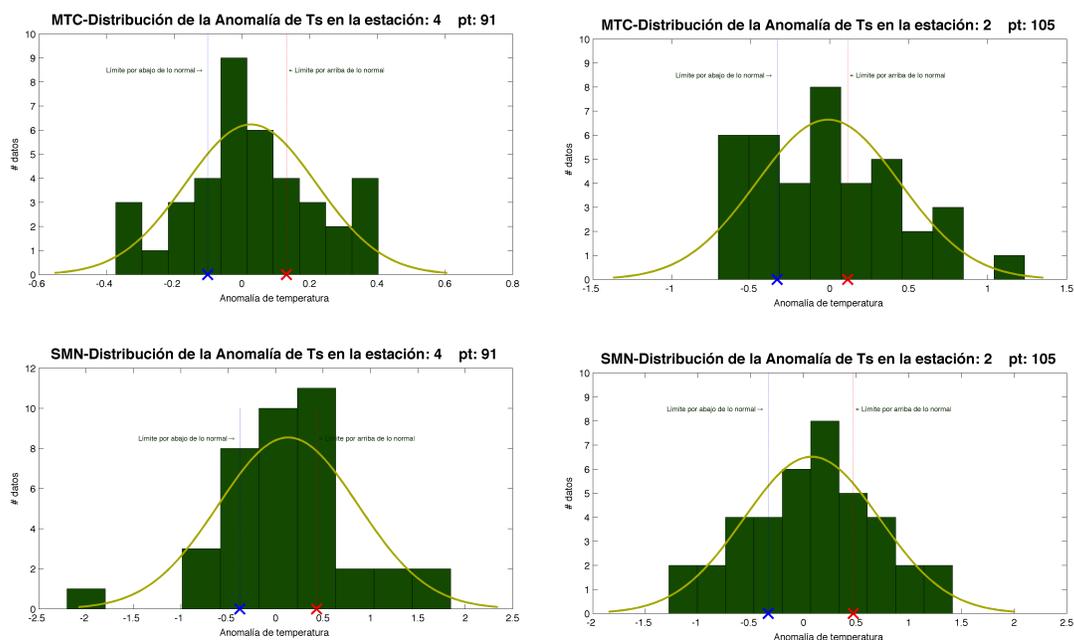


Figura 3.8: Distribuciones de probabilidad para el cálculo de los terciles. (*arriba*) Histograma de las anomalías de la temperatura en superficie calculadas con el MTCA durante la estación 4 (otoño) en el punto #91 y en el verano para el punto #105 (b); (*abajo*) histograma de las anomalías de la temperatura en superficie observadas por el SMN durante la misma estación.

3.3.2. Resultados estacionales

Siguiendo la metodología de las secciones anteriores, se presenta un ejemplo del pronóstico con el MTCA y las observaciones estacionales del SMN de anomalías temperatura en superficie y precipitación, junto a su mapa de terciles correspondiente. De lado izquierdo, en la figura 3.9 se muestran los resultados numéricos del MTCA (*arriba*) en la primavera de 1981, obtenidos con el ensamble estacional de la sección 3.3. Debajo se encuentra el mapa de promedio estacional las observaciones del SMN en la misma estación. Del lado derecho de la figura 3.9 se encuentra su equivalente en terciles de probabilidad, calculados de acuerdo con la sección 3.2. Los resultados para las anomalías de precipitación en la primavera de 1962 se encuentran en la figura 3.10. Los resultados numéricos muestran una diferencia entre el tamaño de las anomalías pronosticadas y las observadas. Esto pudiera surgir a partir de la idea de que el MTCA muestra sólo la señal térmica que el océano imprime en la atmósfera, dejando de lado fenómenos de relativamente corta escala de tiempo, que pudieran aportar información a la señal climática que se trata de distinguir. La métrica a utilizar para la comparación de los resultados del MTCA con las observaciones del SMN debe ser distinta, pues cualquier comparación numérica, como el error cuadrático medio, sería injusta; por ello, la evaluación del pronóstico se realiza a través de los terciles. Además, se debe recordar la incertidumbre que existe cuando se quiere pronosticar en una escala superior a una predicción determinista. Los terciles de probabilidad ofrecen una comparación sin detalles sobre las anomalías en temperatura y precipitación, y se concentran en pronosticar el estado general de la atmósfera.

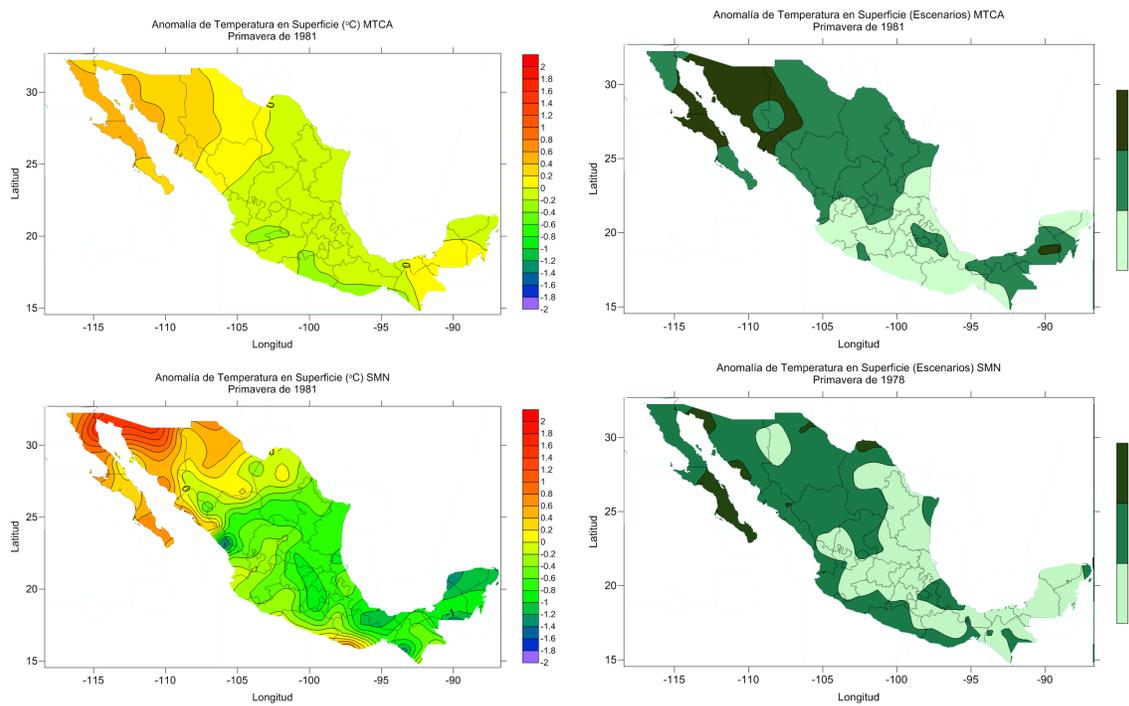


Figura 3.9: Resultados estacionales del MTCA (*arriba, izquierda*) y las observaciones estacionales del SMN de temperatura en superficie en la primavera de 1981. Del lado derecho, su correspondiente tercil.

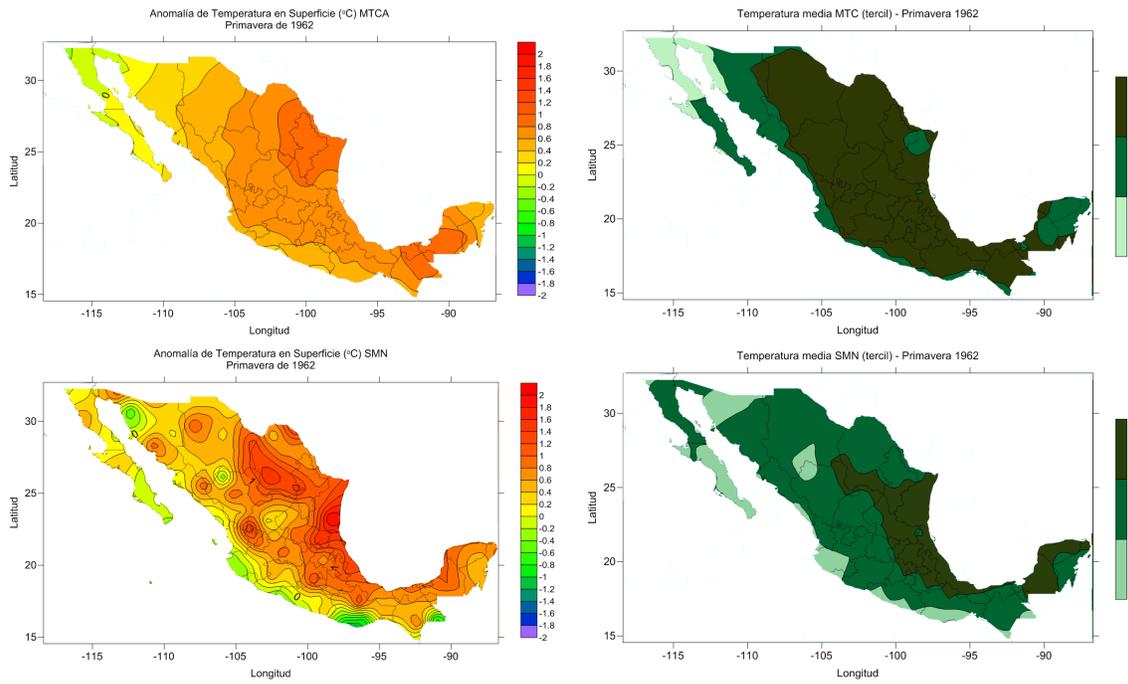


Figura 3.10: Resultados estacionales del MTCA (*arriba, izquierda*) y las observaciones estacionales del SMN de precipitación en superficie en la primavera de 1961. Del lado derecho, su correspondiente tercil.

3.4. Evaluación del pronóstico estacional

Una vez obtenidos los escenarios para las salidas del modelo y las observaciones del SMN es necesario verificar los pronósticos realizados con el MTCA mediante una evaluación. El objetivo es medir la habilidad que tiene el modelo para pronosticar un escenario de acuerdo con la tabla 3.2. La ecuación A3 que calcula la habilidad para cada estación del año se encuentra descrita en el apéndice C. El tercil de probabilidad exige que la habilidad mínima para considerar un pronóstico como aceptable es de 33 %, una habilidad por debajo de esta cantidad implica que el pronóstico es menos confiable que lanzar una pirinola de tres caras. Por ello, los resultados de las figuras 3.11, 3.12, 3.13 y 3.14 se expresan en habilidad por arriba del chance del 33 %.

El resultado de calcular la habilidad del modelo en las diferentes estaciones del año para la anomalía de temperatura en superficie se muestran en las figuras 3.11 y 3.12, y para la anomalía de la precipitación en las figuras 3.13 y 3.14. La habilidad para pronosticar la temperatura en superficie se ve notoriamente disminuida en zonas como el Istmo de Tehuantepec y el paso hacia la Península de Baja California, el desierto de Altar. Se cree que la ausencia de habilidad se debe a la gran dinámica atmosférica que existe en estas zonas. Otra de las implicaciones que pueden extraerse de los resultados de temperatura en superficie es que los gradientes de habilidad tienen una dirección que va de la costa al continente, principalmente en otoño e invierno; lo que pudiera sugerir una mayor habilidad en los puntos cercanos a la costa debido a la inclusión de los factores oceánicos.

La habilidad del MTCA para pronosticar la anomalía en la precipitación acumulada mensual mostrada en las figuras 3.13 y 3.14 muestran una notable diferencia en cuanto a la estación del año a pronosticar. El modelo posee gran confiabilidad en verano, particularmente en la meseta central del país, con un superhábit de hasta un 40 %; esta habilidad parece disminuir con el paso de las estaciones. Una interpretación física que pudiese darse a la vista de los resultados es que en el verano el gradiente térmico entre el ecuador y los polos es menor que en invierno, produciendo una atmósfera en donde predominan los fenómenos de transporte del océano al continente, como las circulaciones monsonicas. En cambio, en el invierno los eventos de precipitación están relacionados con frentes fríos y borrascas, producidas por ondas de Rossby con períodos de 5 a 10 días, patrones oscilatorios que el modelo filtra.

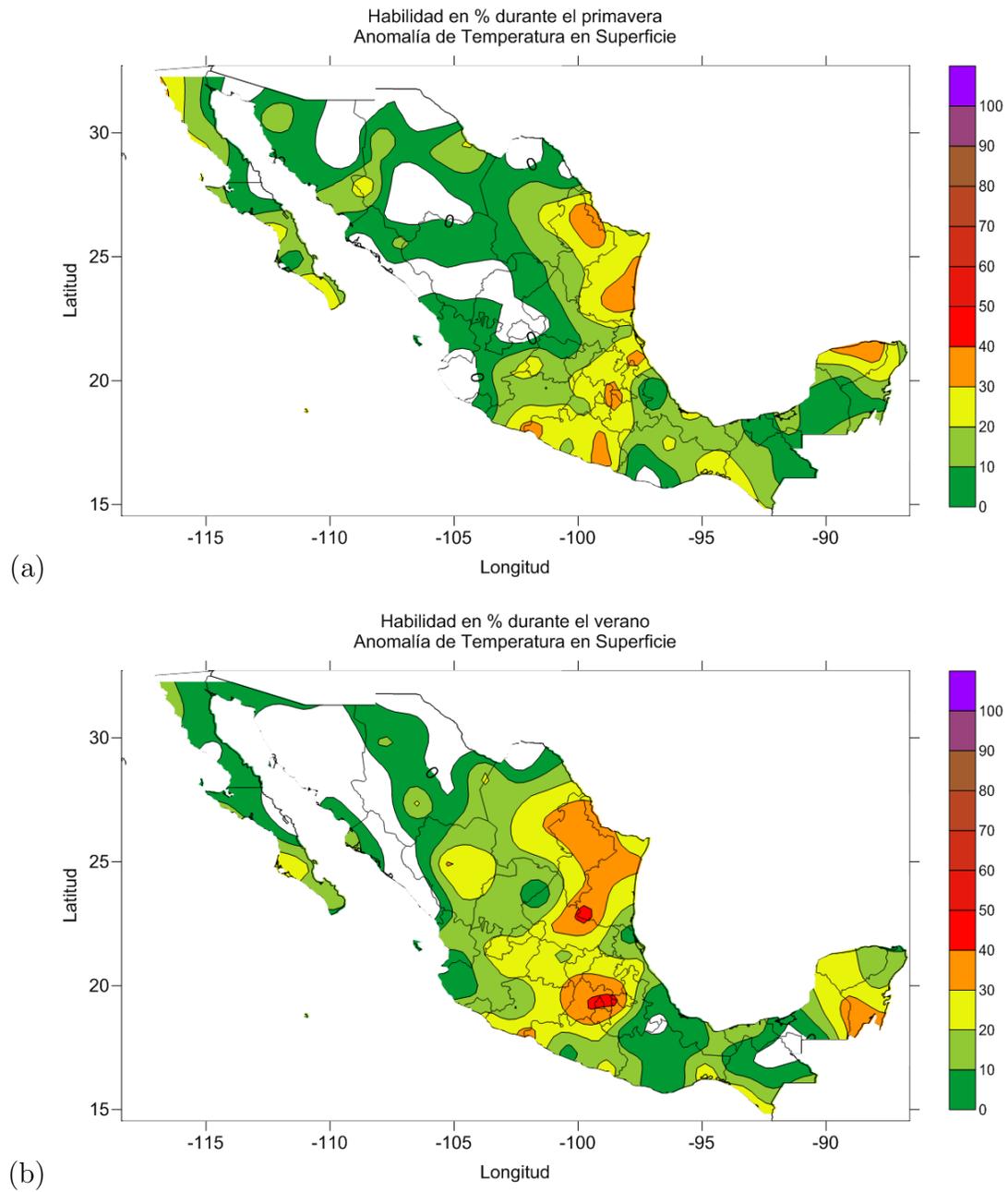


Figura 3.11: Habilidad en porcentaje del MTCA para pronosticar las anomalías estacionales de temperatura en superficie para la primavera (a) y para el verano (b).

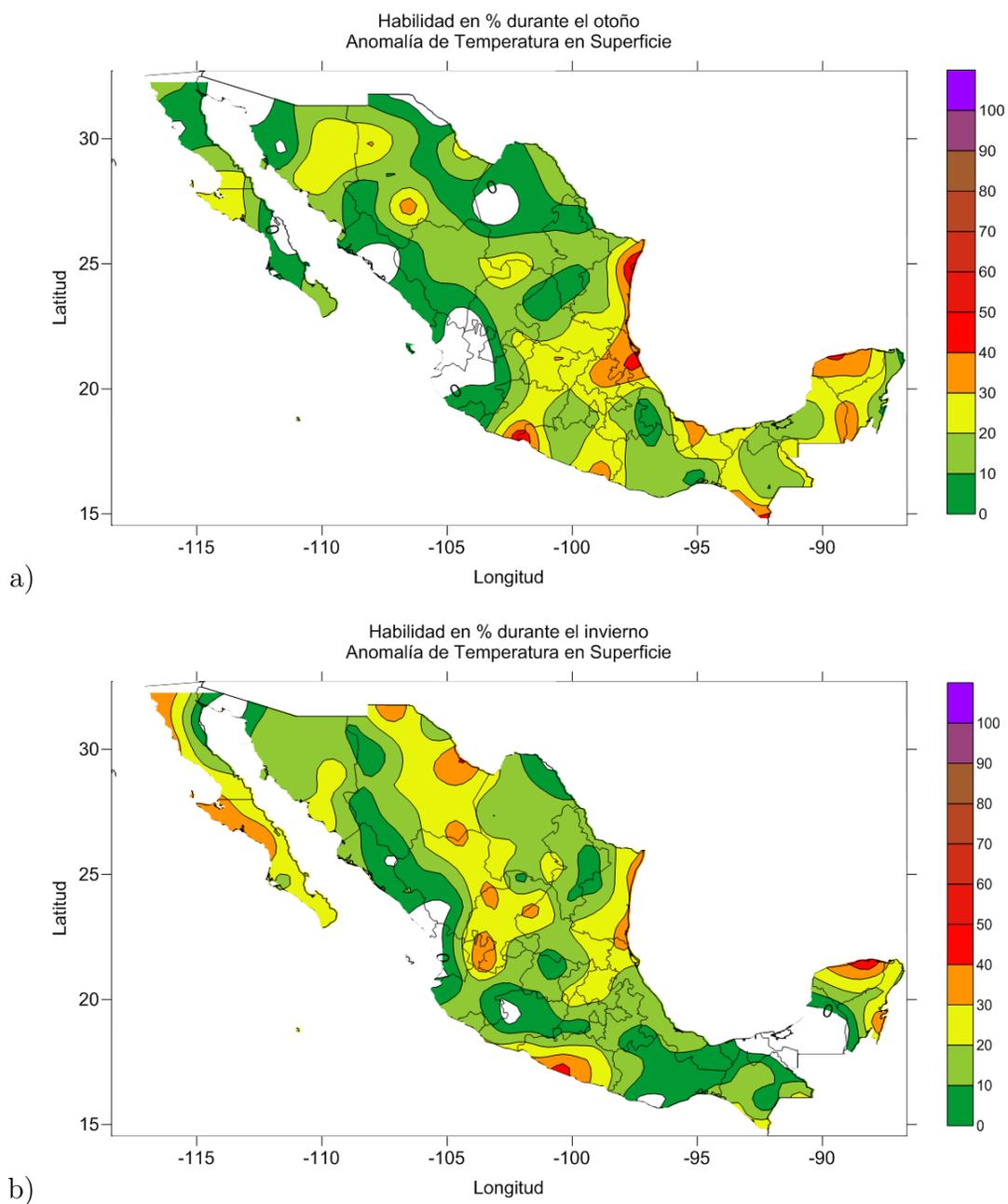


Figura 3.12: Habilidad en porcentaje del MTCA para pronosticar las anomalías estacionales de temperatura en superficie para el otoño (a) y para el invierno (b).

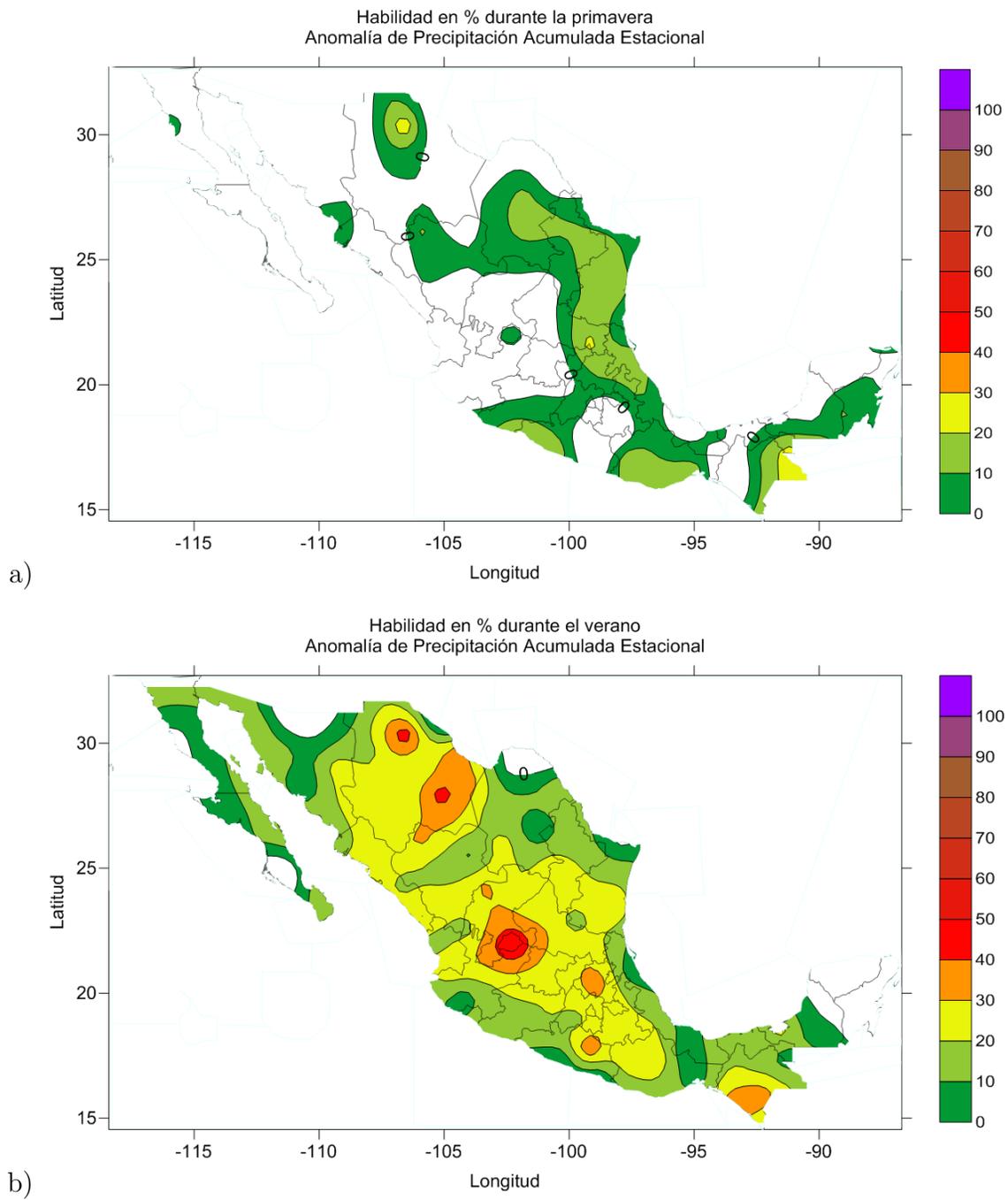


Figura 3.13: Habilidad en porcentaje del MTCA para pronosticar las anomalías estacionales de precipitación para la primavera (a) y para el verano (b).

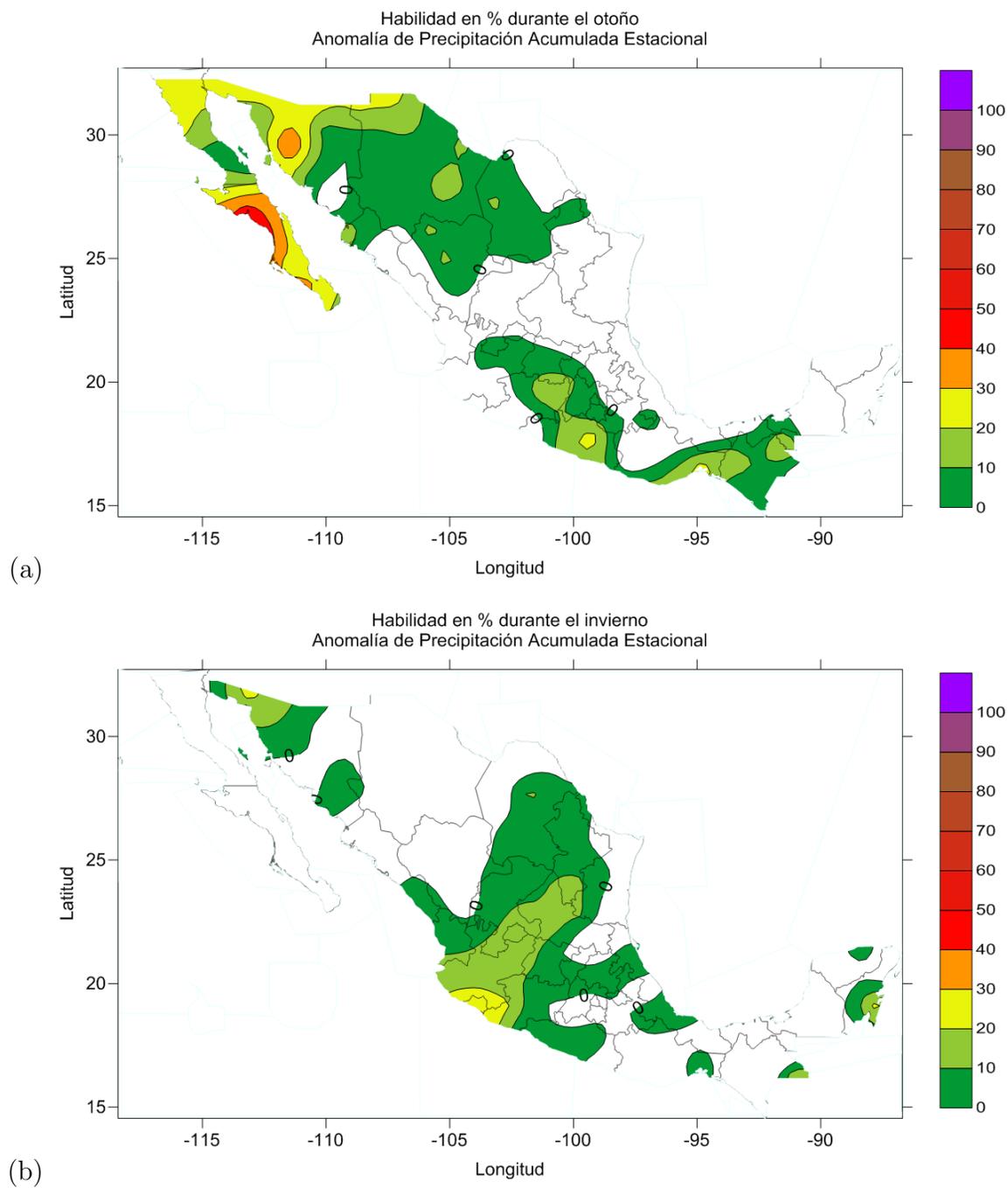


Figura 3.14: Habilidad en porcentaje del MTCA para pronosticar las anomalías estacionales de precipitación para el otoño (a) y para el invierno (b).

3.5. Conclusiones

Los factores que determinan la variabilidad del clima a escala estacional están relacionados con la forma en que se distribuye la energía dentro del sistema climático. Las interacciones entre los diversos ambientes tienen diferentes tiempos de respuesta a forzantes y retroalimentadores, de los cuales, el océano y su capacidad de generar flujos de calor sensible y latente que cede lentamente a la atmósfera son el principal aporte en un pronóstico de escala mensual o estacional.

El determinismo de los MCG para el PLP, en particular para el PMP invita a buscar nuevas alternativas para poder predecir el estado general de la atmósfera usando modelos que combinen las ecuaciones fundamentales de la termodinámica (balance de energía) y el empirismo de los métodos estadísticos. La elección del MTCA como herramienta de pronóstico estacional se basa en que un modelo como éste, que considiera a la SST como el principal predictor, puede percibir las señales de los patrones de variabilidad climática relacionados con la temperatura del mar (PDO y AMO).

Se realizó un experimento con el MTCA para pronosticar la anomalía de temperatura mensual en la tropósfera media y la anomalía de la precipitación, ambas en el hemisferio norte, interpolando los resultados para incrementar su resolución. Se obtuvieron promedios ponderados estacionales con los pronósticos interpolados del MTCA para las variables de temperatura y precipitación. Con ellos se construye un mapa de escenarios, en donde las anomalías son expresadas como condiciones burdas de acuerdo con la tabla 3.2. Al comparar los pronósticos del MTCA con las observaciones del SMN se obtienen mapas con la habilidad del modelo para pronosticar cada estación del año. De ellos puede decirse en general, que el modelo es una herramienta útil para el pronóstico de la anomalía de temperatura en superficie en primavera y verano, en especial en la meseta central, la costa de Tamaulipas, el norte de Veracruz y toda la costa suroeste (costa de Jalisco, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas). En el otoño y el invierno la habilidad en dichas zonas se reduce, pero se vuelve homogéneo; superando el superhábit de 33% en mayor parte del territorio mexicano.

Al evaluar el pronóstico de precipitación, se puede notar que en el verano el modelo es una herramienta confiable en una buena parte del país, en especial la meseta central (véase figura 3.13b). No así en las demás estaciones, en donde el modelo sólo tiene habilidad en algunas zonas; el modelo apenas alcanza confiabilidad para pronosticar la anomalía de precipitación en el desierto de Baja California Sur y el desierto de Sonora en el otoño (véase figura 3.14a), las costas de Michoacán, Colima y Jalisco en invierno (véase figura 3.14b) y la Sierra Madre Oriental y la costa del Pacífico Sur en primavera (véase figura 3.13a).

Apéndice A. Capacidad calorífica efectiva en el océano y la atmósfera

La capacidad calorífica efectiva es el producto de la masa m de un metro cuadrado (medida en kg m^{-2}) de una sustancia y su capacidad calorífica C_p , es decir:

$$C_m = C_p m \quad (\text{A1})$$

En la atmósfera, la capacidad calorífica efectiva C_{ma} se calcula con una masa $m_a = 1 \times 10^4 \text{ kg m}^{-2}$ (asumiendo equilibrio hidrostático, corresponde a una presión de $1 \times 10^5 \text{ Pa}$), y una capacidad calorífica $C_p = 1 \times 10^3 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$, de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} C_{ma} &= C_p m_a \\ &= (1 \times 10^3 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}) (1 \times 10^4 \text{ kg m}^{-2}) \\ &= 1.0 \times 10^7 \text{ J K}^{-1} \text{ m}^{-2} \end{aligned}$$

En los océanos, se sabe que si se escoge una profundidad de 3 metros se tiene aproximadamente una masa $m_o = 3 \times 10^3 \text{ Kg m}^{-2}$ (3 m por $1 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$) y con una capacidad calorífica $C_p = 4 \times 10^3 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ se tiene una capacidad calorífica efectiva C_{mo} de:

$$\begin{aligned} C_{mo} &= C_p m_o \\ &= (4 \times 10^3 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}) (3 \times 10^3 \text{ kg m}^{-2}) \\ &= 1.2 \times 10^7 \text{ J K}^{-1} \text{ m}^{-2} \end{aligned}$$

Estos cálculos muestran que la C_{ma} por unidad de área en toda una columna de atmósfera es similar a la C_{mo} por unidad de área de una columna de agua de 3 metros de profundidad. Si consideramos toda la capa de mezcla oceánica con un promedio de 75 metros de profundidad, equivalentes a una masa $m = 7.5 \times 10^4 \text{ Kg m}^{-2}$ (75 m por 1000 Kg m^{-3}) la capacidad calorífica efectiva es:

$$\begin{aligned} C_{mo} &= C_p m_o \\ &= (4 \times 10^3 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}) (7.5 \times 10^4 \text{ kg m}^{-2}) \\ &= 3 \times 10^8 \text{ J K}^{-1} \text{ m}^{-2} \end{aligned}$$

Ésto indica que la C_{mo} de toda la capa de mezcla oceánica es aproximadamente 30 veces mayor que la C_{ma} en toda la capa atmosférica:

$$C_{mo} \simeq 30 C_{ma}$$

Por lo tanto, los océanos tienen mayor capacidad para contener la energía interna que llega al sistema climático por fuentes de radiación.

Apéndice B. Enfriamiento de la superficie oceánica

El calentamiento de la superficie oceánica causado por la radiación solar y la radiación de onda larga proveniente de la atmósfera es independiente de la temperatura en superficie, pero el enfriamiento o decaimiento de la temperatura no; un objeto se enfría más rápido mientras más caliente se encuentre de acuerdo con la *ley de enfriamiento de Newton*. De una forma sencilla, se puede modelar el enfriamiento de una parcela de agua como función lineal de la temperatura, así:

$$C_p \frac{\partial T}{\partial t} = S - \lambda T \quad (\text{A2})$$

Donde:

S es la fuente de calentamiento.

T es la temperatura.

C_p es la capacidad calorífica del agua.

λ es la constante que determina la tasa de enfriamiento de acuerdo a la temperatura.

La ecuación A2 indica que el cambio de temperatura a través del tiempo (lado izquierdo de la ecuación) es igual al calentamiento menos el enfriamiento. Si las fuentes de calor no existen, entonces $S = 0$, y la ecuación A2 tiene la solución:

$$T = T_0 \exp(-\lambda t / C_p)$$

Donde T_0 es la temperatura inicial. Si S es constante ($S = S_0$), entonces la solución completa es:

$$T = \frac{S_0}{\lambda} + T_0 \exp(-\lambda t / C_p)$$

Esta solución implica que si una perturbación en el sistema ocurre su decaimiento será de C_p/λ . Si se considera a $S_0 = 342 \text{ Wm}^{-2}$, una capa de mezcla oceánica de 100 m, $C_p = 4185 \text{ JKg}^{-1}\text{K}^{-1}$ y $\lambda = 15 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ la cual es observada en las interacciones entre el océano y la atmósfera, se obtiene una escala de tiempo de poco menos de un año. Esto significa que la capa de mezcla oceánica puede liberar la energía almacenada en escala de tiempo de un año.

Apéndice C. Habilidad del modelo

Para calcular la habilidad H que el modelo tiene para pronosticar los terciles de probabilidad de temperatura y precipitación para cada estación, para cada punto de malla, se utiliza la ecuación:

$$H(\%) = \begin{cases} 0 & \text{Si } H < 33\% \\ \frac{M - C}{N - C} \times 100\% & \text{Si } H > 33\% \end{cases} \quad (\text{A3})$$

Donde:

M es la cantidad de terciles estacionales correctamente pronosticados por el modelo como función de las coordenadas geográficas.

C es la cantidad de terciles estacionales que son correctamente pronosticados por el control ($\frac{1}{3}N$).

N es el número total de pronósticos estacionales por cada estación del año. (38 para la primavera, otoño e invierno, y 39 para el verano.)

El control se toma como la probabilidad climática de $1/3$, debido a que la variabilidad puede resultar en tres posibilidades: una condición por debajo de lo normal, por arriba de lo normal o normal. Al estimar la habilidad en cada punto de malla dentro de la República Mexicana es posible obtener mapas que muestren la distribución geográfica de la habilidad en curvas de nivel (isohabilatas) para cada estación del año. La habilidad calculada es una proporción entre los terciles correctamente pronosticados y el número de pronósticos estacionales a evaluar, por ello si se desea expresar la habilidad del modelo en porcentaje se debe multiplicar a H por 100% .

Apéndice D. Malla octagonal del NMC

Los datos de entrada y de salida del modelo se proyectan en una malla hemisférica estereográfica polar aplicada al Hemisferio Norte. El arreglo de puntos tiene una frontera con forma octagonal distribuidos simétricamente en 51 filas (j) y 48 columnas (i) de manera que el polo del hemisferio coincide con el punto de malla (24,26), como se muestra en la figura A.1. La distancia medida en kilómetros entre los puntos de malla y el factor de escala del mapa varía de acuerdo a la latitud. El factor de escala en cualquier latitud es la razón de la escala actual del mapa en cualquier latitud y la escala actual en donde la escala verdadera del mapa esté definida (1:20 000 000 a 60° de latitud), entonces:

$$k = \frac{1 + \sin 60^\circ}{1 + \sin \phi} \quad (\text{A4})$$

Donde k es el factor de escala del mapa en cualquier latitud ϕ . El equivalente en kilómetros a la distancia entre puntos de malla se mide con base en el factor de escala y varía de forma radial con respecto a los polos. En la tabla T.1 se muestran algunos factores de escala de acuerdo con la latitud ϕ del lugar y la distancia equivalente a 3/4 de pulgada en kilómetros.

La malla octagonal cubre una extensión que va desde los polos a 90° de latitud hasta los 15° grados de latitud (10° en algunos vértices del octágono), como se muestra en la figura A.1.

Lat.	k	Distancia [km]
90	1.866	204.177
80	1.590	239.623
70	1.390	274.010
60	1.244	306.266
50	1.136	335.420
40	1.057	360.586
30	1.000	381.000
20	0.962	396.041
10	0.940	405.253
0	0.933	408.355

Tabla T.1: Se muestra la distancia equivalente y el factor de escala con respecto a la latitud en una malla NMC, cuya escala verdadera se encuentra a 60° de latitud.

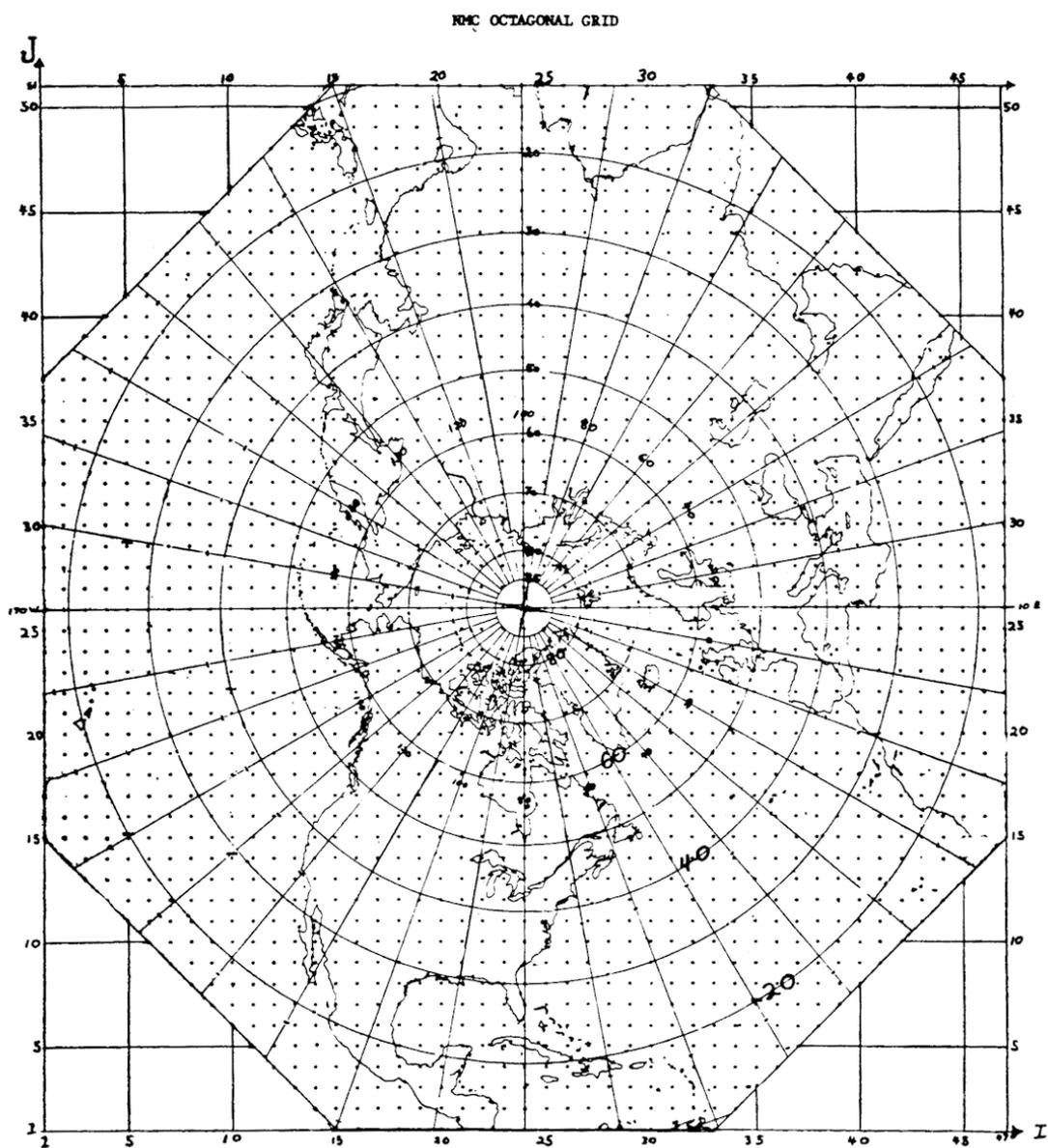


Figura A.1: Muestra la distribución de la malla octagonal del NMC. Proyección estereográfica polar para el Hemisferio Norte con 1977 puntos de malla.

Apéndice E. Interpolación de la malla del NMC

El MTCA produce una salida de 1977 puntos en la malla oficial del NMC [29] especificada en el apéndice D. Para mejorar el análisis de los resultados del MTCA, se propone hacer una interpolación de las variables de salida de 1977 a 5796 puntos de malla. Esto implica introducir un punto entre cada uno de los puntos de la malla oficial como se muestra en la figura A.2. Las marcas oscuras son los puntos existentes en la malla oficial, las marcas claras son los nuevos puntos de malla, cuyo valor es calculado mediante el promedio aritmético de sus valores vecinos.

Los nuevos puntos ubicados en $(i, j + 1)$ y $(i, j - 1)$ se obtiene con el promedio aritmético de los campos sombreados arriba y debajo de ellos y los puntos en $(i + 1, j)$ y $(i - 1, j)$ utilizan los valores a la izquierda y derecha de ellos. El valor central (i, j) se obtiene con el promedio de los cuatro valores sombreados alrededor. De esta forma las ecuaciones para la interpolación de una variable Q en los puntos de malla (i, j) , son:

$$Q_{(i,j)} = \frac{Q_{(i+1,j-1)} + Q_{(i+1,j+1)} + Q_{(i-1,j-1)} + Q_{(i-1,j+1)}}{4} \quad (\text{A5})$$

$$Q_{(i-1,j)} = \frac{Q_{(i-1,j-1)} + Q_{(i-1,j+1)}}{2} \quad (\text{A6})$$

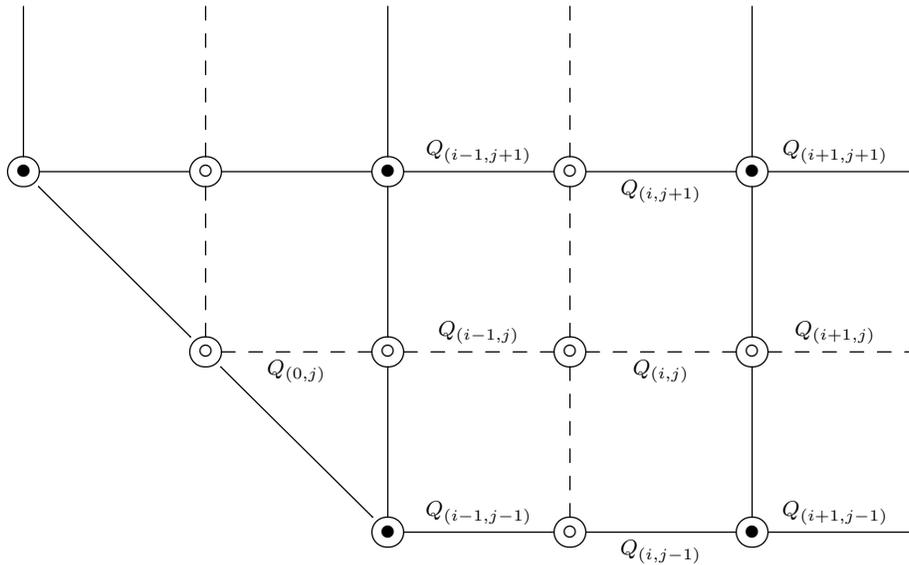


Figura A.2: Diagrama general de la interpolación de 1977 a 5796 puntos. Los puntos oscuros son los puntos de malla originales, los círculos vacíos representan los nodos agregados para mejorar la resolución del pronóstico.

$$Q_{(i+1,j)} = \frac{Q_{(i+1,j-1)} + Q_{(i+1,j+1)}}{2} \quad (\text{A7})$$

$$Q_{(i,j-1)} = \frac{Q_{(i-1,j-1)} + Q_{(i+1,j-1)}}{2} \quad (\text{A8})$$

$$Q_{(i,j+1)} = \frac{Q_{(i-1,j+1)} + Q_{(i+1,j+1)}}{2} \quad (\text{A9})$$

$$Q_{(0,j)} = \frac{Q_{(0,j-1)} + Q_{(0,j+1)}}{2} \quad (\text{A10})$$

Apéndice F. Valores constantes en el MTCA

$$\begin{aligned} \beta &= 6.5 \times 10^{-5} \text{ } (^{\circ}K) \text{ cm}^{-1} \\ R &= 0.287 \times 10^{-7} \text{ cm}^2 \text{ s}^2 \text{ } (^{\circ}K)^2 \\ g &= 980 \text{ cm s}^{-2} \\ H_0 &= 11 \times 10^5 \text{ cm} \\ c_v &= 1.004 \times 10^{-5} \text{ cm}^2 \text{ s}^2 \text{ } (^{\circ}K)^2 \\ T_0 &= 288 \text{ } ^{\circ}K \\ T_0 &= 263.5 \text{ } ^{\circ}K \\ \Omega &= 7.292 \times 10^{-5} \end{aligned}$$

Bibliografía

- [1] Alexander, M. A., Deser C., Timlin, M. S. (1999) *The reemergence of SST anomalies in the North Pacific Ocean*. Journal of Climate. Vol. 12. Págs. 2419-2433.
- [2] Alexander, M. A. (2010) *Extratropical Air-Sea Interaction, SST Variability and the Pacific Decadal Oscillation (PDO)*. Climate Dynamics: Why does Climate Vary, Ed. D. Sun and F. Bryan, AGU Monograph, in press.
- [3] Alexander, M. A., I. Blade, M. Newman, J. R. Lanzante, N.-C. Lau, and J. D. Scott. (2002) *The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans*. Journal of Climate. Vol. 15. Págs. 2205-2231.
- [4] Adem, Julian. (1962) *On the Theory of the General Circulation of the Atmosphere*. Tellus. Vol.14. No.1. Págs. 102-115.
- [5] Adem, Julian. (1964) *On the Physical Basis for the Numerical Prediction of Monthly and Seasonal Temperatures in the Troposphere-Ocean-Continent System*. Monthly Weather Review. Vol. 92. No. 3. Págs. 91-103.
- [6] Adem, Julian. (1965) *Experiments Aiming at Monthly and Seasonal Numerical Weather Prediction*. Monthly Weather Review. Vol. 93. No. 8. Págs. 495-503.
- [7] Adem, Julian. (1967a) *Relations Among Wind, Temperature, Pressure, and Density with Particular Reference to Monthly Averages*. Monthly Weather Review. Vol. 95. No. 8. Págs. 531-539.
- [8] Adem, Julian (1967c) *On The Relations Between Outgoing Long-Wave Radiation, Albedo and Cloudiness*. Monthly Weather Review. Vol. 95. No. 5. Págs. 257-260.
- [9] Adem, Julian. (1967c) *Parametrization of atmospheric Humidity Using Cloudiness and Temperature*. Monthly Weather Review. Vol. 95. No. 2. Págs. 83-88.
- [10] Adem, Julian. Jacob, Warren J. (1968) *One Year Experiment in Numerical Prediction of Monthly Mean Temperature in the Atmosphere-Ocean-Continent System*. Monthly Weather Review. Vol. 96. No. 10. Págs. 714-719.

- [11] Adem, Julian. (1970a) *On the Prediction of Mean Monthly Ocean Temperatures*. Tellus. Vol.22. No. 4. Págs. 410-430.
- [12] Adem, Julian. (1970b) *Incorporation of Advection of Heat by Mean Winds and by Ocean Currents in a Thermodynamic Model for Long-Range Weather Prediction*. Monthly Weather Review. Vol. 98. No. 10. Págs. 776-786.
- [13] Adem, Julian. (1981) *Numerical Simulation of the Annual Cycle of Climate During the Ice Ages*. Journal Of Geophysical Research. Vol. 86. No. C12. Págs. 12,015-12,034.
- [14] Adem, Julian. (1991) *Review of the development and applications of the Adem thermodynamic climate model*. Climate Dynamics, No. 5, Págs.145- 160.
- [15] Adem, Julian. Mendoza, V.M. Ruiz A. Villanueva E.E. Garduño R. (2000) *Recent numerical experiments on three-months extended and seasonal weather prediction with a thermodynamic model*. Revista Atmósfera. No. 33. Págs. 53-87.
- [16] Barnston, Anthony G., S. J. Mason, L. Goddard, D. G. DeWitt, and S. E. Zebiak. (2003) *Multimodel ensembling in seasonal climate forecasting at IRI*. Bull. American Meteorological Society, 84, Págs. 1783-1796.
- [17] Breuer, N. Fraisse, C. McAvoy, G. Letson, D. (2004) *Aplicabilidad del Pronóstico de Variabilidad Climática Estacional: El Manejo de Riesgos en la Producción del Tomate en el Sur del Estado de Florida*. University of Florida. IFAS Extensión. Instituto de Alimentos y Ciencias Agrícolas.
- [18] Charney J., R. Fjörtoft, J. Von Neumann. (1950) *Numerical Integration of the Barotropic Vorticity Equation*. Tellus, Vol. 6, Págs. 309-318.
- [19] Clarke A. J. (2008) *An Introduction to the Dynamics of El Niño & the Southern Oscillation*. Academic Press.
- [20] Delworth TL, Mann ME. (2000) *Observed and Simulated Multidecadal Variability on the Northern Hemisphere*. Climate Dynamics. Vol. 16. Págs. 661-676.
- [21] Dima M, Lohmann G. (2006) *A Hemispheric Mechanism for the Atlantic Multidecadal Oscillation*. Journal of Climate. Vol. 20. Págs. 2706-2719.
- [22] Garduño R, Adem J. (1988) *Interactive long wave spectrum for the thermodynamic model*. Revista Atmósfera. No. 1. Págs. 157-162.
- [23] García E. (1989) *Apuntes de Climatología*. 6a edición. México D.F. Pág 135.
- [24] Gill, A.E. (1979) *Some Simple Solution For Heat Induced Tropical Circulation*. Quarter of Royal Meteorological Society. Vol. 106. Págs. 447-462.

- [25] Goldenberg SB, Landsea CW, Mestas-Nuñes AM, Gray WM. (2001) *The Recent Increase in Atlantic Hurricane Activity: Causes and Implications*. Science. Vol. 293. Págs. 474-479.
- [26] Group of Long-Range Numerical Weather Forecasting. (1977) *On the Physical Basis of a Model of Long-Range Numerical Weather Forecasting*. Scientia Sinica. Vol. 20 No. 3. Mayo-Junio. Págs. 377-390.
- [27] Lindzen RS, Holton JR. (1968) *A theory of the Quasi-Biennial Oscillation*. Journal of the Atmospheric Sciences. Vol. 25 Nov. 1968 Págs. 1095-1107.
- [28] Kidson, J.W. (1975) *Tropical Eigenvector Analysis and the Southern Oscillation*. Monthly Weather Review. Vol. 103 Págs. 187-216.
- [29] Janne, Roy L. (1970) *The NMC Octogonal Grid*. National Center for Atmospheric Research. Marzo.
- [30] Lackmann, Gary. (2011) *Midlatitude Synoptic Meteorology. Dynamics, Analisis & Forecasting*. American Meteorological Society. Pág. 250.
- [31] Leith, C.E. (1973) *The Standard Error of Time-Average Estimates of Climate Means*. Journal of Applied Meteorology. Vol. 12. Págs. 1066-1069.
- [32] Lorenz, Edward. (1963) *Deterministic Nonperiodic Flow*. Journal of Atmospheric Science. Vol. 20. Marzo. Págs. 130-141.
- [33] Madden R.A. (1976) *Estimation of the Natural Variability of Time-Averaged Sea-Level Pressure*. Monthly Weather Review. Vol. 104. Págs. 942-952.
- [34] McCabe G.J., Betancourt J.L., Gray S.T., Palecki M.A., Hidalgo H.G., (2008). *Associations of multi-decadal sea-surface temperature variability with US drought*. Quaternary International No. 188, Págs. 131-140.
- [35] McGuffie K., Henderson-Sellers A. (2005) *A Climate Modeling Premier*. 3er edición. Wiley Editors.
- [36] Méndez M., Magaña V. (2010) *Regional Aspects of Prolonged Meteorological Droughts over Mexico and Central America*. Journal of Climate Vol. 23 Págs. 1175-1188.
- [37] Mendoza V.M. (1998) *Parametrization of the Precipitation in the Northern Hemisphere and its Verification in Mexico*. Annales Geophysicae. No. 16. Springer-Verlag. Págs. 835-865.
- [38] Mendoza VM, Oda B, Adem J. (2001) *An improved parameterization of the mean monthly precipitation in the Northern Hemisphere*. Revista Atmósfera. Vol. 14. No.1. Págs. 39-51.

- [39] Mendoza V. M., Oda B., Garduño R., Villanueva E.E., Adem, Julián. (2014) *Simulation of the PDO effect on the North America summer climate with emphasis on Mexico*. Atmospheric Research No. 137. Págs. 228-244.
- [40] Miyakoda K., Chao Jin-Ping. (1970) *Essay On Dynamical Long-Range Forecast of Atmospheric Circulation*. Journal of the Meteorological Society of Japan. Vol. 60. No. 1. Págs. 292-308.
- [41] Peixoto, José Pinto, Oort, Abraham H. (1992) *Physics of Climate*. American Institute of Physics.
- [42] Richter JH, Matthes K, Calvo N, Gray LJ. (2011) *Influence of the quasi-biennial oscillation and El Niño-Southern Oscillation on the frequency of sudden stratospheric warmings*. Journal of Geophysical Research. Vol. 116.
- [43] Sarachik ES, Cane MA. (2010) *The El Niño-Southern Oscillation Phenomenon*. Cambridge University Press.
- [44] Simmons A.J., Hollingsworth A. (2002) *Some Aspects of the Improvement in Skill of Numerical Weather Prediction*. Quarter Journal of Royal Meteorological Society. No.128 Págs. 647-677.
- [45] Vallis G. K. (2012) *Climate and the Oceans*. Princeton University Press. Págs. 113-114.
- [46] Walker, G.T. (1923) *Correlation in Seasonal Variations of Weather, VIII: a Preliminary Study of World Weather*. Memories of the Indian Meteorological Department, Calcutta, 24 (4).Págs. 75-131.
- [47] Walker G.T., Bliss E.W. (1932) *World Weather V*. Memories of the Royal Meteorological Society Vol.4. Págs. 53-84.
- [48] Wang, Hui. Kumar, Arun. Wang, Wanqiu (2011) *Seasonality of the Pacific Decadal Oscillation*. Journal of Climate. American Meteorological Society.
- [49] Zebiak SE, Cane MA. (1987) *A model El Niño-Southern Oscillation*. Monthly Weather Review. Vol. 115. Págs. 2262-2278.
- [50] Proyecto de colaboración CNA/SMN-UNAM 04-2012. *Desarrollo y evaluación de los pronósticos del tiempo y estacional*. Diciembre de 2012.