

44  
29



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

CAMBIO CLIMATICO REGIONAL EN MEXICO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE

F I S I C O

P R E S E N T A :

JOSE LUIS PEREZ LOPEZ

DIRECTOR TESIS: Dr. Victor O. Magaña Rueda

México, D.F.

1997

FACULTAD DE CIENCIAS  
SECCION ESCOLAR



TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN



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.



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

M. en C. Virginia Abrín Batule  
Jefe de la División de Estudios Profesionales de la  
Facultad de Ciencias  
P r e s e n t e

Comunicamos a usted que hemos revisado el trabajo de Tesis: "CAMBIO CLIMATICO REGIONAL EN MEXICO"

realizado por JOSE LUIS PEREZ LOPEZ

con número de cuenta 7909720-8 , pasante de la carrera de FISICA.

Dicho trabajo cuenta con nuestro voto aprobatorio.

Atentamente

Director de Tesis  
Propietario  
Propietario  
Propietario  
Suplente  
Suplente

DR. VICTOR ORLANDO MAGAÑA RUEDA  
DR. JULIAN ADEM CHAHIN  
DR. ALIPIO GUSTAVO CALLES MARTINEZ  
DR. FERNANDO GARCIA GARCIA  
M. EN C. TOMAS MORALES ALCOLTZI

*Victor Orlando Magaña Rueda*  
*Julian Adem Chahin*  
*Alipio Gustavo Calles Martinez*  
*Fernando Garcia Garcia*  
*Tomas Morales Alcoltzi*

Consejo Departamental de Física

DR. ROBERTO ALEJANDRO RUELAS MAYORGA

*Roberto Alejandro Ruelas Mayorga*  
RUELAS MAYORGA  
SECRETARIO

*A mis Padres*  
*Román y María Luisa*

*A mis Abuelos*  
*Mauro y Ma. de Jesús*  
*Odilón y Virginia*

*A mi Esposa*  
*Socorrito*

*A mis Hijos*  
*Gerson y ....*

## *Agradecimientos*

---

Agradezco al Dr. Victor O. Magaña R. por su asesoría científica, por la continua motivación, que me permitió llevar a cabo este trabajo y valorarlo, así como por haberme iniciado formalmente en la Física de la Atmósfera. Al Dr. Carlos Gay por las ideas aportadas, que sirvieron de base para el desarrollo de esta investigación. Al Centro de Ciencias de la Atmósfera por permitirme el uso de sus equipos de cómputo e instalaciones. Al Dr. Arthur Douglas por su apoyo científico y por proporcionarme la base de datos usados en esta investigación. Al Dr. Arturo Quintanar por sus críticas y comentarios a este trabajo. Al Dr. Julian Adem por todo el apoyo brindado como responsable del proyecto PAPIIT-IN105494, 'Variabilidad Climática Regional', del cual forma parte esta investigación. A los Doctores.. Tomás Morales, Fernando García y Alipio Calles, por sus comentarios y sugerencias a este trabajo. A todos mis maestros por los conocimientos adquiridos en toda mi trayectoria académica.

Un agradecimiento especial a mi amigo Eduardo Abboud y a la Sra. Ma. de Jesús Oropeza. Al M. en C. Victor Ramos G. por su tiempo, interesantes puntos de vista e ideas que me mostraron a la Meteorología como una disciplina científica durante mi estancia en SMN. A mis amigos Manuel González por iniciarme en la computación y GrADS. A Miguel Ángel Villanueva, Moisés Espinosa y Carlos Cario por todo el apoyo que me brindaron durante mi estancia en el Servicio Meteorológico Nacional. A Edgar Herrera, Rodrigo Muñoz y Rodolfo Meza por el apoyo técnico.

# Contenido

---

<i>Agradecimientos</i> . . . . .	iii
<b>1 Introducción</b>	<b>1</b>
<b>2 Variabilidad y Cambio Climático</b>	<b>5</b>
2.1 Sobre el Clima y su Variabilidad.	5
2.2 El Calentamiento Global	7
2.3 Estudios de Cambio Climático	12
<i>a) Observaciones.</i>	13
<i>b) Modelos Numéricos</i>	15
2.4 Sobre la Variabilidad Climática	18
<i>a) Variabilidad Interanual</i>	18
<i>b) Teleconexiones</i>	21
<i>c) Variabilidad Interdecadal</i>	24
<b>3 Simulación del Cambio Climático Regional</b>	<b>26</b>
3.1 Sobre las simulaciones climáticas con Modelos de Circulación General (GCM).	26
3.2 Técnicas de escalamiento de las salidas de los GCM.	31
3.2.1 Técnicas Empíricas	31
1) <i>El uso de Datos Instrumentales Recientes.</i>	32
2) <i>El uso de Análogos Paleoclimáticos</i>	33
3.2.2 Técnicas Semi-empíricas	33
1) <i>Uso de Anomalías Climáticas de un GCM</i>	34
2) <i>Perfect-Prog (Pronóstico-Perfecto).</i>	34
3) <i>Model Output Statistics (MOS).</i>	35
3.2.3 Técnicas de Modelación Dinámica.	36
3.3 Datos y Métodos de Análisis	37

3.3.1	Datos	37
	1. Observaciones.	37
	2. Salidas de Experimentos $2\times\text{CO}_2$ - $1\times\text{CO}_2$ en GCMs.	41
	a) Modelo GFDL.	41
	b) Modelo NCAR.	44
3.3.2	Metodología	45
	i) Patrones de Correlación.	46
	ii) Modelo de Regresión Lineal Multivariado.	47
3.3.3	Hipótesis de Trabajo.	48
<b>4</b>	<b>Escenarios de Cambio Climático en México</b>	<b>50</b>
4.1	Los Experimentos $2\times\text{CO}_2$ - $1\times\text{CO}_2$	51
	1) Los Cambios en la Temperatura Superficial.	51
	2) Los Campos de Precipitación.	53
	3) Los Campos $\zeta 500$ , T700, SLP y TS.	59
4.2	Modelo Estadístico Regional de Precipitación	67
	1) Correlaciones de Precipitación con variables de Gran Escala.	67
	2) Ecuaciones de Regresión Multilineal por Región	72
	3) Validación del Modelo Estadístico Regional.	76
4.3	Resultados. Escenarios de Cambio Climático Regional en México.	82
	1) Escenarios de Anomalías de Precipitación.	82
	<b>Conclusiones</b>	<b>89</b>
	<b>Referencias</b>	<b>96</b>

# *Lista de Figuras*

---

2.1	El promedio global de radiación y balance de calor del sistema atmósfera-océano-continente, relativo a 100 unidades de entrada de radiación solar. . . . .	8
2.2	Distribución espacial de la tendencia de temperatura en la superficie de la Tierra. Los círculos oscuros indican cambios positivos y los grises negativos. . . . .	11
2.3	Variación de las concentraciones medias mensuales del CO <sub>2</sub> atmosférico, en el Laboratorio de Monitoreo Continuo en Maunaloa, Hawaii. Las fluctuaciones reflejan la variabilidad interanual que experimenta la biosfera. . . . .	12
2.4	La línea delgada muestra las anomalías de temperatura media anual global del aire sobre la tierra y superpuesta a ésta, la línea más gruesa indica las anomalías medias anuales de la Región Climática 12 de México. Puede observarse que la señal del calentamiento global modula en parte la temperatura media anual en la Región 12, aunque la variabilidad no es de la misma magnitud. . . . .	14
2.5	En la parte superior se esquematizan las condiciones dinámicas normales de la actividad convectiva, el campo de temperatura, el estado de la termoclina del mar y la dirección del viento. En contraste, abajo se observa las condiciones dinámicas para el episodio de El Niño (tomada de El Niño-Story.html, Mcphaden, M. J.,1993: <i>El Niño-Southern Oscillation Event</i> , <i>Oceanography</i> , 6, 36-44). . . . .	20



2.6	Patrón característico de Anomalías observadas de temperatura de superficie del océano Pacífico durante un año de El Niño. . . . .	21
2.7	Diagrama esquemático del patrón de circulación atmosférica estacionario conocido como Pacífico-Norteamérica (PNA). Los contornos representan anomalías de altura geopotencial en la troposfera media y alta durante el invierno del Hemisferio Norte. La región sombreada corresponde a anomalías de actividad convectiva. La línea de corriente representativa de la atmósfera media describe la distorsión provocada en los vientos medios por el patrón anómalo.[Tomada de Horel y Wallace, 1981]. . . . .	23
2.8	Histograma de anomalías de temperatura superficial del océano sobre el Pacífico ecuatorial del Este. Los puntos indican marzo y las barras horizontales el inicio de periodos calientes y frios (Tomada de Kiladis & Diaz 1989). . . . .	25
3.1	Escalas horizontales típicas de circulaciones atmosféricas. . . . .	28
3.2	Distribución espacial de las estaciones climatológicas para 18 regiones de México de acuerdo a A. Douglas (comunicación personal). . . . .	40
4.1	Escenarios de anomalías de temperatura de superficie (°C) obtenidos de los experimentos $2\times CO_2 - 1\times CO_2$ , para el invierno (DJF) y verano (JJA), dados por los GCMs GFDL y NCAR. . . . .	52
4.2	Patrones climatológicos de precipitación acumulada (mm) observados para México, para invierno y verano. . . . .	54
4.3	Patrones de precipitación acumulada (mm) de invierno y verano obtenidos de la corrida de control ( $1\times CO_2$ ) de los GCMs NCAR y GFDL. . . . .	56
4.4	Patrones de anomalías de precipitación (mm) de invierno y verano $2\times CO_2 - 1\times CO_2$ obtenidos de los GCMs NCAR y GFDL . . . . .	57
4.5	Patrones climatológicos de variables de gran escala, vorticidad a 500	

	mb (VOR 500 mb), temperatura a 700 mb (T 700 mb), presión al nivel del mar (SLP) y temperatura de la superficie del mar (SST) observados, correspondientes a invierno. ....	61
4.6	Como en la figura 4.5, pero obtenidos del modelo NCAR. ....	62
4.7	Como en la figura 4.6, pero para el modelo GFDL. ....	63
4.8	Como en la Figura 4.5, pero para el verano. ....	64
4.9	Como en la Figura 4.6, pero para el caso del verano. ....	65
4.10	Como en la Figura 4.7, pero para el caso del verano. ....	66
4.11	Patrones de correlación ( $\times 10$ ) entre precipitación de invierno en la región 12 y las variables de gran escala. ....	70
4.12	Como en la figura 4.11, pero para la precipitación de verano para la región 6. ....	71
4.13	Ubicación de las variables de gran escala significativamente correlacionadas con la precipitación regional de invierno. ....	74
4.14	Como en la Figura 4.13, pero para verano. ....	75
4.15	Patrones de precipitación acumulada (mm) de invierno según (a) observada, (b) obtenida del modelo estadístico evaluado con observaciones de gran escala, (c) obtenido del modelo estadístico evaluado con variables de gran escala del modelo NCAR, y (d) precipitación acumulada simulada por el modelo NCAR. ....	78
4.16	Como en la Figura 4.15, pero para el modelo GFDL. ....	79
4.17	Como en la Figura 4.15, pero para el verano. ....	80
4.18	Como en la Figura 4.16, pero para el verano. ....	81
4.19	Escenarios de anomalías de precipitación (mm) de invierno obtenidos mediante el modelo estadístico para (a) el modelo NCAR y (b) el modelo GFDL. El tono gris claro corresponde a anomalías negativas y el oscuro a anomalías positivas. ....	86

<b>4.20</b>	<b>Como en la Figura 4.19, pero para el verano.....</b>	<b>87</b>
<b>4.21</b>	<b>Patrones de anomalías de variables de gran escala de acuerdo al modelo NCAR .....</b>	<b>88</b>

# *Capítulo 1*

---

## *Introducción*

El estado medio y la variabilidad del clima del planeta dependen de factores naturales que en su mayoría sólo han sido analizados parcialmente. A la variabilidad natural del clima se deben agregar factores antropogénicos que pueden afectarla notablemente. Hoy en día no existe duda de que a escala local e incluso regional, el clima y el medio ambiente pueden ser alterados significativamente por el hombre. Los casos del “desierto hecho por el hombre” en la India, la desecación de lagos en Rusia, y la contaminación del aire en la Ciudad de México, son ejemplos claros. Quizá la pregunta, que en el campo de la climatología tiene mayor importancia en nuestros días es:

*¿Estamos cambiando el clima del planeta en su totalidad mediante la quema indiscriminada de combustibles y la destrucción de nuestros bosques y selvas?*

Esta misma pregunta se debate en grandes foros internacionales como el Panel InterGubernamental sobre el Cambio Climático (IPCC por sus siglas en inglés). Aunque las respuestas a ella son motivo de discusiones y polémicas en la comunidad científica, por algunas incertidumbres asociadas al problema, los análisis realizados por expertos de todo el mundo muestran que desde 1990 se ha tenido un progreso considerable en el entendimiento de cambio climático y en base a nuevos análisis y datos disponibles se concluye que:

*" La concentración de gases de invernadero ha continuado aumentado como resultado de la actividad humana; los años recientes están entre los más calientes desde al menos 1860 y la capacidad de los modelos para simular fenómenos climáticos y sus tendencias ha crecido "*.

Lo anterior se resume como:

*"LA EVIDENCIA APUNTA HACIA UNA INFLUENCIA HUMANA  
DETECTABLE EN EL CLIMA"*

(Conclusión del Grupo I de Trabajo del IPCC en la Reunión celebrada en Madrid, España del 27 al 29 de noviembre de 1995, [Climate Change 1995]).

Dentro de este marco de referencia, puede uno preguntarse:

- ¿ cuál es y será el impacto del cambio climático en México?,
- ¿ cómo se manifiesta éste?,
- ¿ qué regiones de nuestro país serán afectadas en mayor medida?.

Tales interrogantes son importantes, no tan sólo desde el punto de vista científico, sino también social, económico, etc. En base a ellas se ha desarrollado el presente trabajo usando información de diversas fuentes: datos históricos de estaciones de superficie, resultados de experimentos numéricos de Modelos de Circulación General de la atmósfera (GCM, por sus siglas en inglés), modelos de diagnóstico, etc.

Es claro que nuestra sociedad enfrenta el reto de crecer, afectando lo menos posible el medio ambiente. Los planteamientos de desarrollo sustentable deben incluir el estudio de problemas

como el anterior, relacionado con el factor clima, en donde el gran reto es diferenciar la variabilidad natural del clima de la variabilidad inducida por el hombre.

## **Objetivo General**

El principal objetivo de este estudio es el de analizar los cambios climáticos a nivel regional asociados a incrementos en la concentración de bióxido de carbono en la atmósfera y que al parecer están produciendo un calentamiento global.

El cambio climático no se reduce a aumentos en la temperatura superficial del planeta sino que tiene asociados cambios en el ciclo hidrológico, nivel del mar, etc. Variaciones en la lluvia sobre México pueden llevar a sequías y, por tanto, a serios problemas en la disponibilidad de agua. Por ello, uno de los objetivos será generar escenarios de cambios en precipitación que podrían ocurrir bajo condiciones de duplicación en las concentraciones de CO<sub>2</sub>.

## **Objetivos Particulares**

- Determinar las señales del cambio climático sobre México.
- Establecer una metodología para análisis de variabilidad climática regional a partir de reportes de estaciones de superficie, campos meteorológicos de gran escala y modelos de circulación general de la atmósfera.
- Establecer elementos de juicio en las políticas de desarrollo ambiental en nuestro país.

## **Estructura de la Tesis**

La tesis se ha dividido en cinco capítulos. En el capítulo dos se analizan aspectos relacionados con el clima y su variabilidad en varias escalas de tiempo y espacio. En el capítulo tres se describen los métodos de análisis, las fuentes de datos usados y los modelos de los que se obtienen escenarios globales de cambio climático. También se examinan los patrones de circulación de gran escala y su relación con condiciones de superficie en México. En el capítulo cuatro se presentan los resultados del estudio y se discute su significado. Finalmente, en el capítulo cinco se dan conclusiones y se consideran nuevas interrogantes para trabajo futuro.

## *Capítulo 2*

---

# *Variabilidad y Cambio Climático*

### **2.1 Sobre el Clima y su Variabilidad**

El clima es la descripción promedio del estado del tiempo atmosférico en un periodo y lugar determinados. En otras palabras, el clima es un concepto que sintetiza las propiedades de una sucesión de estados observados del sistema atmósfera-oceano-continente. Dichas propiedades son estimadas mediante promedios temporales, por lo que hay una infinidad de posibilidades de elegir la fecha de inicio y fin de la muestra climática. Dos muestras climáticas que son tomadas en diferentes épocas en general llevan a estados del sistema distintos aunque "cercanos".

El sistema climático está constituido por elementos físicos interactuantes que son: la atmósfera, el océano, la criosfera y la biosfera. Cada uno de estos elementos posee una dinámica propia cuya fuente de energía es básicamente la radiación solar, la cual es máxima sobre la superficie terrestre en las regiones ecuatoriales, disminuyendo gradualmente hacia los polos. La distribución del flujo de radiación sobre el planeta genera lo que se conoce como regiones climáticas, las cuales exhiben un ciclo anual asociado a la inclinación del eje de rotación de la Tierra con respecto de la eclíptica. Este ciclo anual es relativamente conocido. Por ejemplo, en la mayor parte de México la temporada de lluvias ocurre durante los meses de junio a septiembre, mientras que la época de secas ocurre de noviembre a abril.



Los aspectos más interesantes del clima están relacionados a la variabilidad que éste presenta año con año y las tendencias de largo plazo que experimenta. Así, saber si el año próximo las lluvias estarán por encima o por debajo de lo normal, o si el planeta se está calentando o enfriando, es más importante que saber que en la parte central de México lloverá en agosto, mientras que un mes agosto en que no haya precipitación es notable como una anomalía climática de precipitación. Gran parte de las actividades socio-económicas son afectadas por el tipo de anomalía que se presenta año con año.

Se puede decir que México es un país de una cultura del clima, más que de una cultura del tiempo meteorológico, como sucede en los países de latitudes medias. Esto se debe a que en general los cambios del tiempo día con día son muy pequeños en latitudes bajas o tropicales y subtropicales. Los cambios interanuales en el clima pueden ser mucho más importantes. El fenómeno de El Niño/Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés), que evoluciona lentamente con efectos que en principio son poco notables, puede tener un costo muchas veces mayor que el de un huracán, con efectos claros pero de duración de unos pocos días. Las sequías que se producen durante años de ENSO tienen impactos por demás severos. Se estima que el fenómeno de El Niño durante el periodo 1982-83 tuvo un costo en México y América Central cercano a los 600 millones de dólares.

Para entender los cambios en el clima regional debemos analizar los factores que los modulan, esto es, los llamados forzantes climáticos, que son todos aquellos factores que impactan al sistema climático y cuya influencia puede manifestarse aún en regiones alejadas geográficamente. Ejemplos de forzantes climáticos son la radiación solar, las erupciones volcánicas, la orografía, la actividad convectiva anómala, etc. El distinguir los forzantes y su papel como reguladores del clima ha sido desde siempre un objetivo de los científicos atmosféricos. En las últimas tres décadas hemos sido testigos de un avance importante en el entendimiento del clima, debido principalmente a la disponibilidad de fuentes de datos más

completas (estaciones de superficie, satélites, etc.) y al acelerado uso de computadoras para su procesamiento, mediante los cuales se puede distinguir el papel de algunos forzantes climáticos.

## 2.2 El Calentamiento Global

Las temperaturas que experimentamos en la superficie del planeta Tierra se deben a la existencia de la atmósfera, compuesta de una mezcla de gases (nitrógeno, oxígeno, vapor de agua, bióxido de carbono, etc.) y al efecto invernadero que produce. La radiación que llega del Sol está concentrada en longitudes de onda corta ( $\lambda < 0.7 \times 10^3 \text{ nm}$ ), para las cuales la atmósfera del planeta es casi transparente, es decir, la radiación de onda corta que no es reflejada por las nubes, alcanza la superficie del planeta y la calienta. La superficie del planeta a su vez emite energía, de acuerdo a la Ley de Stefan-Boltzman

$$F = \sigma T^4,$$

con  $F$ : flujo total de energía,  $T$ : temperatura superficial del planeta en K,  $\sigma = 8.312 \times 10^{-11} \text{ cal cm}^2 \text{ K}^{-4} \text{ min}^{-1}$ . Sin embargo, siguiendo la Ley de Wien,

$$\lambda_m = \frac{2897}{T},$$

con  $\lambda_m$  la longitud de onda de la emisión máxima, el máximo de emisión de energía está en longitudes de onda larga ( $\lambda > 10^3 \text{ nm}$ ), ya que la temperatura de la superficie de la Tierra es mucho menor a la del Sol.

Algunos componentes de la atmósfera terrestre, como vapor de agua, bióxido de carbono, metano y otros gases de invernadero, son capaces de absorber la energía emitida por la superficie terrestre y radiarla, por lo que en principio no toda la radiación que llega a la superficie sale al espacio. Bajo esta situación se comenzaría a acumular energía. Para mantener

un balance, se eleva la temperatura superficial del planeta, y se emite el exceso de energía al espacio. Como resultado, la temperatura de la Tierra es alrededor de 50 °C mayor de lo que sería si no existiera la atmósfera (Fig. 2.1).

En años recientes se ha comenzado a estudiar con mucho más detalle el papel que juegan los distintos gases de invernadero en el sistema climático, debido a que el aumento de algunos de

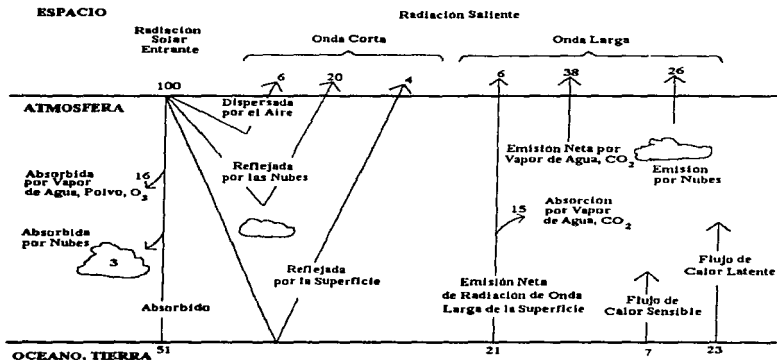


Figura. 2.1: El promedio global de radiación y balance de calor del sistema atmósfera-oceano-continente, relativo a 100 unidades de entrada de radiación solar.

ellos tiende a producir aumentos en la temperatura superficial del planeta. ¿Cómo varía el clima al cambiar la concentración de los gases de invernadero? Para conocer el

comportamiento del sistema climático e intentar dar respuesta a la interrogante anterior es necesario caracterizar a los forzantes climáticos asociados al efecto invernadero. Diversas investigaciones muestran que los gases de invernadero y las partículas atmosféricas (reflectores de radiación) son factores fundamentales en el balance radiativo y por tanto en el clima. Según Budiko (1977), desde el siglo pasado se puntualizó que el vapor de agua presente en la atmósfera absorbe radiación infrarroja y la variación en su concentración podría llevar a fluctuaciones climáticas.

Los registros de la temperatura en superficie a escala hemisférica y global muestran aumentos de la temperatura superficial en grandes regiones continentales (Fig. 2.2) (Karl, 1994). Estos aumentos parecen estar asociados a los cambios en las concentraciones de gases de invernadero y aerosoles ocurridos a partir de la Revolución Industrial (Fig. 2.3), por lo que el estudio del cambio climático forzado antropogénicamente es de gran interés científico, económico y político. Los acuerdos internacionales para limitar la emisión de gases de invernadero que se pretenden poner en marcha dependerán en gran medida de nuestra capacidad de discernir entre cambio climático natural y el forzado antropogénicamente.

Fluctuaciones en la temperatura del planeta siempre han existido. Sobre periodos cortos (1-10 años), algunas fluctuaciones en el clima están relacionadas al fenómeno ENSO. En escalas de muchos años (siglos), las circulaciones del océano profundo comienzan a ser importantes para el clima; mientras que en escalas de decenas de miles de años, las fluctuaciones en parámetros astronómicos y las fluctuaciones en la concentración de los gases de invernadero son más relevantes.

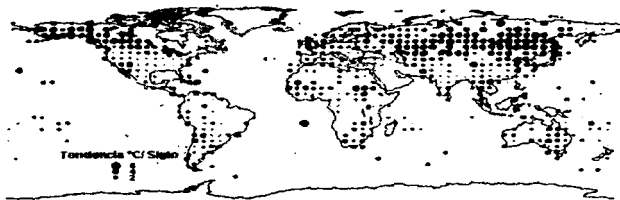
Análisis paleoclimáticos indican que la temperatura global de la superficie ha variado entre 5 y 7°C desde la finalización de la última edad de hielo hace 10,000 años. Tales fluctuaciones están íntimamente relacionadas a las variaciones en la concentración de bióxido de carbono y metano

(Fig. 2.3). Los periodos en que esas fluctuaciones tuvieron lugar son del orden de cientos de miles de años. En los últimos siglos, el promedio global de la temperatura en superficie ha fluctuado en un rango de 2° C. Los registros globales más recientes sugieren que durante el último siglo, el calentamiento promedio ha sido de 0.5°C/100 años. Es claro que este cambio es mucho mayor si se considera la escala de tiempo en que ha ocurrido, de ahí la preocupación en la comunidad científica.

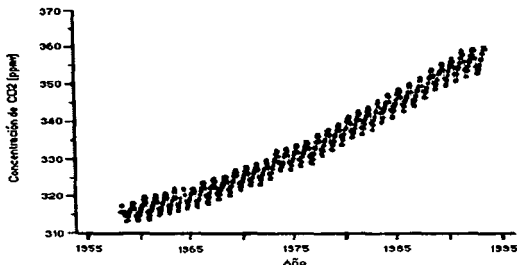
**Tendencias de la Temperatura en Superficie (1900-1993)**  
**Red Climática Histórica Global**



**Tendencia de la Temperatura en Superficie (1951-1993)**  
**Red Climática Histórica Global**



**Figura 2.2** Distribución espacial de la tendencia de temperatura en la superficie de la Tierra. Los círculos oscuros indican cambios positivos y los grises negativos.



**Figura 2.3** Variación de las concentraciones medias mensuales del CO<sub>2</sub> atmosférico medidas en el Laboratorio de Monitoreo Continuo en Maunaloa, Hawaii. Las fluctuaciones reflejan la variabilidad interanual que experimenta la biosfera.

## 2.3 Estudios de Cambio Climático

Los cambios detectados en las temperaturas en superficie no son uniformes, ni espacial ni temporalmente. Existen ciertos retardos entre los cambios de temperatura de una región a otra. La presencia o cercanía de cuerpos de agua (lagos, lagunas, mares y océanos) parece influir. El calentamiento global en el último siglo ha sido analizado utilizando tres fuentes de datos independientes: la temperatura del aire sobre el continente, la temperatura del aire sobre el océano y la temperatura de la superficie del océano.

En el presente estudio de la tendencia de la temperatura media en México se ha hecho uso de registros de la red de estaciones climatológicas del Servicio Meteorológico Nacional, algunos

de los cuales datan de finales del siglo XIX. Los registros más recientes se han adaptado a un esquema de regionalización climática que consta de 18 divisiones, definidas a partir de un estudio de A. Douglas (comunicación personal). Posteriormente se detallarán las características de esta regionalización.

#### *a) Observaciones*

Análisis de las variaciones de la temperatura del aire sobre la superficie de la Tierra han sido elaborados basándose en datos existentes desde el siglo pasado (Jones, 1986). En la Figura 2.4 se observa que la temperatura global en superficie se ha incrementado desde finales del siglo XIX i.e., es decir, desde inicios de la Revolución Industrial. La tendencia de la temperatura superficial de 1881 a 1989 es de 0.53 °C/100 años (Jones, 1988). Por otro lado, si se utilizan datos desde 1861, el cambio es de solamente 0.45 °C/100 años. Los cambios son más claros en el Hemisferio Norte que en el Hemisferio Sur, donde el clima se mantiene con poca variabilidad a lo largo de la segunda mitad del siglo XIX y de la primera mitad del siglo XX.

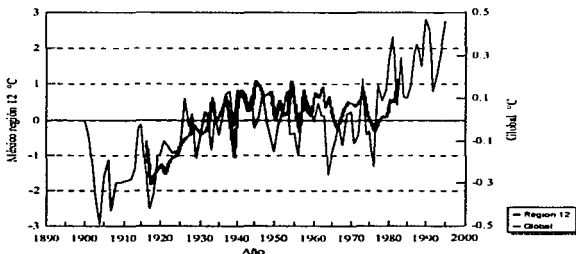
El aumento de temperatura global de la superficie no es sólo un problema de simples ajustes de rectas. Existen diversos factores que pueden afectar los resultados. Por ejemplo:

- 1) La cobertura de los datos no es completa y presenta amplias variaciones.
- 2) Se han producido modificaciones tanto en los programas como en las prácticas de observación.
- 3) Han habido cambios en la ubicación de los termómetros.
- 4) En numerosas estaciones han tenido lugar modificaciones del entorno, especialmente por urbanización.



Aunque estos problemas pueden afectar el valor en la rapidez del calentamiento, ya no existe duda de que la temperatura global de la Tierra ha aumentado en los últimos 100 años.

Los datos de temperatura para la región del altiplano central de México (Región Climática No. 12) también muestran una tendencia de calentamiento de la superficie. Las medias anuales de temperatura reportadas por las estaciones indican que existe una modulación de los cambios regionales relacionada a los cambios globales (Fig. 2.4). Aunque las anomalías globales son de diferente magnitud que las regionales, la fase de las fluctuaciones de la temperatura en México coincide con la de los cambios globales. Tal resultado nos permite concluir que de darse un calentamiento global, su impacto será observado a nivel regional en México.



**Figura 2.4** La línea delgada muestra las anomalías de temperatura media anual global del aire sobre la tierra, superpuesta a ésta la línea gruesa indica las anomalías medias anuales de la Región Climática 12 de México. Puede observarse que la señal del calentamiento global modula en parte la temperatura media anual en la Región 12, aunque la variabilidad no es de la misma magnitud.

### *b ) Modelos Numéricos*

Con el objeto de entender los cambios del sistema climático, se han desarrollado modelos numéricos que simulan los diferentes procesos e interacciones entre los componentes del sistema climático. Los modelos que incluyen la mayoría de los procesos anteriores se conocen como Modelos de Circulación General (GCM, por sus siglas en inglés) y comenzaron a ser desarrollados en los años 70's para predicción meteorológica. Estos modelos simulan en buena medida los procesos atmosféricos de gran escala ( $> 1000$  km). Los procesos físicos de escalas menores son parametrizados es decir, son representados en términos de variables de gran escala mediante formulaciones "físico-empíricas". Generalmente, en las investigaciones de cambio climático estos modelos atmosféricos se han acoplado a modelos del océano. Después de todo, el gran modulador del clima en escalas interanuales es el océano y no incluirlo en experimentos de cambio climático no sería adecuado. Las representaciones del océano son de diversa complejidad, teniéndose desde océanos que no cambian, como en el caso de temperaturas de superficie que permanecen constantes, hasta modelos de alta complejidad que representan al océano en todo su volumen y extensión, interactuando de manera compleja con la atmósfera. El acoplamiento entre atmósfera y océano se da mediante intercambios de flujos de calor (calor latente, sensible y radiativo neto de onda larga) del océano a la atmósfera, y flujo de momento de la atmósfera al océano, esto es, la fuerza del viento sobre el mar. (Meehl, 1992)

Usando GCM acoplados, se han realizado simulaciones de la respuesta del sistema climático ante una duplicación del bióxido de carbono (Tabla 2.1).

Modelo	País	AGCM Resolución	OGCM Resolución
CCC	Canadá	R21 L9	3.2° x 5.6°
GFDL	USA	R30 L14	2° x 2°
GISS	USA	4° x 5° L9	4° x 5° L13
E2/OPYC	Alemania	T21 L19	2.8° x 2.8° L9
MRJ	Japón	4° x 5° L15	(0.5-2°) x 2.5° L21
NCAR	USA	R15 L9	1° x 1° L20
UKMO	UK	2.5° x 3.8° L19	2.5° x 3.8° L20

Tabla 2.1: Modelos acoplados empleados en experimentos de cambio climático. La literal indica el tipo de truncamiento espectral (T: triangular, R: romboidal y L número de niveles en la vertical).

Básicamente, los experimentos consisten en simular el clima por un periodo suficientemente largo bajo las condiciones actuales (experimento de control) y en comparar estas condiciones con las que el modelo simula si se incluye un aumento en el CO<sub>2</sub> (experimento con anomalía). De la comparación entre el control y la anomalía se obtienen conclusiones sobre el impacto que el aumento en CO<sub>2</sub> provoca. Los resultados varían ligeramente dependiendo del modelo pero en general:

- Todos los modelos pronostican un incremento significativo en la media global de la temperatura en superficie debido a la duplicación del CO<sub>2</sub>. El incremento será entre 1.9° y 5.2 °C.
- Existirá un calentamiento de la superficie y de la troposfera que será más intenso en las latitudes altas durante el invierno y el verano. Por otro lado, la estratosfera se enfriará, pues emitirá más radiación por el incremento de los gases de invernadero.
- En todos los modelos el calentamiento en los trópicos se queda por debajo de la media global y varía poco entre estaciones, con valores típicos de 2 a 3 °C.

- En la mayor parte de los modelos, el calentamiento estival sobre los continentes septentrionales de latitudes medias es mayor que la media mundial.
- Se observa a lo largo del año una intensificación de la precipitación sobre las altas latitudes y los trópicos y también sobre las latitudes medias durante el invierno. Sin embargo, existen notables diferencias en los cambios de la precipitación a escalas subcontinentales, especialmente en los trópicos.
- El incremento de la evaporación puede llegar a superar al de precipitación en aquellas regiones donde esta última se intensifica, por lo cual prevé el desecamiento de la superficie terrestre a gran escala en las latitudes medias del hemisferio norte durante el invierno.
- En el caso del hielo oceánico, tanto su espesor como su extensión se reducirá significativamente de producirse un aumento en el CO<sub>2</sub>, pudiendo incluso desaparecer en el Ártico.
- En el verano la presión a nivel del mar (SLP, por sus siglas en inglés) descenderá sobre Euroasia intensificando la baja monzónica.

En lo que se refiere a cambios en el océano, se pronostican dos cambios principales de producirse una duplicación en la concentración de CO<sub>2</sub>:

- El amplio calentamiento del océano que tiene lugar en altas latitudes se propagará hacia el fondo oceánico, desde donde se extenderá hacia todas las latitudes.
- Se producirá un debilitamiento de la circulación oceánica media meridional del Atlántico (Manabe et al. 1990).

Se pronostican algunos otros resultados asociados al incremento en los gases de invernadero, cuyas señales parecen comenzar a manifestarse:

- Aumento en el nivel del mar por el derretimiento de los casquetes polares.
- Incremento en la intensidad de sistemas tropicales, como huracanes. El calentamiento de la superficie combinado con el enfriamiento de la estratosfera hará más eficientes a los huracanes; desde el punto de vista termodinámico sería un incremento de la razón de transformación de energía potencial disponible a cinética.

Mucho del trabajo por realizar en el área de cambio climático consiste en detectar señales de estas tendencias climáticas.

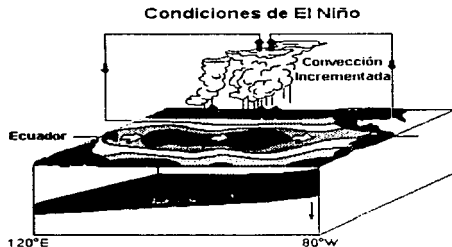
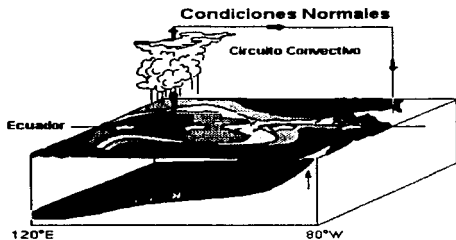
## **2.4 Sobre la Variabilidad Climática**

### *a) Variabilidad Interanual*

En escalas interanuales, el modo dominante de variabilidad climática en los trópicos está asociado al fenómeno ENSO. Este fenómeno es un proceso de interacción océano-atmósfera. En su componente oceánica, El Niño corresponde a una anomalía positiva de la temperatura superficial del mar que se extiende desde el Pacífico central hasta la costa de Sudamérica. En su componente atmosférica (Oscilación del Sur), se manifiesta como un desplazamiento hacia el este de la celda de Walker. Como resultado de este desplazamiento, se observa una anomalía positiva de presión en superficie en el Pacífico del Oeste y una anomalía negativa en el Pacífico central. Las fluctuaciones de estos dos centros de presión, aparte de ser marcadamente coherentes, están fuera de fase como se muestra en la Fig. 2.5

Durante un episodio de El Niño, los vientos superficiales del Este se debilitan, por lo que el agua que normalmente se acumula en el Pacífico del Oeste se redistribuye a lo largo del Pacífico tropical. Tal redistribución está asociada a una onda de Kelvin ecuatorial, la cual modifica la profundidad de la capa de mezcla oceánica. Al aparecer anomalías positivas de temperatura en el Pacífico central, la actividad convectiva máxima se desplaza hacia el Este. Las anomalías en la actividad convectiva generan ondas de Rossby estacionarias que provocan cambios en el clima de Norteamérica, en lo que se conoce como teleconexiones.

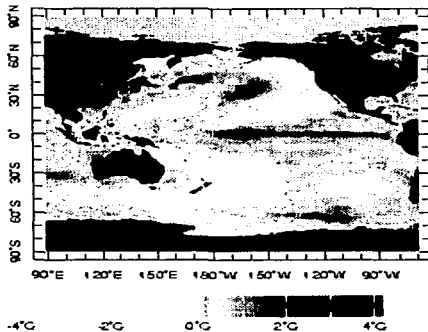
La condición opuesta en las condiciones del Pacífico es decir, anomalías negativas en la superficie del Pacífico central y reforzamiento de los vientos del este y la celda de Walker, se conoce como un evento de La Niña. Aunque se esperaría que a un evento de El Niño siguiera uno de La Niña, la evolución del sistema océano-atmósfera muestra que esto no es necesariamente cierto. En los primeros años de esta década (1991-1994) se ha experimentado un ENSO casi permanente, siendo hasta finales de 1995 que aparecieron condiciones de La Niña. Algunas descripciones del clima podrían presentar al fenómeno de El Niño o de La Niña como desviaciones de la condición normal del Pacífico tropical. En realidad, debiera pensarse que la condición normal es un estado fluctuante entre ambos estados.



**Figura 2.5** En la parte superior se esquematizan las condiciones dinámicas normales de la actividad convectiva, el campo de temperatura, el estado de la termoclina del mar y la dirección del viento. En contraste, abajo se observan las condiciones dinámicas para el episodio de El Niño (Tomada de McPhaden, M. J., 1993: *El Niño-Southern Oscillation Event*, Oceanography, 6, 36-44).

*b) Teleconexiones*

Aunque el fenómeno ENSO involucra principalmente variaciones interanuales en la circulación atmosférica y oceánica de los trópicos, su señal se puede detectar más allá de éstos. Las señales extratropicales del ENSO son más pronunciadas durante la fase madura de El Niño (diciembre-enero-febrero), cuando las anomalías de la temperatura de la superficie del mar son mayores (Fig. 2.6).



**Figura 2.6:** Patrón característico de anomalías observadas de temperatura de superficie del océano Pacífico durante un año de El Niño.

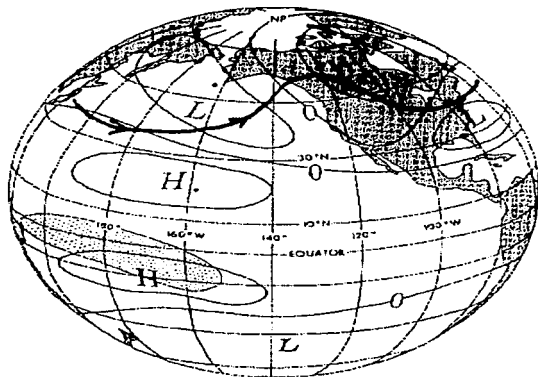
Al aumentar la actividad convectiva en el Pacífico central, la atmósfera responde generando un par de anticiclones (cyclones) en niveles altos (bajos) de la troposfera, tal como lo predicen



modelos lineales de aguas someras (Gill, 1980). Esta respuesta es parte de una onda estacionaria del tipo Rossby ecuatorial (Hoskins y Karoli, 1982). En los flancos que dan hacia los polos de la pareja de anticiclones, se intensifican las corrientes en chorro (jet) con un ligero desplazamiento hacia el ecuador, especialmente en el Hemisferio Norte. Durante el episodio de El Niño de 1982-1983 estas condiciones contribuyeron a un inusual número de tormentas acompañadas de intensos vientos que azotaron la costa de California, provocando severas inundaciones en la región. En el Hemisferio Sur, durante El Niño, la modificación de la corriente del jet subtropical puede ser un factor responsable de fuertes lluvias sobre el sur de Brasil, Paraguay y el norte de Argentina. Los cambios en la circulación de latitudes medias durante los meses de invierno en América del Norte durante un episodio de El Niño se reflejan en un patrón de anomalías de altura geopotencial, parte del "tren" de ondas estacionarias Rossby a lo largo de un gran círculo. La ruta que esta onda describe empieza junto al centro de convección anómala en el Pacífico central, dirigiéndose hacia el norte, recurvando al Este y eventualmente refractándose hacia el ecuador sobre el Este de los Estados Unidos. En la vertical estas perturbaciones son barotrópico-equivalentes, en contraste a la estructura baroclínica de las variaciones asociadas con la Oscilación del Sur en los trópicos. Como resultado de este patrón de ondas estacionario, la presión en superficie y la temperatura son anómalamente bajas en los centros de la costa Oeste y Sureste de los Estados Unidos, mientras las condiciones opuestas son experimentadas sobre el centro-noroeste de América del Norte. Este patrón de teleconexión es conocido como el Patrón Pacífico-Norte-América (PNA) (Wallace y Gutzler 1981) (Fig. 2.7). El Índice de la Oscilación del Sur (SOI) explica casi el 20 % de la varianza en los centros de acción del patrón PNA por lo que se considera un factor importante para el pronóstico a largo plazo de las condiciones climáticas de Norteamérica (Namias, 1969; Dickson y Namias, 1976).

Algunos estudios teóricos de las teleconexiones entre el Pacífico tropical y las altas latitudes del Hemisferio Norte, encuentran que el patrón PNA está relacionado con un modo inestable del movimiento atmosférico de latitudes medias. El modo PNA, depende de las variaciones

longitudinales de los vientos zonales, pudiéndose excitar por perturbaciones de los trópicos (Simmons, 1982).



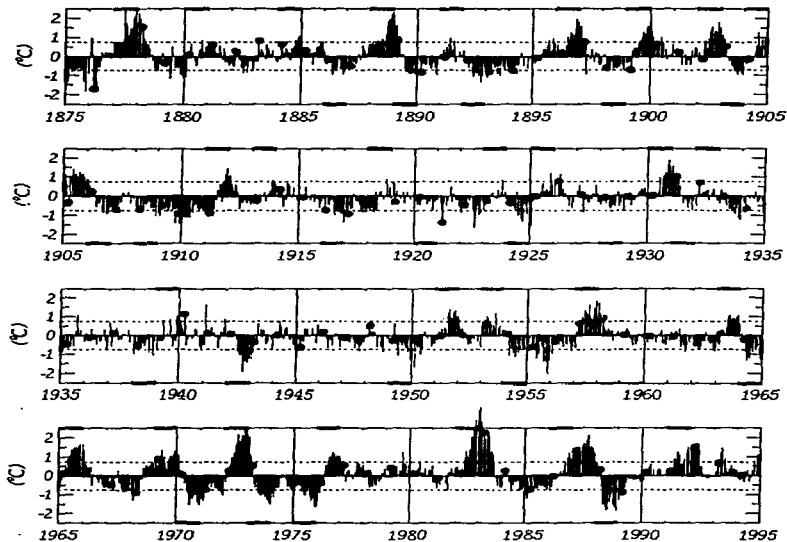
**Figura 2.7:** Diagrama esquemático del patrón de circulación atmosférica estacionario conocido como Pacífico-Norteamérica (PNA). Los contornos representan anomalías de altura geopotencial en la troposfera media y alta durante el invierno del Hemisferio Norte. La región sombreada corresponde a anomalías de actividad convectiva. La línea de corriente representativa de la atmósfera media describe la distorsión provocada en los vientos medios por el patrón anómalo. [Tomada de Horel y Wallace (1981)].

### *c) Variabilidad Interdecadal*

Los cambios interanuales asociados con el fenómeno de El Niño parecen estar a su vez modulados por fluctuaciones en escalas mayores de tiempo. Así, se tienen variaciones en la actividad de los océanos en escalas de 30 a 50 años y aún más largas. Un ejemplo de esta variabilidad se tiene al examinar la actividad del fenómeno de El Niño durante los últimos cien años. Torrence y Webster (1995) han utilizado la temperatura superficial del océano en la región conocida como Niño 3 (Fig. 2.8). Esta región se extiende de 160W a 120W y entre 5S y 5N. Los datos de SST en la región Niño 3 muestran que a finales del siglo XIX y comienzos del XX la actividad del ENSO fue más grande, disminuyendo sensiblemente a mediados del presente siglo y reactivándose desde la década de los ochenta.

En el océano Atlántico existen circulaciones oceánicas con periodos de cientos de años, tal es el caso de la circulación conocida como "Cinturón de Rueda de Carro". Esta circulación oceánica meridional entre el polo norte y el polo sur podría modular cambios importantes en el clima del planeta. Sus efectos sobre la actividad convectiva, las temperaturas superficiales, la dinámica de las cubiertas de hielo, ENSO, etc., están aún por ser determinados.

Estos mecanismos en la variabilidad en el clima bien pudieran ser responsables de las señales que ahora interpretamos como calentamiento global de origen antropogénico. Por esta razón, los escépticos del cambio climático han llevado a debate muchas de las propuestas de emisiones de gases de invernadero.



**Figura 2.8:** Histograma de anomalías de Temperatura Superficial del Océano sobre el Pacífico ecuatorial del Este. Los puntos indican marzo y las barras horizontales el inicio de periodos calientes y fríos (tomada de Kiladis & Diaz 1989).

## *Capítulo 3*

---

# *Simulación del Cambio Climático Regional*

### **3.1 Sobre las simulaciones climáticas con Modelos de Circulación General (GCM)**

En base a recientes investigaciones se ha concluido que el incremento en las concentraciones de gases de invernadero de origen antropogénico ha producido cambios del clima en el mundo. Existe un gran interés en la comunidad científica por conocer los efectos potenciales asociados al calentamiento global. Los Modelos de Circulación General (GCM) son hasta el momento las herramientas primarias con que se cuenta para estudiar el clima del futuro. Los GCM consisten básicamente de un conjunto de ecuaciones (Tabla 3.1) (conservación del momento, masa y energía) que junto con parametrizaciones de algunos procesos físicos (transferencia radiativa, formación de nubes y precipitación, física de la capa límite, etc.) se resuelve para describir la evolución de la atmósfera. Generalmente, los GCMs incluyen forzamientos tales como: la temperatura de la superficie del mar, la cubierta de hielo y nieve, la abundancia de gases de invernadero, etc. Una descripción adecuada del cambio climático requiere que los modelos

representen los procesos de retroalimentación entre la atmósfera, el océano, la criosfera, etc. Por esta razón se han desarrollado modelos acoplados (atmósfera-océano-cubierta de hielo-nieve, biosfera).

$$\text{Ecuación de momento} \quad \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} = -\mathbf{v} \cdot \nabla \mathbf{v} - \omega \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial p} + \mathbf{f} \mathbf{k} \times \mathbf{v} - \nabla \Phi + \mathbf{D}_M$$

$$\text{Ecuación termodinámica} \quad \frac{\partial T}{\partial t} = -\mathbf{v} \cdot \nabla T - \omega \left( \frac{\kappa T}{p} - \frac{\partial T}{\partial p} \right) + \frac{\bar{Q}_{\text{rad}}}{c_p} + \frac{\bar{Q}_{\text{sen}}}{c_p} + D_H$$

$$\text{Ecuación del aire húmedo} \quad \frac{\partial q}{\partial t} = -\mathbf{v} \cdot \nabla q - \omega \frac{\partial q}{\partial p} + E - C + D_q$$

$$\text{Ecuación de continuidad} \quad \frac{\partial \omega}{\partial p} = -\nabla \cdot \mathbf{v}$$

$$\text{Ecuación de estado} \quad \frac{\partial \Phi}{\partial p} = -\frac{RT}{p}$$

$\mathbf{D}_M$ : término de disipación para el momento;  $D_q$  y  $D_H$ : términos de difusión del calor y la humedad;  $E$  y  $C$ : razón de evaporación y condensación debido a procesos en las nubes;  $\Phi$ : geopotencial;  $\bar{Q}_{\text{rad}}$ : calentamiento radiativo neto;  $\bar{Q}_{\text{con}}$ : calentamiento debido a procesos de condensación.

Tabla 3.1 Ecuaciones primitivas de la atmósfera

Aunque los GCM representan razonablemente bien las principales características de la circulación general de escala planetaria, no simulan adecuadamente los detalles de escala regional, debido a las deficiencias en la representación de algunos procesos físicos de mesoescala (por ejemplo, nubes convectivas, capa límite, etc.) (fig. 3.1). Sin embargo, el mayor problema de los GCM al ser utilizados en estudios regionales está relacionado a la baja resolución horizontal

en los esquemas numéricos de discretización que se utilizan para resolver las ecuaciones. Hasta hace pocos años, los mejores GCM tenían resoluciones espaciales de sólo 2.5° a 5°. En nuestros días, las mejores discretizaciones horizontales son de aproximadamente 1° x 1° (~ 110 km x 110 km.) aún insuficientes para resolver procesos regionales. Bajo estas condiciones, forzamientos de gran escala en la circulación general pueden ser captados pero se pierden los efectos debidos a forzamientos locales que en ocasiones influyen fuertemente en el clima regional. Estos forzamientos locales son esencialmente inducidos por topografía compleja, línea de costa, presencia de cuerpos de agua y vegetación, que varían en escalas de 10 a 100 km.

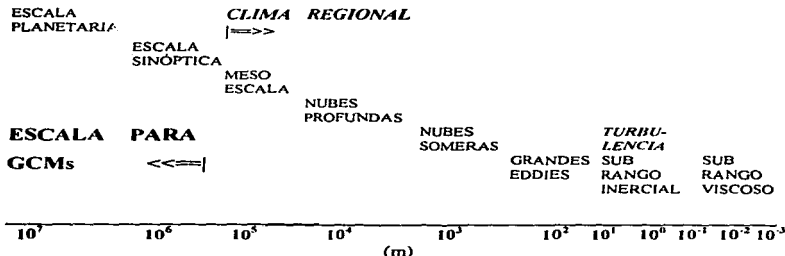


Figura 3.1 Escalas horizontales típicas de circulaciones atmosféricas

La incapacidad de los GCM para captar forzamientos locales tiene un doble efecto. Por un lado, no reproduce en forma realista los detalles climáticos de alta resolución y por el otro, puede contribuir a imprecisiones en las simulaciones dentro de la misma escala de la malla del GCM.

Por ejemplo, el lago de Chapala (Jalisco, México) no está representado por la resolución de los GCM, haciendo que no se capte su efecto modificador en la precipitación y temperatura en la región de Jalisco.

Hay dos causas principales por la que los GCM no se corren con altas resoluciones:

**1. Recursos de Cómputo.** El tiempo de CPU requerido para correr un GCM se incrementa aproximadamente con el cuadrado del número de puntos en la horizontal de la malla. En años recientes, las resoluciones usadas en experimentos de cambio climático son de ( $4.5^\circ \times 7.5^\circ$ ). En la tabla 3.1 se muestra diferentes corridas del GCM CCM1 de NCAR en una CRAY X-MP, mostrando el tiempo que tarda en generar la climatología de un día para la resolución espacial y temporal elegidas. Estos resultados no consideran los recursos adicionales de cómputo necesarios al incluir un modelo de océano. El problema de recursos de cómputo es especialmente relevante para un modelo acoplado, pues éste requiere de largos periodos de integración para que los diversos componentes del sistema alcancen el equilibrio.

**2. Procesos Físicos de Escala Sub-Malla.** El aumento en la resolución espacial en los GCM implica que se comienzan a incluir procesos físicos de meso e incluso microescala, los cuales ya no pueden ser descritos en términos de las parametrizaciones del GCM y por lo tanto requieren de una representación explícita en términos de ecuaciones hidrodinámicas. Tal representación no



es simple, pues en la mayoría de los casos se desconoce como estos procesos de pequeña escala interactúan con el flujo de mayor escala.

Aún con las dificultades antes descritas, los GCM son nuestra única herramienta para generar escenarios de cambio climático a futuro. La necesidad de saber como serán estos cambios a escala regional requiere entonces del desarrollo de metodologías que permitan hacer uso de los resultados de los GCM, y al mismo tiempo de tomar en cuenta forzamientos locales que en ocasiones determinan el clima.

Tamaño de la Redícula de la malla (Resolución)	Número de Puntos la malla en la horizontal	Pasos en Tiempo seg.	Número de Pasos por Día	Minutos de CPU Requeridos para la Simulación de un Día
4.5° x 7.5° (500 x 600 km.)	1,920	1,800	48	1
2.9° x 2.9° (300 x 300 km.)	8,192	900	96	5
1.8° x 1.8° (200 x 200 km.)	18,432	600	144	15
1.1° x 1.1° (120 x 120 km.)	51,200	300	288	72
0.3° x 0.3° ( 30 x 30 km. )	583,200	90	960	3,000

**Tabla 3.1:** Corridos del CCM1 en una CRAY X-MP  
Potencia de Computo necesaria para la resolución dada (Tomada de Giogi F., 1991)

## **3.2 Técnicas de Escalamiento de las Salidas de los GCM**

Los análisis del impacto del cambio climático han sido realizados a partir de los escenarios resultantes de las simulaciones con GCM. Sin embargo, se reconoce que la falta de detalles en los escenarios impide obtener conclusiones sobre los cambios a escala regional. El problema consiste entonces en estimar el cambio climático a escala regional a partir de las salidas de GCM. Desde la década de los años 80's se han generado metodologías que permiten simular cambios de escala regional e incluso local a partir de pronósticos de circulaciones de gran escala mediante relaciones empírico-estadísticas. En los últimos cinco años se han desarrollado técnicas alternativas para regionalizar la salida de los GCM. Tales técnicas incluyen métodos estocásticos y modelos de mesoescala anidados en GCM.

### **3.2.1 Técnicas Empíricas**

Las metodologías empíricas consisten en obtener información sobre condiciones locales a partir de patrones o condiciones de gran escala. Para ello, se hace uso de datos históricos en superficie y en altura, a partir de los cuales se obtienen relaciones entre variables.

Los estudios empíricos del cambio climático han seguido dos direcciones: uno de datos instrumentales y el otro de análogos paleoclimáticos.

*1) El uso de datos instrumentales recientes*

*a)* Por comparación de condiciones de superficie (por ejemplo, precipitación, nubosidad) durante años calientes y fríos se trata de obtener una aproximación a condiciones bajo calentamiento global. Una de las limitaciones de estos estudios es el obtener significancia estadística para 'conjuntos' calientes y fríos.

*b)* Generación de relaciones entre variables del clima regional (por ejemplo, temperatura y precipitación) y el promedio (anual o mensual) de temperatura y precipitación hemisférica. Estas relaciones son usadas para estimar las posibles respuestas del clima regional ante calentamientos globales. Los detalles de los escenarios regionales producidos por estos métodos varían y son sensibles a la muestra de datos usados. En todo caso se debe considerar que:

- i.* Los efectos de los cambios de la temperatura global son sentidos más intensamente en latitudes altas y durante la estación de invierno.
- ii.* Debido a las perturbaciones en la dinámica de los patrones de circulación, los efectos regionales pueden tener respuestas de diferente signo a los cambios globales (no hay unidireccionalidad).
- iii.* Las respuestas de la precipitación muestran patrones más complejos que las respuestas en la temperatura, y dependen fuertemente de las perturbaciones de la circulación general.

## *2) El uso de análogos paleoclimáticos.*

A partir de datos paleobotánicos, paleohidrológicos, etc., se tratan de inferir posibles patrones de cambio climático regional. Así, se han generado escenarios de clima regional bajo la suposición de un mundo más cálido. Sin embargo, bajo esta metodología se pueden sacar pocas conclusiones de los cambios climáticos regionales. El registro instrumental y los métodos de análogos paleoclimáticos adolece de una limitación básica inherente a todas las técnicas empírico predictivas, al no tomar en cuenta las variaciones de los forzantes atmosféricos en una forma determinista y físicamente consistente. Bajo un clima futuro es de suponer que las condiciones en la circulación oceánica superior y la distribución de SST, cubierta de hielo, y vegetación serán diferentes al presente o al pasado, por lo cual se tendrán diferentes patrones climáticos de gran escala y escala regional (Crowley, 1990).

En resumen, parece que las técnicas empíricas anteriores son de uso limitado para proyecciones de clima regional, por su naturaleza no determinista y la no linealidad del sistema climático.

### **3.2.2. Técnicas Semiempíricas**

Las técnicas semiempíricas para la simulación del cambio climático regional consisten en traducir la información de gran escala de un GCM de baja resolución en información regional. Esto es posible usando relaciones entre variables de gran escala y variables locales en superficie

(temperatura y precipitación). Este problema es conocido como Inversión Estadística del Clima (SCI, Statistical Climate Inversion). Entre las técnicas de SCI se tienen:

### *1) Uso de anomalías climáticas de un GCM*

Esta es la técnica más simple y común, y consiste en obtener las diferencias entre las corridas de control y anómala para después sumarlas a los datos observados en la región analizada (Smith y Tirpak, 1989). Por ejemplo, en experimentos de calentamiento global se obtiene la anomalía de temperatura entre corrida de control y corrida  $2\times\text{CO}_2$ , y ésta se suma a los datos observados en una región o localidad particular. Tal técnica ha sido utilizada en los análisis de los " Estudios de País " alrededor del mundo.

Una corrección a esta técnica consiste en desarrollar relaciones de regresión entre variables de superficie regionales observadas y valores promedio de esas mismas variables sobre un dominio aproximadamente de tamaño  $\Delta x \times \Delta y$ . Estas relaciones se aplican entonces a los valores de superficie que produce el GCM, para inferir el clima regional o local.

### *2) Perfect-Prog (Pronóstico-Perfecto)*

Esta es la primera técnica que se desarrolló para tomar ventaja de los modelos de Pronóstico Numérico del Tiempo (NWP) y fue usada entre otros por Klein (1982). Los datos históricos **observados** son usados en el desarrollo de ecuaciones de regresión entre variables de gran escala y de superficie. Estas ecuaciones son entonces evaluadas con valores de un pronóstico generados por el modelo para inferir valores de superficie. En este sentido, los pronósticos de gran escala se

suponen “perfectos”, como las observaciones [Wilks, 1995]. **Esta es la técnica que será utilizada en el presente trabajo.**

### *3 ) Model Output Statistics (MOS)*

La técnica MOS [Glahn y Lowry, 1972] es similar a la anterior, pero utiliza los valores “históricos de las salidas del modelo ”correlacionados con las variables de superficie para obtener pronósticos locales. En este sentido, esta técnica toma en cuenta los posibles errores sistemáticos del modelo. En el presente estudio no se ha utilizado MOS por no contarse con todos los datos ‘históricos de las salidas del modelo’.

En diversos estudios se ha mostrado que las técnicas semiempíricas descritas aquí, son mejores en simulaciones del clima regional con respecto al uso directo de los datos del GCM interpolados a la región o punto de interés. Este mejoramiento es más claro para variables como la temperatura de superficie, aunque también funcionan para la precipitación, principalmente de invierno.

La mayor limitación de las técnicas semiempíricas es que los forzamientos de mesoescala y sus interacciones con los sistemas de escala sinóptica y de gran escala, no son siempre descritos con bases físicas. Por lo tanto, no hay certeza que las relaciones predictivas desarrolladas bajo condiciones del clima del presente sean válidas también bajo condiciones de cambio climático. Por otro lado, la elección apropiada de los predictores es crucial para un funcionamiento adecuado de estos métodos. Desde el punto de vista operacional, la principal ventaja de los

procedimientos semiempíricos es que son computacionalmente baratos y no requieren del uso de grandes equipos de cómputo.

### **3.2.3 Técnicas de Modelación Dinámica**

Las técnicas de modelación dinámica para la simulación del clima regional incluyen explícitamente los forzamientos de mesoescala. Para esto se incrementa la resolución del modelo sobre un área de interés específico. Esto puede realizarse de dos maneras: utilizando mallas de resolución variable o mediante técnicas de “anidamiento” en la que un modelo regional de alta resolución es forzado por las circulaciones de un modelo global de baja resolución. Los primeros pasos en el desarrollo de esta metodología han sido dados por Dickinson (1989) y Giorgi (1990). El sistema GCM-LAM (LAM: Limited Area Model) ha sido utilizado para obtener pronósticos meteorológicos a corto plazo y para estudios climáticos.

Las principales ventajas de esta técnica son:

- (i) mejoramiento continuo de las componentes del modelo
- (ii) se sustenta sobre bases físicas más firmes.

Sin embargo, la técnica de la modelación por anidamiento está en etapa de desarrollo y bajo prueba las parametrizaciones físicas (por ejemplo, precipitación y procesos físicos de la

superficie), algoritmos numéricos y la asimilación de las condiciones de frontera, por lo que aún no se tienen resultados concretos. Esta técnica está en etapa de desarrollo en México.

### **3.3 Datos y Métodos de Análisis**

#### **3.3.1 Datos**

##### *1) Observaciones*

La variable de superficie de mayor interés en este caso es la precipitación estacional a escala regional. Para ello, los datos de la red de estaciones climatológicas del Servicio Meteorológico Nacional de precipitación media mensual en 280 estaciones son utilizados. La calidad de estos datos ha sido analizada por el Dr. Arthur Douglas de la Universidad de Creighton, Nebraska, quien los ha agrupado en dieciocho regiones climatológicas (Fig. 3.2). La regionalización de la base de datos de Douglas se basa en la densidad espacial de las estaciones, tomándose 15 estaciones al menos para definir una región. Las estaciones a incluirse en cada división deben satisfacer los siguientes criterios.

- i) que tengan entre ellas una elevación y pendiente de terreno similar
- ii) que al menos el 95% de los datos para el periodo 1945-1988 esté disponible
- iii) que los totales (anuales) climatológicos de precipitación se encuentren dentro del 20% de la media anual para el área.



Los detalles sobre el procedimiento de regionalización están descritos en Englehart y Douglas (1985). Los registros temporales de datos para estas regiones varían, pudiendo extenderse desde 1910 a 1988 en el mejor de los casos y de 1940 a 1985 como mínimo.

Dados los periodos de que se dispone para las variables de gran escala, se han tomado los registros de superficie para el periodo 1948-1985. En este periodo ocurren al menos cuatro eventos de El Niño y tres o cuatro de La Niña.

Los datos correspondientes a la "circulación de gran escala" consisten en medias mensuales de:

- i ) temperatura en 700 mb (T700),
- ii ) altura geopotencial a 500 mb, Z500 ( o vorticidad relativa a 500 mb,  $\zeta_{500}$ ),
- iii ) presión a nivel del mar (SLP, Sea Level Pressure) y
- iv ) temperatura de la superficie del mar (SST, Sea Surface Temperature).

La elección se basó en la disponibilidad de estas variables para un largo periodo, y su generación en los experimentos con GCM.

Los tres primeros archivos se obtuvieron del Centro Nacional para la Investigación Atmosférica de los Estados Unidos. (NCAR, National Center for Atmospheric Research), y consisten en mallas casi hemisféricas ( no hay datos abajo de 20° de latitud Norte ) de 5°x5° de resolución

para el periodo de 1947 - 1992. Los datos de SST fueron obtenidos del Hadley Center, y están en mallas globales de  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  para el periodo 1948 - 1994.

## REGIONES CLIMATICAS DE MEXICO

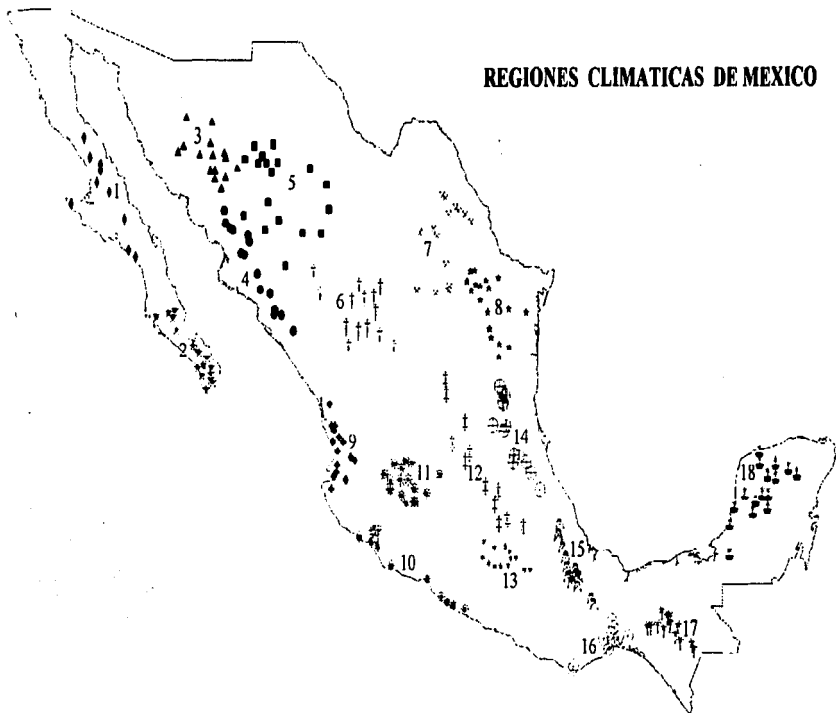


Figura 3.2: Distribución espacial de las estaciones climatológicas para las 18 regiones de México de acuerdo a A. Douglas (comunicado personal).

## *2) Salidas de Experimentos 2xCO<sub>2</sub>-1xCO<sub>2</sub> en GCM*

En cuanto a los datos o salidas de los GCM, se dispone de datos de las corridas de control (concentración actual de CO<sub>2</sub> atmosférico, sin variación en el tiempo) y del experimento de anomalía (duplicación del CO<sub>2</sub> atmosférico) correspondientes a campos medios estacionales def (diciembre-enero-febrero), mam (marzo-abril-mayo), jja (junio-julio-agosto), son (septiembre-octubre-noviembre) a diferentes alturas. Las variables de que se dispone para los modelos NCAR y GFDL son: temperatura del aire, altura geopotencial, componentes *u* y *v* del viento, cubierta nubosa a diversos niveles de presión, a nivel de superficie; la presión media al nivel del mar, humedad del suelo, temperatura y precipitación. La resolución de los datos es T21 (5.6°x5.6°) y están dispuestos en coordenadas gaussianas. En seguida se describen algunas características de los modelos acoplados NCAR y GFDL, cuyas salidas fueron usadas para el análisis de precipitación regional.

### *a) Modelo GFDL*

El modelo acoplado GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) usa geografía y orografía global, con la insolación variando estacionalmente en el tope de la atmósfera del modelo. Las variaciones diurnas de la radiación solar son ignoradas. La atmósfera y el océano están comunicados entre sí por medio de flujos de calor, agua dulce (precipitación) y momento, que son intercambiados diariamente. Los flujos de calor y agua son ajustados en una cantidad determinada durante las primeras integraciones por separado de los modelos oceánico

aproximaciones de Boussinesq de tapa rígida y la hidrostática. Siempre que se determine que las columnas de agua son inestables, la parametrización del ajuste convectivo mezcla la región inestable.

La resolución del modelo de océano es  $4.5^\circ$  latitud  $\times$   $3.75^\circ$  longitud, con 12 niveles desigualmente espaciados en la vertical. La resolución es apenas adecuada para resolver las corrientes en la frontera de las costas, pero no pueden resolver los remolinos de mesoescala, cuyos efectos son incorporados usando difusión a escala de sub-malla. El hielo de mar se mueve libremente con las corrientes, siempre y cuando su espesor sea menor de 4 m, pero el hielo es estacionario si su movimiento es convergente y su espesor excede los 4 m.

Las condiciones iniciales para la evaluación del modelo acoplado fueron obtenidas a partir de integraciones de un modelo atmosférico en el cual la temperatura de la superficie del mar es prescrita con valores observados, así como de un modelo oceánico forzado en la superficie por la temperatura de la superficie del mar y salinidad observadas. Cada una de estas integraciones separadas fueron llevadas a cabo hasta que no hubo tendencias sistemáticas a largo plazo en las soluciones del modelo. Las técnicas de aceleración de soluciones fueron sólo usadas en las integraciones del modelo de océano para reducir el tiempo de cómputo requerido hasta el equilibrio, pero cuando los modelos fueron acoplados estas técnicas no fueron usadas. Usando los ajustes en los flujos superficiales, no hubo tendencias significativas aparentes en los campos de superficie durante los 100 años de la integración de control. Este mismo modelo acoplado

y atmosférico. Los ajustes a los flujos son calculados de tal forma que la temperatura y salinidad de la superficie del mar, así como el espesor del hielo marino, son próximos a los valores observados. Tales ajustes son necesarios debido a las deficiencias tanto del modelo de la atmósfera como del océano, especialmente en sus parametrizaciones de procesos a escala de sub-malla. En el modelo acoplado, estos ajustes del flujo varían espacial y estacionalmente pero no tienen variación interanual. En la parte atmosférica del modelo acoplado, la dinámica es calculada usando el método de transformación espectral. La resolución espacial está limitada meridionalmente y zonalmente a un número de onda 15, lo que corresponde a una malla de 48 por 40 puntos ( $4.5^{\circ} \times 7^{\circ}$ ). Hay 9 niveles desigualmente espaciados en la vertical que se extienden hasta la estratosfera.

Los efectos de las nubes, vapor de agua, dióxido de carbono y ozono están incluidos en el cálculo de la radiación solar y terrestre. Cuando la humedad relativa de una caja de la malla excede el 99%, se supone que la nube llena la caja, de otra manera la caja se considera libre de nubes. Como parametrización de la convección de nubes se utiliza el ajuste convectivo de humedad, con precipitación ocurriendo cuando exista supersaturación. La humedad del suelo es pronosticada usando el modelo de cubeta de Manabe y Bryan (1969), con una capacidad de campo de 15 cm.

La componente oceánica del modelo acoplado es muy similar al modelo descrito por Bryan y Lewis (1979). Las ecuaciones primitivas son calculadas en una malla "desfasada" usando las

fue usado en una integración en paralelo en el cual las concentraciones de CO<sub>2</sub> en el modelo atmosférico fueron incrementadas a una razón de 1% por año, como lo describen Manabe et al. (1991,1992).

*b ) Modelo NCAR*

Este modelo atmosférico es global con resolución romboidal (alrededor de 4.5° de latitud × 7.5° de longitud), geometría continental realista, nueve niveles sigma en la vertical, y parametrización de procesos de superficie-tierra. Utiliza un ciclo anual de forzamiento solar (pero sin un ciclo diurno) y calcula la humedad del suelo (cubeta de 15 cm), cubierta de nieve, nubosidad y radiación. El modelo de océano global tiene una resolución latitud-longitud de 5°, costas y topografía de fondo realista, cuatro capas, y una formulación termodinámica simple del mar de hielo. Detalles de los modelos de la atmósfera y océano se pueden encontrar en Washington y Meehl (1989).

El arranque de los experimentos fue ejecutado corriendo una simulación de 50 años del modelo oceánico con forzamientos atmosféricos observados (esfuerzo del viento y temperatura), después de haber inicializado el modelo del océano durante el primer año con secciones transversales de temperatura y salinidad climatológicas. El modelo atmosférico fue inicializado con datos de una corrida de 15 años de un modelo de capa mezclada del océano. Los modelos de atmósfera y océano fueron entonces acoplados y corrieron en modo de prueba para una

simulación de 16 años, después de la cual la simulación de control ( $1 \times \text{CO}_2$ ) y el experimento con  $\text{CO}_2$  variable fueron iniciadas. En el modelo acoplado, la atmósfera y el océano se comunican una vez al día de la manera descrita por Washington y Meehl (1989).

### 3.3.2 Metodología

Los datos históricos observados disponibles corresponden a medias mensuales de Z500, pero los campos disponibles en las simulaciones con GCM corresponden a vientos en 500 mb. Por tanto, se optó por transformar los campos de altura geopotencial a campos de vorticidad relativa geostrofica, sabiendo que sólo se calcula esta variable al norte de  $20^\circ\text{N}$ . Para ello se utiliza la relación:

$$\zeta = \frac{g}{f} \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \quad (3.1)$$

donde  $f$  es el parámetro de Coriolis ( $f = 2\Omega \sin \phi$ ),  $u, v$ , las componentes zonal y meridional del viento;  $g$ , la aceleración de la gravedad y,  $\zeta$  la vorticidad relativa. Numéricamente, se procedió a calcular el viento geostrofico y a partir de éste se obtuvo la vorticidad relativa geostrofica.

La resolución temporal de las salidas de los GCM es estacional (primavera, verano, otoño e invierno), por tanto el análisis de datos observados es también estacional. Así, se calcularon anomalías estacionales de precipitación por región para invierno (DJF) y verano (JJA), por ser



estos períodos los extremos en el clima de México. De igual forma se calcularon las medias estacionales para los campos de  $\zeta 500$ , T700, SLP, SST del período 1948-1987.

### 1) Patrones de Correlación

Los campos de correlación espacial entre los valores de la precipitación acumulada estacional (DJF y JJA) por región y los campos de SLP, SST, T700,  $\zeta 500$ , se obtuvieron usando el coeficiente de correlación

$$r_{ij}(X_R, Y_R) = \frac{\sum_{t=t_0}^{t_0+tf} (X_{ij,t} - \bar{X}_{ij})(Y_{ij,t} - \bar{Y}_{ij})}{\left\{ \sum_{t=t_0}^{t_0+tf} (X_{ij,t} - \bar{X}_{ij})^2 \sum_{t=t_0}^{t_0+tf} (Y_{ij,t} - \bar{Y}_{ij})^2 \right\}^{1/2}} \quad (3.2)$$

donde:

$R$  : Número de la región climatológica según el esquema de Douglas

$X$  : Variable independiente, predictor (SST, SLP,  $\zeta 500$ , T700)

$Y$  : Variable dependiente, predictando (precipitación acumulada estacional por región)

$r_{ij}$  : Coeficiente de correlación el punto de malla  $ij$

$t_f - t_0$  : Período de la serie de precipitación propia para cada región

El análisis de correlaciones entre un punto y un campo permite:

- a ) Conocer cuantitativamente como están relacionadas dos variables.
- b ) Interpretar dinámicamente la estructura de los patrones de isocorrelaciones como análogos de patrones de anomalías de circulación de gran escala.

Una vez obtenidos los campos de isocorrelaciones se eligen aquellas correlaciones entre precipitación y variables de gran escala con significancia estadística que de preferencia puedan ser interpretadas en términos de dinámica, esto es, patrones climáticamente identificados como teleconexiones. Tal es el caso de patrones como PNA (Pacific/North American pattern) presente durante años de ENSO.

#### *ii ) Modelo de Regresión Lineal Multivariado*

Una vez identificados los puntos de mayor correlación en los cuatro campos se procede a extraer de la base de datos sus series de tiempo correspondientes, para aplicar un análisis de regresión lineal multivariada con un modelo *step-wise*. El algoritmo *step-wise* parte de un modelo con un gran número de posibles variables independientes, que se van eliminando si éstas no son estadísticamente significativas. El algoritmo reingresa al modelo variables que se vuelven significativas cuando otras variables son removidas. Así se obtiene un conjunto pequeño de variables significativas que integran el modelo de regresión lineal multivariado.

Las ecuaciones de regresión lineal multivariada presentan el siguiente esquema:

$$Y = \beta + \sum_{i=1}^4 \alpha_i X_i [\lambda, \phi] \quad (3.3)$$

Y donde, Y es la variable dependiente (precipitación),  $X_i$  la i-ésima variable independiente localizada en la longitud  $\lambda$  y la latitud  $\phi$  y  $\alpha$ ,  $\beta$  son constantes del modelo de regresión.

En total se dispondrá de 36 ecuaciones de regresión una por cada región, 18 para invierno y 18 para verano, donde la variable dependiente es la precipitación.

### 3.3.3 Hipótesis De Trabajo

Como se expuso anteriormente, en la presente investigación se tiene como principal objetivo:

Generar, mediante modelos estadísticos, escenarios de Cambio Climático Regional en México a partir simulaciones de duplicación de  $\text{CO}_2$  realizadas con GCM. Los escenarios generados corresponderán a cambios en la precipitación de invierno (Dic-Ene-Feb) y de verano (Jun-Jul-Ago).

Los escenarios de precipitación regional ante un cambio climático global son inferidos de pronósticos de circulaciones de gran escala generados por los GCM en experimentos de duplicación en las concentraciones de CO<sub>2</sub> atmosférico.

Para hacer uso de esta metodología de reducción de escala es necesario introducir tres hipótesis de trabajo:

1. Los Modelos de Circulación General son capaces de simular en forma realista las circulaciones de gran escala que dan origen a las circulaciones de menor escala.
2. Las relaciones entre variables de gran escala y las de escala regional funcionan aún en condiciones anómalas en el clima.
3. Las relaciones estadísticas reproducen (al menos aproximadamente) los datos históricos.

## Capítulo 4

---

# *Escenarios de Cambio Climático en México*

Las proyecciones de cambio climático inducido por un incremento en la concentración de gases de invernadero se han realizado en base a experimentos con GCM que consideran las interacciones atmósfera-océano-tierra-biosfera.

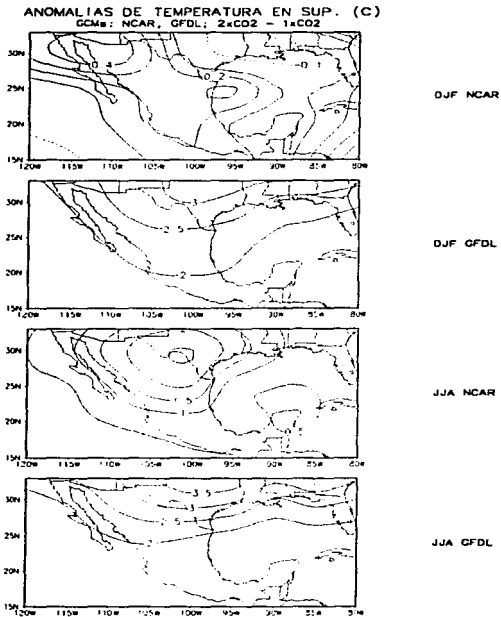
Los GCM NCAR y GFDL, acoplados a modelos de océano, utilizados en experimentos climáticos de duplicación en las concentraciones de CO<sub>2</sub> atmosférico, corresponden a integraciones de más de 70 años. En dichos experimentos se tiene una "corrida de control" en la que la concentración de CO<sub>2</sub> no varía en el tiempo, y otra, llamada "corrida anómala", en la que varía la concentración del CO<sub>2</sub> atmosférico hasta llegar al nivel del doble que el inicial. Las salidas o campos climatológicos generados en estos experimentos numéricos son la base de los análisis de cambio climático. Sin embargo, los resultados de estos estudios sólo permiten tener una idea de los cambios climáticos que ocurrirán a gran escala, por lo que para estimar los cambios a nivel regional es necesario realizar procesamientos adicionales de los campos que los GCM entregan.

## 4.1 Los Experimentos $2\times\text{CO}_2 - 1\times\text{CO}_2$

### *1) Los Cambios en la Temperatura Superficial*

Se puede considerar que las simulaciones climatológicas de temperatura superficial continental son en general más adecuadas que las de precipitación. Los modelos de circulación general dan una buena aproximación de los valores observados de temperatura. Incluso, se encuentra que las diferencias a escala sinóptica en esta variable entre los modelos NCAR y GFDL no son muy grandes. Aunque existen algunas diferencias entre los resultados de NCAR y el GFDL en la magnitud de las anomalías ( $2\times\text{CO}_2 - 1\times\text{CO}_2$ ), se puede concluir que el calentamiento sobre la mayor parte del país será de entre 1 y 2° C (Fig. 4.1).

Tal concordancia en la simulaciones de temperatura de superficie se debe principalmente a que, por un lado, el campo de temperatura de superficie sobre México está altamente relacionado con la temperatura a 700 mb, el cual es simulado a escala sinóptica de forma adecuada por los modelos de circulación general. Por otro lado, la temperatura en superficie depende en gran medida de los flujos de calor en la superficie. El modelo GFDL es más cercano a lo observado debido a que los flujos de calor son ajustados a la climatología. El modelo NCAR, sin embargo, no presenta ajuste de flujos de calor, por lo que los valores de temperatura de superficie que simula, aunque parecidos en su estructura espacial a los observados, están sistemáticamente por debajo de los reales.



**Figura 4.1** Escenarios de anomalías de temperatura de superficie (°C) obtenidos de los experimentos  $2\times CO_2 - 1\times CO_2$  para el invierno (DJF) y verano (JJA) dados por los GCM GFDL y NCAR.

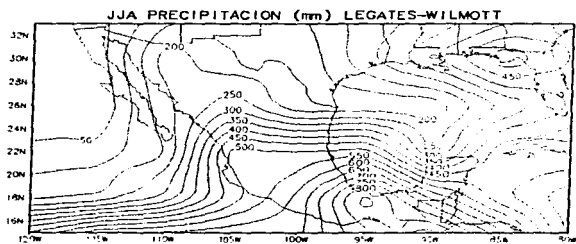
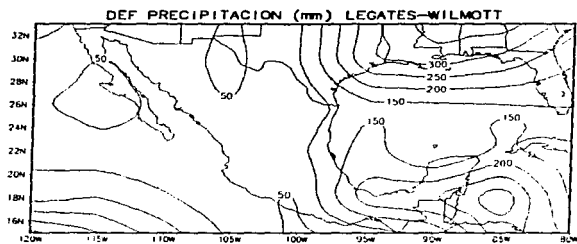
Los cambios más difíciles de determinar, sin embargo, son los de precipitación. Su simulación no es muy adecuada por involucrar una gran cantidad de procesos físicos en todo tipo de escalas espaciales y temporales. Por ello, la generación de escenarios regionales de cambios en precipitación asociados al aumento de gases de invernadero requiere un tratamiento especial.

## *2) Los Campos de Precipitación*

Para referirnos a la variabilidad climática de la precipitación es necesario conocer tanto su distribución global, como regional y local. Para evaluar la calidad de los GCM en simulaciones de precipitación, se requiere que las corridas o experimentos de control reproduzcan, al menos aproximadamente, la distribución de la precipitación observada.

Como campos observados de precipitación regional sobre México se utilizarán los campos climatológicos elaborados por Legates y Wilmott (1990), los cuales tienen una resolución espacial de  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  (Fig. 4.2). Durante el invierno (DJF) la mayor precipitación ocurre en el sureste debido en parte al paso de frentes fríos ("Nortes") cuya frecuencia es mayor en esta temporada del año. También se observa un máximo relativo en el Noroeste de México, asociado a ciclones de latitudes medias. Durante el verano la zona Sur del país es la más lluviosa, debido a la presencia de la Zona Inter-Tropical de Convergencia (ITZC, por sus





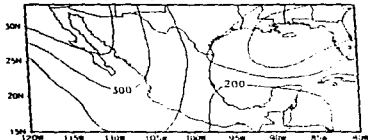
**Figura 4.2:** Patrones climatológicos de precipitación acumulada ( mm) observados para México, para invierno y verano.

siglas en inglés). En el sureste, la precipitación es hasta de un orden de magnitud mayor que en el resto de las zonas donde se presentan lluvias de verano.

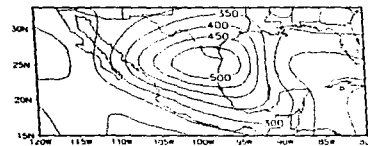
Para analizar la calidad de las simulaciones de la precipitación a escala regional generada con GCM (NCAR y GFDL), se pueden examinar los patrones de precipitación de invierno y verano correspondientes a las salidas de la corrida de control ( $1\times\text{CO}_2$ ) para México. Estos campos representan la climatología generada por los modelos NCAR y GFDL en experimentos de 60 y 100 años respectivamente (Fig. 4.3). Los campos de precipitación simulados para invierno y verano muestran notables diferencias con respecto de los observados, tanto en magnitud como en distribución espacial. En general, el modelo GFDL sobreestima la cantidad de lluvia ocurrida, durante el invierno. En el verano, la estructura del campo de lluvia mejora aunque los detalles de patrones regionales, como el del monzón de Norte América no logran ser reproducidos. Aunque el modelo NCAR adolece de los mismos problemas que el GFDL al simular precipitación, parece realizar un mejor trabajo para los campos de invierno, que para los del verano, al menos en lo que a magnitud se refiere.

Considerando las limitaciones que los GCM tienen al simular campos de lluvia, se pueden examinar los cambios que los modelos GFDL y NCAR predicen, bajo un escenario de cambio en el clima del planeta por aumento en los gases de invernadero. Los patrones de cambio se obtienen al calcular la diferencia entre los campos de precipitación en el experimento anómalo y el de control (Fig. 4.4). Las anomalías de precipitación de invierno en ambos

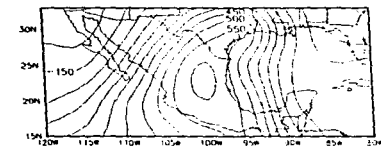
PRECIPITACION ACUMULADA (mm)  
 GCMs: NCAR, GFDL; EXPERIMENTO 1aCO2 CONTROL



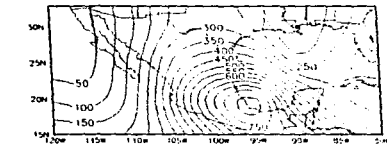
DJF NCAR



DJF GFDL



JJA NCAR

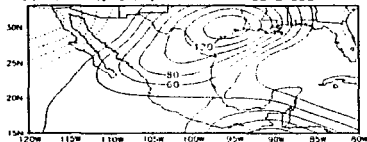


JJA GFDL

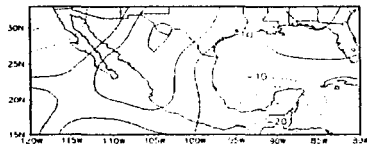
**Figura 4.3:** Patrones de precipitación acumulada (mm) de invierno y verano obtenidos de la corrida de control ( $1 \times CO_2$ ) de los GCM NCAR y GFDL

ANOMALIAS DE PRECIPITACION ACUMULADA (mm)

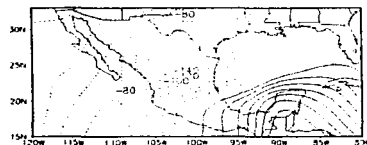
GCMs: NCAR, GFDL; EXPERIMENTOS  $2\times CO_2 - 1\times CO_2$



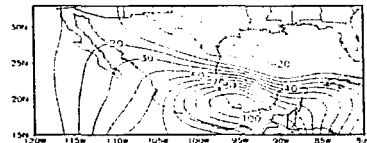
DJF NCAR



DJF GFDL



JJA NCAR



JJA GFDL

Figura 4.4: Patrones de anomalías de precipitación (mm) de invierno y verano  $2\times CO_2 - 1\times CO_2$  obtenidos de los GCMs NCAR y GFDL.

modelos indican que la precipitación de invierno se incrementará en la parte noreste y centro de México, con una disminución en el noroeste. Sin embargo, existen diferencias entre las predicciones. El modelo GFDL (Fig. 4.4b) presenta anomalías negativas sobre la península de Yucatán, mientras que el de NCAR (Fig. 4.4a) pronostica un aumento en la lluvia en esta región. Las magnitudes de las anomalías también son significativamente diferentes.

Las anomalías de precipitación para el verano sugieren que en el norte ocurrirá una marcada disminución en la precipitación, mientras que en el sureste aumentará. Sin embargo, mientras que el modelo de NCAR (Fig. 4.4c) pronostica que la precipitación disminuirá en la parte centro y noroeste, el GFDL (Fig. 4.4d) sugiere un incremento en estas zonas. Si se considera que el balance de precipitación anual para México depende principalmente de las lluvias de verano, más que de invierno, se tendrían dos escenarios de cambio de precipitación anual casi opuestos.

Debido a las diferencias tan marcadas en los patrones de anomalías de precipitación modeladas, surge una disyuntiva en cuanto a qué escenario de cambio climático-lluvia tomar como el más probable. Tales diferencias se vuelven más significativas si lo que se intenta obtener son patrones de cambio en la precipitación a nivel regional. Por lo anterior, se concluye que no es confiable el uso directo de los campos de anomalías de precipitación que dan los GCM para estudios climatológicos de impacto, adaptación y mitigación ante el cambio climático, tan importantes en la planeación de actividades agrícolas o administración de recursos hidrológicos

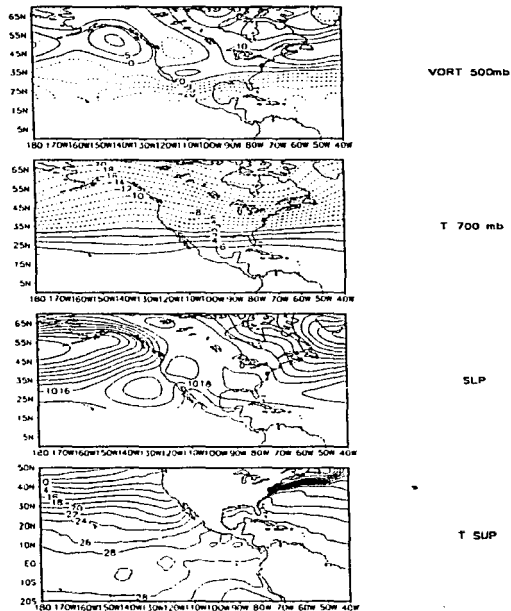
### 3) Los Campos de $\zeta_{500}$ , $T_{700}$ , $SLP$ y $TS$

Una de las hipótesis de trabajo para la regionalización de salidas de GCM es que estos modelos son capaces de reproducir, al menos aproximadamente, los campos de circulación de gran escala. En la Fig. 4.5 se muestra la climatología (observaciones) de invierno para  $\zeta_{500}$ ,  $T_{700}$ ,  $SLP$  y  $SST$ , que puede ser comparada con la climatología que para estas variables generan los modelos GFDL (Fig. 4.6) y NCAR (Fig. 4.7). Los campos de invierno observados y los correspondientes a la corrida de control con NCAR y GFDL son similares, sobre todo en lo que a variables de altura se refiere ( $\zeta_{500}$  y  $T_{700}$ ), aunque deben reconocerse los problemas con la fase de las ondas estacionarias generadas por los modelos.

En el caso de la climatología de los campos del verano, las observaciones de los campos de altura sobre América del Norte (Fig. 4.8) no son adecuadamente simuladas por el modelo GFDL (Fig. 4.9) ni por el de NCAR (Fig. 4.10). La fase de los sistemas ciclónicos y anticiclónicos observados y modelados no coincide, principalmente en la parte Oeste de los Estados Unidos. En principio, tales diferencias podrían hacer pensar que la hipótesis de trabajo deja de ser válida por lo que no es posible determinar campos de precipitación a partir de los campos de circulación de gran escala. Tal problema, sin embargo, no resulta serio pues como, se muestra en las secciones posteriores, los campos de precipitación de verano sobre México dependen en mayor medida de la presión a nivel del mar y la temperatura en superficie del mar, campos que, en gran escala, son simulados adecuadamente por los modelos GFDL y NCAR.

En todo caso, los problemas en la fase de los sistemas de circulación y en la estructura de los campos de SLP y SST disminuyen al tomarse como errores sistemáticos.

En conclusión, se puede decir que las circulaciones y variables de gran escala son mejor simuladas que los patrones de precipitación regional. Por lo anterior se puede aplicar una metodología de reducción de escala, también conocida como "*downscaling*", que permite deducir anomalías de precipitación regional a partir de campos de gran escala. En las siguientes secciones será explicado cada paso de la metodología que fue seguida para este fin, así como los resultados obtenidos.



**Figura 4.5:** Patrones climatológicos de variables de gran escala, vorticidad a 500 mb (VOR 500 mb), temperatura a 700 mb (T 700 mb), presión al nivel del mar (SLP) y temperatura de la superficie del mar (T SUP ó SST) observados, correspondientes a invierno.



DJF MODELO GFDL 1xCO2 CONTROL

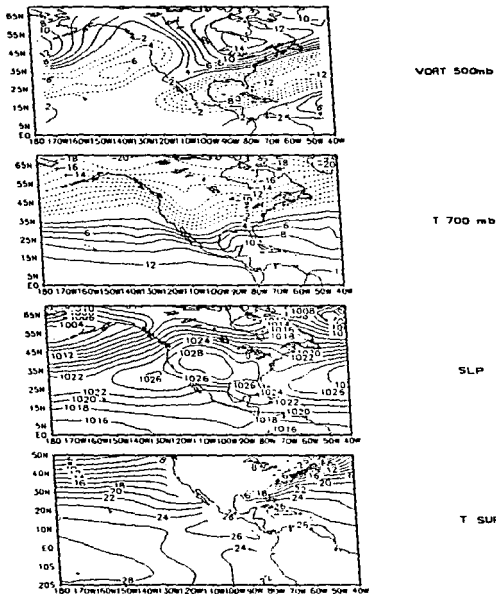


Figura 4.6 Como en la figura 4.5 pero obtenidos del modcio NCAR.

DJF MODELO NCAR 1xCO2 CONTROL

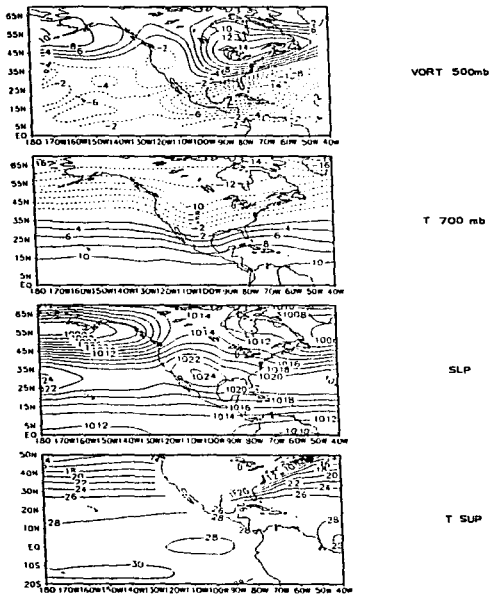


Figura 4.7 Como en la figura 4.6 pero, para el modelo GFDL.

JJA CLIMATOLOGIA DE OBSERVACIONES 1948-1992

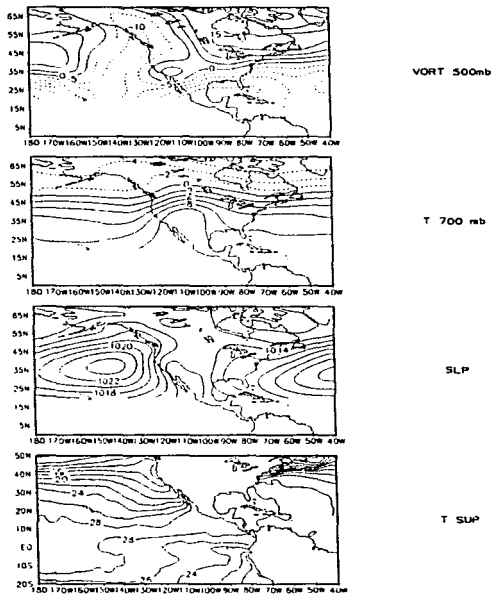


Figura 4.8 Como en la Figura 4.5, pero para el caso del verano.

JJA MODELO GFDL 1xCO2 CONTROL

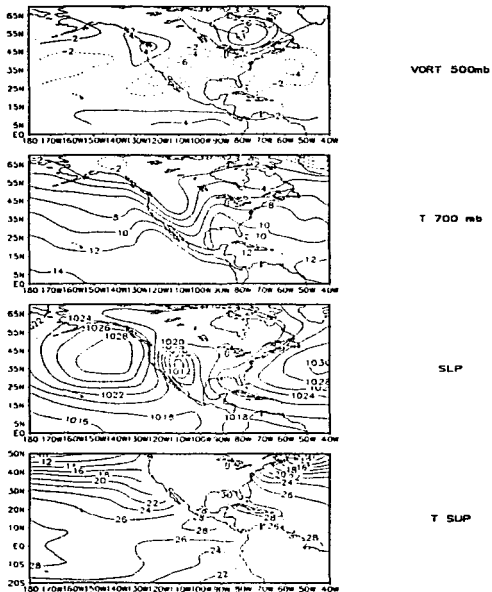


Figura 4.9 Como en la Figura 4.6, pero para el caso del verano.

JJA MODELO NCAR 1xCO2 CONTROL

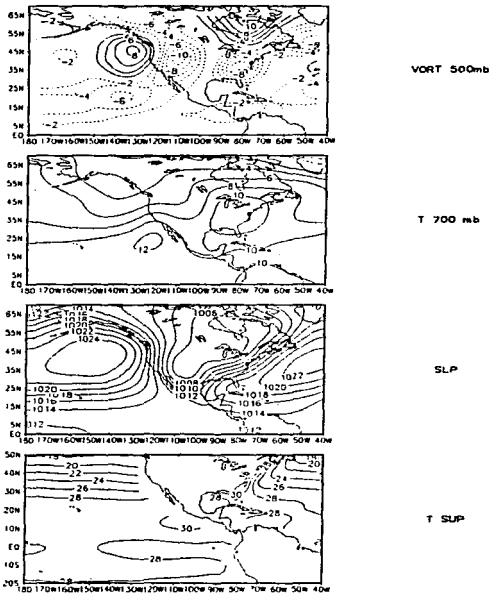


Figura 4.10 Como en la Figura 4.7, pero para el caso del verano.

## 4.2 Modelo Estadístico Regional de Precipitación

### *1) Correlaciones de Precipitación con Variables de Gran Escala*

Como se discutió en la sección 3.3.3, una de las metodologías de escalamiento propuestas consiste en encontrar las relaciones estadísticas estacionales entre la variable predictando (precipitación regional para México) y a las variables predictoras (campos de gran escala observados de  $\zeta_{500}$ ,  $T_{700}$ ,  $SLP$  y  $SST$ ). Para esto, se obtienen patrones de correlación entre la precipitación regional y las variables de gran escala. Tales relaciones constituyen lo que en Meteorología se conoce como un diagnóstico.

Con el fin de ilustrar el procedimiento seguido ("correlaciones de un punto"), se presenta el análisis para invierno entre variables de gran escala y la precipitación en la región 12 (centro de México) (Fig. 4.11). Los diagnósticos muestran claramente que la circulación de gran escala modula la variabilidad interanual de invierno sobre la parte central de México. Tal conclusión se alcanza al observar que las isocorrelaciones entre  $\zeta_{500}$ ,  $T_{700}$  y  $SLP$  y la precipitación en la región 12 corresponden al patrón del Pacífico-Norte América (PNA) asociado a un tren de onda estacionario, característico de inviernos durante eventos de El Niño. Este resultado también se obtiene al analizar la correlación entre  $SST$  y precipitación en esta región. Claramente, se observa que a mayor temperatura en el Pacífico tropical centro-Este, mayor precipitación invernal en el altiplano de México. La modulación de la

precipitación invernal en la mayor parte del país y la ocurrencia del fenómeno ENSO ha sido analizada por Magaña y Quintanar (1997). Evidentemente, no toda la variabilidad en la precipitación de invierno puede ser explicada por la ocurrencia del ENSO. Existen otros factores de importancia como las anomalías de SST en el Caribe, circulaciones invernales en los trópicos o las interacciones trópicos - extratropicos que determinan la variabilidad en la temporada invernal de lluvias.

La influencia de factores adicionales al ENSO o de circulaciones de gran escala parece ser más determinante durante el verano. En esta estación, varios factores relacionados con la precipitación y su variabilidad son de menor escala (mesoescala) y de origen puramente tropical (huracanes, ondas del este, monzón de Norteamérica, etc.). Sólo en algunos casos la variabilidad en precipitación regional parece estar asociada a circulaciones atmosféricas de latitudes medias de gran escala; tal es el caso de la precipitación en la región 6 y los campos de gran escala  $\zeta_{500}$ ,  $T_{700}$ , SLP y SST (Fig. 4.12). El campo de vorticidad indica que la precipitación en esta región del país está asociado a un sistema de circulación anticiclónico en la parte centro-sur de México y a un sistema ciclónico que se localiza al sur de los Estados Unidos. Sin embargo, la relación entre precipitación regional de verano y la temperatura superficial del océano es la que parece ser más importante, pues la precipitación en Durango está anticorrelacionada con las anomalías de SST en la región ecuatorial del Pacífico del Este. Magaña y Quintanar (1997) han mostrado que tal anticorrelación puede interpretarse en términos de circulaciones directas en niveles inferiores que producen convergencia de humedad

en la costa Occidental de México, llevando a un monzón de Norte América más intenso. Las fluctuaciones de temperatura en el Golfo de México, el Caribe y en todo un corredor del Atlántico donde se generan parte de las perturbaciones tropicales características de esta época, también juegan un papel importante. Tal es el caso de los huracanes y ondas del Este que inyectan a la Península de Yucatán.



REGION 12 GUANAJUATO-EDO.MEXICO-HIDALGO-TLAX.-SLP-D.F.  
CORRELACIONES CON PRECIPITACION PARA DJF

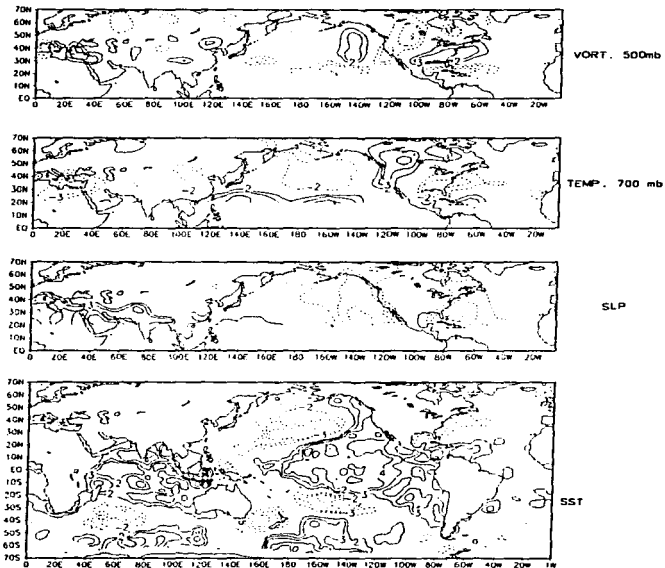


Figura 4.11: Patrones de correlación ( $\times 10$ ) entre precipitación de invierno en la región 12 y las variables de gran escala.

REGION 6 DURANGO  
CORRELACIONES CON PRECIPITACION PARA JJA

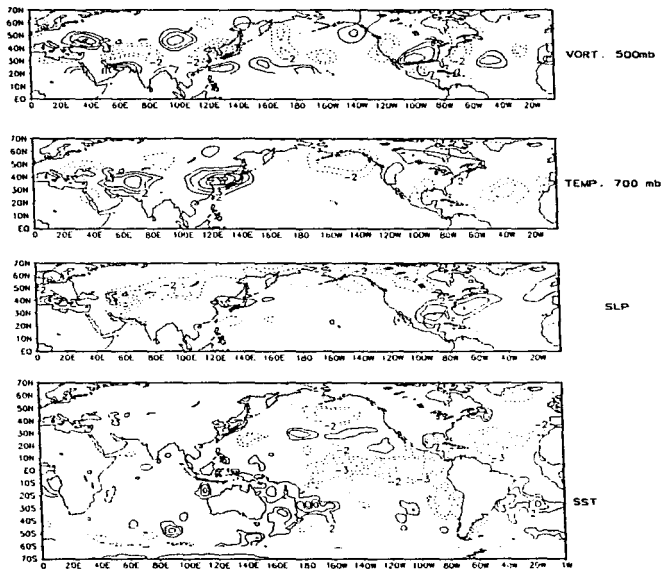


Figura 4.12: Como en la figura 4.11, pero para la precipitación de verano en la región 6.

interpretación en términos de la dinámica atmosférica, permiten seleccionar las variables de gran escala para diagnosticar la precipitación regional. Los predictores potenciales de la ecuación de regresión y el predictando (la precipitación regional) se determinan para invierno y verano, mediante el uso de ecuaciones de regresión multilínea

Para cada una de las 18 regiones climatológicas se construyen relaciones de diagnóstico. Estas relaciones corresponden a ecuaciones de regresión lineal multivariada encontradas mediante el método de eliminación por pasos hacia adelante, comúnmente conocido como "step-wise", el cual optimiza el número de predictandos que explican la varianza para un nivel de significancia elegido. La elección de los predictandos está además determinada por el significado físico que la correlación tenga. Así, las relaciones entre SST asociadas a patrones de El Niño, PNA, etc., fueron preferidas sobre aquellas que, aunque estadísticamente significativas, eran complicadas de interpretarse dinámicamente, las cuales serán analizadas en forma más detallada en una segunda parte de este proyecto de investigación.

Las variables seleccionadas para cada ecuación de regresión no fueron más de cuatro tanto para invierno (Fig. 4.13) como para verano (Fig. 4.14). Durante el invierno las variables de altura parecen jugar un papel más determinante que en verano, mostrando que la circulación atmosférica invernal de México adquiere características de latitudes medias. En el verano la precipitación parece estar más en función de parámetros de superficie, como presión a nivel del mar y temperatura superficial del océano. A manera de ejemplo se muestra el tipo de

ecuaciones de diagnóstico obtenidas para la precipitación de las regiones 9, 12 y 13 para el invierno

$$pcp_9 = a_9 + b_9 * SST_{(120W\ 0N)} + c_9 * SST_{(170W\ 40N)} + d_9 * \zeta 500_{(110W\ 30N)} .$$

$$pcp_{12} = a_{12} + b_{12} * SST_{(180W\ 30N)} + c_{12} * T700_{(110W\ 50N)} .$$

$$pcp_{13} = a_{13} + b_{13} * SLP_{(70W\ 25S)} .$$

La variable  $pcp$  corresponde a la precipitación, los subíndices al número de la región; y  $a$ ,  $b$ ,  $c$ ,  $d$ , son coeficientes multilineales de las ecuaciones. Las variables predictoras se evalúan en el punto indicado entre paréntesis.

# VARIABLES EN EL MODELO REGIONAL ESTADISTICO

## INVIERNO DEF

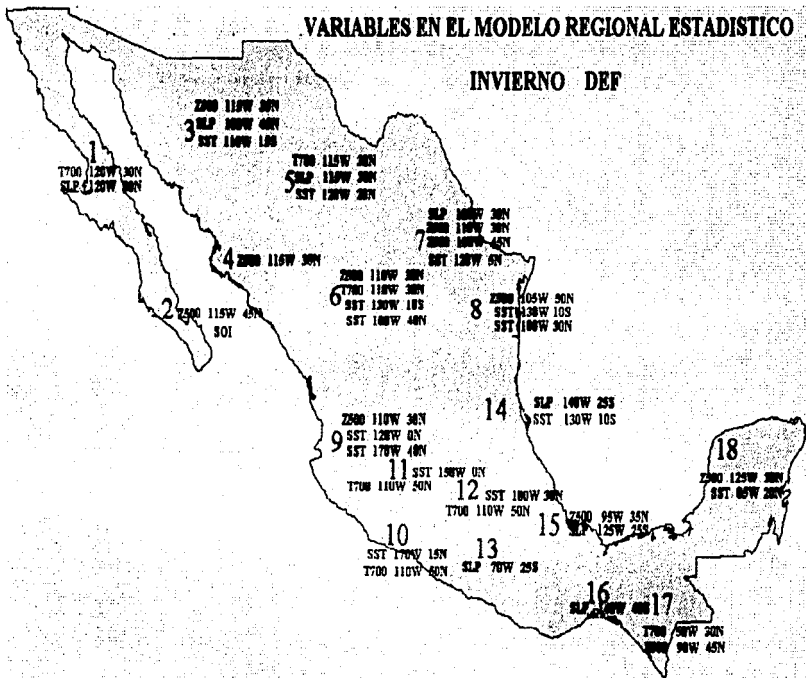


Figura 4.13: Ubicación de las variables de gran escala significativamente correlacionadas con la precipitación regional de invierno.

# VARIABLES EN EL MODELO REGIONAL ESTADISTICO

## VERANO JJA

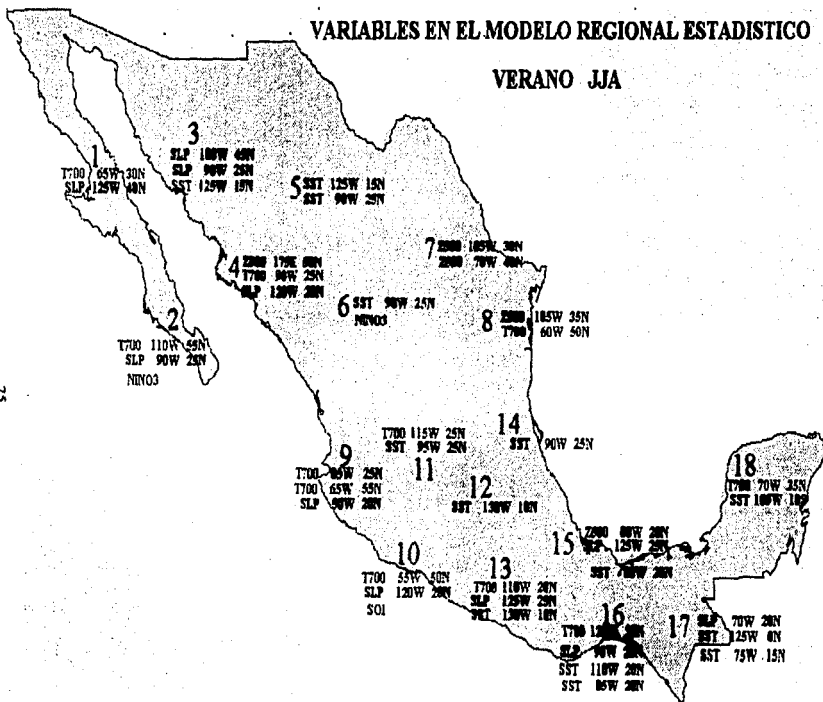


Figura 4.14: Como en la Figura 4.13, pero para verano.

### *3) Validación del Modelo Estadístico Regional*

Una vez construido el conjunto de ecuaciones que definen al modelo estadístico de diagnóstico de precipitación regional, se realizaron pruebas para evaluar la calidad del modelo. La prueba más importante consistió en mostrar que éste es capaz de reproducir los campos de precipitación regional a partir de los predictandos o variables de gran escala observados. Las ecuaciones de las 18 regiones se evalúan con los valores medios observados de invierno y verano de  $\zeta_{500}$ , T700, SLP, y SST. En general, el modelo reproduce el patrón de precipitación tanto en magnitud como en distribución espacial, y tanto en el invierno (Fig. 4.15a,b y Fig. 4.16a,b) como en el verano (Fig. 4.17a,b y Fig. 4.18a,b).

Una vez establecido que el modelo estadístico es capaz de reproducir los campos observados de precipitación a partir de valores observados, se procedió a evaluar el modelo estadístico con valores de los campos de gran escala generados por los GCMs para la corrida de control de NCAR (Figs. 4.15c, 4.17c) y GFDL (Figs. 4.17c, 4.18c), y para la anomalía de NCAR (Figs. 4.15d, 4.17d) y GFDL (Figs. 4.16d, 4.18d). En el caso de los experimentos de control, se puede observar que el patrón de precipitación generado con el modelo estadístico mejora en estructura espacial al del GCM mismo. Los campos de precipitación de invierno obtenidos mediante el procedimiento de reducción de escala son mejores cuando se utiliza el modelo de NCAR, tanto en magnitud como en estructura espacial, aunque en ambos casos se comienzan a distinguir las regiones de mayor precipitación de invierno (es decir, el Golfo de México).

El que el modelo NCAR reproduzca mejor que el GFDL el patrón de precipitación invernal se debe a que simula de mejor forma las circulaciones de altura. Por otra parte, durante el verano, la precipitación obtenida es mejor simulada usando la salida del GFDL que el modelo de NCAR. En este caso las simulaciones de SST y SLP son cruciales y el GFDL realiza un mejor trabajo por incluir ajustes a los flujos de superficie. El uso de estos ajustes a los flujos es motivo de gran controversia entre los modeladores.



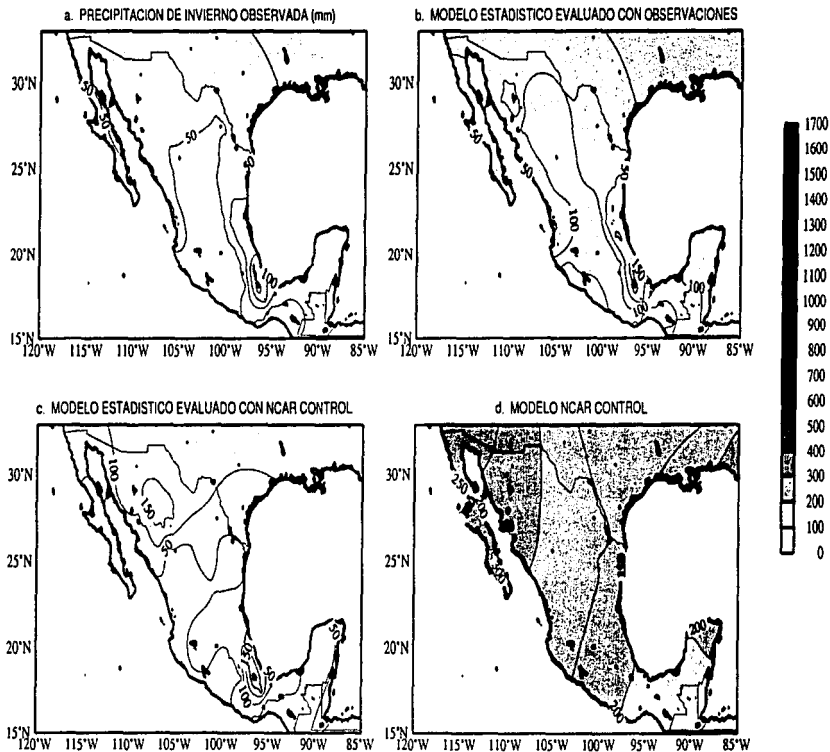


Figura 4.15: Patrones de precipitación acumulada (mm) de invierno según (a) observada, (b) obtenida del modelo estadístico evaluado con observaciones de gran escala, (c) obtenido del modelo estadístico evaluado con variables de gran escala del modelo NCAR, y (d) precipitación acumulada simulada por el modelo NCAR .

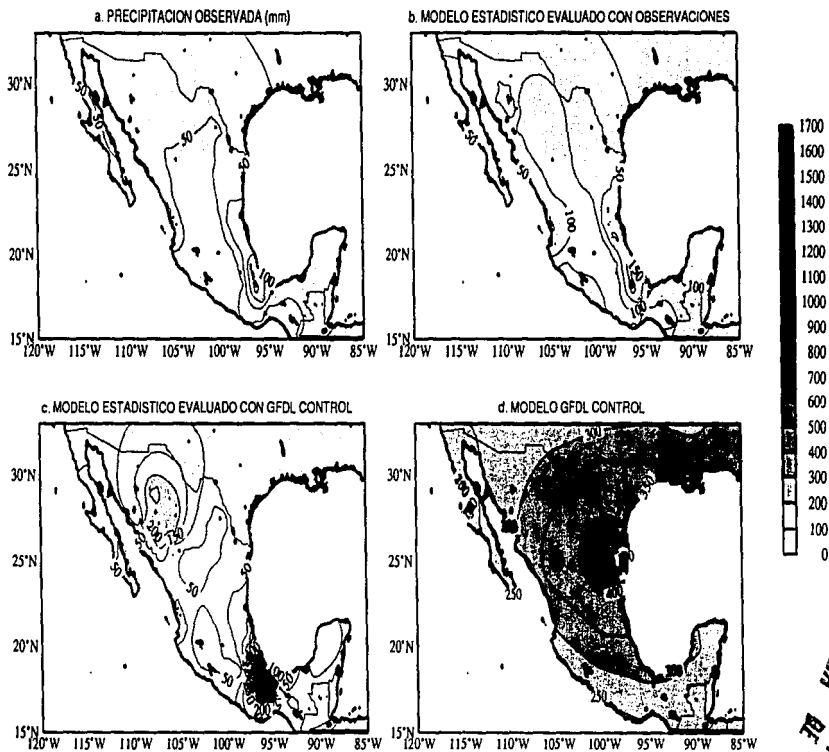


Figura 4.16: Como en la Figura 4.15, pero para el modelo GFDL.

ESTA  
TEGHS  
NO DEBE  
SALIR  
DE LA  
BIBLIOTECA

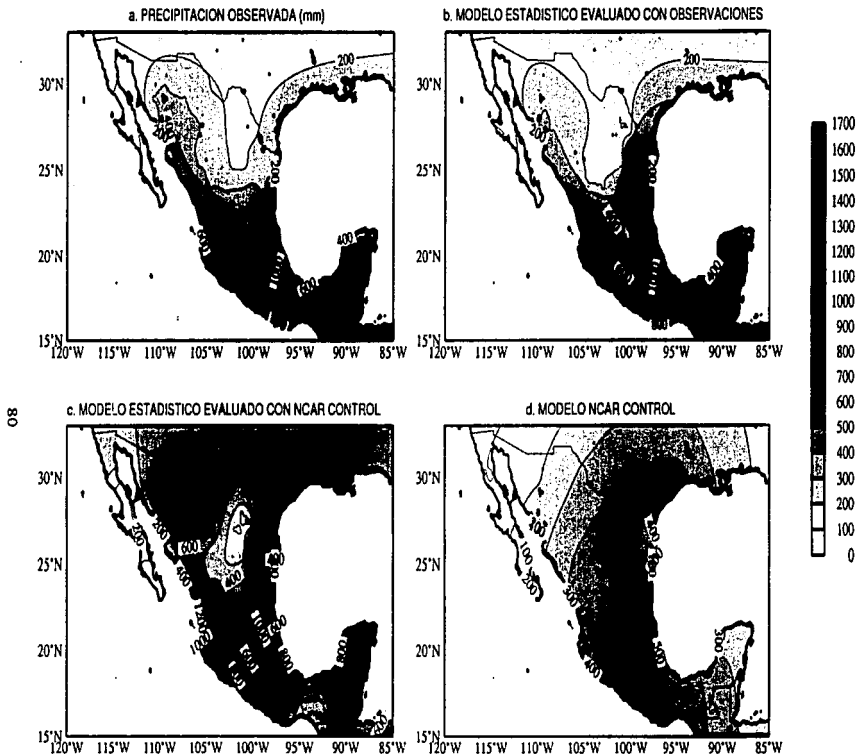


Figura 4.17: Como en la Figura 4.15, pero para el verano

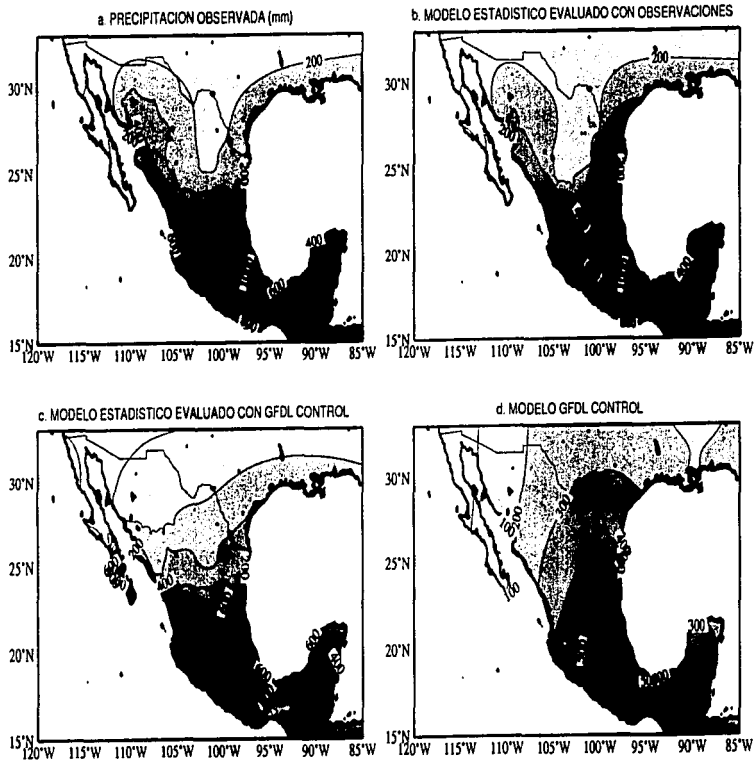


Figura 4.18: Como en la Figura 4.16, pero para el verano

## **4.3 Resultados: Escenarios de Cambio Climático**

### **Regional en México**

#### *1) Escenarios de Anomalías de Precipitación*

Con el fin de examinar las regiones donde se producirían los mayores cambios en precipitación bajo la suposición de duplicación de la concentración de dióxido de carbono se presentan, más que los valores absolutos, las anomalías en precipitación; esto es, la diferencia de los campos asociados al experimento anómalo menos los de la corrida de control. El escenario de anomalías de precipitación para invierno generado por el modelo estadístico muestra que, usando el modelo GFDL (Fig. 4.19), la parte Noroeste de México presentará un decremento de precipitación, mientras que en regiones como la península de Yucatán, Chiapas y Guerrero la precipitación aumentará. Este resultado coincide aproximadamente con lo que se obtiene al utilizar el modelo de NCAR, el cual indica que la precipitación disminuirá en la parte Noroeste de México y experimentará un aumento ligero en la mayor parte del país. Tal diferencia en los escenarios de invierno no es demasiado seria, si se considera que en general las precipitaciones de invierno corresponden sólo a un pequeño porcentaje de la precipitación anual.

Durante el verano se registra la mayor precipitación en el país. Por ejemplo, los años de sequías corresponden a anomalías negativas en la precipitación durante esta estación. El escenario de verano asociado con el modelo GFDL (Fig. 4.20) muestra anomalías negativas

para la mayor parte de México, principalmente en la parte centro y Norte. Solo en algunas zonas de Sonora, Baja California Sur, Tamaulipas y el sureste se encuentra que la precipitación aumenta. Este resultado está en contraste con el escenario que se obtiene si solamente se utilizan los campos de precipitación generados por el modelo en sí, el cual indica un aumento generalizado en la precipitación.

El resultado más interesante del presente trabajo se obtiene al comparar el escenario anterior con el del modelo NCAR. Este último indica que, como en el caso anterior, la precipitación disminuirá en la mayor parte del país, excepto en la zona de Sonora, Baja California Sur, Tamaulipas y el sureste, donde habrá un incremento. Tal resultado es en gran medida consistente con lo que el modelo mismo (sin post-procesamiento) indica. El uso de un esquema de post-procesamiento como el aquí planteado permite, sin embargo, identificar de mejor manera las zonas en donde el incremento en precipitación será mayor. Tal es el caso del aumento en precipitación que se propone para la región de Tabasco y Campeche, tanto con la salida escalada del modelo GFDL como con la de NCAR.

Los escenarios de anomalías de precipitación obtenidos por el modelo estadístico y la similitud aún entre diferentes modelos, principalmente en el verano, parece tener una explicación dinámica. Bajo condiciones de fenómenos de El Niño que se mantienen hasta el verano, la precipitación estacional disminuye en casi todo México, con excepción de la parte Noreste, el Sur de la península de Baja California y en la península de Yucatán (Magaña y Quintanar,

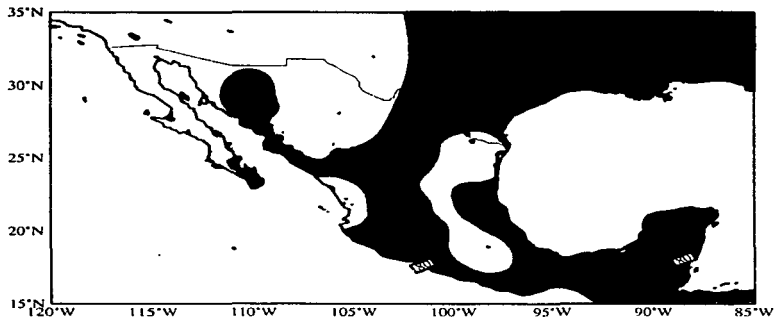
1997). De manera similar, cuando las temperaturas superficiales en el Pacífico ecuatorial del Este están por debajo de la media de verano (La Niña), la precipitación en la mayor parte de la República Mexicana está por encima de la media climatológica. Cuando se examina el patrón de anomalías de temperatura de la superficie del mar dado por el modelo NCAR, así como la circulación a 500 mb (Fig. 4.21), se encuentra que éste corresponde a una condición de El Niño. En otras palabras, se podría esperar que, bajo un cambio climático, los eventos de El Niño fuesen más frecuentes y tal vez de mayor intensidad, lo cual implicaría que las situaciones de sequía se presentarían de manera más frecuente en México con grandes implicaciones para el régimen anual de lluvias.

En cuanto a las áreas que podrían ser aparentemente beneficiadas por el aumento de las lluvias, se debe tomar en cuenta que climatológicamente son estas zonas las más impactadas por la incursión de huracanes que costean o atraviesan el país. De acuerdo a Emmanuel (1991), la intensidad de los huracanes está altamente relacionada al contraste térmico entre superficie del mar y de la tropopausa y estratosfera baja. La eficiencia de conversión de energía potencial a cinética en estos sistemas es de alrededor de un tercio si se les considera como un ciclo de Carnot y depende del contraste térmico antes mencionado. Los pronósticos de cambio global indican que la superficie se calentará y la estratosfera se enfriará (enfriamiento radiativo al aumentar la concentración de CO<sub>2</sub>) por lo que la eficiencia de los huracanes como máquinas térmicas aumentará y la conversión de energía potencial disponible a energía cinética también se incrementará. Tal resultado lleva a pensar que los huracanes que impacten las costas

mexicanas serán de mayor intensidad y por lo tanto sus efectos negativos más intensos, causando la pérdida de cultivos agrícolas y posiblemente pérdidas humanas.



a. MODELO ESTADISTICO-GFDL (  $2\times\text{CO}_2 - 1\times\text{CO}_2$  )



b. MODELO ESTADISTICO-NCAR (  $2\times\text{CO}_2 - 1\times\text{CO}_2$  )

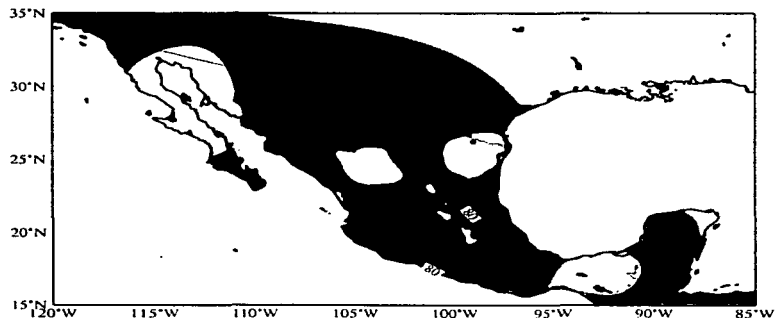


Figura 4.19: Escenarios de anomalías de precipitación (mm) de invierno obtenidos mediante el modelo estadístico para (a) el modelo NCAR y (b) el modelo GFDL. El tono gris claro corresponde a anomalías negativas y el oscuro a anomalías positivas

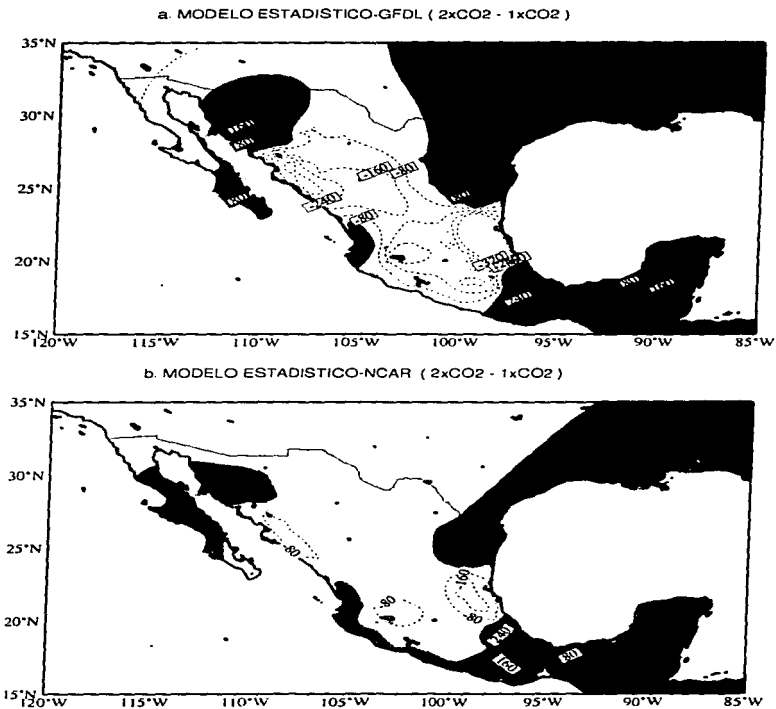


Figura 4.20: Como en la Figura 4.19, pero para el verano



## *Conclusiones*

---

De acuerdo al Panel InterGubernamental para el Cambio Climático (IPCC) “se ha alcanzado un avance considerable en el entendimiento del cambio climático desde 1990, y nuevos datos y análisis están disponibles”. Así mismo, “se ha concluido que el clima ha cambiado en el último siglo” y aunque se reconoce que “existe cierta incertidumbre”, se puede decir que “el saldo de las evidencias sugiere una influencia humana discernible en el cambio climático global”. Finalmente, según el IPCC, “se espera que el clima continúe cambiando en el futuro” (*Climate Change 1995*). El IPCC sugiere que mucho del trabajo que se debe hacer de ahora en adelante consiste en entender los impactos del cambio climático a nivel regional. De esta manera, uno de los principales objetivos de este estudio ha sido el de conocer la señal del cambio climático sobre México.

Este trabajo también forma parte del proyecto “Estudio de País, México”, el cual tiene entre otros objetivos analizar cuál sería el impacto del cambio climático en la vida de México (agricultura, poblaciones, energía, etc.), con el fin de considerar medidas de mitigación, adaptación, de protección de la sociedad y medio ambiente.

En el desarrollo del Estudio de País, se sugirió que para examinar el cambio climático para México se hiciera uso directamente de las salidas interpoladas regionalmente de los modelos de circulación general en experimentos de duplicación de CO<sub>2</sub>. Sin embargo, aunque tal metodología puede ser adecuada cuando se analizan cambios en temperatura superficial, no lo es cuando se analiza precipitación. En este trabajo se empleó una metodología alternativa con procedimientos estadístico-dinámicos para generar escenarios de precipitación regional ante un cambio climático, por un método de reducción de escala a las salidas de los experimentos 2×CO<sub>2</sub> y 1×CO<sub>2</sub> de los Modelos de Circulación General NCAR y GFDL.

En la primera parte se mostraron evidencias de que los cambios climáticos globales, con tendencias de aumento en la temperatura media global de superficie de 0.5°C/siglo en promedio, parecen modular los cambios de temperatura a nivel regional en México. Tal condición llevaría a que el sistema climático global se reajuste a un nuevo balance de energía, por lo que es de esperar cambios importantes en los regímenes interanuales en la precipitación. En México, se ha detectado un incremento de la temperatura media anual a nivel regional, aún en regiones donde el efecto de la Isla de Calor (Jáuregui, 1993) no es muy grande. El calentamiento global parece estar jugando un papel significativo, como en el caso de la región de Chihuahua. Aún al analizar las series de tiempo de la región D. F., Edo de México, Guanajuato e Hidalgo, se encontró que la temperatura en superficie está modulada por la señal de la temperatura global (Fig. 2.3).

Aunque los pronósticos de temperatura son importantes, la variable considerada de mayor interés, al menos en el caso de México, es la precipitación. Por este motivo, este estudio se concentró en la generación de escenarios de cambio en la lluvia estacional. Los GCM incluyen diferentes mecanismos de realimentación e interacción entre los componentes del sistema climático a gran escala. Sin embargo, aún los más complejos no son capaces de determinar las características regionales de la precipitación por lo que este campo se determinó a partir de variables de gran escala.

La precipitación regional de invierno está altamente correlacionada con la circulación atmosférica de latitudes medias y la temperatura de la superficie del mar. En el verano, sin embargo, la precipitación depende en mayor medida de la presión a nivel del mar, de la temperatura de la superficie del océano, así como de circulaciones de mesoescala. En ambas estaciones del año las anomalías de SST se presentan como un factor clave en la variabilidad interanual del clima mexicano, por lo que la precipitación en la mayoría de las regiones es dependiente de la ocurrencia de El Niño. También hay correlaciones significativas con circulaciones y SST del Pacífico nororiental, Golfo de México y el Caribe. En base a lo anterior, se puede inferir la existencia de interacciones entre la circulación atmosférica regional de México y la dinámica del océano, resaltando el papel que juega esta componente del sistema climático en el diagnóstico o pronóstico a mediano o a largo plazo de la precipitación. En consecuencia, los GCM que se usen para calcular patrones de precipitación para México deben ser del tipo atmósfera-océano acoplados

Los escenarios generados por el modelo estadístico muestran consistencia en los patrones de precipitación, ya sea que éste se evalúe con las salidas de NCAR o de GFDL, contrario a lo que sucede si se comparan los campos de anomalías de precipitación sin post-procesamiento. La consistencia entre escenarios de precipitación es más notable para el verano, la temporada lluviosa en México. La metodología de construcción de los escenarios permite filtrar los sesgos inherentes a los GCM (Deriva Climática). Esto se puede interpretar como que los modelos NCAR y GFDL son capaces de simular adecuadamente los patrones de las circulaciones de gran escala. La deriva aparece tanto en las corridas de control como en las de la anomalía, por lo que las diferencias permiten eliminar este error sistemático parcialmente (los efectos de no-linealidad en la deriva son más difíciles de estimar).

Los escenarios de anomalías de precipitación post-procesadas muestran un ligero aumento de la precipitación para el invierno. En el verano es más probable que exista un decremento de las lluvias en la mayor parte de México, principalmente en los estados del centro y Norte del País. Estos escenarios nos deben hacer pensar seriamente en el tipo de políticas que deberá seguir el país en lo referente al uso del agua. Bajo los escenarios aquí propuestos, la estación de verano verá disminuida la cantidad de precipitación, por lo que las sequías podrían ser más frecuentes y severas. La falta de agua en el norte y centro de México ya comienza a ser un problema serio en nuestros días y quizá sea el primer indicio de que el clima en la región está cambiando. Actualmente se proponen medidas emergentes de sembrado de nubes y estimulación de lluvia.

pero vale la pena preguntarse si bajo condiciones de sequía esta medida resulta la más adecuada. Por otra parte, la posibilidad de que los fenómenos de tiempo severo (como huracanes) sean cada vez más frecuentes, sugiere que las actividades de protección civil deberán mejorar para adecuarse a condiciones extremas en el medio ambiente. Muchos otros planteamientos de este tipo se pueden analizar, y así lo ha hecho el proyecto Estudio de País dentro del cual se incluye el presente trabajo.

En cuanto a la validez de los escenarios de precipitación regional obtenidos por el modelo estadístico para situaciones de cambio climático, éstos solo podrán evaluarse al producirse tal fenómeno. Sin embargo, es posible validar los escenarios de variabilidad climática utilizando el modelo estadístico para realizar predicciones estacionales con GCM cuyas salidas se reduzcan de escala con la técnica ya propuesta. Tal procedimiento nos dará una mejor idea de lo adecuado de nuestras estimaciones para escenarios de calentamiento global. Para probar que la técnica de reducción de escala es viable como herramienta de predicción, el modelo estadístico (modificado) y su aplicación se tienen que poner en práctica para pronósticos de precipitación regional a largo plazo. Para ello, en el Centro de Ciencias de la Atmósfera se ha iniciado en 1996 el proyecto "*Aplicación de pronósticos climáticos en actividades agrícolas en Tlaxcala*", donde se pretende realizar pronósticos climáticos operativamente.

Aunque los modelos estadísticos son los más comunes para pronóstico estacional operacional, es necesario entender la dinámica atmosférica que hay detrás de las correlaciones estadísticas



encontradas con los datos. El modelo estadístico tiene la ventaja de ser computacionalmente económico, pero no es capaz por sí mismo de explicar las interacciones entre la circulación de gran escala y las circulaciones de mesoescala que, junto con los procesos de superficie, determinan las condiciones de clima regional. Una posible opción para el estudio de las relaciones encontradas en este trabajo consiste en realizar simulaciones con modelos dinámicos de gran escala bajo condiciones anómalas, como las sugeridas por las correlaciones.

Las simulaciones con modelos globales pueden ser muy útiles si se utilizan como condiciones de frontera para modelos de área limitada de alta resolución espacial. Los modelos de mesoescala anidados en GCM, que corran interactivamente, prometen ser la herramienta de simulación dinámica del clima regional más poderosa de que se disponga. Con este sistema sería posible hacer simulaciones dinámicas del clima regional con resoluciones de hasta 30 km en la horizontal y por lo menos 10 niveles en la vertical, para reproducir interacciones entre diferentes partes del sistema.

En base a lo anterior se sugiere explicar, desde el punto de vista dinámico, las correlaciones obtenidas, siguiendo algunas de las técnicas propuestas. Sólo bajo este marco de trabajo se podrán mejorar los esquemas de predicción, pero principalmente nuestro entendimiento de la dinámica de la atmósfera que gobierna el clima y su variabilidad sobre México.

Como trabajo a futuro se propone estudiar las características dinámico-climáticas que se presentarían ante los cambios de uso del suelo en una región. La deforestación, la urbanización de grandes extensiones de tierra, etc., parecen llevar a cambios en el medio ambiente, cuyo efecto puede tener consecuencias a más corto plazo en el clima regional. Tal como lo muestran los resultados de simulaciones con modelos dinámicos de la atmósfera y biósfera, considerando un escenario en que las áreas tropicales son deforestadas, Sud et. al. (1996), obtienen que :

1) La evapotranspiración decrece y la radiación saliente de onda larga se incrementa además del flujo de calor sensible, por lo tanto calentando y secando la capa límite planetaria. Esto pasa a pesar de la reducción de la absorción de la radiación solar debido a un más alto albedo de la tierra deforestada.

2) Se produce un fuerte y significativo cambio climático local tal como los cambios globales, los efectos locales incluyen cambios significativos en la precipitación y el calentamiento diabático.

3) Decrece el esfuerzo superficial (fuerza de arrastre) debido a la disminución de la rugosidad del suelo en las áreas deforestadas, lo cual lleva a que se intensifiquen los vientos en la capa límite planetaria, por lo tanto afectando la estructura dinámica de la convergencia de la humedad y llevando por último a cambios importantes en el patrón anual de precipitación en estas áreas.

El estudio de este problema debe ser prioritario.

## *Referencias*

---

- Bryan, K., and L. J. Lewis, 1979: *A water mass model of the world ocean*. J. Geophys. Res., **84**, 2503-2517.
- Budyko, M. I., 1977: *Climatic Changes*, (Washington D. C.: American Geophysical Union), 261 pp.
- Climate Change 1995. *The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Assessment Report of the IPCC*. (Cambridge: University Press), 572 pp.
- Crowley, T. J., 1990: *Are there any satisfactory geologic analogs for a future greenhouse warming?*, J. Climate, **3**, 1282-1292.
- Dickinson, R. E., R. M. Errico, F. Giorgi and G. T. Bates, 1989: *A regional climate model for the western U.S.*, Climate Change, **15**, 383-422.
- Dickson, R. R., and J. Namias, 1976: *North American influences on the circulations and climate of the North Atlantic sector*. Mon. Wea. Rev., **104**, 1255-1265.
- Emanuel, K. A., 1991: *The theory of hurricanes*, Annual Rev. Fluid Mech., **23**, 179-96.
- Englehart, P. J., and A. V. Douglas, 1985: *A statistical analysis of precipitation frequency in the conterminous United States, including comparisons with precipitation totals*. J. Climate Appl. Meteor., **24**, 4, 350-362.
- Gill, A. E., 1980: *Some simple solutions for heat induced tropical circulations*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **106**, 447-462.
- Giorgi, F., 1990: *On the simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model*, J. Climate, **3**, 941-963.

- Giorgi, F., and L. O. Mearns., 1991: *Approaches to the Simulation of Regional Climate Change: A Review*. Rev. Geophys., **29**, 2, 192-216.
- Glahn, H. R., and D. A. Lowry, 1972: *The use of Model Output Statistics (MOS) in objective weather forecast*. J. Appl. Meteor., **11**, 1203-1211.
- Horel, D. J. and J. M. Wallace, 1981: *Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation*, Mon. Wea. Rev., **109**, 4, 813-829.
- Hoskins B. J., and D. J. Karoli, 1982: *Statistical weather forecasting on different time scales*, Bull. Amer. Meteor. Soc., **63**, 170-177.
- Jáuregui, E., 1993: *Mexico City's urban heat island revisited*. Erdkunde, **47**, 185-195.
- Jones, P. D., 1988: *Hemispheric surface air temperature variation: recent trends and an update to 1987*. J. Climate, **1**, 654-660.
- Jones, P. D., S. C. B. Raper, R. S. Bradley, H. F. Diaz, P. M. Kelly and T. M. L. Wigley, 1986: *Hemisphere surface air temperature variation: recent, 1851-1984*. J. Climate Appl. Meteor., **25**, 161-179.
- Karl, T. R., 1994: *Global Warming Update*, NOAA/NESDIS/NCDC, invited presentation at the 74th Annual Meeting of the Am. Met. Soc.
- Kiladis, G. N., and H. F. Diaz, 1989: *Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation*, J. Climate, **2**, 1069-1090.
- Klein, W. H., 1982: *Statistical weather forecasting on different time scales*, Bull. Am. Meteorol. Soc., **63**, 170-177.
- Legates, D. R. and C. J. Willmott, 1990: *Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation*. Inter. J. Climatology, **10**, 11-127.
- Magaña, V. O., and A. I. Quintanar, 1997: *On the use of General Circulation Models to study regional climate*. 2a. Conferencia UNAM - CRAY on Supercomputing., Cambridge University Press. en prensa

- Manabe, S., and K. Bryan, 1969: *Climate calculations with a combined ocean-atmosphere model*, J. Atmos. Sci., 26, 786-789.
- Manabe, S., K. Bryan and M. D. Spelman, 1990: *Transient response of a global ocean-atmosphere model to a doubling of atmospheric carbon dioxide*. J. Phys. Oceanogr., 20, 722-749.
- Manabe, S., R. J. Stouffer, M. J. Spelman and K. Bryan, 1991: *Transient response of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO<sub>2</sub>, Part I: Annual mean responses*. J. Climate, 4, 785-818.
- Manabe, S., R. J. Stouffer et. al., 1992: *Transient response of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO<sub>2</sub>, Part II: Seasonal response*. J. Climate, 5, 105-126.
- Meehl, G. A. 1992: *Global coupled model: atmosphere, ocean, sea ice*. Climate System Modeling, edited by Kevin E. Trenberth, 17, 555-582.
- Namias, J., 1969: *Seasonal interactions between the North Pacific Ocean and the atmosphere during the 1960s*. Mon. Wea. Rev., 93, 173-192.
- Simmons, A. J., 1982: *The forcing of planetary wave motion by tropical diabatic heating*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 108, 503-534.
- Smith, J. B., and D. A. Tirpak (Eds.), 1989: *The Potential Effects of Global Climate Change on the United States*, vol. 1, chap. 4, U.S. EPA, Washington, D. C. 345
- Sud, Y. C., G. K. Walker, J. H. Kim, G. E. Liston, P. J. Sellers, and W. K. Lau, 1996: *Biogeophysical Consequences of a tropical Deforestation Scenario: A GCM Simulation Study*, J. Climate, 9, 3225-3247.
- Torrence C., and P. J. Webster, 1995: *The predictability barrier in interannual variability*. In Proceedings of 19th Annual Climate Diagnostics Workshop, College Park, MD, 14-18, 454 pp.
- Wallace, J. M. and D. S. Gutzler, 1981: *Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter*. Mon. Wea. Rev., 109, 784-812.

Washington, W. M., and G. A. Meehl, 1989: *Climate sensitivity due to increased CO<sub>2</sub>: Experiments with a coupled atmosphere and ocean general circulation model*. *Climate Dynamics*, 4, 1-38.

Wilks, D. S., 1995: *Statistical Methods in the Atmospheric Science* Academic Press, 200-202, 357 pp.