

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

51
203

TENDENCIAS DE CAMBIO CLIMATICO EN LOS ULTIMOS
CINCUENTA AÑOS EN LOS ESTADOS COSTEROS
DEL PACIFICO MEXICANO

TESIS PROFESIONAL

FISICA

FERNANDO ISMAEL ROMERO CENTENO

MEXICO, D. F.

1993

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



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 está 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.

INDICE

Capítulo I	
INTRODUCCION.....	1
Capítulo II	
EXPLICACION GENERAL DEL CLIMA	
II.1 Meteorología y Climatología.....	5
II.2 Definición de Tiempo y de Clima.....	5
II.3 Variación del Clima.....	9
II.4 El Océano y la Atmósfera en el Sistema Planetario del Clima.....	15
II.4.1 Calentamiento del Océano.....	16
II.4.2 Calor Almacenado en el Océano.....	18
II.4.3 Intercambio de Calor del océano con la Atmósfera.....	19
II.4.4 El Océano y el Ciclo Hidrológico Global.....	21
II.4.5 Acoplamiento Océano-Atmósfera, el Fenómeno de El Niño y la Oscilación Sureña (El Niño-Southern Oscillation: ENSO).....	23
Capítulo III	
ESTUDIOS CLIMATOLOGICOS	
III.1 Introducción.....	28
III.2 La Investigación en Climatología.....	31
III.3 Predicción Determinista y Climática.....	34
III.4 Tipos de Modelos Climáticos.....	39
III.4.1 Modelo de Dimensión Cero.....	39
III.4.2 Modelos Unidimensionales.....	41
III.4.3 Modelos Convectivos-Radiativos.....	41
III.4.4 Modelos de la Circulación General.....	43
III.5 Estudios Empíricos del Clima.....	43
Capítulo IV	
TENDENCIAS CLIMATICAS Y LA INFLUENCIA DE EL NIÑO EN LA PRECIPITACION EL LOS ESTADOS DEL CENTRO Y COSTEROS DEL PACIFICO MEXICANO	
IV.1 Introducción.....	47
IV.2 Estaciones, Datos y Parámetros Estadísticos.....	47
IV.3 Variabilidad Anual de Precipitación y Temperatura.....	54
IV.4 Tendencias de los Valores Anuales de la Precipitación y la Temperatura.....	55
IV.4.1 El modelo de Regresión Lineal y Pruebas de Hipótesis.....	56
IV.4.2 Coeficiente de Correlación y Series Combinadas.....	61
IV.4.3 Autocorrelación.....	68
IV.5 Influencia del Fenómeno ENSO en la Precipitación.....	70
IV.5.1 Identificación de la Señal ENSO el la Precipitación.....	71
IV.5.2 Resultados.....	72
IV.5.3 Interpretación de Resultados.....	76
IV.5.3.1 Resumen de la Circuación General en México.....	77

IV.5.3.2	Influencia de ENSO en la Circulación y la Precipitación en México.....	78
IV.6	Tormentas Tropicales y Huracanes en El Pacífico Mexicano.....	82
IV.6.1	Ciclones Tropicales en el Pacífico Central y Oriental.....	83
IV.6.2	Interpretación de Resultados.....	85
IV.6	Conclusiones Generales.....	86
	BIBLIOGRAFIA.....	149

INDICE DE FIGURAS

Figura (1)	Ilustración de los Movimientos que Regulan el Clima.....	7
Figura (2)	Espectro Electromagnético.....	8
Figura (3)	Ilustración Esquemática de los Componentes del Sistema del Clima.....	10
Figura (4)	Escalas de Tiempo Características Bajo las Cuales Toman Lugar Posibles Causas de Cambio Climático.....	13
Figura (5)	Relación Media Anual y Balance Térmico de la Atmósfera.....	17
Figura (6)	Ilustración Esquemática de los Procesos Incluidos Comúnmente en los Modelos de la Circulación General de la Atmósfera.....	44

INDICE DE TABLAS

Tabla No. 1	Precipitación Acumulada anual.....	49
Tabla No. 2	Temperatura Media Anual.....	50
Tabla No. 3	Parámetros Estadísticos. Precipitación.....	51
Tabla No. 4	Parámetros Estadísticos. Temperatura.....	51
Tabla No. 5	Regresión Lineal. Precipitación.....	60
Tabla No. 6	Regresión Lineal. Temperatura.....	60
Tabla No. 7	Matriz de Correlación. Precipitación.....	64
Tabla No. 8	Matriz de Correlación. Temperatura.....	65
Tabla No. 9	Matriz de Correlación. Precipitación.....	66
Tabla No.10	Matriz de Correlación. Temperatura.....	66

INDICE DE MAPAS Y GRAFICAS

Mapas (1-3).....	88-90
Gráficas (1-116).....	91-148

RESUMEN

A partir de datos mensuales de acumulados de precipitación y medias de temperatura para diferentes observatorios a lo largo de la costa del Pacífico y centro del País, se hace un análisis estadístico para analizar la variabilidad y las tendencias en los valores anuales, así como, utilizando el método empírico de Ropelewski y Halpert, se estudia la asociación del Fenómeno ENSO en la precipitación. También se da una explicación general del sistema climático planetario y del desarrollo de la investigación en climatología, haciendo énfasis en las investigaciones sobre cambio climático.

CAPITULO I

INTRODUCCION

El estudio de los problemas asociados con un probable "cambio climático" global ha cobrado en las dos últimas décadas un marcado interés en la comunidad mundial. Lo anterior es debido a la importancia que representa para la vida en general un cambio de esta naturaleza. Las actividades en expansión del hombre han alcanzado un nivel en el cual sus efectos son globales en su entorno. Los sistemas naturales, es decir; la atmósfera, la tierra, el mar y la vida en el planeta, están siendo claramente perturbados. Sabemos que algunos gases naturales en la atmósfera, tales como el bióxido de carbono (CO₂), óxido nitroso (N₂O), metano (CH₄) y ozono troposférico (O₃), han ido en aumento en el último siglo. Aparte de estos últimos, otros gases están siendo emitidos que no son parte del ecosistema global, principalmente los clorofluorocarbonos. Todos estos gases conocidos como gases de invernadero absorben y emiten radiación, siendo por tanto capaces de influenciar el clima de la Tierra a través de un calentamiento global.

También es claro que mucha de la biomasa terrestre esta cambiando y ya es aceptado que el área cubierta por los bosques tropicales está disminuyendo, aunque existe también un considerable debate acerca de la proporción en que se lleva a cabo (Bolin et al., 1986). Cambios significativos a escala global del sistema marino están menos documentados, pero sin embargo se ha mostrado que los contaminantes producidos por el hombre están invadiendo el mar profundo (Bolin y Döös, 1986). La contaminación del aire y del agua ha ido creciendo en términos generales. La pregunta principal que surge de lo anterior es: ¿como pueden a largo plazo, influenciar al hombre los cambios en los ecosistemas terrestres y marinos?. Es importante tener en mente que un probable cambio climático debido a la emisión de gases de invernadero en la atmósfera, no puede ser considerado como un problema aislado, sino como uno de los muchos problemas ambientales

que deben ser tomados en cuenta en una perspectiva de largo plazo.

Dentro de los cambios climáticos probables y sus efectos consecuentes al doblar la concentración de CO₂ en la atmósfera, está el del aumento promedio global de la temperatura superficial entre 1.5 y 5.5 C (Bolin y Döös, 1986). La incertidumbre es considerable, pero existe casi un acuerdo unanime de que un cambio ocurriría. Algunos estudios de regímenes climáticos pasados muestran que ha habido calentamientos medios superficiales, pero estos no han podido ser claramente distinguidos de las fluctuaciones naturales del clima (ver capítulos II y III, de este trabajo). Tanto los modelos del clima, como los cambios observados (ver capítulo III, de este trabajo) están sujetos a una incertidumbre considerable, sin embargo; el aumento en la temperatura superficial global que ha habido durante los últimos cien años, está de acuerdo con los resultados de los modelos numéricos del clima (Bolin y Döös, 1986).

El conocimiento acerca de cambios climáticos pasados, así como; de los modelos computacionales de cambios futuros indican que pueden ocurrir diferencias climáticas regionales. Esto implica que, algunas partes del planeta pueden experimentar cambios significativos mayores que aquellos indicados por el cambio global promedio, y en otras regiones pudieran ser menores. Algunas de las anomalías regionales observadas y usualmente atribuidas a la variabilidad natural, pueden ser debidas en alguna extensión a las actividades humanas.

En reconocimiento a la variabilidad del clima y la inmensa importancia de sus efectos, la investigación se ha centrado en entender los procesos que toman lugar en la atmósfera, los océanos y la superficie terrestre y sus interacciones. A partir de observaciones y modelos es que se intenta entender dichos procesos y la posibilidad de predecir cambios climáticos regionales y globales. Poder predecir si una estación será más caliente o fría que lo normal o más húmeda o seca, o poder predecir los efectos globales y regionales en un evento extremo de El Niño (Ver capítulo II, de este trabajo), puede tener una gran utilidad en las actividades humanas, como sería, por ejemplo, la adecuada planeación de la siembra, o el oportuno aprovisionamiento de alimentos para el ganado en una estación seca, o la toma de medidas precautorias para la población en

caso de anomalías climáticas extremas como sequías o inundaciones, etc.

Para que la investigación del clima proporcione un servicio a la sociedad que sea confiable, es necesario que se tengan modelos comprensivos de sistema global del clima que sean rigurosamente probados contra la observación. Claramente no se puede esperar a que ocurra un cambio climático en los próximos 50 o 100 años para probar los modelos, más bien es necesario que las predicciones sea probadas contra la evolución del clima estación a estación y año a año, y también verificar que los modelos reproduzcan precisamente el clima presente. A través de este proceso es que se puede mejorar la capacidad de predicción y la confiabilidad de los resultados (WMO, 1990). Para cumplir con este servicio efectivamente, es necesario determinar la razón y las escalas de un calentamiento global del clima y su impacto en el ciclo hidrológico; se necesita predecir no solo cambios medios globales, sino también variaciones regionales y cambios en la frecuencia y severidad de eventos climáticos extremos.

El presente trabajo se enmarca por un lado en el interés general que existe del estudio de clima, y por otro el interés particular del estudio del clima en nuestro País. Hemos dicho anteriormente que el estudio del clima se basa tanto en modelos de simulación como en observaciones. Las observaciones de registros del clima pasado y su análisis son una base para la comprobación de modelos del clima, sin la cual sus resultados serían muy dudosos. Por otra parte, el análisis de datos observados proporciona la variación natural sobre la cual es posible observar los cambios extremos, las influencias externas al sistema del clima y las tendencias climáticas.

El objetivo general de este trabajo se puede dividir en dos partes: la primera es describir el sistema del clima global, sus mecanismos internos y las influencias externas al mismo, así como, mostrar el estado de las investigaciones actuales sobre el clima y la descripción de modelos numéricos usados para su estudio. La segunda es estudiar la variabilidad anual y las tendencias en las series de observaciones de temperatura superficial del aire y precipitación, para diferentes estaciones situadas a lo largo del los estados costeros del Pacífico Mexicano y del centro del País, por un lado, y

por otro, estudiar la influencia de el fenómeno de El Niño-Oscilación Sureña (ENSO por sus siglas en inglés) y los ciclones tropicales en la precipitación, para los períodos que abarcan las series de observaciones. Desde el punto de vista anterior, el presente trabajo es un estudio empírico del clima (ver Capitulo III, de este trabajo) en nuestro País, puesto que está basado en registros históricos de observaciones.

Para llevar a cabo los objetivos de este trabajo su contenido se estructuró de la siguiente manera:

El Capítulo I es la introducción. En el Capítulo II se da una explicación general del clima y los mecanismos que operan en él, se muestra en que consiste el sistema climático, sus diferentes componentes y como interactúan, y las probables causas internas y externas de su variabilidad, finalmente se hace una descripción del fenómeno de El Niño-Oscilación Sureña (ENSO), haciendo énfasis en la importancia del océano en la regulación del clima planetario.

En el Capítulo III se habla sobre los estudios climatológicos, se mencionan algunos de los programas internacionales dedicados al estudio del clima y las causas de su implementación. El objetivo de este capítulo es hacer ver la importancia de los modelos y las observaciones en el estudio del clima. Para esto último, se hace un recuento de diferentes caminos y objetivos en la investigación del clima, y del tipo de modelos que se han desarrollado, empezando por los modelos deterministas atmosféricos del tiempo meteorológico. Posteriormente se estudia la influencia que los modelos deterministas tuvieron en el desarrollo de los actuales modelos del clima, y cual es su relación; se muestra en términos generales cuales son y en que consisten los tipos de modelos del clima que se han desarrollado a partir de la década de los 50's. Finalmente en el Capítulo III se destaca la importancia de los estudios empíricos del clima y su utilización en la elaboración y prueba de los modelos numéricos.

En el Capítulo IV se hace el tratamiento estadístico de los registros históricos de datos para las diferentes estaciones, se analizan las tendencias y se estudia la influencia de ENSO y los ciclones tropicales en la precipitación, por último; se presentan las conclusiones generales.

CAPITULO II EXPLICACION GENERAL DEL CLIMA

II.1 Meteorología y Climatología

La atmósfera es un componente fundamental del planeta Tierra. Debido a la complejidad de los procesos atmosféricos y a las diferentes maneras en que ellos pueden ser vistos, las ciencias de la atmósfera se subdividen en dos ramas: meteorología y climatología. La meteorología es la ciencia que trata con los movimientos y fenómenos de la atmósfera con el fin de predecir su estado. Ella trata con el estado de la atmósfera bajo períodos cortos de tiempo (horas a días). La climatología abarca estudios más amplios, que incluyen los procesos de interacción del sistema compuesto por la superficie sólida del planeta, los océanos, la atmósfera, la criosfera y la biosfera. La climatología se ocupa de la descripción y el estudio del comportamiento de la atmósfera a grande y pequeña escala y trata con condiciones atmosféricas en períodos grandes de tiempo (semanas a años).

II.2 Definición de Tiempo y de Clima

El tiempo es el estado de la atmósfera, en un sitio y una hora concreta en todo el planeta. Habitualmente se describe el tiempo en cada lugar de la Tierra por separado, caracterizándolo con arreglo a magnitudes meteorológicas diferentes como son la temperatura, la presión y la densidad del aire, la rapidez y dirección del viento, el tipo y cantidad de nubes y la cantidad de precipitación. Para un día, el concepto de tiempo atmosférico de la Tierra es el conjunto de estos datos obtenidos en todas las estaciones meteorológicas, incluidas las fotografías de la nubosidad tomadas desde satélites. El concepto tradicional del tiempo incluye el estado instantáneo de la atmósfera y su evolución como un resultado de formación, amplificación, y decaimiento de perturbaciones atmosféricas

individuales. La atmósfera, mantenida por gravedad sobre la tierra que gira, está sujeta a cambios y movimientos constantes. Estos movimientos redistribuyen uniformemente el calor, tal que el trópico es menos caliente y las regiones polares menos frías, que no sería el caso con una atmósfera estática. Los vientos polares del este, la depresión de temperaturas con la latitud, los vientos alisios de los subtrópicos, los grandes monzones, todos son características de la conducta global de la atmósfera conocida como su circulación general. Lo anterior determina las condiciones promedio que prevalecen en el mundo.

En la figura (1) puede apreciarse un modelo altamente simplificado de los mecanismos que derivan movimientos atmosféricos y clima. El trópico es más caliente porque recibe más calor del sol del que emite como radiación infrarroja (ver figura (2) para el espectro electromagnético), y los polos son fríos porque ellos radian más energía solar que la que reciben, y la presencia del hielo y la nieve que los cubren como superficie más reflectiva. El calentamiento dispar nos lleva a un fuerte gradiente de temperaturas entre el ecuador y los polos. El aire caliente se eleva en el trópico y se mueve hacia las regiones frías hasta alcanzar un estado de cuasi-equilibrio. Debido a la rotación de la tierra, los movimientos del aire son más complejos que en el caso de una circulación convectiva simple. Cuando una porción de aire asciende del trópico y se dirige hacia los polos con velocidades rotacionales altas del ecuador, adquiere el momento que produce los vientos occidentales en las latitudes medias, después de desplazarse vertical y horizontalmente. Al descender, en forma similar; el flujo en las capas inferiores de la atmósfera, adquiere la dirección oriental (que viene de este) produciendo los vientos alisios que predomina en los espacios oceánicos de latitudes tropicales.

Debido a la inclinación del eje terrestre, la zona de máximo calentamiento varía de norte a sur durante el año para crear el ciclo estacional verano-invierno, así; el sistema está siempre cambiando aún cuando intenta alcanzar el equilibrio.

Se reconoce generalmente que el clima es, en algún sentido; el promedio del tiempo, sus fluctuaciones y su influencia en la

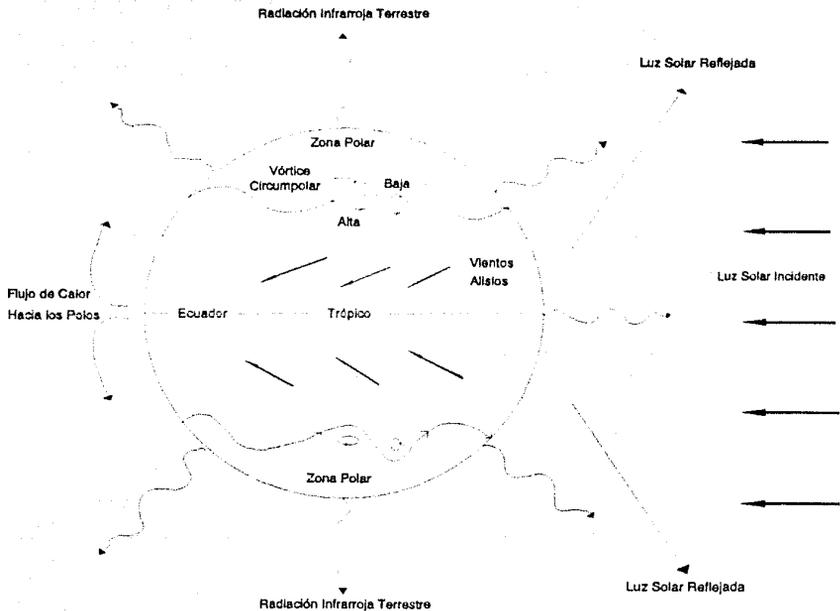


Figura 1. Ilustración de como los principales sistemas del clima en la Tierra son controlados por un calentamiento desigual entre el ecuador y los polos. Los trópicos interceptan la mayor fracción de la energía solar incidente, dando lugar a los movimientos que regulan el clima (Schneider y Temkin, 1977).

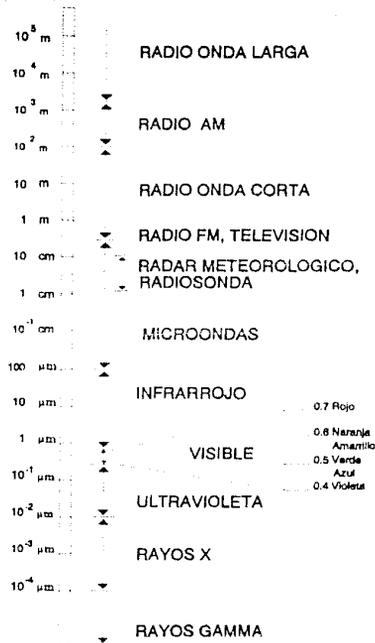


Figura 2. Espectro Electromagnético (Anthes et al., 1975).

superficie de la Tierra (Leith, 1985). En última instancia, en cualquier localidad dada, tiempo y clima son consecuencias del calentamiento diferencial solar, e interacciones entre la atmósfera y el océano, la superficie de la Tierra (incluyendo la vegetación), y la cubierta de hielo y nieve. Se entiende por sistema climático el conjunto de los siguientes elementos que interactúan entre sí: 1) La atmósfera, la cual comprende la envoltura gaseosa de la Tierra, siendo el componente más variable del sistema. 2) Los océanos, los cuales absorben la mayoría de la radiación solar incidente sobre la Tierra, debido a su alta capacidad calorífica. 3) La criosfera, la cual comprende el hielo continental, los glaciares, la nieve y el hielo del mar. 4) La superficie continental incluyendo la biomasa, dentro o arriba, y también se incluyen aquellas partes tales como lagos, ríos y aguas subterráneas, las cuales son componentes importantes del ciclo hidrológico (Houghton & Morel, 1985). Una ilustración esquemática de los componentes del sistema del clima se puede ver en la figura (3).

Las interacciones entre los diferentes componentes del sistema del clima ocurren de muchas maneras. Intercambios de calor (absorción y emisión de radiación, movimiento de aire, evaporación y precipitación), agua y constituyentes químicos menores (por ejemplo el CO) entre la tierra, hielo o la superficie del océano y la atmósfera ocurren en todas las escalas de tiempo. La superficie es también una importante fuente de partículas aéreas (aerosoles), por ejemplo; volcanes, polvo de los desiertos, o partículas de sal del rocío marino. Lo anterior, a través de los procesos de absorción y emisión de radiación dentro de la atmósfera, pueden tener un impacto climático significativo (Kondratyev & Moskalenko, 1984).

II.3 Variación del Clima

Las variaciones climáticas extremas tienen gran impacto sobre las actividades y la economía de los pueblos. La ocurrencia de variaciones en la precipitación pluvial como sequías o inundaciones, han preocupado al hombre durante mucho tiempo.

Cambios aún pequeños en las temperaturas hemisféricas promedio

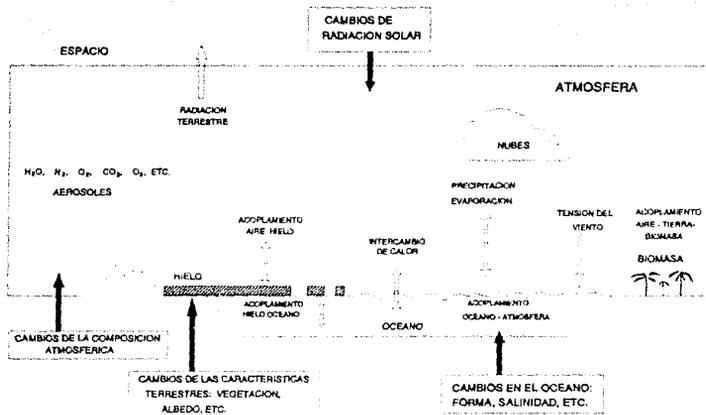


Figura 3. Ilustración esquemática de los componentes del sistema del clima (Houghton, 1985).

pueden tener efectos a gran escala en las variaciones climáticas. En la "pequeña edad del hielo" (1300 DC - 1800 DC) los inviernos en Europa fueron en promedio mucho más severos que ahora, los glaciares y la cubierta de hielo en los mares avanzaron considerablemente aunque la temperatura hemisférica promedio solo cambio aproximadamente 1 K (Houghton & Morel, 1985).

Los cambios climáticos pueden ser inducidos por las actividades del hombre. Ejemplos de lo anterior son el crecimiento de los desiertos (Rasool, 1985) o los cambios probables debidos al aumento en la concentración de bióxido de carbono en la atmósfera como resultado de la quema de combustibles fósiles y la deforestación que causa un desequilibrio entre la absorción y liberación del bióxido de carbono por la vegetación. La concentración de bióxido de carbono podría doblar la presente antes del año 2100 (White, 1990). Análisis actuales basados en datos de temperatura de la tierra y del agua del mar muestran que nuestro planeta se ha calentado medio grado centígrado desde el siglo pasado (Jones & Wigley, 1990). Lo anterior se asocia al efecto invernadero, es decir; al efecto producido por la concentración de gases como el CO₂ en la atmósfera. Los gases que producen el efecto invernadero reducen la radiación terrestre que escapa al espacio con el consecuente calentamiento de la atmósfera inferior y de la superficie terrestre. Podrían ocurrir algunos cambios debidos al calentamiento de la superficie como la redistribución de la precipitación con serias consecuencias (Mitchell, 1983). Habría también cambios en las regiones polares con efectos sobre el nivel del mar debidos al derretimiento del hielo. La concentración de gases aparte del CO₂, como son los óxidos de nitrógeno, metano, clorofluorometanos, tetracloruro de carbono y otros, y la liberación de partículas aéreas (aerosoles) como partículas de ácido sulfúrico, podrían tener consecuencias de similar amplitud (Kondratyev & Moskalenko, 1985; Schnaider, 1992).

Los efectos que las actividades del hombre tienen sobre el clima y que al parecer se han visto corroboradas en diferentes partes del mundo, ha provocado un gran debate entre políticos y científicos cuyas consecuencias podrían ser la de cambiar muchas de las prácticas nocivas para tratar de estabilizar el clima (White, 1990).

Las variaciones o anomalías del clima obedecen a muy variadas causas. El tiempo atmosférico en escalas de días a pocas semanas se da como resultado de procesos inestables internos de la atmósfera. En escalas de tiempo grandes, estacionales a interanuales o de décadas, el clima y sus fluctuaciones abarcan retroalimentación o procesos interactivos entre la atmósfera y los componentes externos del sistema del clima y cambios en las fuerzas externas que determinan condiciones de frontera. Típicamente estas condiciones de frontera pueden incluir radiación solar en el tope de la atmósfera y propiedades orbitales del planeta, la constante solar y parámetros como el tamaño, masa y razón de rotación del planeta. Las posibles causas de cambios climáticos que se llevan a cabo en diferentes escalas de tiempo, se pueden ver resumidas en la figura (4).

El clima varía no en regiones aisladas de la Tierra, sino simultáneamente en todo el planeta. La aportación más importante a la formación del clima la hace el equilibrio térmico del planeta. La potencia luminosa del sol puede variar de acuerdo con la evolución de su combustible nuclear. El tiempo característico de tal proceso es del orden de 10^7 años. También en la superficie del sol se producen procesos colectivamente rápidos, sin embargo dicha actividad solar cambia tan solo el extremo ultravioleta del espectro del sol que aporta alrededor del 1% a su luminosidad. La estadística demuestra que el clima en la Tierra no acusa la periodicidad undecenal que es característica de la actividad en la superficie del sol (Bialko, 1989).

La distancia media del sol a la Tierra, o sea el semieje mayor de la órbita, no se perturba por la atracción de otros planetas. Su variación está relacionada tan solo con la disminución de la masa del sol. La Tierra se aleja un centímetro por año del sol, por lo que el tiempo característico al cabo del cual su alejamiento se revelará sustancialmente, constituye 10^7 años (Bialko, 1989).

El albedo de la Tierra es variable, su magnitud está determinada por los coeficientes de reflexión de la atmósfera, el océano y la tierra firme. Los objetos que más intensamente reflejan la luz son las nubes de la atmósfera, el manto de nieve, los glaciares de la tierra firme y el hielo flotante del océano. Pero estos últimos

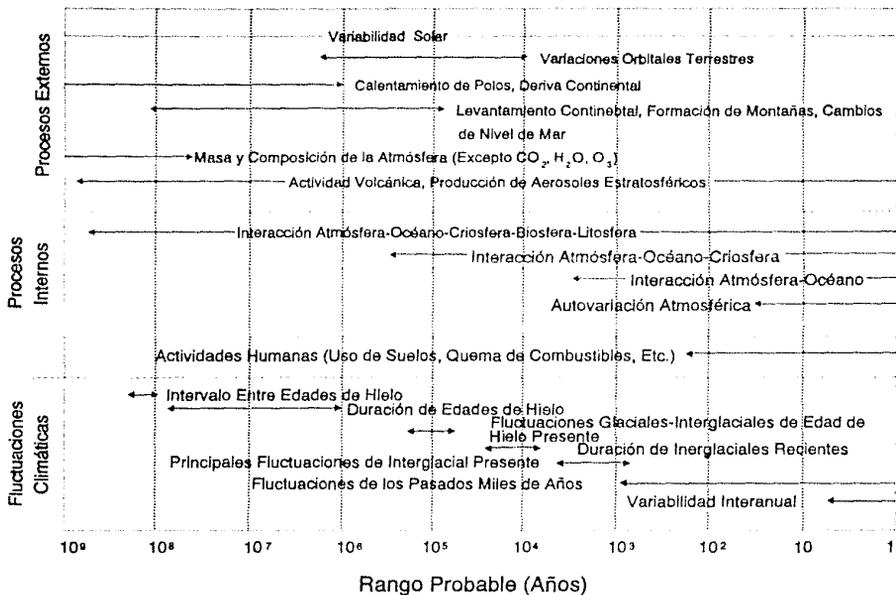


Figura 4. Escalas de tiempo características bajo las cuales toman lugar posibles causas de cambio climático (Bergman et al., 1981).

dependen no solo del clima, sino también del tiempo y la estación del año. El clima es capaz de influir sobre sí mismo (feedback - retroalimentación) ya que su cambio depende de su propio estado. En el sistema atmósfera - océano - continente, pueden ser reconocidos muchos procesos de retroalimentación dentro de las interacciones que ocurren en el sistema del clima. Importantes ejemplos de retroalimentaciones simples son:

1).- Retroalimentación hielo - albedo. Una cubierta de hielo o nieve sobre la superficie refleja casi toda la radiación solar incidente sobre ella, permitiendo el enfriamiento de la superficie. Si una parte de la cubierta se derrite, la absorción de la radiación solar calentará la tierra subyacente o el agua, permitiendo que haya más derretimiento de hielo o nieve. En términos más generales podríamos decir que un enfriamiento del clima conduciría al crecimiento de los glaciares y del hielo oceánico y por tanto al aumento de su área. La superficie de hielo y nieve tiene un alto coeficiente de reflexión, de 0.7 a 0.9. El albedo de la Tierra crecería con el enfriamiento disminuyendo la potencia térmica que la calienta, conduciendo por tanto a un enfriamiento global. En caso de un calentamiento del clima su efecto sería el contrario, es decir; derretimiento del hielo y por tanto aumento del nivel del mar.

2).- Retroalimentación vapor-radiación. Un crecimiento de la temperatura en la superficie puede llevarnos a un crecimiento del vapor de agua el cual, debido a su opacidad en el infrarrojo, actúa como una cubierta para la radiación de la superficie provocando con esto un aumento de su temperatura, este es un ejemplo de retroalimentación positiva (Se entiende por retroalimentación positiva, la que actúa amplificando las variaciones dentro del sistema).

3).- Retroalimentación nubes-radiación. Un aumento en la temperatura superficial puede llevarnos a un crecimiento del vapor de agua, lo que puede provocar la formación de nubes. El aumento de nubes puede reducir el incremento de radiación solar que alcanza la superficie, lo cual puede tender a reducir la temperatura superficial, este es un ejemplo de retroalimentación negativa.

Las erupciones de los volcanes influyen sobre el clima. El polvo

y el humo que estos arrojan a grandes alturas son dispersados por los vientos de la troposfera superior en torno a toda la Tierra. De vez en cuando la columna de humo de la erupción asciende incluso a la estratosfera. Para la completa precipitación de este polvo se necesitan años. El polvo disipa la luz solar, por lo cual aumenta temporalmente el albedo de la Tierra. Está demostrado que las erupciones volcánicas son las fuentes principales del aumento del polvo estratosférico. Por ejemplo, la erupción del Chichonal puso algunas decenas de millones de toneladas de dióxido de sulfuro (SO_2) en la atmósfera. El SO_2 es convertido en ácido sulfúrico (H_2SO_4) en la atmósfera. El principal efecto de la nube de ácido sulfúrico que surge es la desviación y absorción de la radiación solar que podría resultar en un calentamiento en la estratosfera y un enfriamiento de la superficie de la Tierra (Bergman, 1990).

Debe de ser entendido, que las interacciones y retroalimentaciones en el sistema climático completo son muy complejas, ningún proceso puede ser considerado aislado de los demás. La estabilidad completa del sistema climático debe de resultar de una entera variedad de procesos internos de ajuste, los cuales solo han sido parcialmente entendidos (Houghton & Morel, 1985).

II.4 El Océano y la Atmósfera en el Sistema Climático

Para un observador externo el clima de un planeta es su respuesta atmosférica al calentamiento solar y geotérmico. La importancia relativa de las dos fuentes de calor depende del tamaño del planeta y su proximidad al sol, y de la escala de tiempo que interese. Para los planetas interiores, incluyendo la Tierra, el calentamiento geotérmico directo es despreciable comparado con el calentamiento solar (Woods, 1985). Las placas tectónicas geotérmicamente accionadas pueden influenciar el clima, y lo harían fuertemente sobre la Tierra si no fuera por la existencia de un océano. En términos muy generales el efecto del océano en el clima de la Tierra puede ser resumido en tres puntos:

- 1).- Su influencia en la evolución del planeta, generando la composición de las masas de tierra, la composición de la atmósfera y

la biosfera terrestre.

2).- Su respuesta al calentamiento solar por evaporación, suministrando agua para un vigoroso ciclo hidrológico en los continentes, incluyendo los glaciares que son una condición necesaria para las edades de hielo.

3).- El océano es actualmente uno de los principales elementos del sistema climático. Actuando en conjunto con la atmósfera global producen el balance de la energía planetaria.

II.4.1 Calentamiento del Océano

El sol irradia uniformemente en todas direcciones, una potencia luminosa de aproximadamente 3.83×10^{17} Petawatts (PW). Sobre la Tierra incide solo media millonésima parte de toda la radiación solar (Bialko, 1989). Aproximadamente el 80% de la energía solar media anual interceptada por nuestro planeta (173 PW) entra en la atmósfera sobre los océanos. Alrededor del 50% de este flujo energético alcanza el fondo de la atmósfera después de que el resto ha sido reflejado y absorbido por la propia atmósfera. Del 50%, el océano recibe el 40% y los continentes el 10%. Considerando el albedo del océano como del 6% podemos concluir que el calentamiento solar directo del océano tiene una media anual de alrededor de 65 PW, cerca de dos veces el de la atmósfera. El océano es el principal recipiente de la energía que entra en el sistema climático. También absorbe alrededor de dos terceras partes de la radiación térmica descendente de la atmósfera que es de alrededor de 108 PW (Woods, 1985). En la figura (5) se puede observar el balance térmico del sistema Atmósfera-Océano-Continente, relativo a 100 unidades de radiación solar incidente.

Casi todo el flujo de radiación térmica en el océano es absorbido en la capa superior de 100 m., de esta energía; el 80 % es absorbida en el tope de 10 m., disminuyendo la razón de calentamiento solar cuasi-exponencialmente con la profundidad (Gill, 1982). El alto calor específico del agua evita la elevación de temperatura y evita que crezca rápidamente cada día. La gran capacidad calorífica del océano es de importancia para los cambios estacionales. Aunque a grandes rasgos cada hemisferio pierde por radiación lo que recibe de calor,

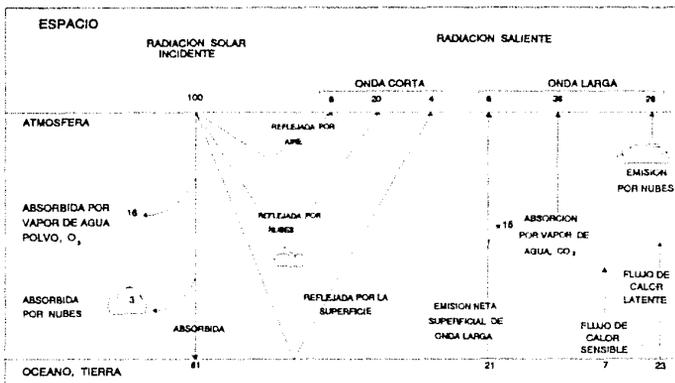


Figura 5. Radiación media anual y balance térmico de la atmósfera, relativo a 100 unidades de radiación solar incidente (Simmons y Bengtsson, 1985).

esto no es verdadero para una estación individual. El exceso de calor ganado en verano es almacenado en las capas superiores (100 m.) del océano y retornado a la atmósfera en invierno (Gill, 1982). El almacenamiento térmico en el océano es importante en escalas de tiempo grandes, y es de significancia en las variaciones climáticas.

Los océanos transportan cantidades significativas de energía térmica de las áreas ecuatoriales hacia los polos. El modo de este transporte en el Hemisferio Norte es por medio de corrientes calientes superficiales que fluyen hacia el norte y corrientes frías profundas que regresan el agua hacia el sur. El agua que es enfriada en las latitudes subpolares y polares se sumerge por convección. En áreas en donde ocurren los movimientos convectivos, el intercambio de humedad con la atmósfera y la salinidad del agua juegan un importante papel en el clima. En las latitudes subtropicales y tropicales el agua se eleva principalmente donde el viento fuerza una divergencia superficial (Niiler, 1992).

II.4.2 Calor Almacenado en el Océano

La radiación solar visible que penetra a través de las capas de nubes alcanza la superficie del océano durante las horas del día y es la principal fuente de energía térmica para los océanos. Arriba del 90% de este flujo, el cual puede alcanzar valores pico de 1300 W m⁻² al medio día en verano, es absorbido por el agua de mar (Niiler, 1992). Alrededor del 50% es absorbido en la capa superior de 5 m, y la parte restante penetra a profundidad dependiendo de la claridad del agua, con 99% de absorción a 183 m de profundidad en agua pura de mar. La biota y la turbiedad del agua de mar determinan las características de absorción. Por las tardes de los días tropicales y en calma el océano, la temperatura de las capas de 3 a 5 m cerca de la superficie son calentadas en 2 o 3 °C por absorción directa. En días con viento, la energía solar absorbida es transportada verticalmente por movimientos turbulentos a través de la profundidad de la capa de mezcla, siendo ésta calentada enteramente (Niiler, 1992).

El océano almacena más calor por una combinación de razones,

algunas de las cuales incluyen retroalimentación positiva. Primera, el agua de mar es transparente, permitiendo que la energía sea absorbida a profundidades para las cuales el tiempo de escape por conducción molecular es climatológicamente grande. Segunda, los movimientos verticales del agua (convección, turbulencia, flujo) en promedio aceleran el escape de calor de las profundidades, siendo a veces al contrario (Woods, 1985).

Mientras el calor es almacenado en el océano, él es desplazado por corrientes. La distancia viajada no es significativa climatológicamente para la mayoría de la energía, porque su tiempo de residencia es menor que un día. Parte del calor se almacena a lo largo de un año, dando tiempo a que las corrientes se desplacen. El calor almacenado por muchos años puede ser liberado a la atmósfera en partes oceánicas diferentes. Esta redistribución a gran escala de calor en el océano fue primero inferida de los patrones globales de las medias anuales de flujo de calor en la superficie del océano (Woods, 1985). El flujo es cero sobre los continentes, positivo en el océano tropical, donde el calor asimilado excede la pérdida atmosférica, y negativo a altas latitudes donde la pérdida excede lo asimilado, el balance se alcanza por el flujo de calor abajo de la superficie oceánica llevado por las corrientes. Actualmente es reconocido que una media del flujo de calor en el rango de 0.1-7 PW entre los océanos es una característica del ciclo global de energía. Lo anterior es alrededor del 1% del flujo de energía solar en el océano. La componente meridional de la media del flujo de energía oceánica, zonalmente promediado, es comparable con el llevado por la circulación atmosférica; mayor en el trópico, menor a altas latitudes (Woods, 1985). No es muy claro en la actualidad como el transporte oceánico contribuye al ciclo estacional; estimaciones externas sugieren que pueda ser significativa, pero evidencia interna es menos clara (Woods, 1985).

II.4.3 Intercambio de Calor del Océano con la Atmósfera

La superficie del océano radia energía térmica en la banda del infrarrojo a una razón proporcional a la cuarta potencia de la

temperatura superficial del mar (TSM), semejante a un cuerpo negro. Alguna de esta radiación infrarroja es absorbida por la atmósfera y es radiada nuevamente hacia el océano a una razón la cual depende de las concentraciones de humedad y gases de invernadero en la atmósfera como el CO₂. En la atmósfera tropical húmeda solo el 10% de la energía radiada por el océano alcanza el espacio exterior, mientras en la atmósfera seca de la noche fría polar, la atmósfera no forma la misma barrera efectiva. En general la radiación infrarroja de onda larga enfría el océano (Niiler, 1992).

La energía es liberada del océano a la atmósfera de tres maneras: 80 % por radiación térmica en el infrarrojo; 16 % por evaporación, como calor latente y 4 % por conducción, como calor sensible. Los tres tipos de energía fluyen en la atmósfera de diferentes maneras. Alguna de la energía radiante es absorbida en la troposfera, el resto pasa a través de ella para ser absorbida en la atmósfera superior, o escapar directamente al espacio. El flujo de calor sensible calienta la capa de contacto de la atmósfera con el océano. El calor latente no calienta la atmósfera hasta que el vapor de agua se condensa en nubes, y el aire es entonces calentado irreversiblemente cuando el agua es precipitada al océano directamente o después de caer en los continentes.

Las magnitudes de los flujos superficiales dependen de las propiedades de las dos capas de mezcla (de la atmósfera y del océano). La radiación térmica depende de la temperatura de la capa superficial del océano la cual puede ser unas pocas décimas de grado más fría que la capa de mezcla del océano (Woods 1984). Esta temperatura no es afectada por la capa en contacto de la atmósfera y es por lo tanto remarcablemente estacionaria. El flujo de calor sensible depende de la diferencia de temperatura entre las dos capas de mezcla, la velocidad del viento y el espectro de ondas en la interfase. El flujo de calor latente depende de la presión del vapor saturado del océano (una función de la temperatura y la salinidad) y de la presión de humedad superficial en la capa de mezcla de la atmósfera. El máximo flujo de calor superficial ocurre cuando al aire frío y seco fluye sobre el océano de los continentes fríos, la capa de mezcla rápidamente se vuelve caliente y húmeda. La evaporación en

el aire caliente y seco que fluye de los desiertos africanos rápidamente humedece los vientos alisios, creciendo la radiación térmica en el mar.

El patrón global de la energía liberada del océano es la suma de las tres componentes descritas. Para una primera aproximación ellas son independientes. Pero la respuesta rápida de la capa de mezcla atmosférica a los flujos superficiales (humedad, nubosidad) influye el calentamiento solar y radiativo atmosférico del océano (Woods, 1985).

II.4.4 El océano y el Ciclo Hidrológico Global

El ciclo hidrológico global es la última esencia del clima en la Tierra. El impacto de cambios en el ciclo hidrológico está entre los aspectos más preocupantes en la variación del clima. El aire está continuamente moviéndose hacia arriba y hacia abajo debido a la convección (causada por la radiación solar que calienta el fondo de la atmósfera más que el tope) y por los gradientes horizontales debidos a que se recibe más radiación en el trópico que en las regiones polares. El movimiento ascendente lleva el aire a niveles donde la temperatura es menor y por tanto en donde menos humedad puede mantenerse (Gill, 1982). Si el aire es llevado a una altura suficiente se satura para condensarse después, y entonces caer a la superficie como precipitación. El aire que queda tiene menos contenido de humedad tal que cuando es llevado de nuevo hacia abajo está no saturado. El aire seco alcanza la superficie y al contacto produce evaporación, lo cual humedece el aire para continuar el ciclo (Gill, 1982).

El enfriamiento de la superficie debido a la evaporación representa la pérdida de calor hacia la atmósfera requerida para balancear la ganancia radiativa. El calor removido en la superficie se puesto en la atmósfera a una altura mayor cuando el vapor de agua se condensa liberando calor latente, suministrando la transferencia de calor necesaria para el balance.

La media global de evaporación del océano es de 1.2 metros por año aproximadamente, correspondiendo a un volumen de 440 000 Km³ (Woods,

1985). La variación de la media meridional de evaporación anual exhibe un máximo excedente de 1 metro por año en el trópico y decrece monotónicamente hacia latitudes altas, volviéndose menor que 0.2 a 65 N y 50 S (Woods, 1985). La variación regional está caracterizada por un mínimo cerca del ecuador, máxima de alrededor de 2 metros por año en el trópico, y extratropical de 2.5 metros por año en el este de Norte América y 2 metros por año al este de china (Woods, 1985).

El vapor de agua evaporado del océano se eleva y circula en la atmósfera, eventualmente se condensa para formar nubes, y retornar como precipitación directamente al océano, o primero en los continentes y luego vía ríos y glaciares retornar al océano. El océano Atlántico recibe el 58% del agua proveniente de la lluvia continental, es decir; la mayor parte, debido a que 33 grandes ríos desembocan en él con una media de flujo anual de 2 megalitros por segundo, el Atlántico recibe 403, el Pacífico 97 y el Indico 40 Megalitros por segundo (Woods, 1985).

La distribución de la precipitación sobre los océanos es una de las características más inciertas del ciclo hidrológico. Sin embargo, se conoce el comportamiento global, éste incluye lluvias muy intensas en la Zona Intertropical de Convergencia en el Pacífico con máximas de 5 metros por año (la Zona Intertropical de Convergencia es la región donde los movimientos ascendentes del aire tienden a concentrarse, en una banda delgada entre 5 y 10 al norte del ecuador), y 3 metros por año en los océanos Atlántico y Pacífico; en las latitudes medias máximas de arriba de 1 metro por año en las zonas occidentales; y máxima intensa a lo largo de las costas (Indonesia, Africa Occidental, América Central, India y Chile). Estas máximas exhiben variaciones estacionales significativas con la migración meridional de la Zona Intertropical de Convergencia, la zonas occidentales y el ciclo monzónico.

A latitudes altas, el agua congelada forma una capa de hielo de pocos metros. El grueso está limitado por la razón a la cual la conducción de calor a través del hielo pueda remover calor latente liberado en la superficie inferior durante el congelamiento. La variación estacional de la extensión de hielo es una de las principales características del clima terrestre (Walsh & Slater

1981). Las medias anuales de los rangos de área de hielo en el mar son de 3-20 (Mm) en el hemisferio sur y 8-15 (Mm) en el norte. El tiempo de residencia del agua almacenada en el hielo es raramente mayor de dos años en la Antártida, pero puede alcanzar seis años en el Artico (Walsh & Slater, 1981).

El balance de agua en la superficie del océano (precipitación menos evaporación; derretimiento menos congelamiento; desagüe continental, incluyendo ríos y icebergs) causa que la salinidad del océano superior se desvíe de su valor global medio (34.72 Kg/t). La distribución observada de salinidad en el océano representa un balance entre el flujo neto superficial y la circulación de agua fresca en las corrientes oceánicas. Las anomalías de salinidad proveen información que pueden contribuir al cálculo de la circulación oceánica de calor. Cambios en la salinidad también afectan los flujos superficiales de energía y agua a la atmósfera a través de su influencia sobre el hielo de mar y la convección profunda, con implicaciones posibles para cambios climáticos de escalas de tiempo grande (Woods, 1985).

II.4.5 Acoplamiento Océano-Atmósfera, el Fenómeno de El Niño y la Oscilación Sureña (El Niño-Southern Oscillation: ENSO)

El más dramático, más energético, y mejor patrón definido de variabilidad anual es el conjunto global de anomalías climáticas nombradas como ENSO, un acrónimo derivado de su componente oceánica, El Niño, y su componente atmosférica, la Oscilación Sureña, Suriana del Sur o Austral (en inglés: Southern Oscillation: SO). Ocurriendo irregularmente, cada cuatro años en promedio, los eventos ENSO calientes afectan el clima de amplias regiones del planeta (Cane, 1992).

Durante 1982-83 el sistema del clima fue caracterizado por un fenómeno de extensión global y magnitud histórica. Lo anterior fue el evento de El Niño/Oscilación Sureña. El término El Niño fue usado en el siglo XIX por un pescador peruano para describir el agua caliente que apareció en las regiones costeras del Perú a fines de Diciembre. En ciertos años este calentamiento es mucho más extremo que lo normal

y temporalmente desplaza las aguas ricas en nutrientes de las corrientes ascendentes del océano (upwellings).

En principio, El Niño fue visto exclusivamente como un evento oceánico y de importancia local que ocurría en las costas occidentales de América del Sur. La relación de este fenómeno oceánico con el fenómeno atmosférico global conocido como la Oscilación Sureña ha sido uno de los principales pasos encaminados a entender el sistema global del clima. ENSO es considerado como la señal dominante del clima global para escalas de tiempo que oscilan desde meses hasta días. A este fenómeno de interacción océano-atmósfera se le asocia con importantes perturbaciones de los regímenes de precipitación en el trópico cuyos resultados son, por una parte, sequías en áreas lluviosas y, por otra lluvias torrenciales en áreas usualmente desérticas. Las críticas conexiones entre el trópico y regiones extra-tropicales que se nombran teleconexiones son una de las razones por la que se le ha puesto especial interés a El Niño. Sabiendo como evoluciona El Niño, se pueden tener pistas sobre las tendencias del clima en otras partes de mundo, y se pueden hacer predicciones de largo plazo más precisas. En el Capítulo IV de este trabajo se analiza la influencia de ENSO en la precipitación en diferentes regiones de la costa del Pacífico en nuestro País.

La Oscilación Sureña (Southern-Oscillation: SO), esta generalmente asociada con el trabajo y publicaciones de Walker sobre el monzón Indú a principios de 1920. Walker caracterizaba la SO como sigue: "Cuando la presión es alta en el océano Pacífico tiende a ser baja en el océano Índico de África a Australia; estas condiciones están asociadas con bajas temperaturas en ambas áreas y la lluvia varía en direcciones opuestas a la presión". La anomalía de la diferencia de presión entre Tahití, la Polinesia Francesa y Darwin, Australia ha sido usada como un índice de la SO (SOI, por sus siglas en inglés); cuando la presión superficial es "anómalamente" baja sobre el Pacífico ecuatorial central y oriental (usualmente asociada con lluvias arriba de lo normal), la presión es alta sobre una gran área de Australia, Sur y Sureste de Asia (asociada con lluvias abajo de lo normal). Cuando el índice SO está por abajo de lo normal, la

temperatura de la superficie del mar en la costa occidental de Suramérica (p.e. en Puerto Chicama, Perú) está arriba de lo normal y acompañada de TSM arriba de lo normal sobre el Pacífico ecuatorial central y oriental, indicando una variación climática de escala global definida como "El Niño/Oscilación Sureña" (En inglés: El Niño/Southern Oscillation o fenómeno ENSO).

A partir de 1957, año en que El Niño fue intenso, y a través del estudio de eventos de El Niño en años posteriores se ha tratado de llegar a un entendimiento del enlace entre eventos atmosféricos y oceánicos. Bjerkens desarrolló el concepto de Circulación Walker considerando una zona de gran escala, este-oeste; sobre el plano ecuatorial (Cane, 1992).

El promedio global de la circulación atmosférica tropical está caracterizada por tres áreas convectivas principales de movimiento ascendente, nubes y lluvia sobre el sureste de Asia y el Pacífico Occidental, Suramérica Tropical (Amazonas) y África. El aire se eleva a la troposfera superior (aproximadamente 12 km.) y baja en las ramas descendentes de escala planetaria Este-Oeste volcándose sobre el Atlántico y el Pacífico central y oriental los cuales son usualmente secos. La convección tropical de gran escala actúa como la principal fuerza de conducción de la circulación atmosférica a través de la liberación de calor latente en la troposfera media.

Estudios climatológicos han mostrado que los vientos alisios del este en el Pacífico ecuatorial guían la circulación oceánica creando una capa de mezcla caliente y gruesa en el Pacífico central y occidental en contraste a una delgada capa de mezcla fría asociada con las corrientes oceánicas ascendentes (upwellings) en las regiones costeras del Pacífico oriental. En esta región los vientos soplan normalmente del sureste hacia el ecuador, el agua transportada por el viento y debido al efecto de coriolis tiende a moverse en dirección suroeste mar adentro. El agua transportada es reemplazada por aguas frías profundas que son ricas en nutrientes haciendo la zona muy buena para la pesca (por ejemplo en Perú). En años de El Niño, las aguas profundas no afloran, permaneciendo las aguas superficiales calientes. El nivel del mar se eleva en el Pacífico occidental cuando los vientos alisios están arriba de lo normal, y cae cuando los

alisios disminuyen. La respuesta de la estructura térmica del Pacífico ecuatorial a los vientos cambiantes es la siguiente: bajo condiciones normales de los vientos alisios del este los niveles del mar se elevan en el oeste y la termoclina se profundiza (la región de baja profundidad donde existe un gran gradiente de temperatura, es llamada termoclina); esta situación es amplificada cuando los vientos alisios son fuertes arrastrando agua caliente hacia el oeste y acumulándola contra la frontera occidental. En Indonesia, cuando los vientos se relajan el agua baja de nivel en el oeste, lo cual nos lleva a un elevamiento del nivel del mar y una profundización de la termoclina en las costas de Sur-América, así como acumulación de agua caliente en la superficie impidiendo el afloramiento de las aguas frías ricas en nutrientes que hacen buena la región para la pesca. En el Pacífico occidental, el nivel del mar cae y la termoclina se eleva (Ripa, 1990).

En una fase típica de ENSO con un índice de SO cayendo, la presión se eleva sobre la región de Indonesia. El gradiente de la presión a lo largo del ecuador decrece, y en el caso de eventos anómalos fuertes como el de 1982-1983 la situación se invierte. Lo anterior está acompañado por una relajación de los vientos alisios del Pacífico ecuatorial. Los vientos del este en el Pacífico ecuatorial occidental disminuyen, entonces cambia la dirección, soplando de oeste a este. Este cambio dramático sobre la superficie del océano, la cual normalmente persiste por un período de varios meses, establece una respuesta dinámica muy compleja en el océano con cambios principales en el sistema de corrientes ecuatoriales y cambios en el nivel del mar. La onda (llamada onda Kelvin) superficial que se produce en el cambio se mueve hacia el este en el océano hacia las costas de Suramérica y entonces es reflejada más lentamente hacia el oeste y lateralmente en la llamada onda Rossby (Ripa, 1990). El efecto combinado es crear una capa de mezcla mucho más gruesa y caliente en la superficie oceánica de las costas de Ecuador y Perú produciéndose la anomalía de El Niño o evento caliente. Esta anomalía de la TSM normalmente se muestra primero cerca de la costa de Ecuador-Perú y más tarde más hacia el oeste. ENSO lleva lluvias tropicales al Pacífico central y oriental y tiende

a dejar el resto del cinturón ecuatorial relativamente seco. Este fenómeno se asocia, como dijimos anteriormente; con una profundización de la termoclina en el Pacífico oriental y disminución de las corrientes ascendentes, lo cual corta el suministro de nutrientes a la población marina. Los resultados posteriores de un evento caliente llevan a volverse más somera a la termoclina (la TSM fría) a lo largo del ecuador, en un evento frío anómalo conocido como "La Niña".

Actualmente se postula que la onda Kelvin oceánica es una respuesta transitoria a un cambio abrupto en las fuerzas sobre el océano (tensión superficial del viento). Después de que el océano se ajusta a una fuerza alterada anómala, el proceso de retroalimentación (feedback) océano-atmósfera mantiene el sistema de acoplamiento en un estado cuasi-estable. Los procesos de interacción océano-atmósfera son generalmente muy complejos e incluyen corrientes ascendentes inducidas por el viento y advección, modulación de la radiación por nubosidad, y transferencia de calor, la cual está relacionada con la velocidad del viento y la humedad. El fenómeno climático de ENSO ha sido objeto de una intensa investigación en los últimos años, debido a que es un fenómeno climático global que afecta significativamente las actividades humanas, y representa un factor importante para la predicción futura del clima en la Tierra.

Aún cuando se haya podido identificar a ENSO como un fenómeno global de interacción océano-atmósfera, no se sabe todavía con precisión cuales son las causas que provocan su aparición. Una de las condiciones reconocidas para la iniciación de un evento caliente, es la recarga de agua caliente del llamado "depósito" ecuatorial como una fase contraria al fenómeno de la Niña o evento frío (Cane, 1993). Varios modelos numéricos para simular ENSO han sido desarrollados, incluso, se han empezado a realizar estudios de como podría afectarse la aparición y evolución de ENSO con un calentamiento global de la superficie del planeta (p.e. Zebiak y Cane, 1987; Meehl et. al., 1993).

CAPITULO III ESTUDIOS CLIMATOLOGICOS

III.1 Introducción

En el capítulo anterior vimos algunas causas probables que pueden inducir cambios climáticos, incluidas aquellas provocadas por el ser humano. Dentro de estas últimas no se mencionó una que en la actualidad ha cobrado importancia relevante, la disminución del ozono en la atmósfera. A mediados de la década de los 70's se descubrió que las flotas de aviones supersónicos podrían dañar seriamente la capa estratosférica del ozono e incrementar los aerosoles (Leith, 1985). Muchos científicos de diversos países se dedicaron a estudiar el problema, sus investigaciones no han llegado aún a conclusiones definitivas, sin embargo; revelaron la complejidad de la química estratosférica y la física del sistema climático. Muchos programas de investigación acerca del clima se han desarrollado a partir de este suceso, un ejemplo es el Programa de Investigación del Clima Mundial (**World Climate Research Programme: WCRP**) sustentado por la Organización Meteorológica Mundial (**World Meteorological Organization: WMO**) y el Consejo Internacional de Uniones Científicas (**International Council of Scientific Unions: ICSU**) que se lleva a cabo desde 1979 (WMO, 1990). El WCRP intenta desarrollar modelos dinámicos y estadísticos del sistema climático que produzcan estimaciones confiables de la respuesta del clima a influencias externas o internas. En particular, el WCRP ha instituido tres proyectos principales para investigar mecanismos de cambio climático que pueden ser estudiados dentro de un subconjunto del sistema climático completo. Los tres proyectos son:

- 1) El estudio del océano tropical y la atmósfera global (**Tropical Ocean and Global Atmosphere: TOGA**). Este proyecto intenta estudiar las interacciones que están en el modo principal de variación climática anual, es decir; la Oscilación Sureña y el fenómeno asociado de El Niño. El estudio del TOGA comprende proyectos

específicos para establecer o complementar sistemas de observación oceánicos y atmosféricos en la zona tropical y el hemisferio sur. Estos proyectos incluyen el lanzamiento de sondas de temperatura desde barcos mercantes, para proporcionar secciones termográficas sistemáticas cada mes, o cada dos meses; a lo largo de rutas mercantes a través de los tres valles oceánicos tropicales. También se incluyen mediciones de presión y temperatura superficiales desde estaciones flotantes automáticas en el hemisferio sur, adquisición y transmisión en tiempo-real de datos sobre mareas, y observaciones sobre el viento superior, llevada a cabo en estaciones situadas en varias islas a lo largo del ecuador. Los datos obtenidos por el estudio del TOGA, a través de sus redes operacionales sirve ya como base para predicciones experimentales de El Niño o eventos similares en el Pacífico tropical, usando modelos de acoplamiento océano-atmósfera u otros para estudiar la sensibilidad de la atmósfera global a anomalías en la temperatura superficial del mar y la variabilidad de los regímenes monzónicos.

2) El estudio del ciclo hidrológico y la energía global (**Global Energy and Water Cycle Experiment: GEWEX**). Este proyecto intenta desarrollar modelos y predicciones del transporte e intercambio de radiación, calor y agua dentro de la atmósfera y la superficie terrestre, así como del impacto del cambio climático sobre regímenes globales y regionales de lluvia. El GEWEX intenta observar, entender y modelar el ciclo hidrológico y los flujos de energía dentro del sistema climático. El objetivo del programa es reproducir y predecir, por medio de modelos adecuados, las variaciones del régimen hidrológico global y su impacto sobre la dinámica atmosférica y oceánica, así como variaciones en procesos hidrológicos regionales y fuentes de agua, y su respuesta a cambios en el medio tales como el crecimiento de gases de invernadero. El programa GEWEX incorpora un mejor modelaje atmosférico y análisis de componentes que requieren un crecimiento sustancial en las capacidades computacionales, especialmente porque una alta resolución espacial es necesaria en los modelos climáticos para alcanzar simulaciones realistas de efectos regionales. El programa también se ha encargado de juntar los datos de estaciones pluviométricas y datos meteorológicos con observaciones

de satélite para nubes de lluvia usando imágenes infrarrojas ó radiación de microondas, para producir el primer registro climatológico de totales de lluvia mensual media en todo el planeta, incluyendo los océanos.

3) El estudio de la circulación del océano mundial (**World Ocean Circulation Experiment: WOCE**). Este proyecto intenta proveer observaciones simultáneas en todos los océanos, como una base para el desarrollo de modelos matemáticos realistas de la circulación del océano global y transporte de calor, similares en principio a los que existen para la atmósfera. El principal interés del WOCE es desarrollar modelos oceánicos globales que sean útiles en la predicción de cambios climáticos y el desarrollo de conjuntos de datos necesarios para probar los modelos. Desde que se inicio el WOCE ha habido una intensificación del esfuerzo por determinar los flujos globales de aire marino combinando datos meteorológicos y de satélite, un programa de medición del océano superior para determinar la respuesta anual e interanual oceánica al forzamiento atmosférico, y un programa de observaciones hidrográficas y geoquímicas con trazadores de alta calidad, de corrientes superficiales y profundas y altimetría de satélite para determinar la profundidad de orden cero de la circulación oceánica. El WOCE también hace uso intensivo de datos oceanográficos históricos para fijar la variabilidad de la circulación oceánica.

En desarrollos posteriores planeados por el WCRP se incluye también monitoreo de períodos largos de nivel del mar y la circulación del océano, medidas sistemáticas de la energía solar y del presupuesto de radiación terrestre, y la vigilancia de las capas polares del hielo. El trabajo científico está constantemente dedicado a refinar la formulación de modelos numéricos del sistema climático terrestre, lo cual proporciona la herramienta más efectiva para integrar las observaciones de diversas fuentes en un marco global consistente y para explorar el rango de posibles variaciones futuras de cambio climático.

El WCRP coopera con el Programa Internacional de la Geosfera-Biosfera (**International Geosphere-Biosphere Programme: IGBP**) del ICSU para introducir las dimensiones químicas, biológicas y ecológicas en

los modelos y estudios de campo del sistema climático. El IGBP fue iniciado por el ICSU en 1986 para describir y entender los procesos interactivos físicos, químicos y biológicos que regulan el sistema completo del medio terrestre, los cambios que ocurren en él y la manera en la cual está influenciado por las actividades humanas. Un objetivo central de el IGBP es establecer las bases científicas de estimaciones cuantitativas de los cambios en los ciclos geobioquímicos terrestres que controlan la concentración de bióxido de carbono y otras moléculas en la atmósfera. El énfasis en el IGBP es sobre aspectos bioquímicos y geoquímicos y en el WCRP sobre aspectos físicos, ambos promueven las actividades para avanzar en el conocimiento del sistema global del medio terrestre (WMO, 1990).

III.2 La Investigación en Climatología

Las variaciones y fluctuaciones del clima que afectan las actividades humanas, así como; las amplias demandas en predicción del tiempo que se han dado durante décadas, han generado observaciones cada vez más detalladas y precisas de la componente atmosférica del clima. Las demandas en la predicción del tiempo, también han influido en el desarrollo de modelos numéricos de la atmósfera, cuya complejidad y resolución han sobre pasado en muchos casos, la capacidad de las computadoras más rápidas disponibles. Todavía más, cuando en los modelos numéricos en predicción del tiempo se incluyen otros componentes del sistema climático y sus interacciones.

Los modelos numéricos también se usan para contribuir en la predicción de fluctuaciones climáticas en escalas de tiempo estacionales a interanuales. Se sabe que una gran parte de tales fluctuaciones surgen de variaciones del tiempo que no son predecibles (Leith, 1985), pero hay otras; como la respuesta de la atmósfera a cambios lentos de la temperatura en la superficie del océano tropical que proporcionan una señal del clima potencialmente predecible, detectable sobre el ruido del tiempo. La más notable de estas señales es la que se asocia con la Oscilación Sureña centrada primeramente en el Océano Pacífico ecuatorial y posteriormente influenciando al Continente Americano.

La inercia térmica del océano introduce escalas de tiempo mucho mayores que las que surgen de la atmósfera sola. Escalas de tiempo oceánicas están en el rango de semanas en las capas superficiales, a milenios en las profundidades y son extremadamente difíciles de modelar de una manera creíble (Leith, 1985). Una dificultad adicional en modelar el océano es que las escalas espaciales de importancia son de un orden de magnitud menor que aquellas de la atmósfera. Para tratar con tales escalas explícitamente, los modelos oceánicos requieren una resolución espacial mucho mayor y por tanto un gasto computacional mayor. En las siguientes secciones describiré a grandes rasgos, el estado de la investigación en climatología, haciendo énfasis por un lado, en la investigación acerca de los factores externos que pueden influenciar el clima como el aumento de CO₂ en la atmósfera, y por otro; en la investigación del fenómeno ENSO, como un fenómeno de variabilidad interanual susceptible de ser predicho.

La investigación sobre el clima global puede ser dividida arbitrariamente en tres componentes que tratan, respectivamente; con observaciones y análisis, con simulación de modelos numéricos, y con interpretación teórica. A través de estas actividades y sus interacciones se intenta desarrollar predicciones confiables de la respuesta climática a los cambios externos e internos del sistema climático (Leith, 1985).

El conocimiento adquirido sobre la estructura del espacio y el tiempo de las variaciones climáticas ha llevado a los científicos a seguir diferentes caminos y objetivos en la investigación del clima, cada uno correspondiendo a una clase diferente de predictabilidad climática y también a diferentes escalas de tiempo. La primera corriente intenta establecer las bases físicas para la predicción de rango amplio de anomalías del tiempo bajo periodos de varias semanas. La segunda corriente se relaciona con la variabilidad interanual del clima atmosférico global y los océanos tropicales bajo periodos de uno a varios años. La tercera corriente pone atención al problema de variaciones de escalas de tiempo grandes y las respuestas del clima planetario a factores naturales o artificiales (producidos por el hombre) en periodos de varias décadas. La tercera corriente es

extenderse a través de todo el trópico (Houghton & Morel, 1985). Análisis de registros climatológicos durante 100 años han mostrado que las escasas lluvias monzónicas en la India, están asociadas con anomalías de la temperatura superficial del mar (TSM) positivas en el Pacífico tropical oriental o con el fenómeno ENSO (Angell & Gruza, 1985). Conexiones similares existen en el Atlántico tropical así como en el Golfo de Guinea, donde ha sido establecido que la TSM caliente en el Atlántico tropical occidental está asociado con sequías en el noreste de Brasil. Igualmente, TSM caliente en el Pacífico occidental están relacionadas con sequías en China. Estas relaciones son especialmente significativas porque las zonas tropicales proporcionan la mayor parte de la energía total liberada en la atmósfera. Además, hay también evidencia de correlaciones o teleconexiones de rango - amplio entre las anomalías de la TSM en los océanos tropicales y el clima en las latitudes medias, particularmente en el hemisferio donde es invierno (Angell & Gruza, 1985). En teoría, es en el trópico donde los océanos y la atmósfera interactúan más efectivamente. Los océanos tropicales por lo tanto exhiben respuestas térmicas y dinámicas rápidas con constantes temporales medidas dentro de variaciones estacionales del régimen de circulación atmosférica, permitiendo así un fuerte acoplamiento entre los dos medios. La señal oceánica más fuerte de esta naturaleza ha sido encontrada en el Pacífico ecuatorial: El evento de El Niño (Ver sección II.4.5, de este trabajo) que consiste de la aparición de una anomalía de la TSM, la cual se desarrolla en las costas de Suramérica en un período de varios meses. Una anomalía positiva fuerte también se desarrolla en el Pacífico central y persiste por periodos hasta de 18 meses. La respuesta más rápida de los océanos tropicales tiene otra implicación científica importante: Hace posible diseñar un modelo de primer orden para los océanos tropicales interactuando con la circulación atmosférica, pero esencialmente desacoplado de la circulación en las latitudes medias.

III.3 Predicción Determinista y Climática

La teoría del clima es probabilística por naturaleza.

Fluctuaciones detalladas del tiempo son tratadas como procesos aleatorios multivariados cuyas propiedades estadísticas son la materia del investigador del clima. En contraste, la dinámica determinista del tiempo, es la materia del investigador en predicción del tiempo. El tiempo está así; más determinado por las condiciones iniciales, mientras el clima está más determinado por las condiciones de frontera (Leith, 1985).

El punto de partida para el desarrollo de modelos climáticos de gran escala ha sido el desarrollo durante años de modelos numéricos de la circulación general de la atmósfera. Tales modelos computan explícitamente la evolución de patrones de tiempo atmosférico, con una resolución espacial tan fina como lo permiten las computadoras actuales para modelar en tiempo real. En suma, para llevar a cabo integraciones explícitas de las ecuaciones dinámicas no lineales, computan también las influencias de procesos físicos tales como la formación de nubes, precipitación y liberación de calor latente, transferencia radiativa infrarroja y visible, calentamiento superficial y evaporación. Tales modelos usualmente tratan la TSM como una influencia externa. Es por el acoplamiento de estos modelos atmosféricos a modelos oceánicos, que pueden ser producidos modelos del clima global más completos.

El modelo termodinámico del clima desarrollado por Julian Adem (Adem, J., 1964, 1965, 1970), es un modelo promediado en el tiempo para predecir anomalías medias de la temperatura, la precipitación y funciones de calentamiento asociadas y circulación para períodos de un mes a una estación. La idea básica del modelo es usar la ecuación de la energía termodinámica aplicada al sistema atmósfera-oceano-continente, como ecuación de pronóstico. Las otras ecuaciones (equilibrio hidrostático, gas perfecto y ecuación de continuidad) son usadas como ecuaciones de diagnóstico junto con parametrizaciones para las funciones de calentamiento, de tal manera que todas las variables son expresadas como funciones de la temperatura de la superficie y de la temperatura media troposférica.

Hay modelos numéricos que explícitamente simulan la evolución día-a-día de sistemas de tiempo de gran escala que son una componente esencial del clima, y los cuales incluyen parametrizaciones de

procesos físicos y dinámicos predominantes de escala menor, como son: convección, mezcla turbulenta y radiación. Estos generalmente incluyen ecuaciones para una variación relativamente rápida en tiempo de parámetros de la superficie terrestre con la TSM fija o variable. La interacción entre la atmósfera y el océano no puede de cualquier forma, ser despreciada para un modelo comprensivo de cambio climático de escalas de tiempo grande, y el acoplamiento de modelos de circulación oceánicos y atmosféricos ha sido el objetivo de muchos estudios, entre algunos de ellos podemos mencionar el de Manabe y Bryan, (1969); Manabe et al., (1975); Washington et al., (1980).

Los modelos de circulación general de la atmósfera (MCGA) son en la jerarquía de los modelos atmosféricos, los que pueden ser usados en el estudio del clima. Modelos numéricos o analíticos simples de procesos individuales juegan un papel importante en la clarificación de estos procesos. Ellos ayudan en el diseño de modelos más comprensivos y sugieren estudios experimentales para ser llevados a cabo con modelos posteriores.

Los modelos numéricos de predicción del tiempo y de la circulación general crecieron de forma similar a partir de la década de los 50's con dos aplicaciones ampliamente diferenciadas (Simmons y Bengtsson, 1985). La predicción del tiempo estuvo concentrada en escalas de tiempo de pocos días, bajo tales períodos la atención a los procesos de balance climatológico no fueron de importancia. Los modelos de predicción del tiempo estuvieron sujetos a constricciones operacionales de tiempo restringidas al dominio atmosférico. Sin embargo, a sido demostrado que en los estudios de predicción de rango-medio, el balance climatológico del modelo de predicción se vuelve de importancia después de varios días de predicción (Simmons y Bengtsson, 1985). Se ha seguido poniendo énfasis en considerar el balance climatológico en el desarrollo de modelos operacionales de predicción, donde las predicciones de rango-medio son llevados a cabo en un tiempo de diez días o más (Simmons & Bengtsson, 1985). Así, una distinción clara no puede ser establecida entre modelos numéricos para estudios climáticos y de predicción del tiempo.

Tres tipos de predictabilidad atmosféricos pueden ser distinguidos. Uno es el que se conoce como predictabilidad

determinista, y se relaciona a la predicción del estado instantáneo de la atmósfera para días o semanas, o tanto como sea posible. Tales predicciones se conocen con el nombre de predicciones del tiempo de rango corto o rango medio. Los otros dos tipos son los que pueden ser considerados como predictabilidad climática de primera y segunda clase respectivamente (Lorenz, 1975). La primera clase está asociada con la predicción de propiedades estadísticas de la atmósfera, por ejemplo, medias espaciales o temporales para rangos de tiempo más allá del límite de predictabilidad determinista. Las condiciones iniciales en la atmósfera y en la superficie terrestre son tan importantes en este caso como lo son en el caso determinista, aunque aspectos diferentes del estado inicial pueden ser enfatizados. Este tipo de predicción se conoce como predicción de rango amplio. La predictabilidad climática de segunda clase esta relacionada a la predicción del impacto de cambios en los factores externos al sistema climático.

La extensión a la cual la atmósfera puede ser predecible determinísticamente, depende mucho de que aspecto del estado atmosférico está siendo considerado como, por ejemplo: aún si perturbaciones sinópticas de gran escala son precisamente predecibles, lo mismo no será verdadero para sistemas de gestación de lluvia de pequeña escala dentro de ellas (Simmons & Bengtsson, 1985). Por otra parte, desde el punto de vista de los modelos, distinciones entre diferentes tipos de predictabilidad pueden ser artificiales. Los modelos de alta resolución para una área limitada son la herramienta adecuada para la predicción determinística de muy corto rango para sistemas de pequeña escala, aunque como vimos, una distinción clara no puede ser establecida entre modelos deterministas de predicción y los usados para predicción climática.

Es apropiado distinguir entre límites prácticos y teóricos de predictabilidad determinista. El límite práctico es el que se alcanza para la mejor operación de los sistemas en predicción del tiempo. El límite teórico existe porque pequeñas diferencias en las condiciones iniciales (representativas de incertidumbre ineludible en las observaciones y la modelación del movimiento en escalas pequeñas) crecen hasta dominar las escalas sinópticas en experimentos de

predicción idealizadas (Simmons & Bengtsson, 1985). Un número de estudios pasados han sugerido un límite teórico del orden de dos a tres semanas (Lorenz, 1982). La clara diferencia entre límites prácticos y teóricos es una medida del adelanto en la predicción del tiempo que se siga del diseño de mejores modelos y de una mejor determinación del estado inicial de la atmósfera y de la superficie. Es improbable que tales adelantos ocurran independientemente de una capacidad mayor para hacer predicciones climáticas de una u otra clase.

Algunos estudios de predictabilidad climática que se relacionan con predictabilidad de primera clase, intentan determinar que potencial hay para hacer predicciones útiles de algunos aspectos de la conducta atmosférica para un mes o estación. Esta puede ser considerada como fundamentalmente interna a la atmósfera si ella depende fuertemente del estado inicial de la atmósfera más que de condiciones anómalas superficiales y se nombra predictabilidad "dinámica". Tal predictabilidad ocurriría si, por ejemplo: el forzamiento de un patrón de circulación anómalo debido a sistemas de tiempo transitorios fue correctamente representado en la media del tiempo, aún aunque la posición e intensidad instantánea de sistemas individuales pudiera no ser predicha. Por otro lado, la predictabilidad de primera clase puede estar fuertemente influenciada por forzamiento externo a la atmósfera misma, por ejemplo: forzamiento debido a una distribución anómala de la temperatura superficial del océano.

La sensibilidad a forzamiento externo comúnmente ha sido estudiada no en experimentos de predicción de rango amplio, sino, llevando a cabo experimentos de predictabilidad de segunda clase. Para algunas aplicaciones la motivación ha sido entender el trabajo de regímenes climáticos pasados (p.e. Angell & Gruza, 1985; Jones & Wigley, 1990, Richards, 1993), pero en otros casos, la sensibilidad de simulaciones climáticas a condiciones de frontera cambiadas, han sido investigadas como una guía a los procesos que pueden ser importantes para predicción en escalas mensuales o estacionales.

III.4 Tipos de Modelos Climáticos

En la década pasada, la climatología se ha movido de proveer información estadística al análisis cercano en tiempo real de anomalías meteorológicas. Esta vitalización de la climatología ha sido, en parte; realizado por un interés mundial del cambio climático. En la década pasada, muchos eventos dramáticos del clima fueron reportados: episodios calientes y fríos de ENSO, sequías en Norteamérica, Australia, partes de China, Europa y Suramérica, temporadas excesivamente calientes, inundaciones y episodios fríos extremos en todo el mundo (WMO, 1989).

Los modelos del clima son la mejor herramienta que ha sido desarrollada en las dos últimas décadas para entender los cambios futuros resultantes de la modificación de la composición atmosférica. La primera componente de cualquier modelo es la determinación de los cambios en los flujos radiativos de la atmósfera que pueden resultar de un cambio en su composición.

El sistema climático incluye transferencias de energía entre una atmósfera tridimensional turbulenta y radiativamente activa por un lado, y una superficie continental heterogénea, el océano, y la criosfera superficial por el otro. Este sistema es sumamente complejo y no ha sido posible todavía producir modelos que usen descripciones completas de la atmósfera o de los procesos superficiales, además de que, muchos procesos no han sido entendidos satisfactoriamente (Dickinson, 1986). Así, varias aproximaciones y simplificaciones han sido realizadas para desarrollar modelos climáticos, algunos de ellos empíricos. Debido a la falta de un consenso acerca de que aproximaciones producen mejores resultados en los modelos, es que se han desarrollado diferentes acercamientos al problema:

III.4.1 Modelo de Dimensión Cero

Es a partir de los modelos simples que otros más complejos se han elaborado, tratando esencialmente los mismos procesos físicos, tan bien o mejor que los modelos simples (Dickinson, 1986). Sin embargo, los modelos simples son de interés porque ellos permiten la

consideración de un rango mucho mayor para valores de parámetros debido a su relativa economía computacional, además de que; los modelos simples son de utilidad para proporcionar un mejor entendimiento y descripción de los procesos dominantes en modelos más elaborados.

Un procedimiento usado para la simplificación es el de promediar espacialmente. El promedio de todas las dimensiones da el modelo más simple del clima, que puede ser expresado por medio de la ecuación:

$$C \frac{\partial \Delta T}{\partial t} + \lambda \Delta T = \Delta Q \quad (3.1)$$

donde ΔT es el punto de partida de la temperatura superficial promedio global desde algún valor climatológico, t es el tiempo, ΔQ es una perturbación en el flujo neto de radiación vertical en la tropopausa (superficie que divide la troposfera de la estratosfera) que puede tomar lugar debido a algún cambio externo, tal como el crecimiento de CO_2 , en ausencia de cambio climático. El término $\lambda \Delta T$ aproxima el cambio del flujo hacia afuera de energía radiativa evaluado en la tropopausa, resultante del cambio global de temperatura. El factor λ tiene unidades de Watts metro⁻² C⁻¹ y es referido como el parámetro de retroalimentación, C es la capacidad calorífica del sistema (Dickinson, 1986).

La ecuación (3.1) no posee valores predictivos independientes y λ y C pueden ser mejor obtenidos con modelos más elaborados. El valor de C depende de la profundidad a la cual las perturbaciones térmicas penetran en el océano y tal perturbación depende de la escala de tiempo del calentamiento que se lleva a cabo. La ecuación (3.1) está limitada en sus usos prácticos y solo describe cambios de temperatura promedio globales. Modelos más detallados dan cambios en la temperatura superficial y en procesos hidrológicos, que difieren en su localización, lo cual, puede ser más útil en la toma de decisiones (Dickinson, 1986). Sin embargo, la ecuación (3.1) permite entender fácilmente su descripción física, en particular; el estado estacionario de calentamiento debido a un crecimiento de CO_2 está dado simplemente por $\Delta Q/\lambda$, y $t = C/\lambda$ define una escala de tiempo requerido para acercarse al estado estacionario. Segundo, la ecuación (3.1) es

muy conveniente para interpretar y resumir los resultados de modelos más detallados y complejos .

III.4.2 Modelos Unidimensionales

Dos clases de modelos climáticos simples muy populares son los modelos unidimensionales de balance energético (e.g. North et al., 1881) y radiativo-convectivos (e.g. Ramanathan & Coakley, 1978). Estos modelos pueden ser vistos como elaboraciones de la ecuación (3.1) donde, para los modelos de balance energético, ΔT se vuelve una función de la latitud, y en los radiativos convectivos una función de la altitud. Con cada dimensión espacial considerada, es necesario sumar a la ecuación (3.1) términos para el acoplamiento espacial de temperatura por transportes de energía.

Los modelos de balance son resueltos para la temperatura como una función de la latitud o coseno de la latitud. El parámetro de retroalimentación λ , en la ecuación (3.1), representa la variación con la temperatura de la radiación de onda larga saliente y la radiación solar reflejada. Este parámetro puede ser inferido de modelos, o empíricamente de correlaciones entre variaciones de radiación de onda larga, observadas por satélite en el tope de la atmósfera, con temperatura superficial. Tratamientos más elaborados consideran la posible dependencia de λ de otros parámetros, tales como: temperatura, variación de nubosidad, variación en el vapor de agua atmosférico, elevación superficial, y cambios en la proporción en que la temperatura decrece con la altura.

El tratamiento más realista del transporte atmosférico es resolver explícitamente las ecuaciones dinámicas de los vientos atmosféricos que dependen del tiempo y usarlas para el transporte de calor latente y sensible, es decir; el Modelo de Circulación General. Algunos modelos intermedios (p.e. Chou et al., 1982) consideran una temperatura con transporte vertical determinando como en los modelos convectivo-radiativos (Dickinson, 1986).

III.4.3 Modelos convectivo-radiativos

Los modelos convectivo-radiativos enfatizan la variación de la temperatura con la altitud z y siguen el análisis de procesos de retroalimentación radiativos estratosféricos sobre temperaturas troposféricas. Los modelos unidimensionales de este tipo más simples consideran la temperatura $T(z)$ atmosférica promediada globalmente. En la estratosfera, $T(z)$ está esencialmente en equilibrio radiativo (Dickinson, 1986), y de aquí; determinada por un balance local entre calentamiento solar y enfriamiento neto por onda larga. El calentamiento solar depende principalmente de las concentraciones de ozono. Abajo de las capas más bajas de la estratosfera, el enfriamiento por onda larga es ampliamente controlado por el bióxido de carbono y es en primer lugar dependiente de la temperatura local. El balance radiativo justo abajo de la tropopausa se complica por la absorción de radiación de onda larga originado por el calentamiento de las capas troposféricas y la superficie terrestre. No solo el bióxido de carbono, sino el ozono y el vapor de agua tienen importantes contribuciones a la opacidad de la estratosfera baja. Flujos radiativos entrando y dejando la troposfera dependen del perfil de temperaturas, de la distribución de gases absorbedores, especialmente vapor de agua y CO_2 y de la distribución asumida de las propiedades de las nubes.

En la troposfera, la variación vertical de T está determinada en primer lugar no por el balance radiativo local, sino más bien; por la redistribución de energía vertical por procesos convectivos húmedos. Así, un elemento de un modelo convectivo-radiativo es una parametrización para la convección troposférica.

La presencia de las nubes aumenta la absorción de onda larga de la atmósfera y por esto intensifica la proporción en que varía la temperatura para un perfil dado, provocando efectos de retroalimentación. Una de las contribuciones más importantes de los modelos convectivo - radiativos ha sido la de clarificar otros procesos de retroalimentación posibles entre la cubierta de nubes y la radiación atmosférica. Las nubes pueden cambiar en grueso, en la porción del cielo que cubren, o en la altitud de sus toques debido a cambios climáticos. Otros cambios más sutiles tales como el tamaño de las gotas, o las escalas horizontales pueden modificar

significativamente las propiedades radiativas de las nubes (Webster & Stephens, 1985).

El efecto neto de posibles cambios climáticos en las propiedades de las nubes, sólo puede ser examinado por modelos físicos para nubes acopladas a la dinámica atmosférica en un contexto tridimensional.

III.4.4 Modelos de la Circulación General

Los Modelos de la Circulación General han evolucionado como un producto del desarrollo de modelos numéricos de predicción del tiempo. Ellos consideran la atmósfera en un espacio tridimensional y temporal. Este dominio esta representado o en términos de una malla de puntos o en términos de polinomios (e.g., armónicos esféricos). Estos modelos resuelven en conjunto las ecuaciones de movimiento para vientos atmosféricos y las ecuaciones para conservación de energía térmica y vapor de agua, incluyendo transporte por los movimientos atmosféricos calculados. Se incluyen tratamientos detallados de la transferencia radiativa vertical solar y radiación de onda larga, parametrizaciones para redistribución convectiva o turbulenta húmeda y seca de energía térmica y vapor de agua. En la figura (6) puede observarse una ilustración esquemática de los procesos incluidos comúnmente en los MCGA.

Los modelos atmosféricos dependen de las condiciones de frontera o en otros modelos de la superficie terrestre. Por ejemplo, en un modelo oceánico se requiere proporcionar la TSM puesto que la atmósfera y el clima, en general, están fuertemente acoplados a la TSM. También son necesarios modelos para el hielo marino y varios procesos superficiales terrestres, incluyendo la cubierta de nieve, humedad del suelo, y evapotranspiración (Dickinson, 1986).

III.5 Estudios Empíricos del Clima

A efecto de entender y eventualmente predecir los cambios climáticos, se requieren tanto los modelos, como los estudios empíricos de observaciones de datos (Wigley et al., 1986). Los estudios empíricos comprenden el análisis del cambio climático a

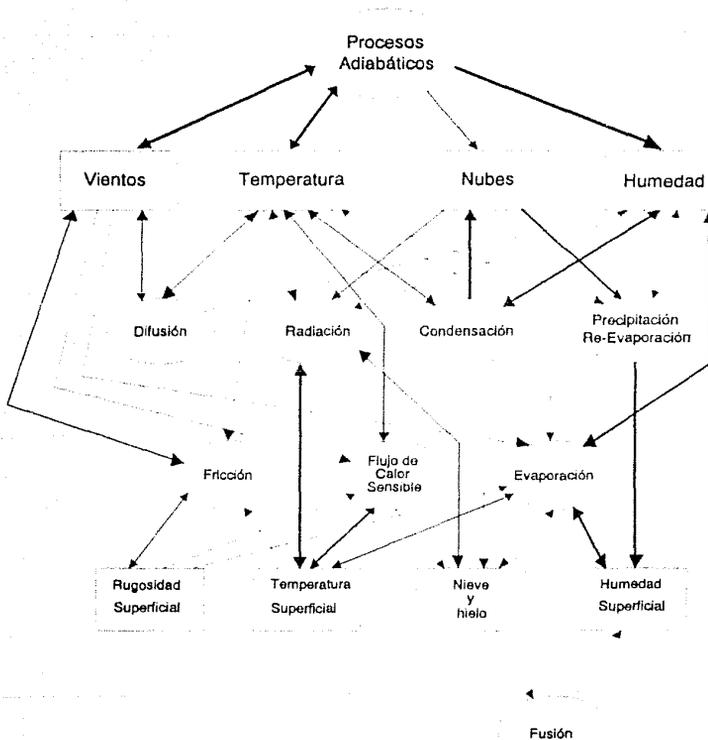


Figura 6. Ilustración esquemática de los procesos incluidos comúnmente en los modelos de la circulación general de la atmósfera. El grueso de las líneas da una indicación cualitativa de la importancia de la interacción (Simmons y Bengtsson, 1985).

través de datos climatológicos pasados. Los registros del clima pasado son relevantes al estudio del cambio climático por varias razones: primera, proporcionan información de la variabilidad natural del sistema climático lo que permite evaluar posibles cambios futuros en un contexto general. Una cuantificación de esta variabilidad natural, la cual constituye el nivel de "ruido" base arriba del cual los efectos antropogénicos pueden ser identificados, es central para el problema de detección de cambios climáticos (Wigley et. al., 1986). Segunda, en tratar de entender las causas del cambio climático pasado, se puede obtener información de como internamente el sistema climático, responde a forzamientos externos, y de los complejos mecanismos de retroalimentación e interacción de los componentes del sistema climático. Tercero, los datos climáticos proporcionan una fuente importante de información para probar los modelos, tanto en el modo de control (simular las condiciones climáticas presentes) como en el modo perturbado (simular las condiciones pasadas para algún cambio supuesto en el forzamiento externo).

En el primer capítulo vimos que el clima es en algún sentido el promedio del tiempo, y sus fluctuaciones. Mas precisamente, la estadística del clima es obtenida por promediar el tiempo en un período largo, comparado al límite determinista de predictabilidad para movimientos atmosféricos, que es alrededor de dos semanas (Dickinson, 1986). El concepto tradicional de clima incluye la generalización del tiempo en un período suficientemente grande para establecer sus propiedades (valores medios, varianzas, funciones de correlación de espacio y tiempo, probabilidades de eventos extremos, etc.) como aquellas de un ensamble estadístico.

Como las características del estado de la atmósfera, océano y continentes son esencialmente no uniformes en el espacio, se requiere para describirlas completamente en cualquier momento, funciones de coordenadas espaciales (campos). El clima es un ensamble estadístico de tales estados o campos bajo varias décadas. Para describir el ensamble estadístico puede, en general, ser suficiente con especificar como ocurren cada uno de los estados del sistema, ya que una descripción completa del sistema climático es virtualmente imposible. Como una primera aproximación es usualmente suficiente

estudiar solo los primeros y segundos momentos, es decir; valores medios climáticos en periodos grandes, varianzas, y correlaciones entre diferentes variables físicas (Angell & Gruza, 1985).

El presente trabajo es un estudio empírico del clima, se analizan registros de datos climáticos de temperatura superficial y precipitación para diferentes estaciones repartidas a lo largo de los Estados costeros en el Pacífico Mexicano y algunas otras en el centro del País, como Puebla o el Distrito Federal. En el siguiente Capítulo haremos uso de algunas técnicas estadísticas para probar tendencias en las series de datos y analizar la influencia de ENSO en la precipitación.

CAPITULO IV

TENDENCIAS CLIMATICAS Y LA INFLUENCIA DE EL NIÑO EN LA PRECIPITACION EN LOS ESTADOS DEL CENTRO Y COSTEROS DEL PACIFICO EN LA REPUBLICA MEXICANA.

IV.1 Introducción

El presente es un estudio empírico del clima en algunos estados de la República Mexicana, está basado en datos de acumulados mensuales de precipitación y medias mensuales de temperatura para estaciones climatológicas de superficie, y frecuencia mensual de ciclones tropicales. Su objetivo es estudiar el comportamiento estadístico de las series de tiempo para detectar por un lado, tendencias climáticas, y por otro estudiar la influencia de El Niño en el caso de la precipitación para las estaciones en cuestión. Las tendencias en las series son estudiadas en base al modelo de regresión lineal simple y autocorrelación, tanto para el análisis individual de cada estación, como para el análisis en conjunto de varias estaciones. El estudio de la relación entre diferentes estaciones está basado en el análisis de correlación entre otros criterios (Ver sección IV.4.2) , con el fin de construir series compuestas y poder sacar conclusiones de un comportamiento promedio en áreas mayores. El estudio de la influencia de El Niño en la precipitación está basado en el método usado por Ropelewski y Halpert (Ropelewski y Halpert, 1986, 1987).

IV.2 Estaciones, Datos y Parámetros Estadísticos

Todos los datos usados en este estudio fueron obtenidos en El Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Las estaciones corresponden todas a observatorios del SMN y están situadas principalmente en los estados costeros del Pacífico Mexicano (Ver Mapa No. 1). Las estaciones son la siguientes por orden alfabético (nombre de

estación y estado): Acapulco, Guerrero; Colima, Colima; Culiacán, Sinaloa; Guadalajara, Jalisco; Guanajuato, Guanajuato; Guaymas, Sonora; Hermosillo, Sonora; Isla Guadalupe, Baja California Norte; La Paz, Baja California Sur; Manzanillo, Colima; Mazatlán, Sinaloa; Morelia, Michoacán; Oaxaca, Oaxaca; Puebla, Puebla; Salina Cruz, Oaxaca; Tacubaya, D.F.; y Tapachula, Chiapas. De las estaciones antes mencionadas, ocho cuentan con series de 70 años y son las siguientes: Colima, Culiacán, Guadalajara, Guanajuato, Morelia, Oaxaca, Puebla y Tacubaya. Las restantes cuentan en promedio con 40 años. Por lo anterior fueron capturados en promedio 10320 datos mensuales de totales de precipitación y medias mensuales de temperatura; con objeto de manejarlos por computadora para su análisis estadístico y gráfico. Los periodos analizados son de 1921 a 1990 para las series de 70 años y entre 1941 y 1990 para las otras. Estos periodos fueron escogidos de acuerdo con la existencia de datos para cada estación en el SMN.

De los datos mensuales se obtuvieron la precipitación anual acumulada, sumando la acumulada mensual para cada año y la media anual de temperatura, promediando las medias mensuales para cada año. Los valores anuales pueden consultarse en las tablas 1 y 2.

La base de todo análisis estadístico en climatología es que las series de datos muestrales deben estar compuestas de variables aleatorias seleccionadas de una única población, generalmente infinita en su extensión (OMM, 1990). En nuestro caso las variables aleatorias seleccionadas son la precipitación anual acumulada y la temperatura media anual, que son series válidas en climatología; como lo son también las series mensuales de totales de precipitación y mensuales de temperatura media para la extensión de los periodos analizados aquí (OMM, 1990, WMO, 1966).

Los parámetros estadísticos principales de precipitación anual acumulada y temperatura media anual para las 17 estaciones puede verse en las tablas 3 y 4. A efecto de que los parámetros aquí mostrados tengan una interpretación válida, la distribución de los valores debe de ser normal o estar cercana a la normal. En el caso de la precipitación anual acumulada, su distribución es cercana a

PARAMETROS ESTADISTICOS. PRECIPITACION
TABLA No 3

Estaciones	Tamaño Muestra Años	Media Aritmética mm	Mediana mm	Desviación Estandar mm	Error Estandar	Error Probable	Coeff. de Variación %
Acapulco	43	1366.500	1334.310	373.950	57.020	38.459	27.360
Cóhima	70	966.950	927.600	315.273	37.682	25.416	32.604
Culiacán	70	659.011	636.600	177.670	21.235	14.323	26.960
Guadalajara	70	931.451	938.550	152.101	18.179	12.262	16.320
Guarajuato	70	684.950	671.550	162.286	19.396	13.082	23.692
Guaymas	36	211.566	210.860	97.910	16.318	11.006	46.279
Hermosillo	47	275.051	257.310	99.309	14.486	9.771	36.106
Isla Gipe.	32	118.645	94.520	80.711	14.268	9.624	68.027
La Paz	49	171.605	143.320	115.832	16.547	11.161	67.499
Manzanillo	50	1019.160	998.315	279.269	39.404	26.638	27.402
Mazatlán	50	787.739	760.955	265.123	33.578	25.346	33.732
Morelia	70	768.301	767.350	134.584	16.086	10.850	17.517
Oaxaca	70	680.423	678.650	144.555	17.277	11.653	21.244
Puebla	70	820.201	810.600	143.231	17.119	11.547	17.462
Salina Cruz	40	1081.200	1078.750	403.940	63.869	43.079	37.360
Tacubaya	70	774.964	760.900	137.964	16.489	11.122	17.801
Tapachula	50	2359.160	2322.460	372.260	52.640	35.505	15.770

PARAMETROS ESTADISTICOS. TEMPERATURA
TABLA No 4

Estaciones	Tamaño Muestra Años	Media Aritmética °C	Mediana °C	Desviación Estandar °C	Error Estandar	Error Probable	Coeff. de Variación %
Acapulco	43	27.847	27.830	0.551	0.084	0.057	1.980
Cóhima	70	25.406	25.350	0.726	0.087	0.059	2.856
Culiacán	70	25.167	25.200	0.520	0.062	0.042	2.066
Guadalajara	67	19.226	19.100	0.887	0.107	0.072	4.615
Guarajuato	67	18.109	18.100	0.369	0.045	0.030	2.036
Guaymas	36	25.280	25.255	0.469	0.078	0.053	1.857
Hermosillo	46	25.050	25.100	0.665	0.098	0.066	2.655
Isla Gipe.	33	18.058	17.920	1.208	0.210	0.142	6.691
La Paz	45	24.333	24.290	0.982	0.146	0.098	4.034
Manzanillo	50	26.807	26.680	0.584	0.083	0.056	2.179
Mazatlán	50	24.438	24.465	0.572	0.081	0.055	2.335
Morelia	70	17.654	17.700	0.410	0.049	0.033	2.322
Oaxaca	70	20.653	20.550	0.501	0.060	0.040	2.424
Puebla	70	16.654	16.650	0.482	0.058	0.039	2.894
Salina Cruz	43	27.787	27.640	0.588	0.090	0.061	2.115
Tacubaya	70	16.336	16.450	0.624	0.075	0.051	3.819
Tapachula	50	26.004	26.080	0.660	0.093	0.063	2.539

la normal con un ligero sesgo positivo, y la temperatura media anual tiene una distribución normal (CMM, 1990).

La media aritmética es el parámetro más usado en climatología. En la mayoría de los casos la mejor forma de obtenerla es dividiendo la suma de la serie climatológica por el número de años de la muestra. Ella tiene dos propiedades: Primera, es una estimación de valor esperado, es decir; la media de la población. Segunda, la media es el centro de la distribución normal y es por lo tanto el centro de la distribución para series climatológicas que tienen esta distribución. La media es generalmente un valor óptimo para estimar el valor esperado de la precipitación y óptimo tanto para el valor esperado como para el centro de la distribución en el caso de la temperatura (WMO, 1966). Por otra parte, la media es la referencia estándar más conveniente para fluctuaciones, puesto que bajo el período cubierto por la media, la suma de las desviaciones de los valores de la serie con respecto a ella es cero. Por esta razón es el único nivel de referencia practicable para mostrar tendencias con desviaciones acumuladas (Brooks, 1953).

La mediana de una población esta definida como el valor de la variable aleatoria (precipitación y temperatura en este caso) abajo del cual la probabilidad de ocurrencia es 0.50. Si la distribución de frecuencia es conocida, ella puede obtenerse integrando arriba del valor de la variable donde la probabilidad alcanza 0.50. Si la distribución no es conocida, la mediana es obtenida con el valor 0.50 en una gráfica de distribución acumulativa de los valores de la variable. Otra estimación de la mediana puede ser obtenida tomando el valor medio de una serie ordenada. Ella es el valor central de una serie formada por un número impar de datos, o bien el promedio de los dos valores centrales de una serie constituida por un número par de datos.

La mediana pertenece a una clase general de medidas estadísticas denominadas cuantiles. En general, el valor de una serie climatológica que es mayor que un porcentaje f de los valores de la serie y menor que un porcentaje $100-f$ de dichos valores, constituye el cuantil f de la serie. Los cuantiles, deciles y

percentiles son formas de cuantiles. La mediana es el segundo cuartil, el quinto decil y el quincuagésimo percentil. Excepto en una distribución cercana a la normal, la mediana en conjunto con los cuartiles dan una representación más precisa de la distribución que la media y la desviación estándar (Brooks, 1953).

Las medidas de dispersión reflejan la dispersión o variabilidad de un conjunto de observaciones, alrededor del promedio o la media. La más simple de ellas es la diferencia entre el valor más grande y el más pequeño. Por ejemplo, la variación anual de la temperatura media es la diferencia entre las temperaturas medias diarias del mes más caliente y del mes más frío. La desviación media es el valor absoluto promedio de las desviaciones de los valores de la serie con respecto a la media. El indicador más común de la dispersión es la desviación típica o estándar S , la cual se define como la raíz cuadrada del promedio de las desviaciones cuadráticas con respecto a la media.

La desviación estándar tiene las mismas unidades que la media; juntas, pueden ser usadas para hacer aseveraciones probabilísticas precisas acerca de la ocurrencia de ciertos valores de una serie climatológica. Si los datos están normalmente distribuidos, entonces es probable que por lo menos el 68% de los datos de la serie caigan dentro del intervalo $(X-s, X+s)$ donde X es la variable aleatoria en cuestión. La probabilidad de que cualquiera de los datos caigan en los intervalos $(X-2s, X+2s)$ y $(X-3s, X+3s)$ son del 95% y del 99% respectivamente (WMO, 1990).

El error estándar de la media de una muestra de series climatológicas es S/\sqrt{n} , donde n es el número de años de las series y S es su desviación estándar. El error probable (EP) de la media es comúnmente usado para evaluar la exactitud de los datos, se define como: $\pm 0.67449S/\sqrt{n}$. Si la distribución es normal, existe la probabilidad de 0.5 de que la verdadera media se encuentre dentro del intervalo $(\mu-EP, \mu+EP)$ donde μ es la media. El coeficiente de variación (C.) definido como un porcentaje de S con respecto a la media; es decir: $C_v = S \cdot 100/\mu$, es usado para proporcionar una medida de variabilidad relativa para elementos tales como el total de

precipitación y es útil para comparar los valores de S correspondientes a distintos lugares (OMM, 1990).

IV.3 Variabilidad Anual de Precipitación y Temperatura

En las tablas 3 y 4 pueden verse los parámetros antes descritos, los de precipitación pertenecen a los acumulados anuales y los de temperatura a las medias anuales. Es claramente visto en los parámetros de estas tablas, que la precipitación es una variable cuya variación anual es grande (la desviación de sus valores anuales con respecto a la media es grande, es decir; su desviación estándar es grande) en contraste con la temperatura. En el caso de la precipitación, el coeficiente de variación nos sirve, como dijimos anteriormente, para comparar la variabilidad relativa y los valores de la desviación estándar para diferentes lugares. De los valores del coeficiente de variación vemos que los más altos corresponden a Guaymas, Isla Guadalupe y La Paz. En dichas estaciones, situadas en la parte noroeste (ver mapa 1), es en donde también llueve menos. Podríamos decir, que en estas estaciones se presenta la mayor variabilidad anual de lluvia tratándose de las estaciones aquí analizadas. Sin embargo, si colocamos como límite inferior del valor del coeficiente de variación para comparar en 25%, encontramos que las estaciones que tienen o mayor que 25% son: Acapulco, Colima, Culiacán, Guaymas, Hermosillo, Isla Guadalupe, La Paz, Manzanillo, Mazatlán, y Salina Cruz, todas correspondiendo a estaciones costeras o cercanas a la costa del Pacífico como Cuiiacán, Colima y Hermosillo (Ver mapa 1). Las estaciones del centro como Guadalajara, Guanajuato, Morelia, Tacubaya y Puebla tienen una variabilidad anual de precipitación menor.

Cabe destacar que la menor variabilidad se presenta en Tapachula y la mayor en Isla Guadalupe, siendo de las estaciones estudiadas las que tienen latitudes extremas y valores extremos de las medias, es decir; donde llueve más, Tapachula y donde llueve menos, Isla Guadalupe.

En el caso de la temperatura, es claro de acuerdo a sus parámetros estadísticos, que su variación anual es baja. Los valores anuales son cercanos a la media aritmética, puesto que su desviación estándar es pequeña. En este caso es más difícil usar el coeficiente de variación para comparar por sus valores pequeños. Sin embargo, podemos usar los valores de la media aritmética y otras consideraciones como la localización. Por ejemplo, podemos fácilmente comparar a estaciones como Mazatlán, Culiacán, La Paz, Guaymas y Hermosillo considerando los factores señalados (ver tabla No. 4 y mapa No 1). Las estaciones del centro como Guadalajara y Guanajuato; y, Morelia, Puebla y Tacubaya, pueden también ser comparadas.

IV.4 Tendencias de los Valores Anuales de la Precipitación y la Temperatura

En esta sección analizaremos las tendencias de precipitación y temperatura usando el método de regresión lineal y el análisis de correlación y autocorrelación, con las correspondientes pruebas de hipótesis.

En las gráficas de la 1 a la 70, podemos observar lo siguiente: se presentan graficadas las series originales de la precipitación anual acumulada y la temperatura media anual seguidas de las gráficas de autocorrelación para ambas variables. Lo anterior se repite para todas las estaciones tratadas en este estudio, incluida la serie compuesta de temperatura.

En las gráficas aparecen los datos originales con línea continua y puntos, la media móvil con línea discontinua, el valor de la media aritmética con línea punteada y la línea de regresión con línea continua. En la parte inferior de cada gráfica aparece el modelo de regresión lineal calculado para estudiar las tendencias lineales de los valores de las series climatológicas. La media móvil es un promedio simple de cinco términos, cada valor graficado es el promedio de los cinco términos alrededor del mismo, es decir, el primer valor x_i del promedio móvil sería $x_i = (X_i + X_{i+1} + X_{i+2} + X_{i+3} + X_{i+4})/5$,

donde las X 's son los primeros cinco valores de la serie original. El valor de x corresponde al período 3 de la serie original. El promedio móvil nos sirve para suavizar la curva y reducir la variabilidad aleatoria de los datos originales (OMM, 1990).

Las gráficas del análisis de autocorrelación nos sirven para corroborar alguna tendencia persistente en las series (Ver sección IV.4.3).

IV.4.1 El Modelo de Regresión Lineal y Pruebas de Hipótesis

Para estudiar las tendencias en las series se usó el modelo de regresión lineal. En este caso la variable independiente es el tiempo y la dependiente es la precipitación o la temperatura. El anterior es el acercamiento estándar para examinar y probar las tendencias en las series, principalmente tratándose de la temperatura para probar la hipótesis de un calentamiento global (Woodward y Gray, 1993).

El problema común, el cual a veces tiene un significado físico, es el de la prueba de una tendencia lineal en los datos. El enfoque estándar es suponer el modelo:

$$Y_t = a_0 + a_1 t + E_t \quad (1)$$

donde Y representa el dato en el tiempo t y E es la desviación de los datos de la línea recta. La más importante prueba de hipótesis que trata con los parámetros del modelo de regresión es la de si la pendiente es significativamente diferente de cero. Si esta hipótesis se rechaza en un nivel apropiado de significancia, entonces se acepta generalmente que una tendencia lineal está presente, o dicho de otra manera que t ayuda a predecir Y usando un modelo de regresión lineal (Kleinbaum y Kupper, 1978).

El método de mínimos cuadrados determina la mejor línea recta que se ajusta en los datos, como la línea que minimiza la suma de cuadrados de las longitudes de los segmentos de línea verticales, trazados de los puntos de datos observados a la línea de regresión.

Si \hat{Y} denota la respuesta estimada en t , basada en la línea de regresión, entonces $\hat{Y} = \hat{a}_0 + \hat{a}_1 t$, donde \hat{a}_0 y \hat{a}_1 son la intercepción y la pendiente de la línea de regresión. La distancia vertical entre el punto observado (t, Y) y el punto correspondiente (t, \hat{Y}) sobre la línea, está dado por el valor absoluto $|Y - \hat{Y}|$ ó $|Y - \hat{a}_0 - \hat{a}_1 t|$.

La solución de mínimos cuadrados en la elección de \hat{a}_0 y \hat{a}_1 es aquella para la cual, la suma de cuadrados $\sum (Y - \hat{Y})^2 = \sum (Y - \hat{a}_0 - \hat{a}_1 t)^2$ es un mínimo. En el modelo estadístico de regresión lineal dado por la ecuación (1), se conoce a \hat{a}_0 y \hat{a}_1 como los estimadores de mínimos cuadrados para los parámetros a_0 y a_1 , respectivamente.

La suma mínima de cuadrados correspondiendo a los estimadores \hat{a}_0 y \hat{a}_1 es usualmente llamada la suma de cuadrados alrededor de la línea de regresión, la suma de cuadrados de los residuales o la suma de cuadrados debida a error. La medida de esta suma es de gran importancia para determinar la calidad del ajuste de la línea en los datos. El cálculo de \hat{a}_0 y \hat{a}_1 está dado por las ecuaciones:

$$\hat{a}_1 = \frac{\sum_{i=1}^n (t_i - \bar{t})(Y_i - \bar{Y})}{\sum_{i=1}^n (t_i - \bar{t})^2} \quad (2)$$

$$\hat{a}_0 = \bar{Y} - \hat{a}_1 \bar{t} \quad (3)$$

donde \bar{t} y \bar{Y} son la media aritmética del tiempo t y la media aritmética de las observaciones Y , respectivamente, n es el número de observaciones.

Para asegurar que el modelo de regresión ayuda o no a predecir y_i a partir de t_i , y tomar en consideración las incertidumbres de usar una muestra, es una práctica estándar computar intervalos de confianza y/o pruebas de hipótesis acerca de los parámetros desconocidos en el modelo asumido. Tales intervalos de confianza y pruebas requieren la suposición de que la variable Y tenga una distribución normal en cada valor de t . Bajo esta suposición puede

ser deducido que los estimadores \hat{a}_t y $\hat{a}_t(0)$ están cada uno normalmente distribuidos con medias a_t y $a_t(0)$ si la ecuación (1) se mantiene. Estos estimadores junto con la estimación de sus varianzas pueden ser usados para formar intervalos de confianza y pruebas estadísticas basadas en la distribución t de Student.

La más importante prueba de hipótesis tratando con los parámetros a_t y $a_t(0)$ del modelo lineal, es la de si la pendiente de la línea de regresión es significativamente diferente de cero como mencionamos. La hipótesis nula H apropiada para esta prueba es $H : a_t = 0$. Aceptar esta hipótesis implica que el modelo lineal no es un buen modelo para representar las observaciones y que no nos proporciona ayuda para predecir Y_t a partir de t , obviamente; el rechazo de la hipótesis significa aceptar el modelo lineal como un buen modelo para representar a las observaciones. En nuestro caso, aceptar la hipótesis H significaría que en el periodo t analizado para las series de tiempo, no existe ninguna tendencia de largo plazo (permanente en la serie de tiempo) que se aparte significativamente de \bar{Y} , la media aritmética de las observaciones, es decir; $a_t = 0$.

La manera de probar la hipótesis $H : a_t = 0$ es calcular la variable T :

$$T = \frac{\hat{a}_t - \hat{a}_t(0)}{\hat{\alpha}_t} \quad (4)$$

donde \hat{a}_t es el estimador de a_t , $\hat{a}_t(0)$ es el valor de a_t para la hipótesis nula, que en este caso es cero, y $\hat{\alpha}_t$ es el error estándar estimado para \hat{a}_t . Bajo las suposiciones usuales de regresión (esto es, cuando los residuales E_t son independientes y normalmente distribuidos con media cero y varianza α), la prueba de $H : a_t = 0$ se basa en el hecho de que T está distribuida como la t de Student con $n-2$ grados de libertad (Woodward y Gray, 1993). El nivel de significancia está dado por $p = P(T < t_{p,n-2})$ donde p es la probabilidad de que T sea menor que $t_{p,n-2}$, el percentil de la distribución t de

Student para n-2 grados de libertad. En este caso son n-2 grados de libertad ya que para el cálculo de $\hat{\sigma}$, se requiere el cálculo anterior de dos parámetros \hat{a} y \hat{b} . El intervalo de confianza de $\hat{\sigma}$ se define como $\pm p\hat{\sigma}$, es decir, la probabilidad p por el error estándar de $\hat{\sigma}$. El error estimado de $\hat{\sigma}$ esta dado por:

$$\hat{\sigma}_{\hat{\sigma}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - \hat{a}_0 - \hat{a}_1 t_i)^2}{(n-2) \sum_{i=1}^n (t_i - \bar{t})^2}} \quad (5)$$

En las tablas 5 y 6 podemos observar los valores de \hat{a} , \hat{b} , T y p, para los acumulados anuales de precipitación y la temperatura media anual. Si nosotros escogemos el nivel crítico de probabilidad como .005, para un nivel de significancia del 99.5%, el valor de p deberá ser menor que .005 para que exista el rechazo de la hipótesis nula $H : b=0$. Si el valor de p es mayor o igual que .005, aceptamos la hipótesis nula. Usando el criterio anterior que representa un nivel crítico de probabilidad o significancia aceptable estadísticamente para rechazar la hipótesis nula (Brooks, 1953, Kleinbaum, 1978), podemos analizar los valores de las tablas mencionadas. En la tabla 5 referente a la precipitación, el único nivel de probabilidad aceptable para rechazar la hipótesis nula es el que corresponde a Tapachula. Tapachula, un caso crítico; con un valor de $b = -13.04$ mm nos indica que la precipitación disminuyó un promedio de 13.04 mm. por año y un promedio de 652 mm ! (cerca de lo que llueve en todo un año en lugares como Culiacán o Oaxaca) en 50 años, de 1941 a 1990.

En el caso de la temperatura, las estaciones de Guadalajara, Guanajuato, Guaymas, Hermosillo, Morelia, Tacubaya y la serie combinada (ver siguiente sección) presentan valores de p menores que .005 y pendiente positiva. Acapulco y Tapachula presentan valores de p menores que .005, pero con pendiente negativa. En las

REGRESION LINEAL PRECIPITACION

TABLA No 5

Estacion	Pendiente Estimada	Error Estándar	Valor de T	Nivel de Significancia
Acapulco	-0.1467	4.5610	-0.0321	0.9744
Colima	4.3356	1.8035	2.4039	0.0189
Culiacán	0.5243	1.0567	0.4961	0.6213
Guadalajara	0.7492	0.9017	0.8308	0.4089
Guanajuato	-0.3925	0.9658	-0.4064	0.6856
Guaymas	0.1076	1.5936	0.0675	0.9465
Hermosillo	2.4054	1.0184	2.3619	0.0225
Isla Gpe.	0.5822	1.4907	0.3905	0.6988
La Paz	-0.2092	1.1820	-0.1770	0.8602
Manzanillo	-5.3542	2.6549	-2.0166	0.0493
Mazatlán	4.2027	2.5601	1.6416	0.1072
Morelia	-0.7360	0.7970	-0.9235	0.3589
Oaxaca	2.2017	0.8189	2.6887	0.0096
Puebla	0.4230	0.8519	0.4965	0.6210
Salina Cruz	3.2214	5.4685	0.5890	0.5592
Tacubaya	1.9468	0.7874	2.4723	0.0159
Tapachula	-13.0450	3.1688	-4.1166	0.0001

REGRESION LINEAL TEMPERATURA

TABLA No 6

Estación	Pendiente Estimada	Error Estándar	Valor de T	Nivel de Significancia
Acapulco	-0.0219	0.0058	-3.7400	0.0005
Colima	-0.0063	0.0042	-1.4925	0.1401
Culiacán	0.0020	0.0030	0.6551	0.5143
Guadalajara	0.0224	0.0044	4.9908	0.0000
Guanajuato	0.0060	0.0020	3.4489	0.0048
Guaymas	0.0220	0.0066	3.3276	0.0021
Hermosillo	0.0272	0.0062	4.3591	0.0000
Isla Gpe.	-0.0102	0.0216	-0.4715	0.6405
La Paz	-0.0004	0.0112	-0.0620	0.9507
Manzanillo	-0.0029	0.0057	-0.5115	0.6113
Mazatlán	0.0087	0.0055	1.5895	0.1184
Morelia	0.0124	0.0019	6.4844	0.0000
Oaxaca	-0.0009	0.0029	-0.3339	0.7394
Puebla	-0.0033	0.0028	-1.1839	0.2405
Salina Cruz	0.0171	0.0064	2.6690	0.0108
Tacubaya	0.0249	0.0021	11.5933	0.0000
Tapachula	-0.0311	0.0047	-6.5725	0.0000
Combinada	0.0171	0.0018	9.2612	0.0000

seis primeras estaciones los valores de Δ son positivos por lo que podríamos hablar de un calentamiento prolongado, sobre todo en las estaciones de Guadalajara, Guanajuato, Morelia y Tacubaya cuyas series son de 69, 67, 70 y 70 años respectivamente, en el caso de Guaymas la serie cuenta con 36 años y la de Hermosillo con 46 años, en este caso el calentamiento promedio en estos lapsos fue de .806 C y de 1.242 C respectivamente, dentro del periodo de 1941 a 1990. En el caso de Guadalajara, Guanajuato, Morelia y Tacubaya, el calentamiento promedio en 70 años fue de 1.568 C, 0.42 C, 0.868 C y 1.743 C respectivamente, en el periodo de 1921 a 1990 (ver tablas 1 y 2). En el caso de Acapulco con 43 años y Tapachula con 50, sus valores de la pendiente muestran que en promedio la temperatura disminuyó 0.94 C y 1.555 C respectivamente, dentro del periodo de 1941 a 1990 (ver tablas 1 y 2).

IV.4.2 Coeficiente de Correlación y Series Combinadas

En el sentido estadístico, la correlación denota una medida numérica del grado de concordancia o asociación entre dos o más variables (Kleinbaum, 1978). Un coeficiente de correlación es un número cuyo valor se encuentra entre +1 (correlación perfecta y positiva) y -1 (correlación perfecta y negativa). El significado de un coeficiente de correlación no está dado solo por su magnitud, también depende del número de pares de valores a partir del cual ha sido obtenido. Si el número de pares es pequeño, el coeficiente de correlación muestral entre dos series climatológicas está sujeto a más errores, siendo en este caso los valores grandes no precisamente significativos. El coeficiente de correlación se usa no solo para obtener una medida de como dos variables aleatorias están asociadas, aparte tiene propiedades que lo relacionan de cerca con el modelo lineal de regresión.

El coeficiente de correlación r entre dos variables X y Y , usado para medir la relación lineal simple entre ellas se define como:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 \sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}} \quad (6)$$

donde \bar{X} y \bar{Y} son las medias aritméticas y n es el número de observaciones. Una fórmula equivalente de r la cual ilustra su relación matemática con el estimador \hat{a}_1 de la pendiente de la línea de regresión es:

$$r = \frac{S_X}{S_Y} \hat{a}_1 \quad (7)$$

donde S_X y S_Y son las desviaciones estándar de las variables X y Y . De acuerdo con la ecuación (7), r es positivo, negativo o cero si \hat{a}_1 es positiva, negativa o cero y viceversa. En las suposiciones estadísticas para el análisis de regresión que vimos anteriormente, no consideramos la variable independiente X (en este caso t) como una variable aleatoria, sin embargo tiene sentido ver el problema de regresión cuando ambas variables X y Y son aleatorias. La medida de r , en este contexto, se interpreta como un índice de asociación entre las dos en el siguiente sentido: uno, cuando r es más positivo la asociación es más positiva. Esto significa que cuando un valor individual es alto para una variable, la otra tendrá también un valor alto y un valor individual bajo para una variable significará un valor bajo para la otra. Dos, cuando r es más negativa, más negativa es la asociación, esto es, un valor individual alto (bajo) para una variable significará un valor bajo (alto) para la otra cuando r es cercano a -1 . Tres, cuando r es cercano a cero hay poca o ninguna asociación. Por asociación se entiende la falta o carencia de independencia estadística entre X y Y . Dicho de otra manera la carencia de una asociación significa

que el valor de una variable no puede ser anticipado razonablemente, conociendo el valor de la otra variable (Kleinbaum, 1978).

Como r es un índice obtenido de una muestra de n observaciones, se sigue que él puede ser considerado como un estimador de un parámetro desconocido de la población. Este parámetro desconocido es llamado el coeficiente de correlación de la población y es generalmente denotado por el símbolo ρ , o simplemente ρ .

La prueba de la hipótesis nula $H:\rho=0$ es realizada para evaluar la asociación entre dos variables X y Y dentro de un mismo intervalo. La prueba de esta hipótesis nula es matemáticamente equivalente a la prueba de la hipótesis nula $H:a=0$ para la pendiente de las línea en el modelo de regresión que vimos anteriormente. Esta relación está sugerida por la fórmula (7), la cual nos dice que a es positiva, negativa o cero si r es positivo, negativo o cero. Es posible escribir la prueba estadística para la hipótesis $H:\rho=0$ enteramente en términos de r y n . Esta prueba estadística esta dada por la fórmula (8), la cual tiene la distribución t de Student con $n-2$ grados de libertad cuando la hipótesis nula $H:\rho=0$ (o, equivalentemente, $H:a=0$) es verdadera. La fórmula en términos de r y n es:

$$T = \frac{r\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}} \quad (8)$$

En las tablas de correlación (ver tablas 7,8,9 y 10), el primer valor corresponde al coeficiente de correlación, entre paréntesis, se muestra el número de datos comunes o parejas de datos de las series para realizar el análisis, y el último valor corresponde al nivel de probabilidad p o nivel de significancia.

El uso más importante del análisis de correlación en climatología se encuentra en conexión con el estudio de la asociación entre series climatológicas causada por la persistencia natural de una variable meteorológica (series de temperatura o

MATRIZ DE CORRELACION FRIAS/PIEZAS
TABLA No. 1

Tabaceros	Acapulco	Colima	Culiacán	Guadalupe	Guaymas	Guaymas	Hermosillo	San Felipe	La Paz	Mazatlán	Mazatlán	Moravia	Oaxaca	Puebla	San Cruz	Tehuacan	Tehuacan
Acapulco	10000	0253	1133	2447	6943	6806	1261	6541	2626	1018	1157	1266	2040	0966	2837	0960	2671
(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)
0000	8720	3476	1011	2766	9674	9214	3023	9660	3607	9079	2466	1976	3268	6761	6761	5269	6660
Colima	0231	10000	1151	1750	1325	0172	2701	1987	1636	1064	2408	2577	1760	3473	2649	5769	1336
(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)
0000	1701	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000
Culiacán	1133	1151	10000	1011	1011	1000	6943	6541	1892	2428	1772	1052	3382	1000	1266	2577	1130
(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)
0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000
Guadalupe	2447	1750	1011	10000	2766	0756	0007	0007	0683	1211	1176	1911	0000	1000	0843	4755	1359
(42)	(42)	(42)	(42)	(42)	(42)	(42)	(42)	(42)	(42)	(42)	(42)	(42)	(42)	(42)	(42)	(42)	(42)
1931	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000
Guaymas	0694	1325	1011	1011	10000	6806	1261	0092	1176	1174	2709	3608	0606	3473	4133	662	0600
(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)
0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000
Hermosillo	1261	1987	1892	0683	0007	0000	0000	0000	0683	1211	1176	1911	0000	1000	0843	4755	1359
(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)
0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000
Mazatlán	1018	1064	1052	3382	1000	1052	1052	1052	1052	1052	1052	1052	1052	1052	1052	1052	1052
(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)
0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000
Moravia	2040	3473	1000	0000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000
(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)
0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000
Oaxaca	0966	2649	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000
(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)
0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000
Puebla	2837	3473	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000
(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)
0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000
San Cruz	0843	4755	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000
(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)
0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000
Tehuacan	4755	1359	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000
(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)	(43)
0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000	0000

MATRIZ DE CORRELACION TEMPERATURA
TABLA No. 8

Estaciones	Acapulco	Coahuila	Culiacan	Guadalupe	Guaymas	Hermosillo	Isa Cipe	La Par	Morazan	Moroles	Oaxaca	Puebla	Salina Cruz	Tacubaya	Tapachula
Acapulco	1.0000 (1)	0.351 (14)	0.162 (14)	0.222 (14)	0.162 (11)	0.267 (12)	0.286 (26)	0.174 (11)	0.205 (11)	0.206 (11)	0.183 (11)	0.376 (11)	0.111 (10)	0.149 (11)	0.549 (11)
Coahuila	0.057 (1)	1.0000 (1)	0.390 (1)	0.390 (1)	0.390 (1)	0.390 (1)	0.390 (1)	0.390 (1)	0.390 (1)	0.390 (1)	0.390 (1)	0.390 (1)	0.390 (1)	0.390 (1)	0.390 (1)
Culiacan	0.013 (1)	0.000 (1)	1.0000 (1)	0.675 (1)	0.675 (1)	0.675 (1)	0.675 (1)	0.675 (1)	0.675 (1)	0.675 (1)	0.675 (1)	0.675 (1)	0.675 (1)	0.675 (1)	0.675 (1)
Guadalupe	0.122 (1)	0.000 (1)	0.025 (1)	1.0000 (1)	0.775 (1)	0.775 (1)	0.775 (1)	0.775 (1)	0.775 (1)	0.775 (1)	0.775 (1)	0.775 (1)	0.775 (1)	0.775 (1)	0.775 (1)
Guaymas	0.134 (1)	0.000 (1)	0.025 (1)	0.025 (1)	1.0000 (1)	0.875 (1)	0.875 (1)	0.875 (1)	0.875 (1)	0.875 (1)	0.875 (1)	0.875 (1)	0.875 (1)	0.875 (1)	0.875 (1)
Hermosillo	0.167 (1)	0.119 (1)	0.000 (1)	0.000 (1)	0.000 (1)	1.0000 (1)	0.299 (1)	0.299 (1)	0.299 (1)	0.299 (1)	0.299 (1)	0.299 (1)	0.299 (1)	0.299 (1)	0.299 (1)
Isa Cipe	0.111 (1)	0.186 (1)	1.0000 (1)	0.481 (1)	0.481 (1)	0.481 (1)	0.481 (1)	0.481 (1)	0.481 (1)	0.481 (1)	0.481 (1)				
La Par	0.262 (1)	0.281 (1)	1.0000 (1)	0.676 (1)	0.676 (1)	0.676 (1)	0.676 (1)	0.676 (1)	0.676 (1)	0.676 (1)					
Morazan	0.111 (1)	0.186 (1)	1.0000 (1)	0.481 (1)	0.481 (1)	0.481 (1)	0.481 (1)	0.481 (1)	0.481 (1)						
Moroles	0.222 (1)	1.0000 (1)	0.676 (1)	0.676 (1)	0.676 (1)	0.676 (1)	0.676 (1)								
Oaxaca	0.111 (1)	0.186 (1)	1.0000 (1)	0.481 (1)	0.481 (1)	0.481 (1)	0.481 (1)								
Puebla	0.111 (1)	0.186 (1)	1.0000 (1)	0.481 (1)	0.481 (1)	0.481 (1)									
Salina Cruz	0.111 (1)	0.186 (1)	1.0000 (1)	0.481 (1)	0.481 (1)										
Tacubaya	0.111 (1)	0.186 (1)	1.0000 (1)	0.481 (1)											
Tapachula	0.111 (1)	0.186 (1)	1.0000 (1)												

MATRIZ DE CORRELACION PRECIPITACION
TABLA No. 9

Estaciones	Colima	Culiacan	Guadalajara	Guanajuato	Morelia	Oaxaca	Puebla	Tacubaya
Colima	1.0000 (.70) 0.0000	3908 (.70) 0.0085	2637 (.70) 0.274	2345 (.70) 0.507	2509 (.70) 0.185	1155 (.70) 0.3410	3398 (.70) 0.010	5265 (.70) 0.000
Culiacan	3908 (.70) 0.0085	1.0000 (.70) 0.0000	2511 (.70) 0.300	1713 (.70) 1.563	2.650 (.70) 0.266	0.364 (.70) 7.646	2846 (.70) 0.169	2328 (.70) 0.525
Guadalajara	2637 (.70) 0.274	2511 (.70) 0.300	1.0000 (.70) 0.0000	6030 (.70) 0.025	3556 (.70) 0.025	1137 (.70) 3.486	1768 (.70) 1.432	3975 (.70) 0.007
Guanajuato	2345 (.70) 0.507	1713 (.70) 1.563	6030 (.70) 0.108	1.0000 (.70) 0.0000	1068 (.70) 0.005	1285 (.70) 2.892	3836 (.70) 0.010	4102 (.70) 0.004
Morelia	2509 (.70) 0.185	2.650 (.70) 0.266	3556 (.70) 0.025	1068 (.70) 0.005	1.0000 (.70) 0.0000	1.666 (.70) 1.840	4080 (.70) 0.005	5086 (.70) 0.000
Oaxaca	1155 (.70) 0.3410	0.364 (.70) 7.646	1137 (.70) 3.486	1285 (.70) 2.892	1.666 (.70) 1.840	1.0000 (.70) 0.0000	3.649 (.70) 0.019	1.628 (.70) 1.780
Puebla	3398 (.70) 0.010	2846 (.70) 0.169	1768 (.70) 1.432	3836 (.70) 0.010	4080 (.70) 0.005	1.666 (.70) 1.840	1.0000 (.70) 0.0000	3.449 (.70) 0.035
Tacubaya	5265 (.70) 0.000	2328 (.70) 0.525	3975 (.70) 0.007	4102 (.70) 0.004	5086 (.70) 0.000	1.628 (.70) 1.780	3.449 (.70) 0.035	1.0000 (.70) 0.000

MATRIZ DE CORRELACION TEMPERATURA
TABLA No. 10

Estaciones	Colima	Culiacan	Guadalajara	Guanajuato	Morelia	Oaxaca	Puebla	Tacubaya
Colima	1.0000 (.66) 0.0000	0.197 (.66) 8.751	-4123 (.66) 0.006	1339 (.66) 2839	0.185 (.66) 6.992	2843 (.66) 0.207	4.998 (.66) 0.000	0.397 (.66) 7.517
Culiacan	0.197 (.66) 8.751	1.0000 (.66) 0.0000	0.184 (.66) 0.997	0.551 (.66) 2.601	0.184 (.66) 8832	1133 (.66) 3.657	3592 (.66) 0.031	0.479 (.66) 7.027
Guadalajara	-4123 (.66) 0.006	0.184 (.66) 0.997	1.0000 (.66) 0.0000	3439 (.66) 1.427	4253 (.66) 1.905	1630 (.66) 2.172	1.650 (.66) 1.577	5.805 (.66) 0.000
Guanajuato	1339 (.66) 2839	0.551 (.66) 2.601	3439 (.66) 1.427	1.0000 (.66) 0.0000	1.636 (.66) 5.991	1878 (.66) 0.000	18.878 (.66) 5.938	25.355 (.66) 5.938
Morelia	0.185 (.66) 6.992	0.184 (.66) 8832	0.184 (.66) 0.000	0.184 (.66) 0.000	1.0000 (.66) 0.0000	3.073 (.66) 0.121	0.059 (.66) 96.26	7.931 (.66) 0.000
Oaxaca	2843 (.66) 0.207	1133 (.66) 3.657	-0.630 (.66) 6.152	0.658 (.66) 5.964	3.073 (.66) 0.121	1.0000 (.66) 0.0000	3.088 (.66) 0.051	1.763 (.66) 7.527
Puebla	4.998 (.66) 0.000	3.592 (.66) 0.031	1.650 (.66) 1.555	18.878 (.66) 5.938	0.059 (.66) 96.26	3.088 (.66) 0.051	1.0000 (.66) 0.0000	0.362 (.66) 7.527
Tacubaya	0.397 (.66) 7.517	0.479 (.66) 7.027	5.805 (.66) 0.000	5.635 (.66) 0.000	7.931 (.66) 0.000	1.763 (.66) 1.568	0.362 (.66) 7.527	1.0000 (.66) 0.000

precipitación en este caso) dentro de un año (WMO, 1966). Otros usos importantes del análisis de correlación en climatología, ocurren en conexión con la formación de variables compuestas, estas; donde dos o más variables son combinadas en una sola, por ejemplo: humedad y temperatura; humedad y precipitación; humedad, presión y precipitación; etc., y también en conexión con la propagación de la variabilidad (WMO, 1966). En nuestro caso las variables climatológicas estudiadas son la precipitación y la temperatura, consideradas diferentes para cada estación (series anuales para cada variable). El objetivo es formar series temporales para precipitación o temperatura, abarcando varias estaciones de acuerdo con el índice de asociación indicado por el coeficiente de correlación y estudiar su comportamiento global como si fuera una serie individual. El objeto de una serie combinada es estudiar el comportamiento promedio de varias muestras tomadas por separado de una misma población. La serie combinada debe de ser más representativa de un comportamiento global de la variable en una área mayor.

Cuatro criterios usamos para formar una serie combinada: primero, que la serie individual de precipitación o temperatura tuvieran una tendencia prolongada corroborada por el rechazo de la hipótesis nula. El segundo y el más importante, fue que el coeficiente de correlación tuviera un nivel de significancia aceptable al igual que en el análisis de regresión, y desde luego; que tuviera el mismo signo para las series que se fueran a combinar. Cumpliéndose con el criterio anterior, podríamos asegurar estadísticamente que en las muestras existe una "asociación" en el sentido discutido anteriormente, y por lo tanto que dichas muestras pudieran serlo de una misma población. El tercer criterio que se uso fue el tamaño de la muestra, ya que se buscaba encontrar tendencias de largo plazo que fueran interpretadas lo menos posible como fluctuaciones naturales pertenecientes a un ciclo, como un período seco o húmedo o un calentamiento o enfriamiento no prolongados. Varios ejemplos de lo anterior pueden ser observados en las gráficas de las series originales con el promedio móvil; por

ejemplo, en la gráfica (2) de Acapulco vemos un descenso de la temperatura media solo de 1951 a 1973 y después pareciera iniciar un ascenso. En la gráfica (22) de Guaymas hay un ascenso de la temperatura de 1946 hasta 1964 y después parece iniciar un periodo de descenso; por lo que, en ambos casos; lo que debemos concluir es que las tendencias mostradas en el análisis de regresión son las que predominan en un ciclo natural (por lo menos, de acuerdo al tamaño de la muestra). Lo anterior no es el caso para series como la de Tacubaya (ver gráfica 62), donde existe claramente una tendencia prolongada de 1939 en adelante, sin ciclos prolongados. El cuarto y último criterio empleado fue la cercanía relativa de las estaciones consideradas, ya que en caso de cumplirse todos los criterios nos asegura un análisis global más preciso.

Para el caso de la precipitación ninguna estación cumple con el primer criterio excepto Tapachula por lo que no se obtuvo ninguna serie combinada.

En el caso de la temperatura se combinaron las series de Guadalajara, Guanajuato, Morelia y Tacubaya. Estas son las únicas cuatro estaciones que cumplen con todos los criterios. Todas presentan una tendencia positiva, su correlación (ver tablas 7,8,9 y 10) es positiva y presenta un nivel de significancia aceptable (es decir, con p menor que .005), todas cuentan con series de 67 años o más y todas están situadas en el centro (ver mapa 2), relativamente cercanas dentro de la escala espacial que manejamos, aparte de que sus latitudes no difieren en mucho. La serie combinada (ver gráfica 69) se obtuvo promediando los datos anuales de cada estación. Los datos de regresión para la serie combinada pueden consultarse en la tabla 6. Es claro que en la serie combinada se observa una tendencia positiva de aumento en la temperatura, con un nivel de significancia aceptable para rechazar la hipótesis nula (ver tabla No.6) y con un calentamiento promedio global de 1.197 C en 70 años.

IV.4.3 Autocorrelación

Los coeficientes de autocorrelación nos proporcionan importante información acerca del patrón en los datos de las series de tiempo y sus subcomponentes (principalmente tendencias, estacionalidad y aleatoriedad) (Makridakis, 1978).

El análisis de autocorrelación es similar al de correlación pero se aplica a valores de la misma variable en diferentes desplazamientos de tiempo. Aquí se usó para corroborar algún patrón de tendencia prolongada en las observaciones. La fórmula para calcular el coeficiente de autocorrelación r_k de un desplazamiento de tiempo k está dada por

$$r_k = \frac{\sum_{t=1}^{n-k} (X_t - \bar{X})(X_{t+k} - \bar{X})}{\sum_{t=1}^n (X_t - \bar{X})^2} \quad (9)$$

donde k es la longitud del desplazamiento de tiempo, n es el número de observaciones, X_t es el valor de la variable al tiempo t y \bar{X} es la media aritmética de todos los datos. La gráfica de r_k contra el desplazamiento k es llamada la función de autocorrelación del proceso (Montgomery, 1976). Si las r_k caen lentamente a cero, y más de dos o tres difieren significativamente de cero, entonces existe una tendencia en las series (Makridakis, 1978). En las gráficas de la 1 a la 70, podemos observar la función de autocorrelación para la precipitación y la temperatura de cada estación, así como; la gráfica de la función de autocorrelación para la serie combinada de temperatura.

Para todas las series, excepto Guanajuato, en donde se aceptó el modelo lineal de regresión incluida la serie combinada, sus correspondientes gráficas de autocorrelación muestran que el coeficiente r_k cae lentamente a cero en más de tres desplazamientos, corroborando una tendencia. En el caso de Guanajuato la función de autocorrelación no nos indica una tendencia clara, sin embargo, el nivel de probabilidad obtenido en

el modelo de regresión lineal es de 0.0048 (ver tabla 6), aceptable para rechazar la hipótesis nula.

IV.5 Influencia del Fenómeno ENSO en la Precipitación

Extendiéndose desde los 14 N hasta los 33 N, México sufre la transición del clima tropical hasta las latitudes templadas. La parte sur del País tiene un clima tropical todo el año. Sistemas del clima de las latitudes medias prevalecen en el norte, pero en el invierno boreal estas pueden penetrar profundamente en el trópico. Recientes estudios (por ejemplo: Ropelewski y Halpert, 1986, 1987; Kiladis y Diaz, 1989; Rasmusson y Mo, 1993; Mo y Rasmusson, 1993; Rasmusson y Arkin, 1993) han mostrado diversos efectos del fenómeno ENSO en el trópico contra las latitudes templadas. El caso de México cobra especial interés por su gran extensión latitudinal. Existen también algunos estudios recientes relacionados con algunos efectos de ENSO en nuestro País (por ejemplo: Cavazos y Hastenrath, 1990; Stahle y Cleaveland, 1993). Más adelante, en esta sección, compararemos los resultados de los estudios mencionados en lo que respecta a México, con los resultados de este estudio.

El objetivo de esta parte del trabajo es establecer la asociación del fenómeno ENSO con los patrones globales de precipitación en el Pacífico Mexicano y el Centro del País. Para poder establecer esta asociación usamos el método empírico propuesto por Ropelewski y Halpert (Ropelewski y Halpert, 1986, 1987), este último en lo que corresponde a la identificación de una "estación" dentro de un ciclo ENSO idealizado compuesto de 24 meses y la construcción posterior de series de tiempo basada en esta identificación (ver sección IV.5.1). Los datos usados en el análisis corresponden a los totales mensuales de precipitación para las estaciones usadas aquí. Toda la información procesada en esta parte se encuentra desplegada en las gráficas de la 71 a la 110.

IV.5.1 Identificación de la Señal ENSO en la Precipitación

Según los eventos identificados por Rasmusson y Carpenter (Ropelewski y Halpert, 1986), un ciclo ENSO tiene una duración de aproximadamente dos años. Cada ciclo ENSO estaría compuesto de un período de 24 meses empezando en julio del año anterior al año que se identifica como año de El Niño y terminando en junio del año siguiente. Al inicio del período ENSO (fase temprana) el SOI empieza a subir, alcanzando generalmente las máximas anomalías en el verano de los años de El Niño, para después iniciar su descenso en la fase madura del evento. El año identificado como de El Niño de un evento caliente, es el año donde el índice de la SO cambia de signo de positivo a negativo, y cuando las anomalías de la TSM en el Pacífico ecuatorial oriental se vuelven fuertemente positivas. El objetivo es construir ciclos compuestos de 24 meses con los episodios de ENSO que se generen en los períodos abarcados por las series de observaciones y observar como se comporta en promedio la precipitación, como veremos más adelante. Los años identificados como años con Niño en el período 1921-1990, son: 1923, 1925, 1930, 1932, 1939, 1941, 1951, 1953, 1957, 1965, 1969, 1972, 1976 y 1982 (Ropelewski y Halpert, 1987).

En la primera parte del análisis los datos de totales mensuales de precipitación fueron estandarizados y expresados como un percentil de la distribución normal. Expresar la precipitación como percentiles coloca las anomalías (diferencias de cada valor con la media del período) de precipitación de cada estación que tienen diferentes medias y varianzas sobre una misma base, facilitando la interpretación de los patrones de precipitación en regímenes que tienen grandes diferencias de estación a estación. Para cada estación examinada, se formaron ciclos ENSO compuestos para los períodos de 24 meses, empezando con el julio que precede al episodio designado como Jul(-), continuando hasta el junio después del episodio, designado como Jun(+). Así, para el episodio ENSO de 1972, el período de interés corre de julio de 1971 hasta junio de 1973. De acuerdo con los ciclos compuestos generados por

cada serie de observaciones, se formaron los períodos de 24 meses con los valores percentiles de cada mes, estos fueron promediados para obtener un solo ciclo ENSO "agregado" (Ropelewski y Halpert, 1987) para ser graficado (ver gráficas nones de la 71 a la 109). Este agregado se usa para identificar subjetivamente un período o una "estación" dentro del ciclo ENSO con una máxima señal aparente y el signo de esta señal (Ropelewski y Halpert, 1987). El signo positivo se refiere a que el valor percentil se encuentre arriba del 0.0 % (o del 50% si la escala fuera de 0.0% a 100%), que aquí representa la media muestral de los percentiles mensuales, es decir; el valor graficado es el promedio de los percentiles que corresponden a cada mes en el período ENSO compuesto para todos los episodios generados por cada serie de observaciones, menos la media de los percentiles mensuales en cada serie de observaciones. El signo negativo se refiere al caso contrario.

La segunda parte del análisis consistió en obtener las series de cada estación con los percentiles mensuales promediados para la "estación" ENSO identificada en el análisis previo. Los promedios son graficados (ver gráficas pares de la 2 a la 110) para determinar la consistencia de la señal relacionada con el ciclo ENSO, dentro de la región de que se trate y para todos los años de las series.

Después de examinar las diferentes "estaciones" identificadas en los períodos compuestos para cada serie individual, así como, las series construidas para checar la consistencia de las mismas, fueron construidas series combinadas sobre las que se aplicó el mismo análisis anterior (ver siguiente sección).

IV.5.2 Resultados

En las gráficas nones de la 71 a la 109, podemos ver los ENSO "agregados" graficados contra el período de 24 meses, empezando en Jul(-) y terminando en Jun(+). El número de episodios que genera la serie de observaciones es indicado en cada gráfica, estos fueron los episodios cuyos percentiles se promediaron mes a mes (24) para

obtener el "agregado". Siguiendo la recomendación de Ropelewski y Halpert, el evento de 1982 no fue considerado en los promedios para asegurar que este episodio no afecte los resultados, debido a lo particularmente extremo del mismo (Ropelewski y Halpert, 1987). Sin embargo, el evento de 1982 si fue considerado (donde hubo datos para incluirlo) para la formación de las series de la "estación" ENSO identificada y de esta manera poder compararlo con los otros eventos.

De acuerdo con la "estación" de ENSO y el signo de la señal identificada, dividimos en tres regiones (ver mapa 3) la costa del pacífico y el centro. Las líneas que dividen las regiones están trazadas subjetivamente y de ninguna manera representan una división real, este estudio debe de complementarse con toda la información climatológica disponible en las diferentes regiones. En las estaciones de: Colima, Culiacán, Guadalajara, Guanajuato, Isla Guadalupe, La Paz, Manzanillo, Mazatlán, Morelia y Tacubaya que corresponden a la región I, la "estación" ENSO detectada (máxima señal aparente) se encuentra en el período de Sep(0) a Mar(+), y su signo es positivo (ver mapa 3, y gráficas 73, 75, 77, 79, 85, 87, 89, 91, 93 y 101). En todas la estaciones mencionadas de la región I, se puede observar consistencia en la señal identificada para los promedios anuales de los meses que corresponden a la "estación" ENSO (ver gráficas 74, 76, 78, 80, 86, 88, 90, 92, 94 y 102). En todos los casos, la precipitación promediada está arriba de lo normal en un alto porcentaje en relación a los eventos secos, para las estaciones ENSO identificadas. De acuerdo con los datos obtenidos se construyeron series combinadas para los períodos abarcados por las serie de observaciones. Cada serie combinada es el promedio de los valores percentiles de cada mes, una vez hecho lo anterior se procedió a realizar el mismo análisis de las series individuales.

En la región I se construyeron dos series combinadas, la que abarca 50 años (1941-1950) y la que abarca 70 años (1921-1990), la primera con 9 estaciones de la región y la segunda con 6. De la primera se excluyó Isla Guadalupe por contar con pocos años de

observaciones y en la segunda se incluyeron a Colima, Culiacán, Guadalajara, Guanajuato, Morelia y Tacubaya, por contar todas con 70 años de observaciones dentro de la región I. Los resultados pueden verse en la gráficas 105, 106, 107 y 108. En la primera serie combinada la "estación" ENSO corresponde a Sep(0)-Feb(+) y en la segunda a Oct(0)-Feb(+). En ambas series puede observarse la consistencia que existe con la señal positiva, encontrándose precipitación promedio arriba de lo normal en las "estaciones" ENSO. En la primera, de 9 episodios que incluye la serie, 7 son con precipitación arriba de lo normal (77.7%), y en la segunda, de 14 episodios 10 son con precipitación arriba de lo normal (71.4%), sin embargo, los eventos húmedos son de mayor magnitud que los eventos secos en las series combinadas (ver gráficas 106 y 108). Podemos concluir que en ambas series combinadas existe consistencia en los resultados y que se confirma, en promedio, una asociación a escala global entre los patrones de precipitación de la región I con ENSO, es decir; las anomalías (positivas en este caso) de la precipitación dentro de la variabilidad anual debidas a la influencia ENSO y presentes en las series individuales, se mantienen en promedio en las series combinadas para todas las estaciones en la región I. Habría que destacar que las series promediadas muestran mucho más estabilidad que las individuales siendo más fácil detectar una "estación" ENSO y observar la consistencia en las series de promedios anuales. Lo anterior es debido a que los valores tienden a concentrarse alrededor del valor medio, por lo que es más fácil observar una anomalía. Por último, en lo que respecta a la región I y de acuerdo con lo que observamos en la gráficas de las series combinadas (ver gráficas 106 y 108), el evento de 1982 fue en promedio, de magnitud menor que los otros eventos en lo que se refiere a producir precipitación arriba de lo normal. Los eventos extremos de ENSO al parecer tienden a invertir los efectos que se producen en diferentes regiones con los eventos normales (WMO, 1987).

El la Región II, donde corresponden las estaciones de: Acapulco, Oaxaca y Puebla; la "estación" ENSO identificada se

encuentra dentro del período de Abr(0) a Sep(0), y el signo de la señal es negativo (ver gráficas 71, 95 y 97). Igual que en la región I, se formaron dos series combinadas, la primera para incluir las 3 estaciones de la región II en el período de 1941 a 1990. En la segunda solo se incluyó a Oaxaca y Puebla para aprovechar que ambas cuentan con 70 años de observaciones en el período de 1921 a 1990. En la primera, la "estación" ENSO identificada es de May(0) a Oct(0) y en la segunda de May(0) a Sep(0), corroborando los resultados de las series individuales (ver gráficas 109 y 111). Tanto las series individuales como las combinadas para la "estación" ENSO en la región II, muestran una alta consistencia con la señal identificada (ver gráficas 72, 96, 98, 110 y 112). En la primera serie combinada para Acapulco, Oaxaca y Puebla, de 10 episodios incluidos, los 10 son secos, y en la segunda de 14, 11 son secos. En los dos casos, el evento de 1982 muestra la misma influencia que la mayoría de los demás eventos aunque no se encuentra dentro de los casos extremos.

La región III no está bien identificada, solo se marcó con el fin de destacar dos casos importantes: el de Salina Cruz, cuya señal tiene signo negativo en la "estación" ENSO de Sep(-) a Feb(0), y el de Tapachula cuya señal también tiene signo negativo pero en la "estación" ENSO de Dic(0) a Mar(+). El primer caso de Salina Cruz tiene características especiales, debido a que la estación se encuentra situada en la parte sur del Istmo de Tehuantepec y por lo tanto se ve influenciada por los vientos llamados "nortes", que afectan profundamente el clima de la región (Lavín y otros, 1992; Clarke, 1988). La división marcada donde se encuentra Salina Cruz corresponde al Istmo de Tehuantepec, aquí, la cadena montañosa se interrumpe permitiendo que los "nortes" penetren desde el Golfo de México hasta el Pacífico, dando lugar a importantes fenómenos meteorológicos y oceanográficos como fuertes vientos, y afloramiento de aguas frías profundas en el océano, debido al acarreo de las aguas superficiales por los vientos (Lavín y otros, 1992). La "estación" ENSO identificada para Salina Cruz, corresponde a un período en donde los "nortes" son más

frecuentes y al parecer normalmente es un período lluvioso (ver gráfica 100).

En el caso de Tapachula, su "estación" ENSO identificada de Dic(0) a Mar(+) esta dentro del período de la "estación" ENSO en la región I, pero con signo contrario. Este parece ser el patrón normal de precipitación en Tapachula con respecto a estaciones en la región I. Lo anterior puede verse en la tabla de correlación para precipitación, en donde los valores del coeficiente son negativos entre Tapachula y la mayoría de las estaciones en la región I (ver tabla No. 7).

En los casos de Guaymas y Hermosillo no fue posible identificar claramente una "estación" ENSO, ni observar consistencia en las que se escogieron, por lo que no fueron incluidas para en el análisis. En la serie de la "estación" ENSO para Hermosillo (ver gráfica 84), por ejemplo, es claro observar que los años secos de El Niño pertenecen a periodos secos de varios años en la serie, por lo que no existe consistencia.

Los resultados mostrados hasta aquí coinciden en buena parte con los resultados de Ropelewski y Halpert para la región I y la región II, no siendo así para el caso de Salina Cruz y Tapachula. Ropelewski y Halpert reportan para lo que llaman La Región Mexicana y El Golfo que en parte abarca la región I, una "estación" ENSO de Oct(0) a Mar(+) húmeda, lo que coincide en parte con la "estación" identificada de la región I de Sep(0) a Feb(+). Para el sur de México y Centro América reportan una "estación" ENSO seca de Jul(0) a Oct(0), lo que en parte coincide con los resultados de la región II, cuya "estacion" detectada aquí es de May(0) a Oct(0) (Ropelewski y Halpert, 1986, 1987). Algunos estudios reportan también años secos en Centro América para los años con Niño (Guzmán, 1990; Zárata, 1990).

IV.5.3 Interpretación de los Resultados

Algunos estudios recientes han empezado a poner a luz la conexión de los patrones de precipitación con el fenómeno ENSO en

diferentes regiones del planeta. En particular, el caso de México ha sido de especial interés debido a la conexión detectada de la precipitación con ENSO, llamada la "Conexión Mexicana" (Ropelewski y Halpert, 1986, 1987; Cavazos y Hastenrath, 1990; Rasmusson y Kingtse, 1993; Rasmusson y Arkin, 1993; Janowiak, 1993; Kousky, 1993). Lo anterior se debe a la disposición que existe actualmente de gran cantidad de información, tanto de estaciones terrestres, como de satélites meteorológicos. Los estudios mencionados tratan de dar una perspectiva global, es decir, a nivel planetario, de la naturaleza y las causas de anomalías persistentes en algunas regiones.

A partir del reconocimiento de que la actividad convectiva en el trópico es particularmente importante como un mecanismo de forzamiento para la circulación de la atmósfera a gran escala y el clima, los análisis de observaciones espaciales sistemáticas y datos de la superficie marina de las tres últimas décadas, han mejorado notablemente el entendimiento de los regímenes convectivos en el trópico y su relación con las condiciones superficiales y la circulación general. Todos estos datos permiten analizar ciclos completos del fenómeno ENSO y resumir el clima estacional y la variabilidad anual (Kousky, 1993). A partir de los estudios mencionados y los resultados obtenidos en este trabajo, trataremos de dar una interpretación de la relación encontrada entre ENSO y la precipitación.

IV.5.3.1 Resumen de la Circulación General en México

Durante el invierno boreal (noviembre-abril) la circulación en la troposfera superior está dominada por la corriente occidental de chorro subtropical, con los vientos del oeste extendiéndose profundamente en el trópico. La Zona Intertropical de convergencia (ZITC) sobre el Pacífico oriental esta localizada relativamente más al sur, y la inversión de los alisios está bien desarrollada. Esta es la estación seca sobre gran parte del Mar Caribe, México y América Central. Es en esta estación que los llamados nortes o

invasiones frías de las latitudes medias, pueden penetrar hacia el sur sobre el puente de México y América Central, proporcionando nubosidad estratiforme y lluvia sobre la barrera de las grandes cadenas montañosas (Cavazos y Hastenrath, 1990).

Durante el verano boreal (mayo-octubre), los vientos del oeste desaparecen, los vientos del este sobre el Caribe se extienden de la superficie a la troposfera superior (Rasmusson y Arkin, 1993). La depresión del Atlántico Norte (alta) y la presión baja ecuatorial esta desplazada hacia el norte, el movimiento ascendente prevalece en el mar Caribe y la inversión de los alisios es débil. Los ciclones tropicales, especialmente en la parte tardía del verano boreal afectan las regiones costeras de Golfo y del Pacífico (ver sección IV.6). El verano boreal es la estación lluviosa en la mayor parte del País con períodos secos llamados canículas en julio y agosto (Douglas et. al., 1993).

IV.5.3.2 Influencia de ENSO en la Circulación y la Precipitación en México

Dentro de la variabilidad que existe y ha sido estudiada del fenómeno ENSO, hay ciertas anomalías persistentes que se reconocen en sus diferentes fases. Una de estas anomalías es la que se asocia con un aumento de la corriente occidental de chorro subtropical en la troposfera superior, que a su vez se relaciona con el aumento de la actividad convectiva en el Pacífico ecuatorial central y oriental, en la fase madura de ENSO, con un índice de la Oscilación Sureña (SOI, por sus siglas en inglés) bajo (Kousky, 1993; Janowiak, 1993; Rasmusson y Arkin, 1993). La fase madura de ENSO coincide con el invierno boreal a fines de los años(0) de El Niño y principios de los años(+), como vimos en la sección IV.5.1.

La extensión de agua caliente hacia el este en el Pacífico y el crecimiento de la actividad convectiva en el Pacífico central y oriental son características prominentes durante la fase madura de ENSO (SOI bajo), con la formación de una circulación anómala en la troposfera superior en ambos hemisferios. Esta anomalía esta

asociada con lluvia fuera de lo normal en el suroeste de Estados Unidos y la parte norte, centro de México y el Golfo de México. El fenómeno anterior da cuenta del aumento de la precipitación en la región I detectado en este trabajo. Cabe hacer la aclaración de que el método usado para detectar esta anomalía en el presente trabajo, toma en cuenta el promedio de los episodios de ENSO generados por las series de datos y por tanto es importante destacar que los efectos son diferentes para cada evento.

Para ilustrar lo anterior, podemos mencionar la anomalía de la radiación de onda larga (ROL) para los meses de diciembre, enero y febrero, detectada para los eventos calientes de 82-83, 86-87 y 91-92 (Kousky, 1993). En el primero, una anomalía negativa de ROL (negativa significa actividad convectiva y lluvia arriba de lo normal) se detecta en la parte sur del País y gran parte del Golfo de México y una anomalía positiva de ROL en la parte sur extrema de Baja California Sur y extendiéndose hasta las costas de Sinaloa. La parte norte y centro no presenta ninguna anomalía para este episodio. El segundo evento no provocó ninguna anomalía en el País, ni en el Golfo de México. Y por último, el tercer evento provocó una anomalía negativa de ROL en el norte, centro del País y El Golfo de México (Kousky, 1993). Los tres eventos mencionados son particularmente importantes para señalar los efectos de ENSO en la precipitación en México.

El primer evento, 82-83, está caracterizado por haber sido el episodio de mayor magnitud de que se tenga memoria. Al parecer, invirtió los efectos en nuestro País provocando más lluvias en el sur durante su fase madura y dejando relativamente seco el norte y parte del Golfo de México. Lo anterior puede asociarse con una anomalía extrema en la circulación y un desplazamiento también extremo de agua caliente en el Pacífico hacia el este y por tanto de la actividad convectiva. En suma, los efectos se desplazaron en su localización y en su magnitud. El evento de 86-87 fue débil y no provocó ningún efecto aparente en la ROL. Y por último, el evento 91-92, parece haber sido de la magnitud de los que en promedio provocan lluvia en la parte centro y norte del País y el Golfo de

México en la fase madura de ENSO.

El trabajo de Cavazos y Hastenrath (1990), sobre convección y lluvia y su modulación por la SO en México, nos da un cuadro más completo de los efectos de ENSO. En dicho estudio, se analiza por una parte, la correlación entre la componente meridional del viento a 200, 500, y 850 mb, y el índice de SO para el invierno y el verano boreales; y por otra, se hace lo mismo con la precipitación y el SOI. Para el invierno boreal (fase baja del SOI) y a 200 mb, se encuentran altos valores negativos de correlación, lo que indica aumento de la corriente occidental de chorro en la troposfera superior, tanto en México, Golfo de México y Mar Caribe. El mismo cuadro se mantiene para 850 mb en la troposfera baja, aunque mucho menos pronunciado, indicando debilitamiento de los alisios del este en las tres regiones mencionadas. Para el verano boreal (fase alta del SOI) a 200 mb, se encuentran valores negativos en la costa del Pacífico, Golfo de México y Mar Caribe y valores positivos bajos en la planicie, lo anterior indica que los oestes se debilitan en la troposfera superior en la fase alta de SOI. En el verano, a 850 mb en la troposfera baja, se encuentran valores negativos bajos y valores positivos bajos en el norte, Golfo de México y Mar Caribe, indicando debilitamiento de los alisios en la fase alta de SOI, como una situación anómala.

Para el caso de la precipitación, en la fase baja de SOI en el invierno boreal, se encuentran valores negativos altos de correlación, prácticamente en todo lo que corresponde a la región I, indicando aumento de precipitación y en concordancia con los resultados de este trabajo y los de Ropelewski y Halpert (1986, 1987). Cabe destacarse que algunos valores positivos de correlación, o valores negativos muy bajos y no significativos se encuentran en Veracruz, Chiapas, Tabasco, Oaxaca y Guerrero (se comprende el Istmo de Tehuantepec), indicando, para el invierno boreal (SOI bajo), una disminución de la precipitación o un efecto no significativo para esta región. Para el verano boreal (SOI alto), se encuentran correlaciones positivas prácticamente en todo

el País, indicando aumento de precipitación, aunque es evidente que este período corresponde a la estación de lluvias, sin embargo; algunos valores negativos indicando baja precipitación se encuentran en Mérida, Quintana Roo, Tabasco y Guerrero. De lo discutido anteriormente podemos concluir lo siguiente:

Para la región I (ver mapa 3), el aumento promedio detectado en la precipitación para la estación Sep(0)-Feb(+) que corresponde a la fase madura de ENSO con SOI bajo, se asocia con una anomalía de la circulación en la troposfera superior que corresponde a un aumento de la corriente occidental de chorro subtropical, asociada con un aumento de la actividad convectiva en el Pacífico central y oriental, que a su vez se debe al desplazamiento de agua caliente hacia el este en el Pacífico. El punto anterior se ve corroborado en todos los trabajos mencionados.

Para la región II (ver mapa 3), se encuentra una disminución promedio de la precipitación en la estación May(0)-Sep(0), correspondiendo al período de verano boreal (SOI alto). El resultado anterior coincide en parte con los resultados de Cavazos y Hastenrath (1990), ya que ellos reportan aumento de precipitación en todo el País para el verano boreal, sin embargo; no dan cuenta de los valores negativos encontrados para Guerrero, Mérida, Quintana Roo y Tabasco. La disminución de la precipitación en la región II puede ser explicada por la disminución anómala de los alisios en la troposfera baja en el período de verano boreal con un SOI alto, ya que son estos vientos los que provocan precipitación en la región II, y en general en todo el País en la estación lluviosa, como puede comprobarse en el estudio de Douglas, et. al. (1993), sobre el llamado "Monzón Mexicano". En las gráficas 105 y 107 podemos observar que para el verano boreal (SOI alto), no se observa un aumento en la precipitación, sino más bien al contrario, una moderada disminución, lo que nos llevaría a plantear que en general hay una baja relativa en las lluvias para la región I, con un pronunciamiento en la región II, cuando el SOI es alto.

El caso de Salina Cruz, estación situada al sur del Istmo de Tehuantepec, su "estación" ENSO identificada corresponde a SEP(0)-

Feb(0) en la fase temprana de ENSO con un SOI alto en invierno. Como dijimos anteriormente, este período es de nortes, los cuales afectan al Istmo provocando precipitación. En el trabajo de Hastenrath et. al. (1987) se encuentra que la presión sobre los mares de América Central tiende a estar anómalamente alta en la fase temprana de ENSO con un SOI alto, lo que puede ser un factor para disminuir la invasión de los nortes en la fase temprana de ENSO, y por tanto disminuir la precipitación en la región.

En cuanto a Tapachula, la estación situada más al sur, parece obedecer a otro patrón de precipitación en relación con ENSO, diferente a las regiones I, II y Salina Cruz. El patrón normal como puede observarse en la tabla 7 de correlación, es que, cuando llueve en Tapachula, en la región I llueve menos (como si fuera un dipolo), este comportamiento se mantiene en los eventos extremos de ENSO, como vimos anteriormente para los meses de diciembre, enero y febrero de 82-83, y en promedio también, cuando en la región I llueve más de lo normal en la fase baja del SOI, en Tapachula llueve menos de lo normal.

IV.6 Tormentas Tropicales y Huracanes en El Pacífico Mexicano

Los datos usados en esta parte fueron obtenidos en el Servicio Meteorológico Nacional y se pueden consultar en las recopilaciones sobre trayectorias ciclónicas de los periodos 1960-1980 y 1980-1985. El período usado aquí para analizar la frecuencia de ocurrencia de los ciclones tropicales es de 1960 a 1987 (los datos de los años 86 y 87 también fueron obtenidos en el SMN), debido a que fue a partir de 1962 que entraron en operación los satélites meteorológicos, proporcionando datos más confiables.

El objetivo de esta sección es analizar la frecuencia de los ciclones tropicales dentro de la modalidad de tormentas tropicales y huracanes que afectan las costas de Pacífico Mexicano, con el fin de poder establecer alguna liga con el fenómeno ENSO y ver como contribuyen a la variabilidad anual dentro de los patrones de precipitación, y por tanto, como afectarían los resultados de este

estudio.

Aproximadamente cada año, 80 ciclones tropicales alcanzan la intensidad de tormentas tropicales en el mundo (vientos máximos de superficie entre 68 y 118 km/h), y alrededor de dos terceras partes de estas alcanzan el estado de huracanes (vientos máximos de superficie mayores de 118 km/h). El promedio de variación anual es solo de 7% con variaciones extremas de -16% a 22%, lo cual es una razón de ocurrencia remarcablemente estable para un sistema de tiempo que es considerado un fenómeno relativamente raro en cualquier valle oceánico (Frank, 1985). También, no parece haber ninguna tendencia de largo plazo en la frecuencia de ciclones en ninguno de los valles oceánicos en el periodo de 1960 a 1985 (Frank, 1985).

De todos los ciclones formados sobre aguas tropicales, 87% de ellos se forman dentro de los 20° de latitud del ecuador. Las tormentas que se forman más allá de 20° de latitud son casi siempre encontrados en el Hemisferio Norte. Alrededor de dos terceras partes de todas las tormentas tropicales se forman en el Hemisferio Norte y el doble de ciclones tropicales ocurren en el Hemisferio Oriental que en el Occidental. Los ciclones tropicales son fenómenos estacionales y en la mayoría de los valles tienen una frecuencia máxima de formación al final del periodo de verano, debido en parte a que esta es la época cuando las aguas oceánicas donde se originan están más calientes. Se ha estimado que el 80% de todos los ciclones tropicales se originan en, o ligeramente hacia los polos, de la Zona Intertropical de Convergencia (Frank, 1985).

IV.6.1 Ciclones Tropicales en el Pacífico Central y Oriental

La variabilidad interanual de ciclones tropicales es moderada en este valle oceánico (que es donde se originan los ciclones que afectan las costas del Pacífico Mexicano), y hay un fuerte ciclo estacional (Frank, 1985). Uno de los hechos geográficos más interesantes del origen de los ciclones, es la alta concentración de génesis en una región pequeña al oeste de Centro América. Esta

área, la cual tiene una región compacta de TSM arriba de 29 C, es la de mayor frecuencia de génesis por unidad de área en el mundo. Existe, de cualquier forma, controversia acerca de la frecuencia con la cual las ondas orientales provenientes de Atlántico cruzan Centro América para disparar la formación de ciclones en el Pacífico Oriental (Frank, 1985).

Los ciclones tropicales que afectan las costas de Pacífico Mexicano se originan con mayor frecuencia en la parte sur del mismo y al oeste de Centro América. De los datos obtenidos para el período de 1960 a 1985 podemos decir que un 95% de las tormentas tropicales y los huracanes se originan en área comprendida entre 8.64 y 21.28 de latitud norte, y entre 89.24 y 115.32 de longitud oeste, siguiendo, en la mayoría de los casos, una trayectoria hacia el noroeste paralela a las costas y recurvando en algunos casos para penetrar en todos los estados costeros del Pacífico, aunque con diferente frecuencia, siendo los estados más afectados Baja California Sur, Sinaloa, Jalisco y Michoacán.

La gráfica 113 es un histograma de frecuencia mensual (número de eventos en el período) para el período de 1960 a 1985, donde podemos observar un fuerte ciclo estacional de mayo a diciembre, aunque los eventos de mayo, noviembre y diciembre son muy poco probables. En 26 años, un solo caso se presentó en el mes de diciembre, 4 en mayo y 3 en noviembre de un total de 139, .71%, 2.87% y 2.15% respectivamente, siendo septiembre el mes de mayor frecuencia de ocurrencia para estos fenómenos. En la gráfica 114 podemos observar la anomalía anual de frecuencia (valor anual menos la media) de los ciclones tropicales que afectaron las costas del Pacífico (que tocaron tierra o pasaron cerca, a una distancia menor de 100 millas náuticas). Las barras oscuras son los años(0) de El Niño en este período. La frecuencia anual parece disminuir en los años de El Niño (fase alta de SOI), aunque la variación es muy pequeña en relación con otros años. En la gráfica 115 se muestra la serie anual en el período 1960-1987, con promedio móvil y tendencia. El modelo de regresión lineal muestra una tendencia negativa con pendiente -0.04789 pero con un nivel de significancia

de .156 que no es adecuado para rechazar la hipótesis nula de pendiente igual a cero. La gráfica 116 de autocorrelación nos confirma lo anterior, ya que, no se observa ninguna tendencia ni ciclo, sino más bien aleatoriedad en los datos. Otros datos calculados fueron los siguientes: el promedio de días de duración de tormentas tropicales y huracanes para el período 1960-1985 fue de 5.1 días, con una desviación estándar de 3.0 días, la frecuencia anual en el período de 1960 a 1987, tiene una media de 4.25 eventos y una desviación estándar de 1.43 eventos.

IV.6.2 Interpretación de Resultados

Lo encontrado en los resultados anteriores confirma que la variación anual en la frecuencia de tormentas tropicales y huracanes tiene un fuerte ciclo estacional que corresponde al período de verano boreal, la principal época de lluvias en el País. La variación anual es estable y no parece haber ninguna tendencia de largo plazo, al menos en el período analizado aquí. En lo que respecta a la relación con ENSO, parece ser que la frecuencia disminuye en los años con Niño (en el verano boreal con SOI alto, la frecuencia está abajo de la media en cuatro de cinco eventos). Lo que si podemos afirmar con seguridad es que en los años con Niño, en el período de verano boreal (SOI alto), el número de ciclones no aumenta. Una explicación que pudiera ser viable para la disminución de ciclones que afectan las costas del Pacífico mexicano es que los vientos del este disminuyen en la fase alta del SOI (verano boreal Mayo-Octubre), situación anómala como vimos en la sección IV.5.3, afectando la zona donde con mayor frecuencia se generan los ciclones.

De la discusión anterior podemos concluir en cuanto a la relación de la frecuencia de ciclones tropicales con los patrones de precipitación en el Pacífico mexicano, lo siguiente:

Siendo la variación anual en la ocurrencia de ciclones tropicales estable y sin ninguna tendencia significativa, aparte del fuerte ciclo estacional, los ciclones tropicales no afectan en

promedio los patrones de precipitación anual. En cuanto a ENSO, y debido como dijimos, al fuerte ciclo estacional, los ciclones solo podrían afectar la precipitación en este período (Junio-Octubre principalmente, con un máximo en septiembre) y no en otros, por lo que su relación con la precipitación en un ciclo ENSO compuesto se reduce a los periodos del verano boreal. Por lo anterior, el aumento en la precipitación en la región I para la estación Sep(0)-Feb(+) no tiene relación con la frecuencia de los ciclones, dado que, el mayor incremento de precipitación se presenta en la fase madura de ENSO en el invierno boreal (SOI bajo), en los meses de Oct(0) a Feb(+) (ver gráficas 105 y 107). En lo que respecta a la región II, la precipitación disminuye en el período del verano boreal (SOI alto) para los años con Niño como vimos en la sección IV.5, y las "estaciones" ENSO detectadas para Tapachula y Salina Cruz también son secas y predominantemente fuera de la estación de ciclones tropicales.

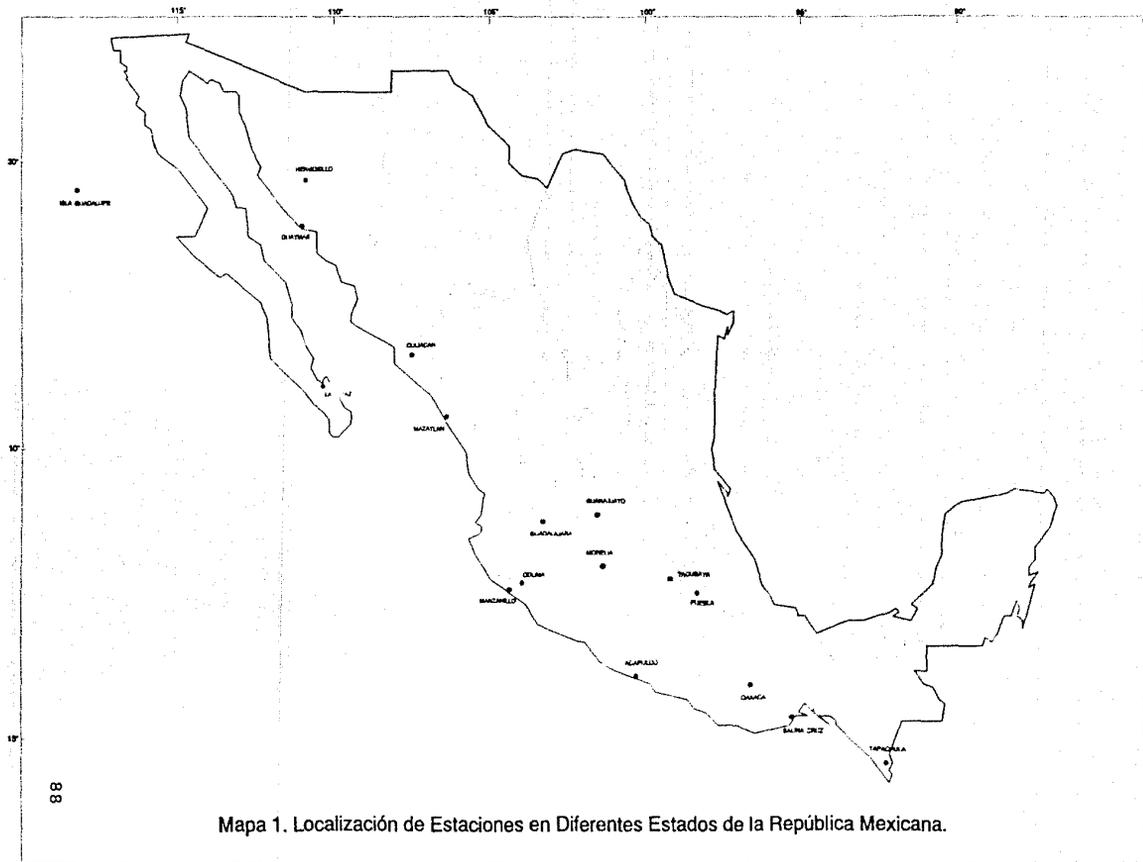
IV.7 Conclusiones Generales

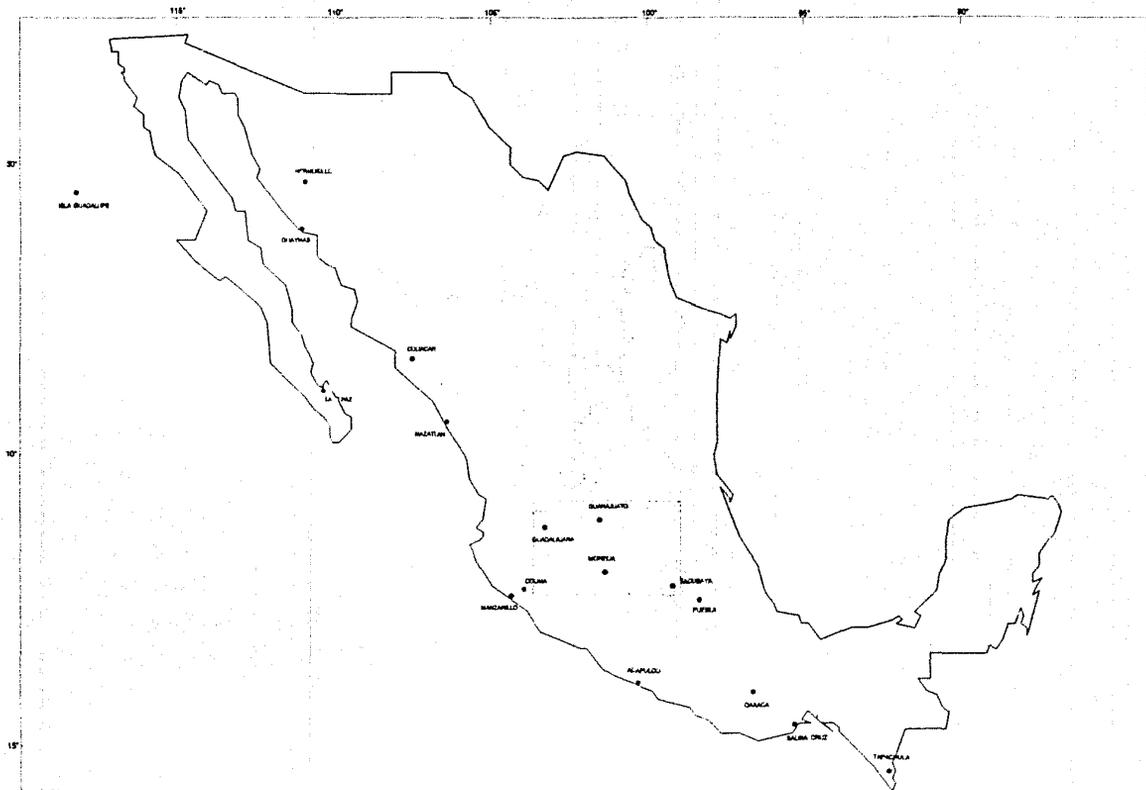
De las tendencias en las series de datos anuales, en lo que respecta a la precipitación, no encontramos ninguna tendencia importante excepto en el caso de Tapachula. Como vimos, en 50 años se muestra una tendencia significativa a la baja en la precipitación, asociada con una tendencia a la baja en la temperatura. Ambas variables tienen una correlación de .4607, con un nivel de significancia de .0008, con lo que podemos concluir en principio que existe una relación entre ambas. La disminución de la precipitación bien podría relacionarse con una tala inmoderada de los bosques selváticos de la zona, que a su vez haya provocado una disminución de la temperatura promedio. Sin embargo, esta hipótesis debe de ser comprobada con más estudios, incluyendo toda la información climatológica disponible, en conjunto con la que exista referente a la tala de bosques y a los fenómenos físicos asociados.

En lo que respecta a la temperatura, es evidente que no podemos hablar de un calentamiento en determinada zona por que

existe una tendencia positiva en determinadas series individuales y en su promedio. De las series en las que se encontró una tendencia significativa, excluyendo a Guaymas y Hermosillo, bien puede relacionarse al crecimiento de las ciudades en donde se encuentran situadas los observatorios, ya que todas, principalmente Tacubaya en el D.F., pertenecen a ciudades que han tenido un crecimiento considerable en 70 años (Jáuregui, 1988). Desgraciadamente son pocas las estaciones climatológicas que en nuestro País cuenten con 70 años o más de observaciones que no estén situadas en grandes ciudades, sin embargo, es necesario complementar este estudio con toda la información climatológica disponible.

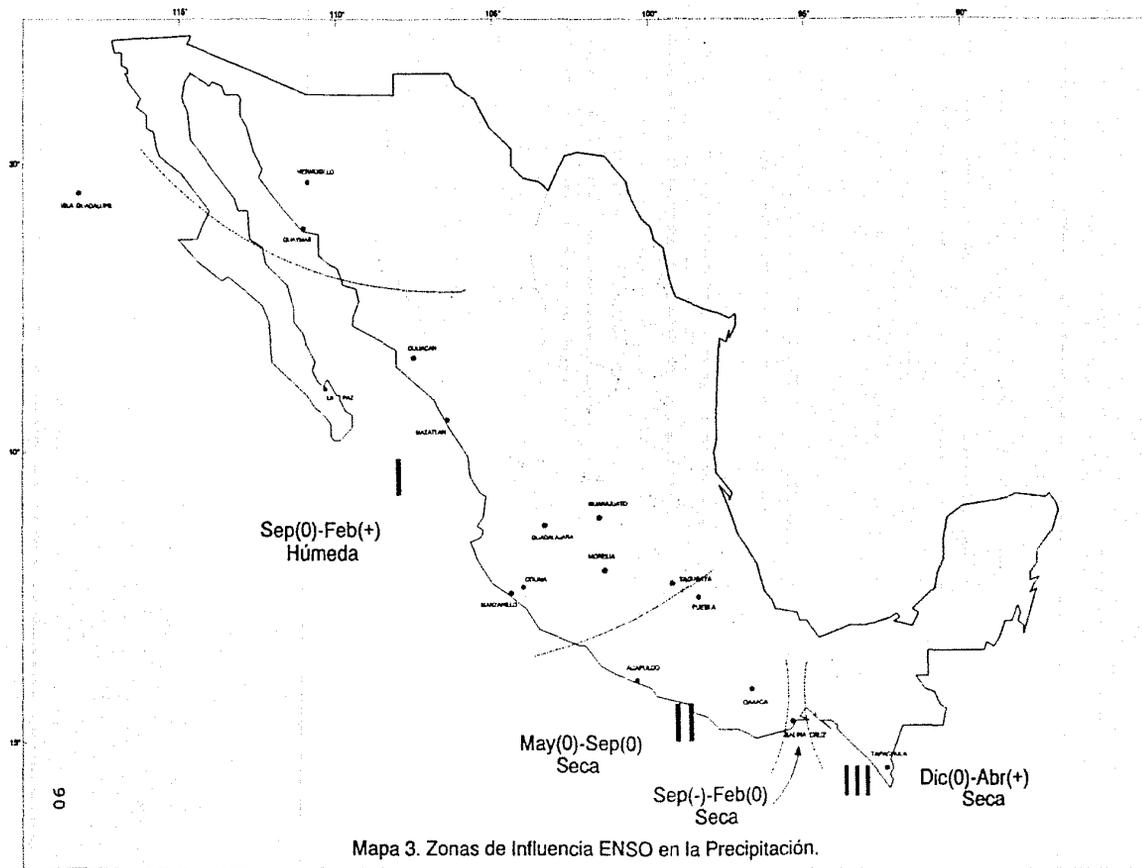
En cuanto a la asociación encontrada entre el fenómeno ENSO con las anomalías de precipitación, creo que es necesario ampliar el análisis con mayor número de datos de superficie con el fin de delimitar con mayor precisión las zonas de influencia. También creo que es necesario hacer un análisis global en todo el País y con toda la información climatológica disponible, incluyendo los datos de altura para poder establecer con más detalle los mecanismos de la asociación mencionada. El mismo análisis para la precipitación hay que realizarlo para la temperatura con el fin de establecer una asociación similar entre eventos fríos o calientes y ENSO.



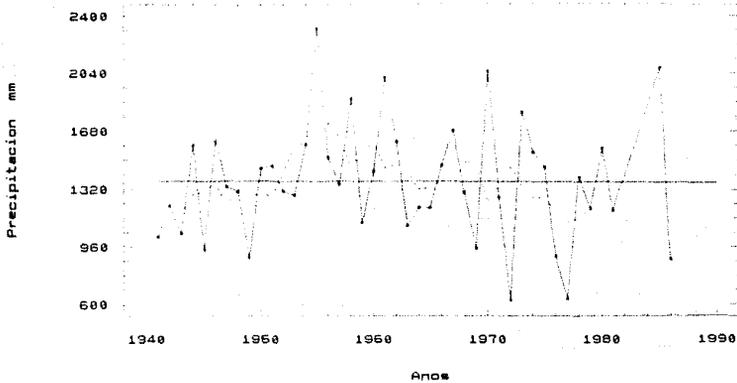


68

Mapa 2. Localización de las Cuatro Estaciones Usadas Para Formar Serie Combinada de Temperatura

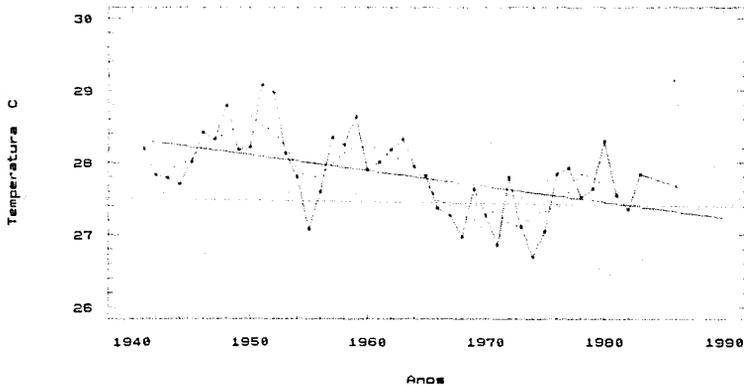


Acapulco, Guerrero. Media: 1366.5 mm
Serie original, media movil y tendencia



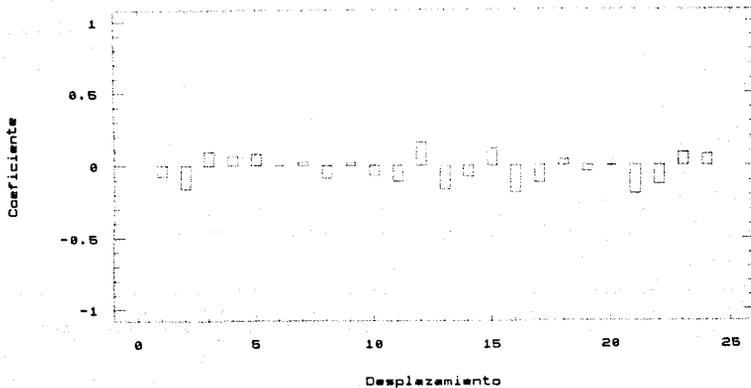
Grafica (1) Modelo: $1369.75 - 0.146761 * T$

Acapulco, Guerrero. Media: 27.84 C
Serie original, media movil y tendencia



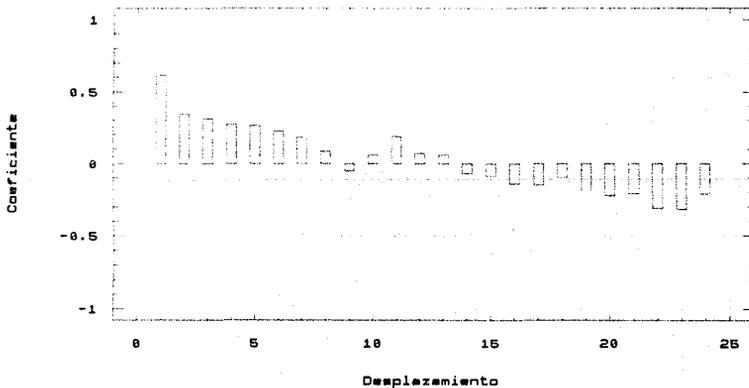
Grafica (2) Modelo: $26.331 - 0.02193 * T$

Aapulco, Guerrero. Precipitacion
Autocorrelacion estimada



Gráfica (3)

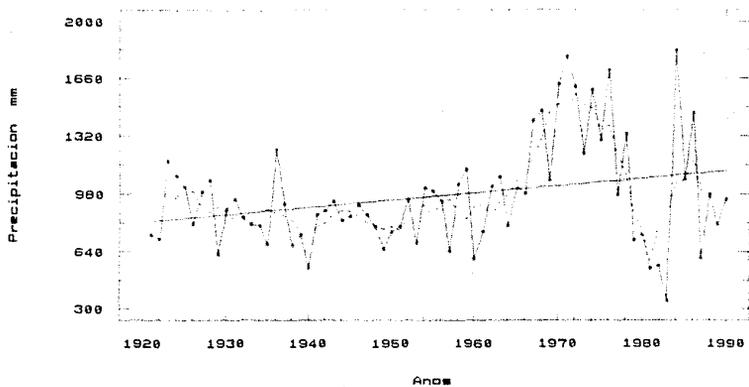
Acapulco, Guerrero. Temperatura
Autocorrelacion estimada



Gráfica (4)

Colima, Colima. Media: 966.95 mm

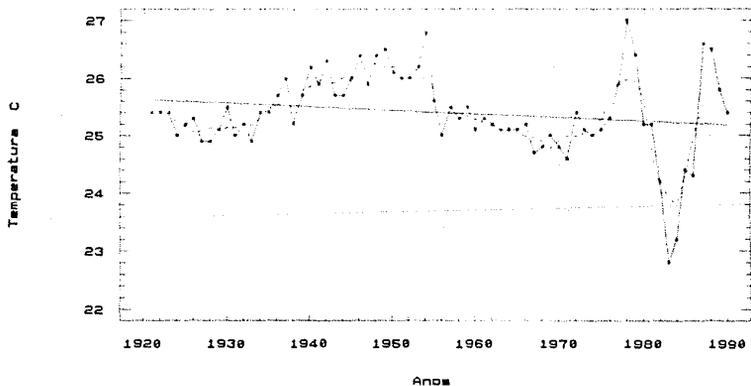
Serie original, media móvil y tendencia



Gráfica (5) Modelo: $813.034 + 4.33565 * T$

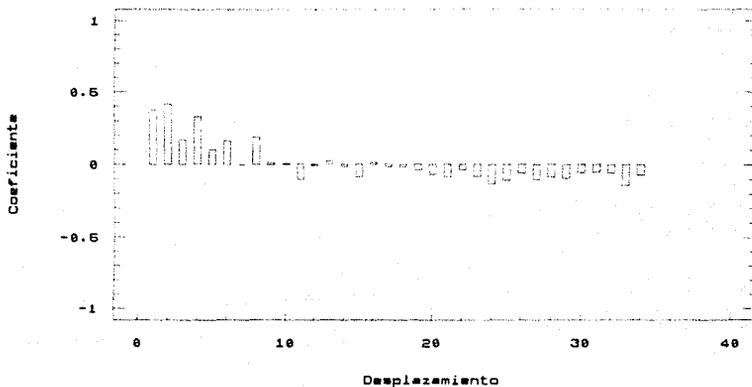
Colima, Colima. Media: 25.40 C

Serie original, media móvil y tendencia



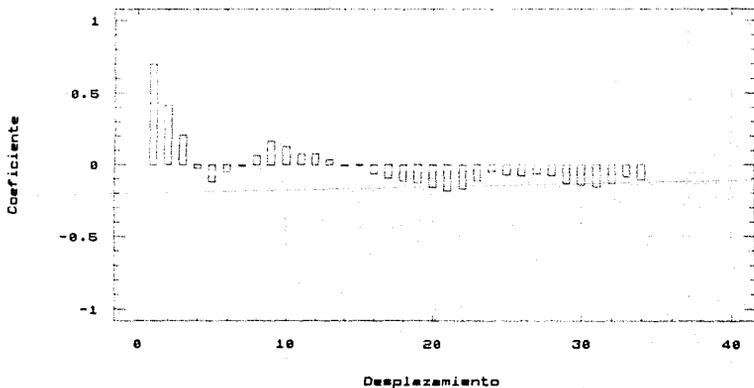
Gráfica (6) Modelo: $25.6312 + 0.00635 * T$

Colima, Colima. Precipitacion
Autocorrelacion estimada



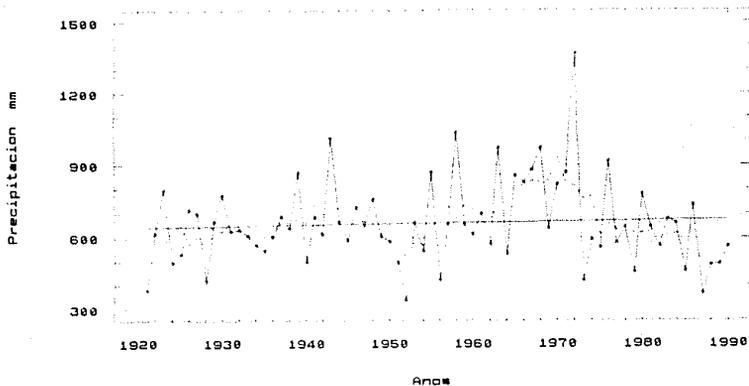
Grafica (7)

Colima, Colima. Temperatura
Autocorrelacion estimada



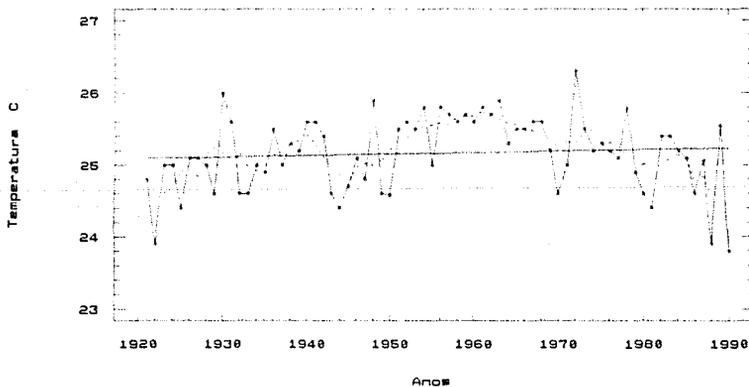
Grafica (8)

Culiacan, Sinaloa. Media: 659.01 mm
Serie original, media movil y tendencia



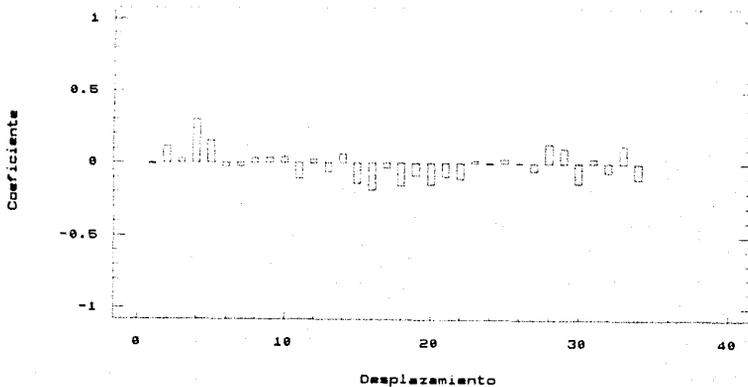
Gráfica (9) Modelo: $649.399 + 0.524322 * T$

Culiacan, Sinaloa. Media: 25.16 C
Serie original, media movil y tendencia



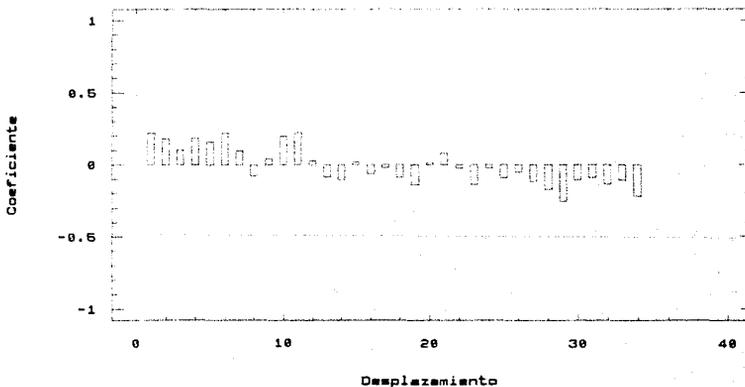
Gráfica (10) Modelo: $25.0953 + 0.002432 * T$

Culiacan, Sinaloa. Precipitacion
Autocorrelacion estimada



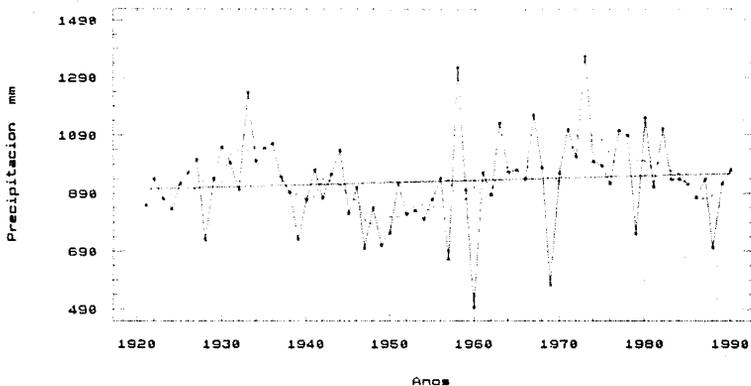
Grafica (11)

Culiacan, Sinaloa. Temperatura
Autocorrelacion estimada



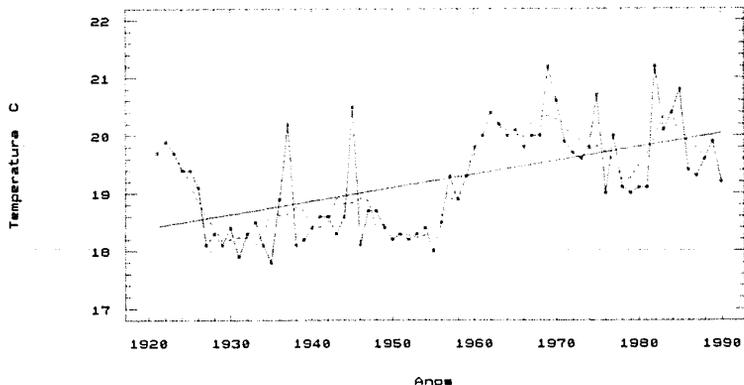
Grafica (12)

Guadalajara, Jalisco. Media: 931.45 mm
Serie original, media móvil y tendencia



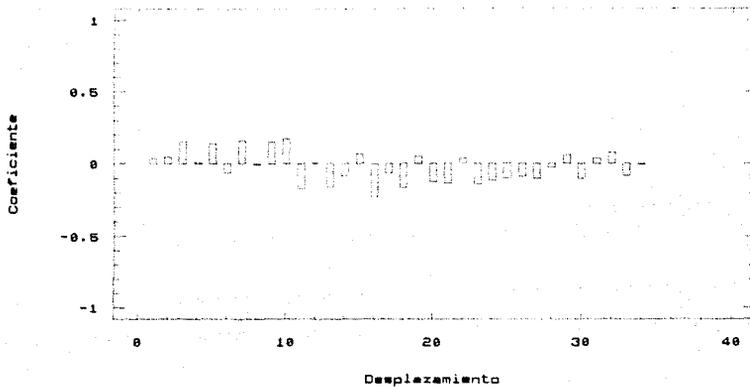
Grafica (13) Modelo: $904.054 + 0.749226 * T$

Guadalajara, Jalisco. Media: 19.22 C
Serie original, media móvil y tendencia



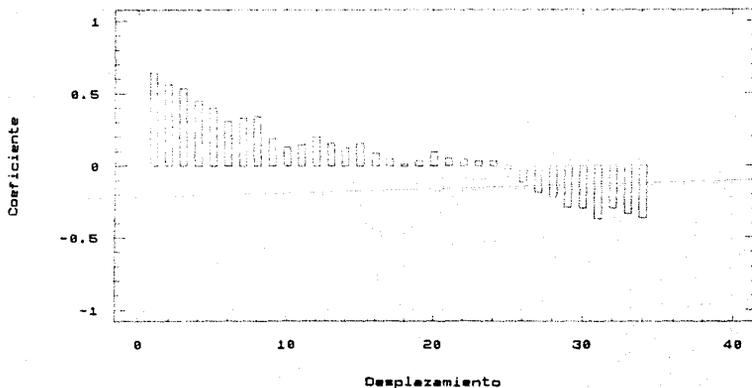
Grafica (14) Modelo: $18.40 + 0.022441 * T$

Guadalajara, Jalisco. Precipitacion
Autocorrelacion estimada



Grafica (15)

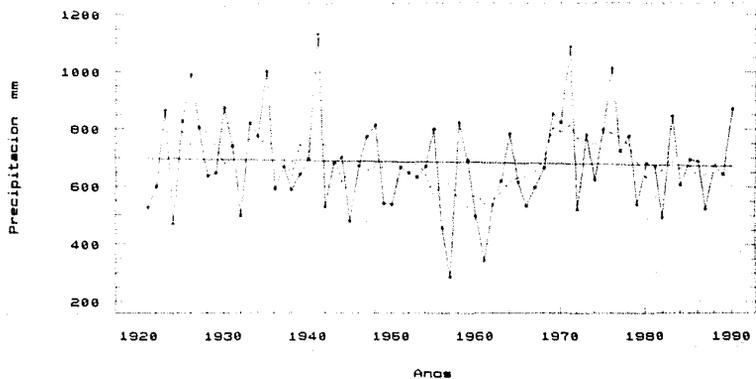
Guadalajara, Jalisco. Temperatura
Autocorrelacion estimada



Grafica (16)

Guanajuato, Guanajuato. Media: 684.95 mm

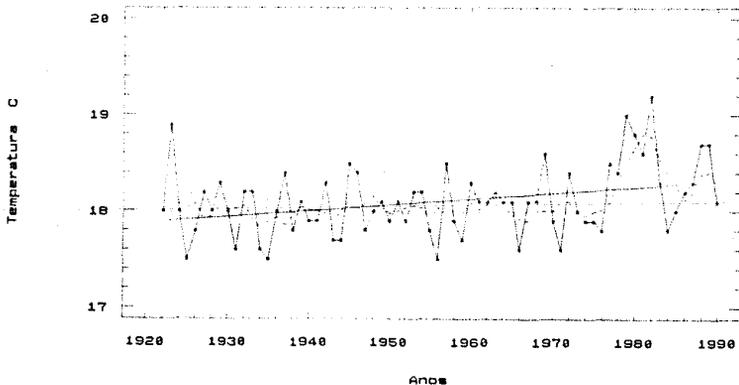
Serie original, media movil y tendencia



Gráfica (17) Modelo: $968.095 - 0.39259 * T$

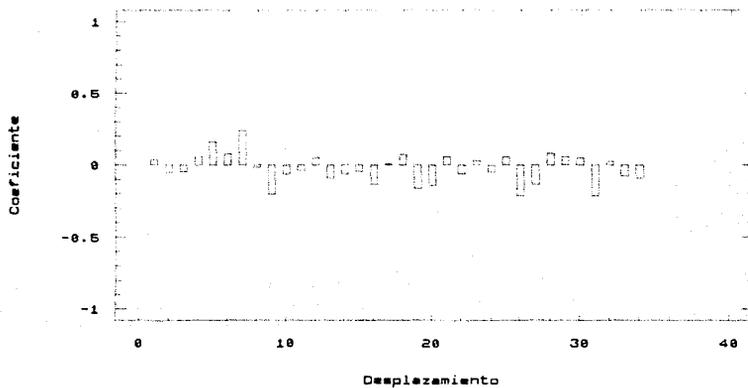
Guanajuato, Guanajuato. Media: 18.10 C

Serie original, media movil y tendencia



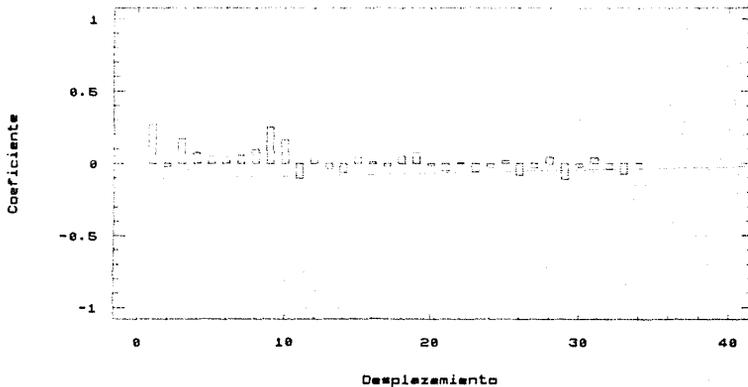
Gráfica (18) Modelo: $17.88 + 0.0068796 * T$

Guanajuato, Guanajuato. Precipitacion
Autocorrelacion estimada



Grafica (19)

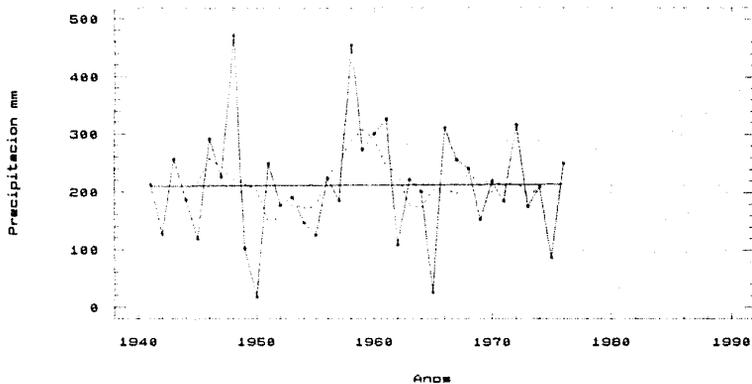
Guanajuato, Guanajuato. Temperatura
Autocorrelacion estimada



Grafica (20)

Guaymas, Sonora. Media: 211.56 mm

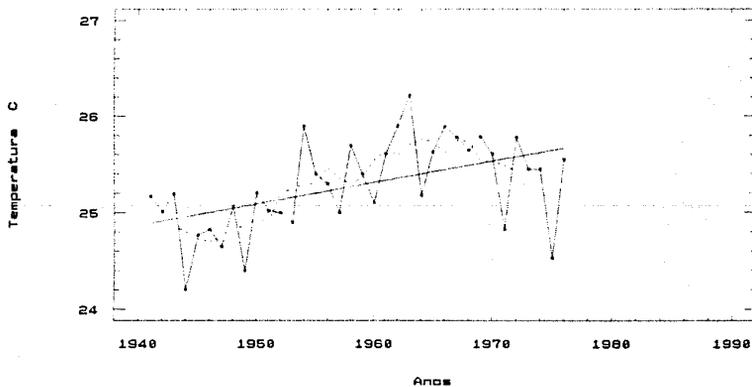
Serie original, media móvil y tendencia



Gráfica (21) Modelo: $209.676+0.10761 \cdot T$

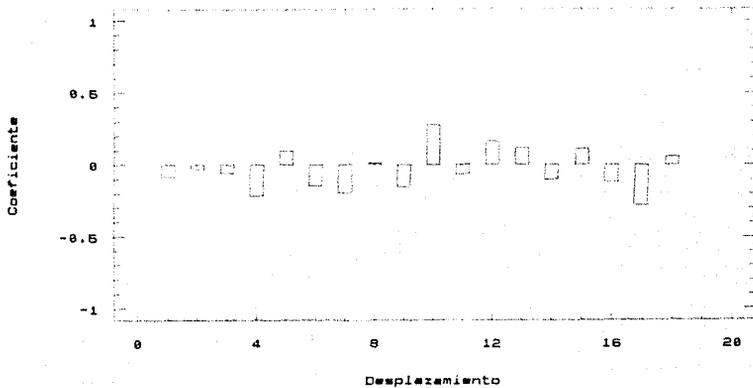
Guaymas, Sonora. Media: 25.28 C

Serie original, media móvil y tendencia



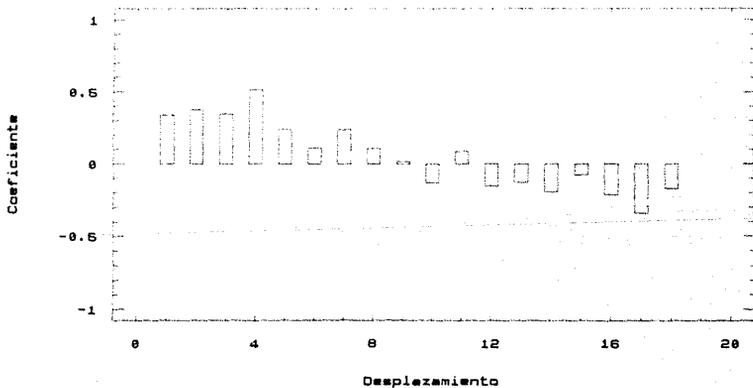
Gráfica (22) Modelo: $24.87+0.0220875 \cdot T$

Guaymas, Sonora. Precipitacion
Autocorrelacion estimada



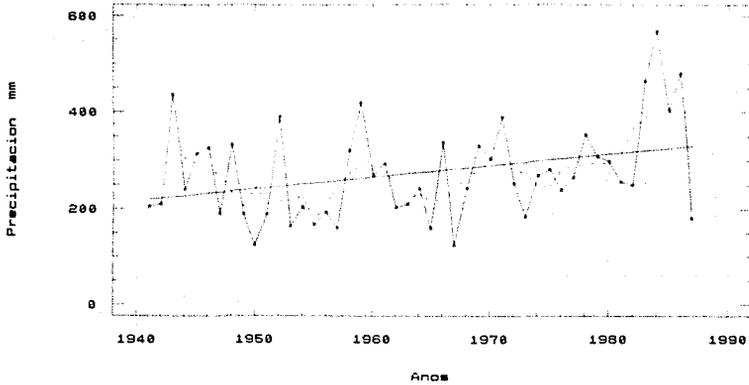
Grafica (23)

Guaymas, Sonora. Temperatura
Autocorrelacion estimada



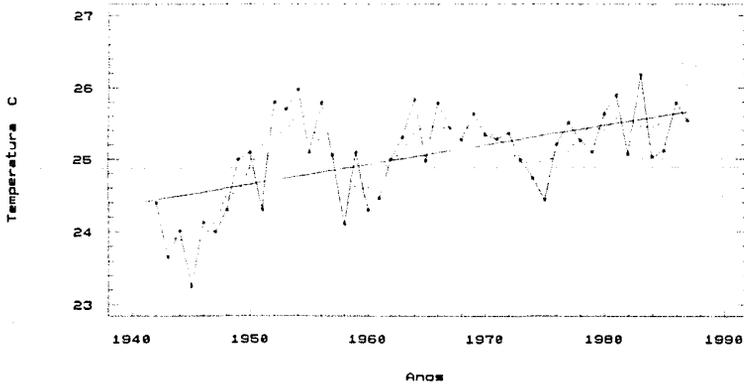
Grafica (24)

Hermosillo, Sonora. Media: 275.05
Serie original, media movil y tendencia



Gráfica (25) Modelo: $217.319 + 2.40547 * T$

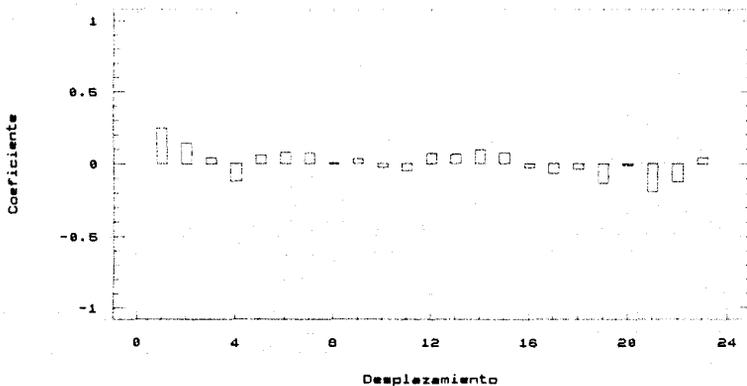
Hermosillo, Sonora. Media: 25.05 C
Serie original, media movil y tendencia



Gráfica (26) Modelo: $24.383 + 0.027213 * T$

Heramosillo, Sonora. Precipitacion

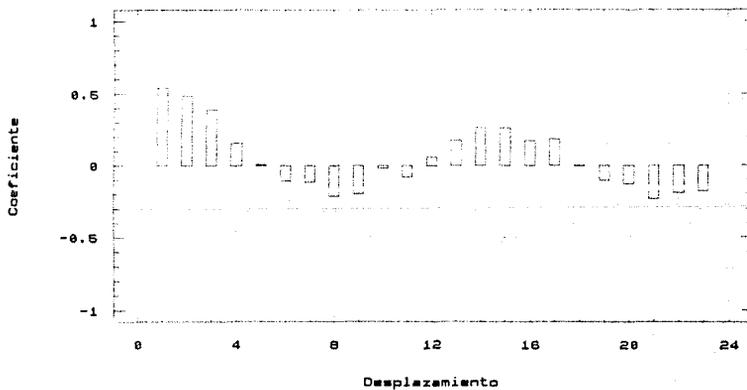
Autocorrelacion estimada



Grafica (27)

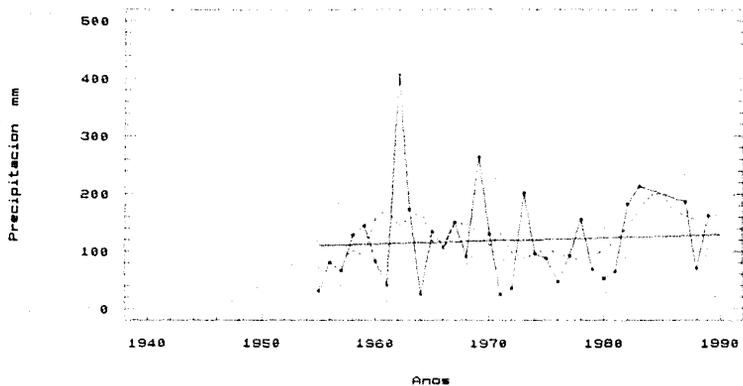
Heramosillo, Sonora. Temperatura

Autocorrelacion estimada



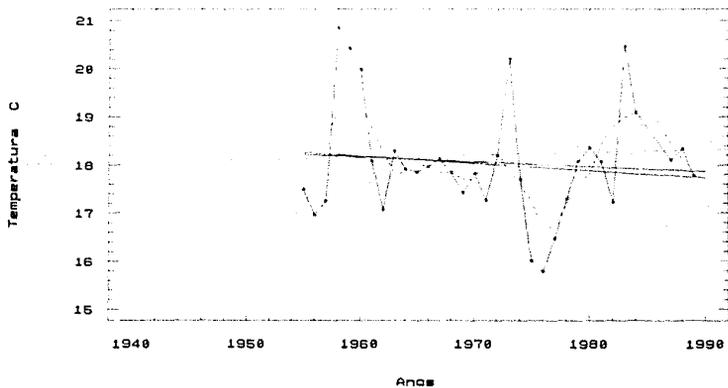
Grafica (28)

Isla Guadalupe, BCN. Media: 118.64 mm
Serie original, media móvil y tendencia



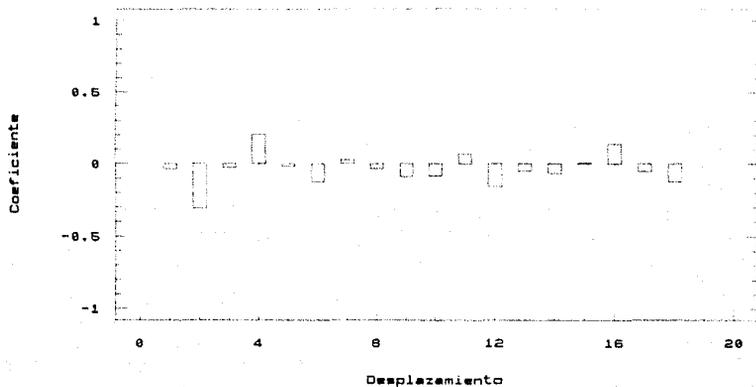
Gráfica (29) Modelo: $108.772 + 0.58225 * T$

Isla Guadalupe, BCN. Media: 18.05 C
Serie original, media móvil y tendencia



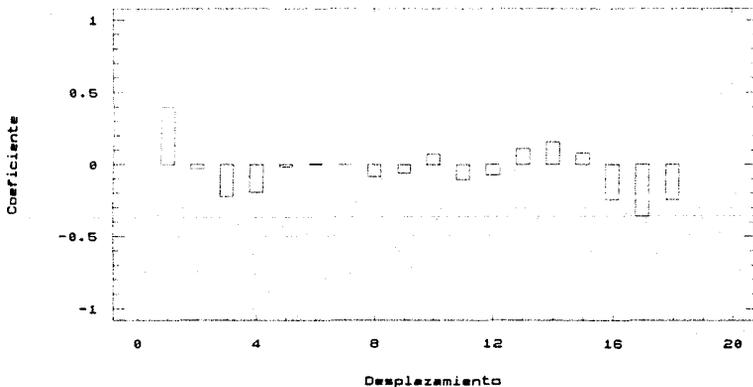
Gráfica (30) Modelo: $18.376 - 0.010225 * T$

Isla Guadalupe, BCN. Precipitacion
Autocorrelacion estimada



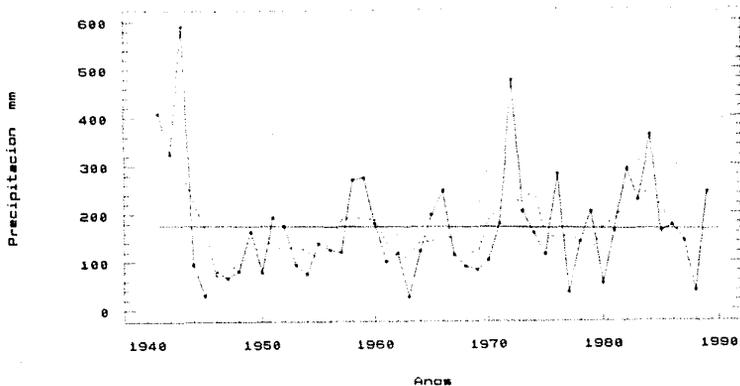
Grafica (31)

Isla Guadalupe, BCN. Temperatura
Autocorrelacion estimada



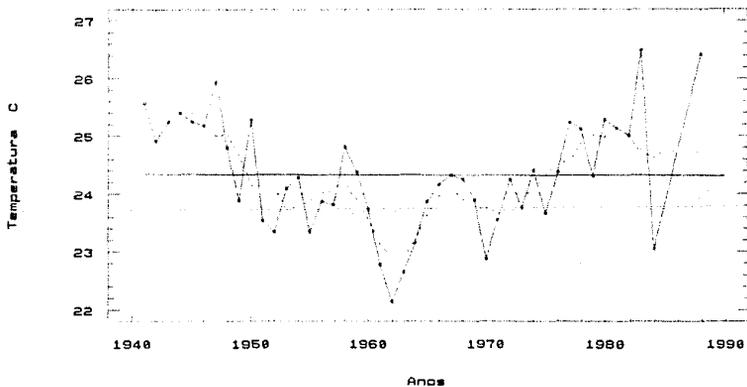
Grafica (32)

LA Paz, BCS. Media: 171.60 mm
Serie original, media móvil y tendencia



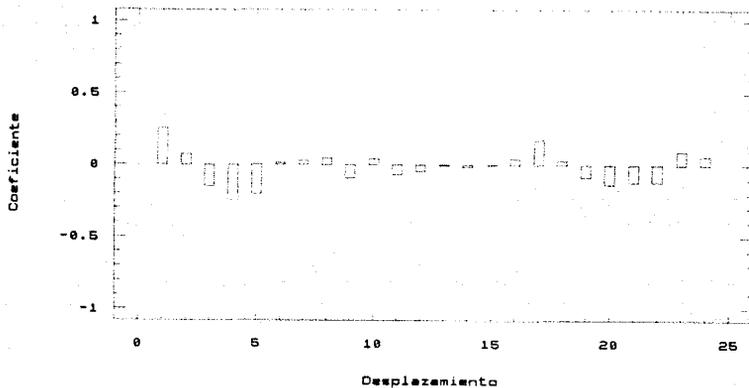
Gráfica (33) Modelo: 176.636-0.20922*T

La Paz, BCS. Media: 24.33 C
Serie original, media móvil y tendencia



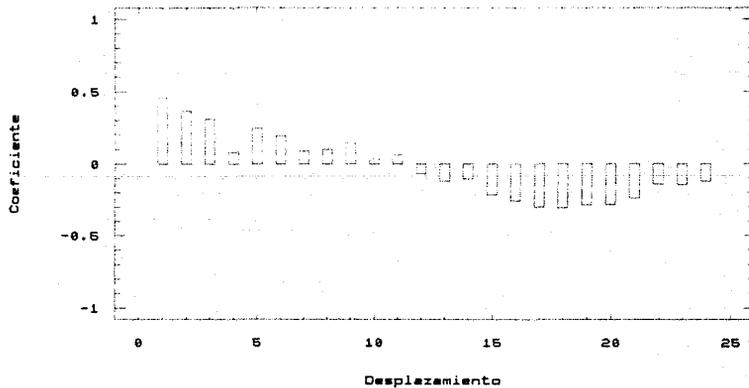
Gráfica (34) Modelo: 24.34-0.000701*T

La Paz, BCS. Precipitacion
Autocorrelacion estimada



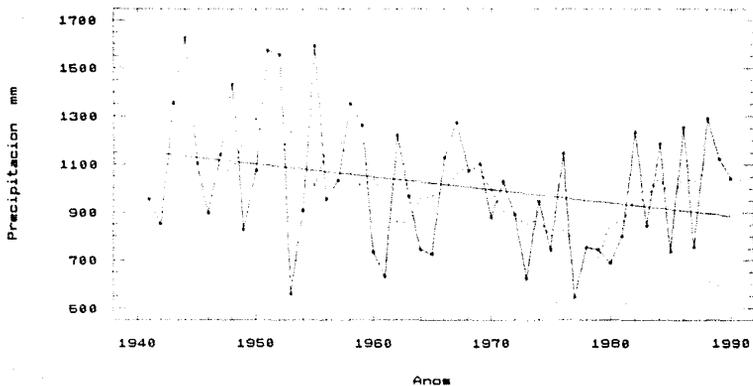
Grafica (35)

La Paz, BCS. Temperatura
Autocorrelacion estimada



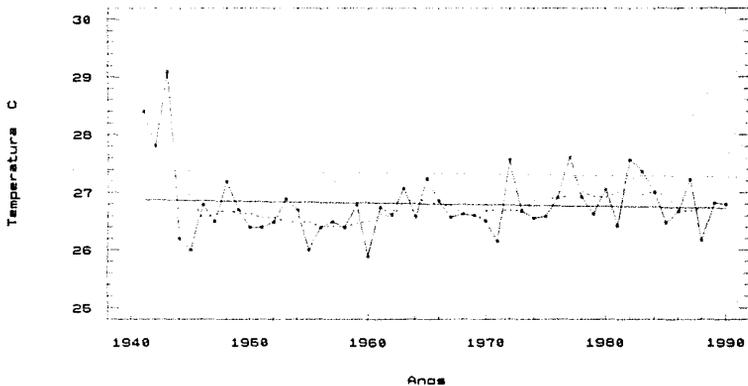
Grafica (36)

Manzanillo, Colima Media: 1019.6 mm
Serie original, media móvil y tendencia



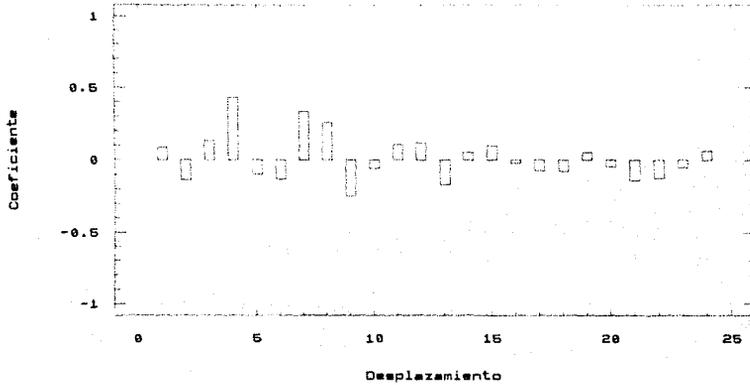
Gráfica (37) Modelo: 1166.69-5.35423*T

Manzanillo, Colima. Media: 26.68 C
Serie original, media móvil y tendencia



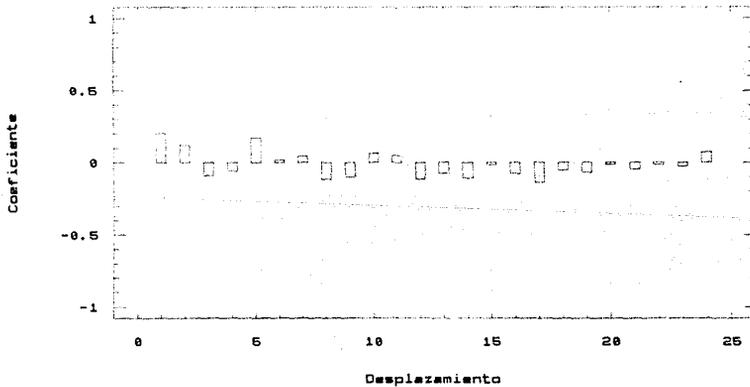
Gráfica (38) Modelo: 26.68-0.002951*T

Manzanillo, Colima. Precipitacion
Autocorrelacion estimada



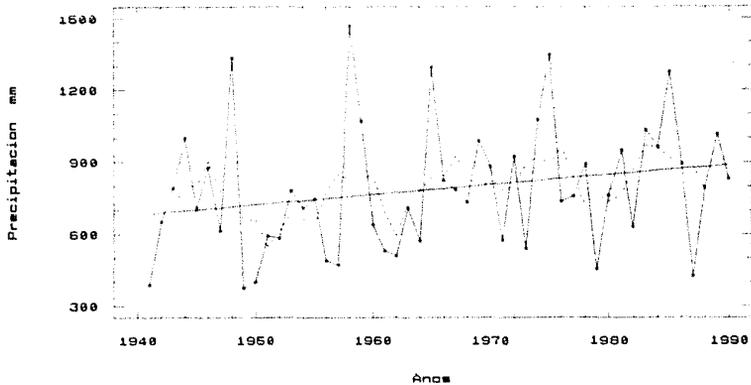
Grafica (39)

Manzanillo, Colima. Temperatura
Autocorrelacion estimada



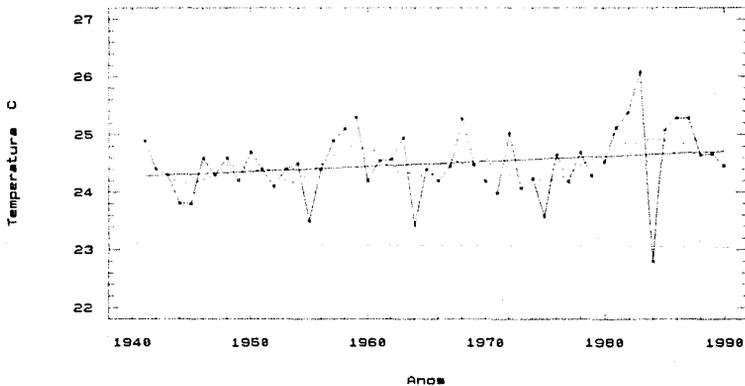
Grafica (40)

Mazatlan, Sinaloa. Media: 787.73 mm
Serie original, media movil y tendencia



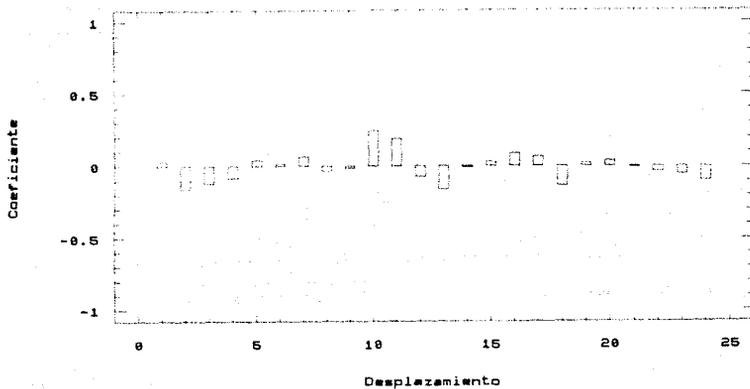
Grafica (41) Modelo: $680.568+4.20279 \cdot T$

Mazatlan, Sinaloa. Media: 24.49 C
Serie original, media movil y tendencia



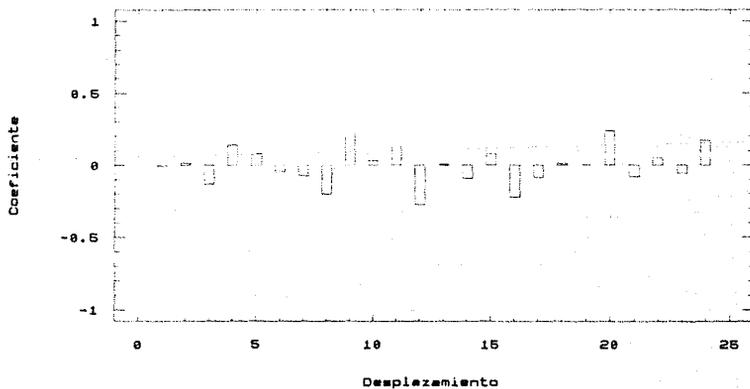
Grafica (42) Modelo: $24.27+0.008774 \cdot T$

Mazatlan, Sinaloa. Precipitacion
Autocorrelacion estimada



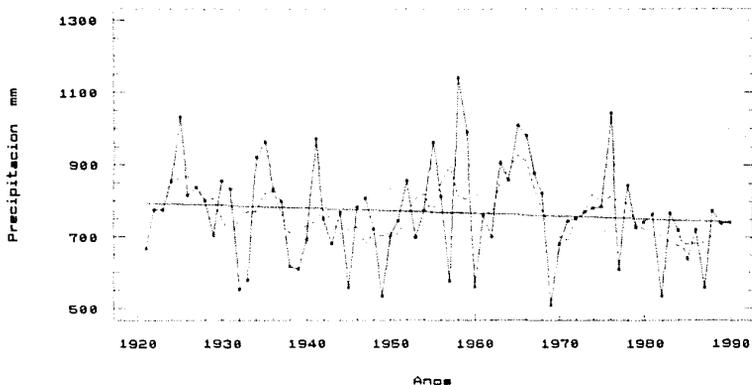
Gráfica (43)

Mazatlan, Sinaloa. Temperatura
Autocorrelacion estimada



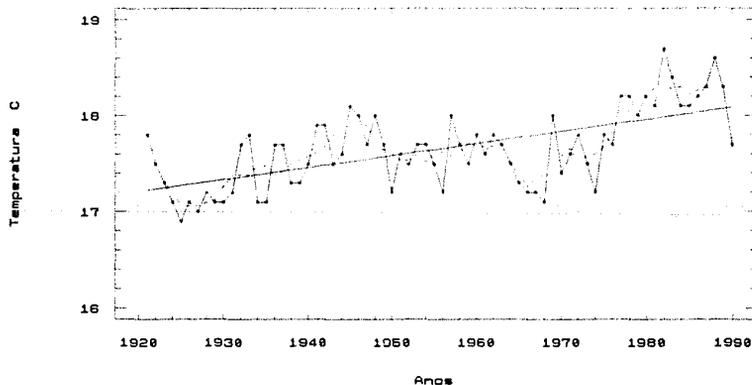
Gráfica (44)

Morelia, Michoacan . Media: 768.30 mm
Serie original, media movil y tendencia



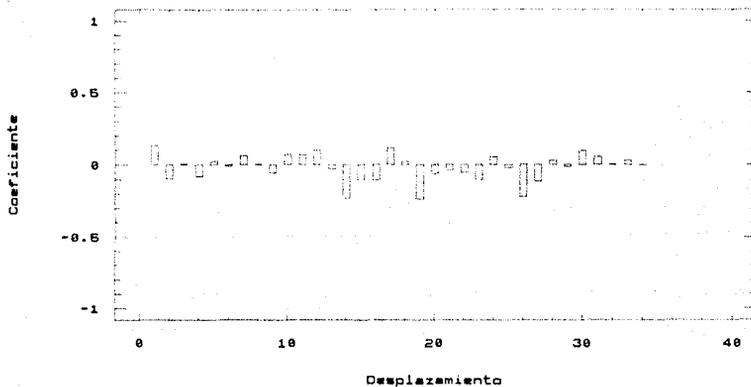
Grafica (45) Modelo: $794.376 - 0.73689 * T$

Morelia, Michoacan . Media: 17.65 C
Serie original, media movil y tendencia



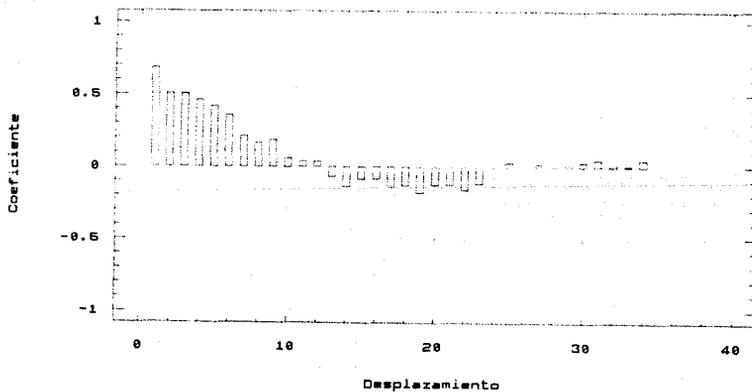
Grafica (46) Modelo: $17.21 + 0.01245 * T$

Morelia, Michoacan. Precipitacion
Autocorrelacion estimada



Grafica (47)

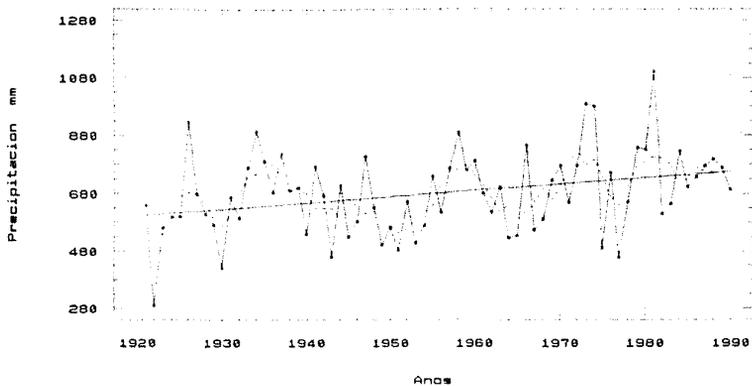
Morelia, Michoacan. Temperatura
Autocorrelacion estimada



Grafica (48)

Oaxaca, Oaxaca. Media: 680.42 mm

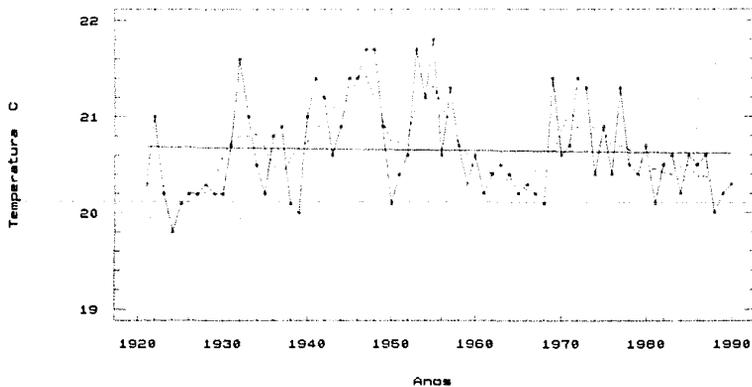
Serie original, media movil y tendencia



Grafica (49) Modelo: $602.259+2.20179*T$

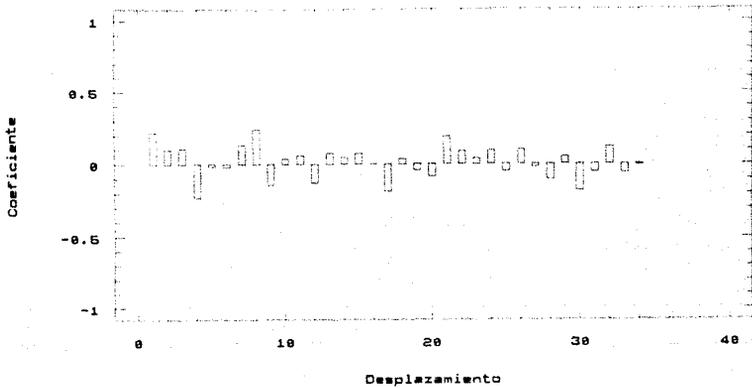
Oaxaca, Oaxaca. Media: 20.65 C

Serie original, media movil y tendencia



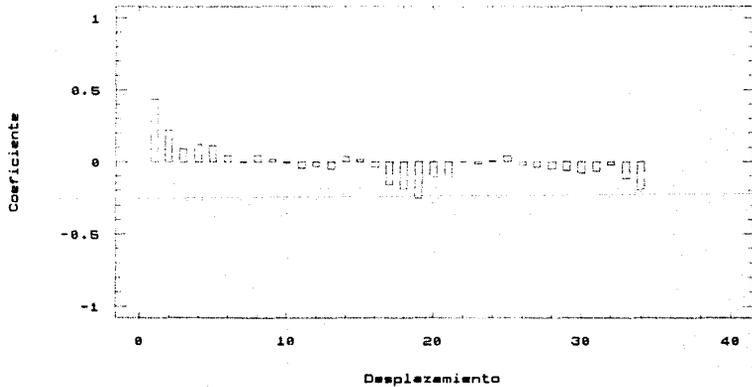
Grafica (50) Modelo: $20.688-0.000995*T$

Oaxaca, Oaxaca. Precipitacion
Autocorrelacion estimada



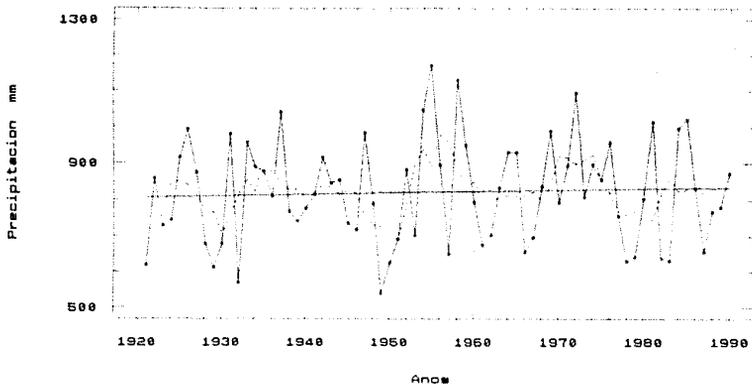
Gráfica (51)

Oaxaca, Oaxaca. Temperatura
Autocorrelacion estimada



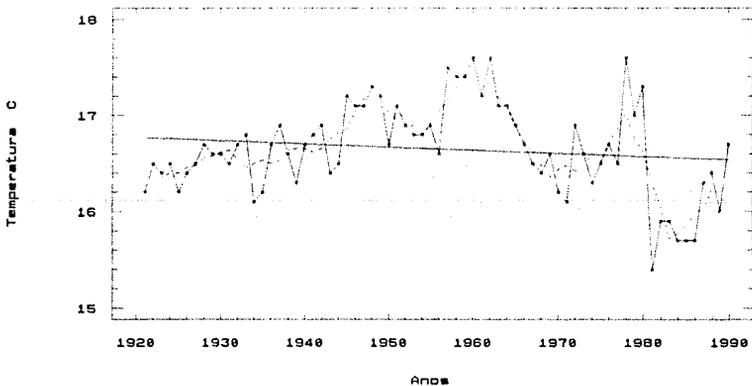
Gráfica (52)

Puebla, Puebla. Media: 820.20 mm
Serie original, media movil y tendencia



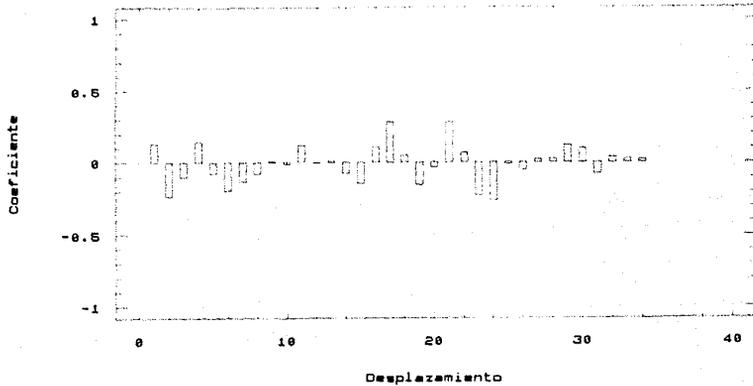
Gráfica (53) Modelo: $895.183+0.42385*T$

Puebla, Puebla. Media: 16.65 C
Serie original, media movil y tendencia



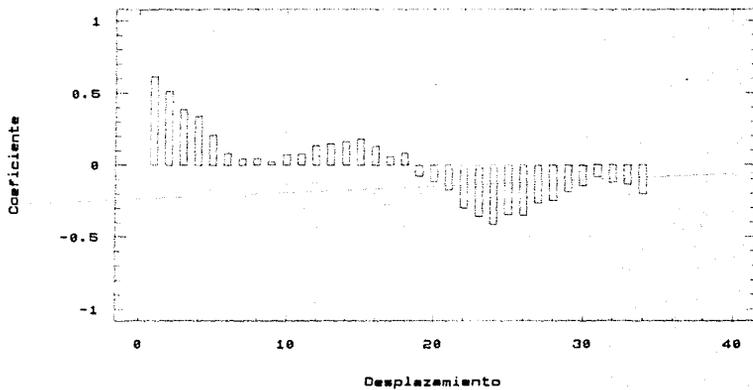
Gráfica (54) Modelo: $16.773+0.003366*T$

Puebla, Puebla. Precipitacion
Autocorrelacion estimada



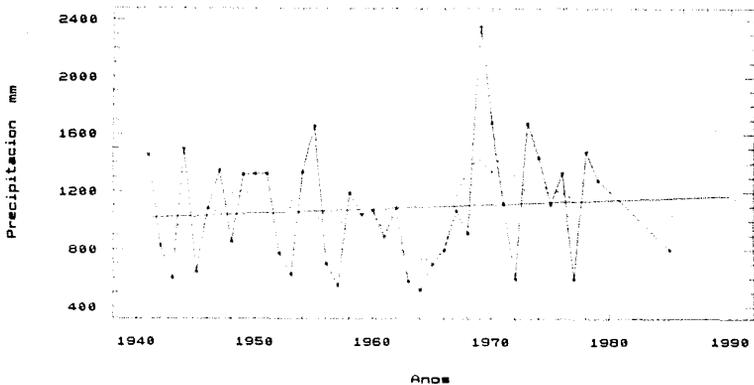
Grafica (65)

Puebla, Puebla. Temperatura
Autocorrelacion estimada



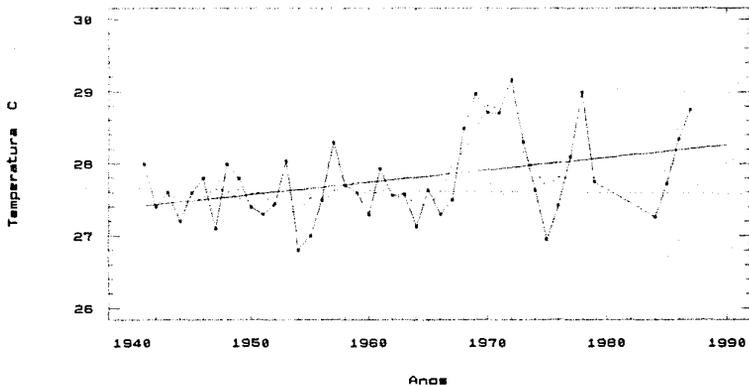
Grafica (66)

Salina Cruz, Oaxaca. Media: 1081.20 mm
Serie original, media movil y tendencia



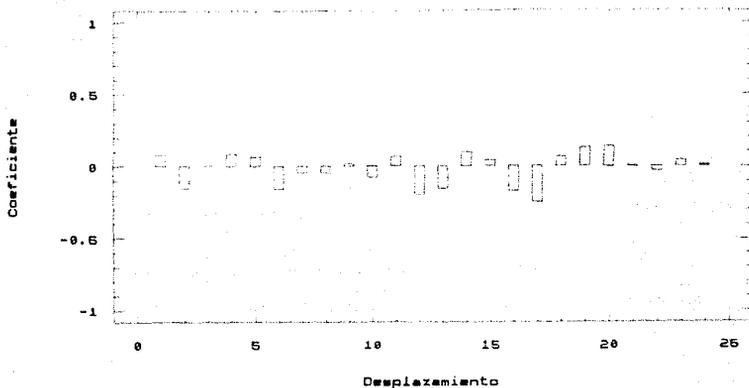
Grafica (57) Modelo: $1014.76 + 3.22145 * T$

Salina Cruz, Oaxaca. Media: 27.78 C
Serie original, media movil y tendencia



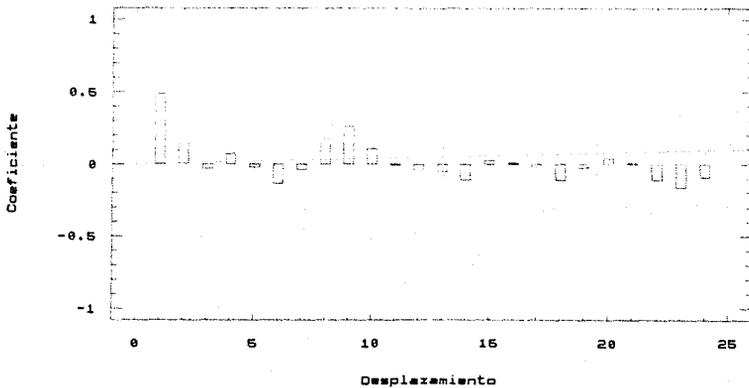
Grafica (58) Modelo: $27.402 + 0.017151 * T$

Salina Cruz, Oaxaca. Precipitacion
Autocorrelacion estimada



Gráfica (59)

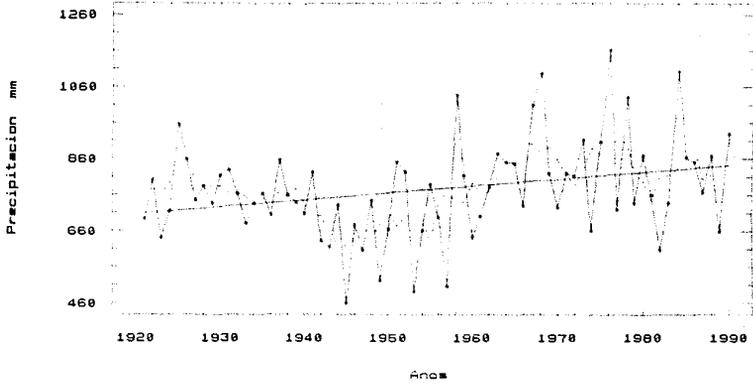
Salina Cruz, Oaxaca. Temperatura
Autocorrelacion estimada



Gráfica (60)

Tacubaya, D.F.. Media: 774.99 mm

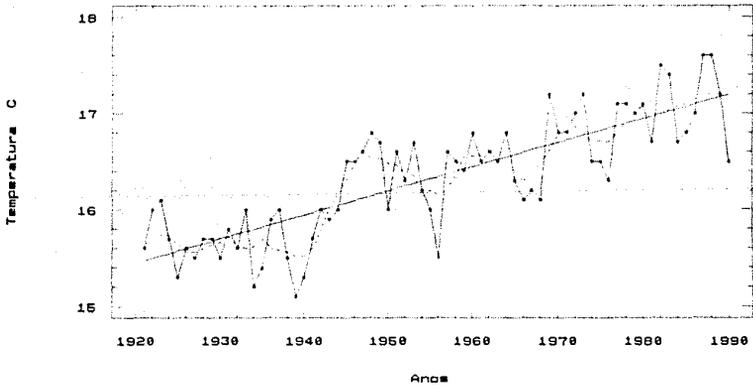
Serie original, media movil y tendencia



Gráfica (61) Modelo: $705.89 + 1.9468 * T$

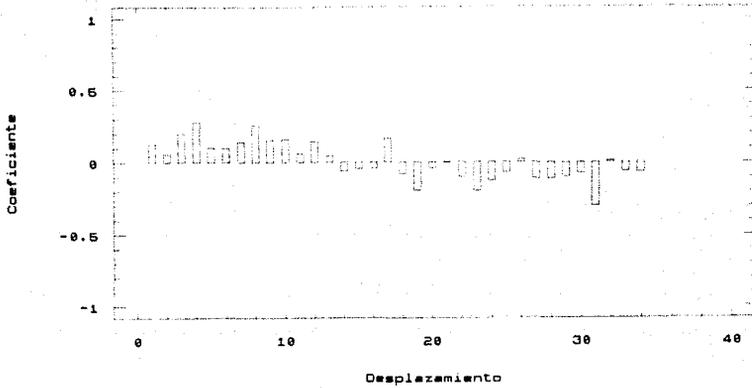
Tacubaya, D.F.. Media: 16.33 C

Serie original, media movil y tendencia



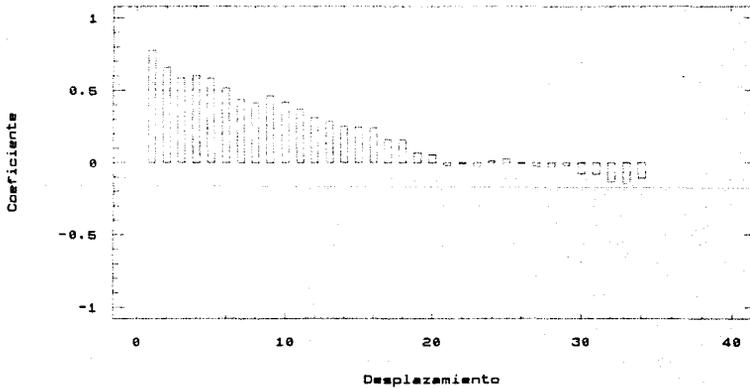
Gráfica (62) Modelo: $15.44 + 0.02498 * T$

Tacubaya, D.F.. Precipitacion
Autocorrelacion estimada



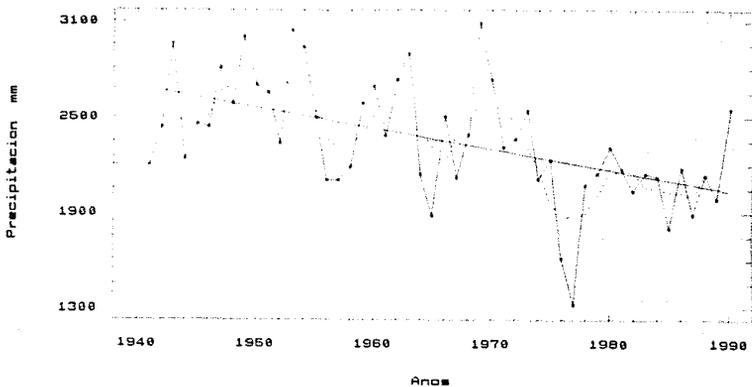
Grafica (63)

Tacubaya, D.F.. Temperatura
Autocorrelacion estimada



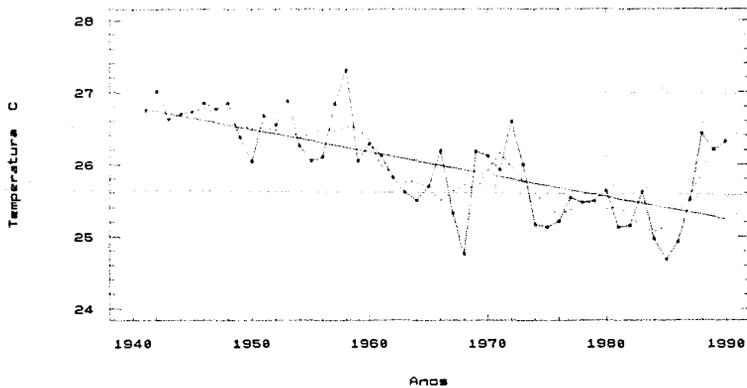
Grafica (64)

Tapachula, Chiapas. Media: 2359.6 mm
Serie original, media movil y tendencia



Grafica (65) Modelo: 2691.8-13.045*T

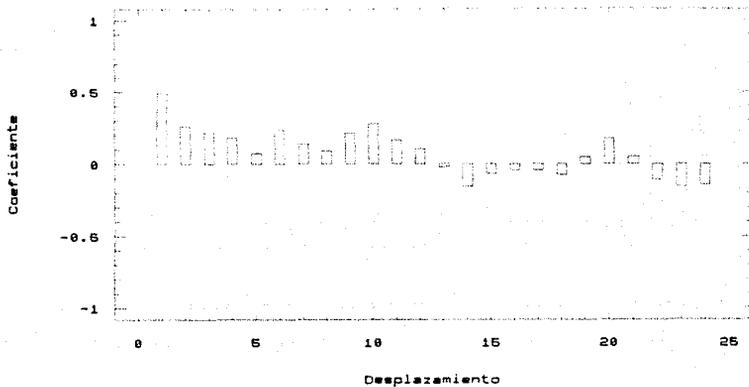
Tapachula, Chiapas. Media: 26.00 C
Serie original, media movil y tendencia



Grafica (66) Modelo: 26.799-0.031168*T

Tapachula, Chiapas. Precipitacion

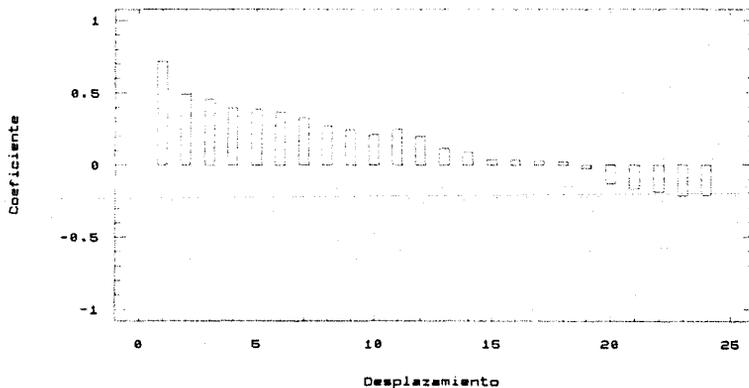
Autocorrelacion estimada



Gráfica (67)

Tapachula, Chiapas. Temperatura

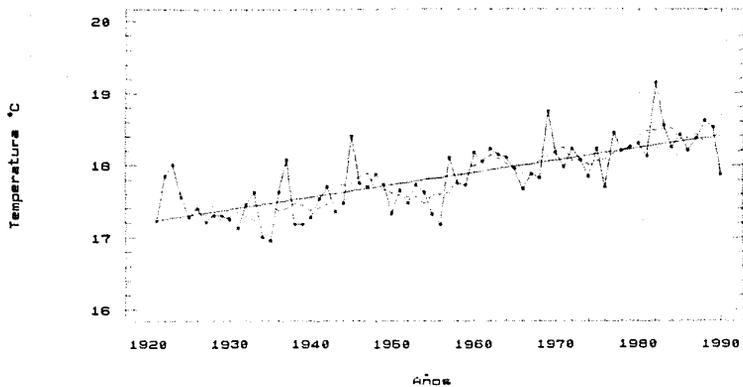
Autocorrelacion estimada



Gráfica (68)

Cuatro Estaciones. Media: 17.82 °C

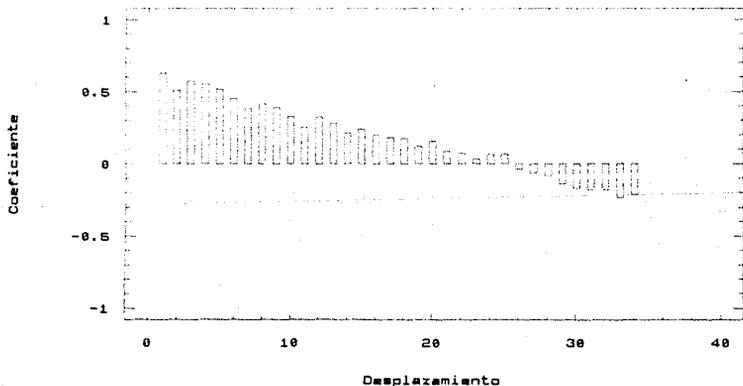
Serie combinada, media móvil y tendencia



Gráfica (69) Modelo: $17.2139 + 0.017112 * T$

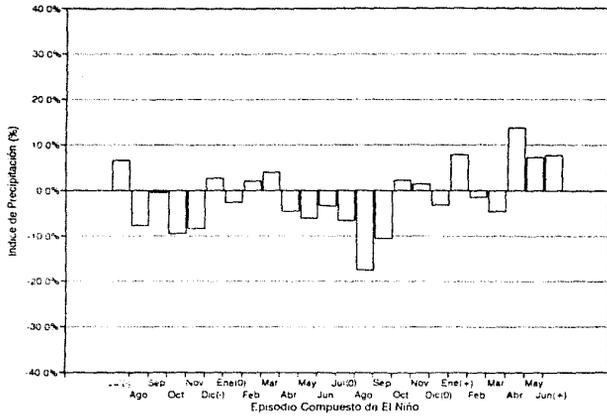
Cuatro Estaciones. Temperatura

Autocorrelación estimada

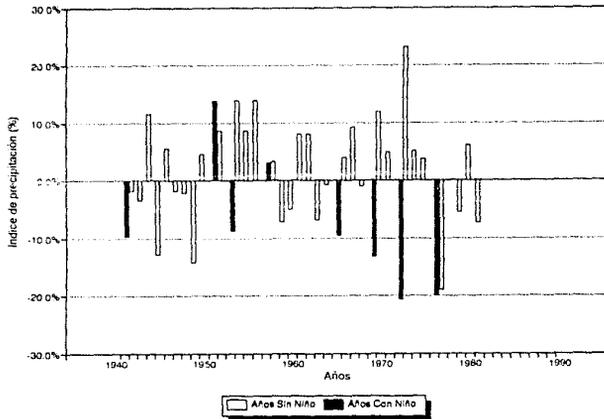


Gráfica (70)

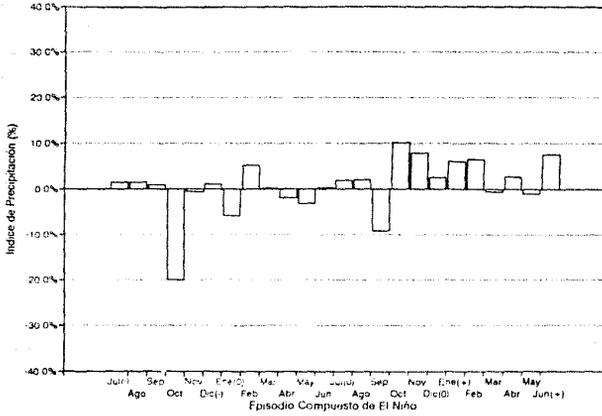
Agregado Compuesto, Acapulco, Guerrero
Gráfica (71) 7 Episodios



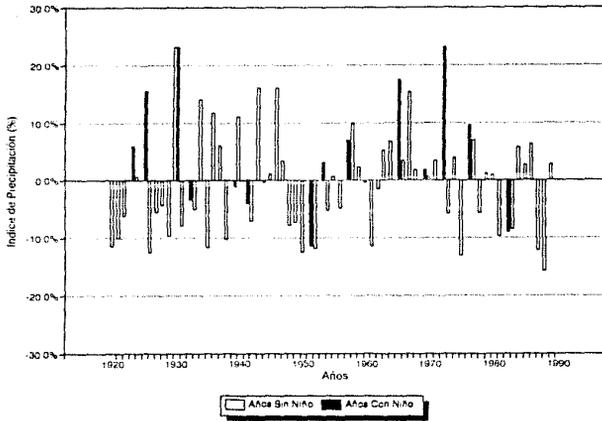
Acapulco, Guerrero
Gráfica (72) Estación: Abr(1)-Sep(1)



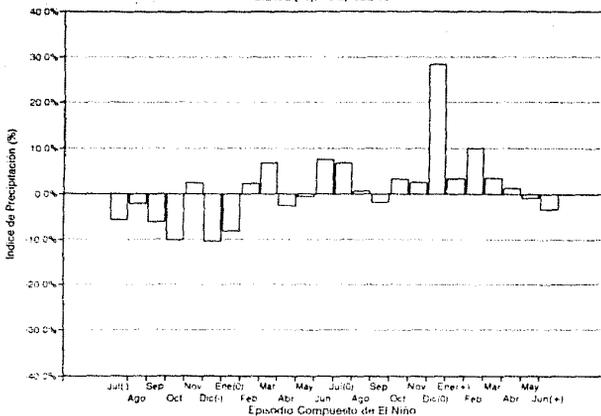
Agregado Compuesto, Colima, Colima
Gráfica (73) 13 Episodios



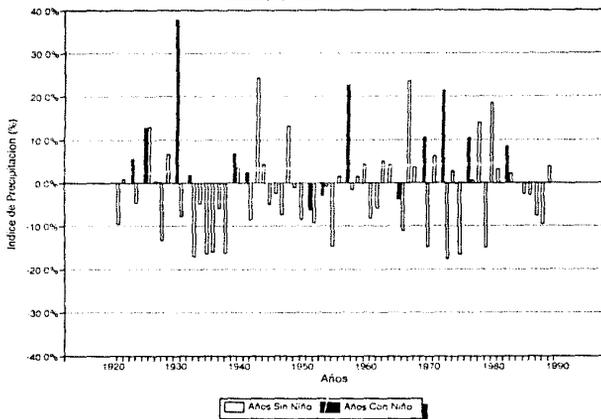
Colima, Colima
Gráfica (74) Serie Oct(0)-Feb(+)



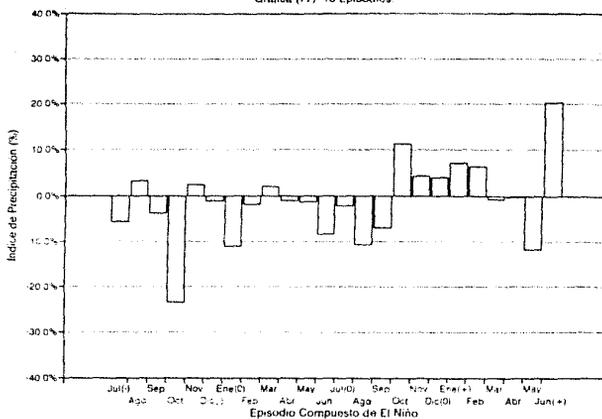
Agregado Compuesto, Culiacán, Sinaloa
Gráfica (75), 13 Episodios.



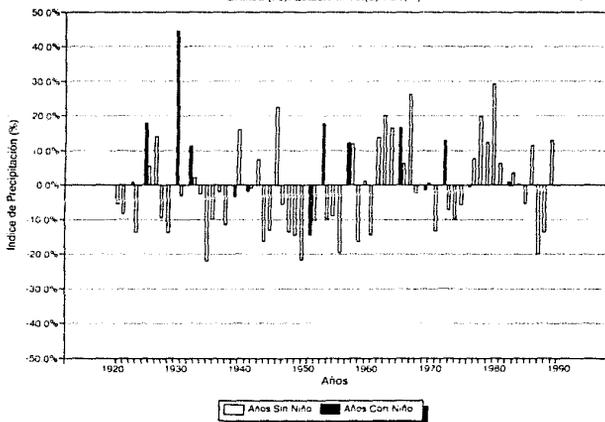
Culiacán, Sinaloa
Gráfica (76) Estación: Oct(5)-Mar(+)



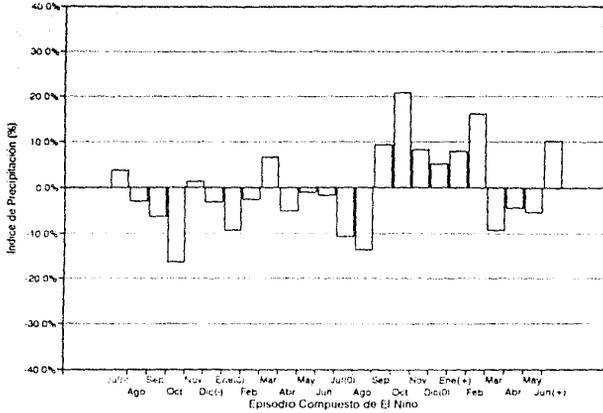
Agregado Compuesto: Guadaluajara, Jalisco
 Gráfica (77) 13 Episodios



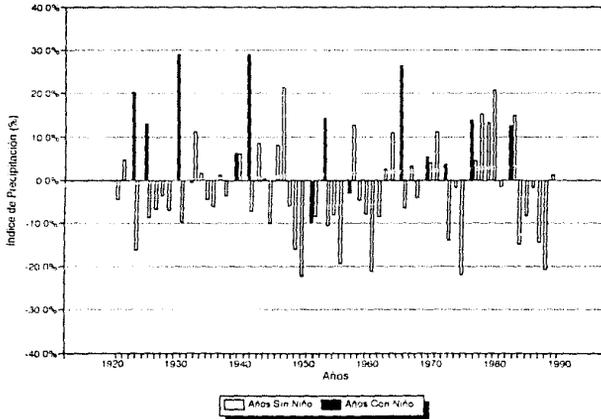
Guadaluajara, Jalisco
 Gráfica (78) Estación: Oct(0) Feb(+)



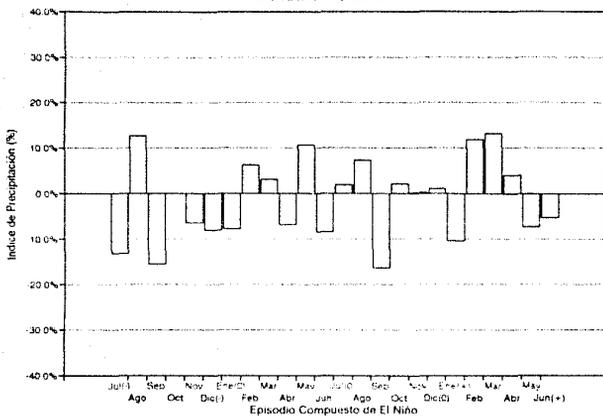
Agregado Compuesto. Guanajuato, Gto.
Gráfica (79) 13 Episodios.



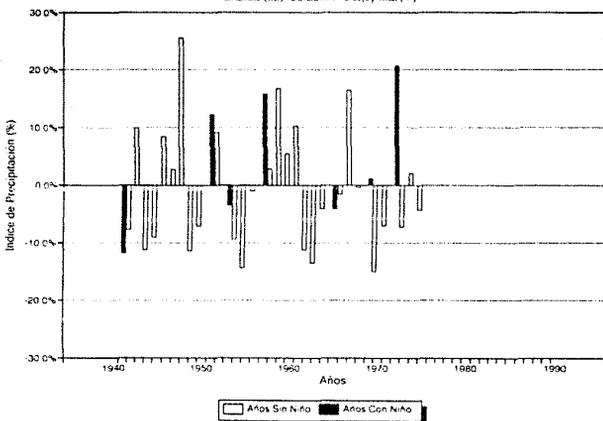
Guanajuato, Guanajuato
Gráfica (80). Estación: Sep(0) Feb(+)



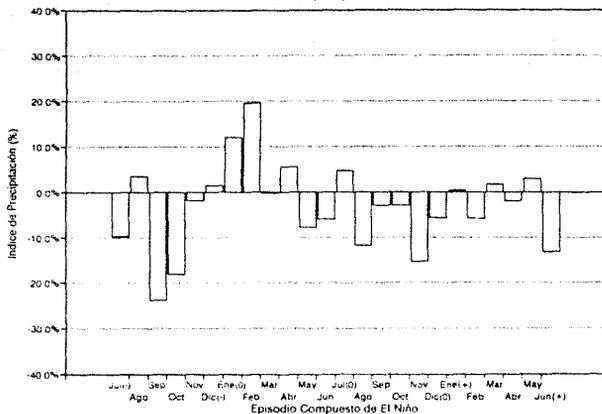
Agregado Compuesto, Guaymas, Sonora
Gráfica (R1) 7 Episodios



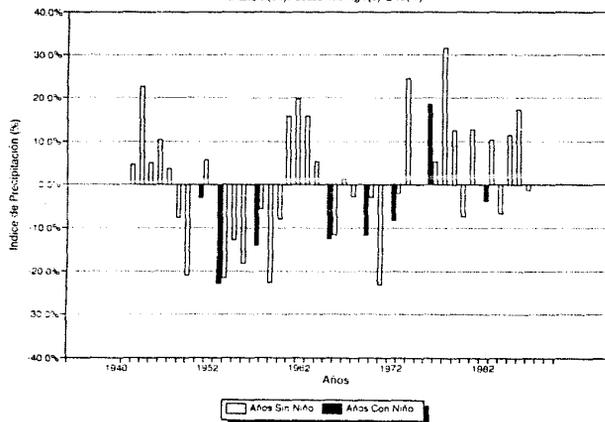
Guaymas, Sonora
Gráfica (R2) Estación Oct(0)-Mar(+)



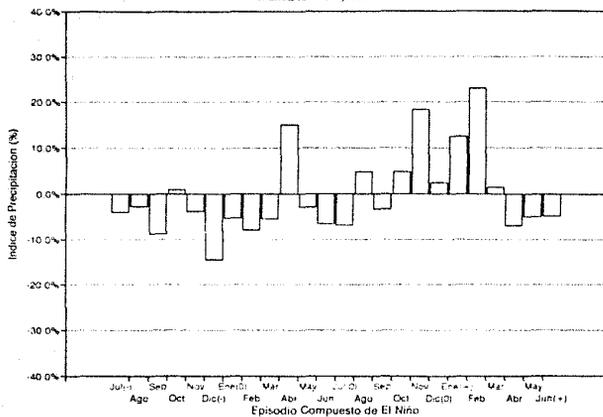
Agregado Compuesto, Hermosillo, Sonora
Gráfica (K1) 7 Episodios



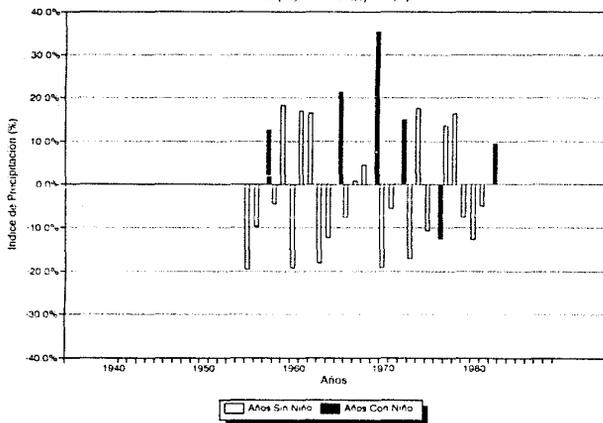
Hermosillo, Sonora
Gráfica (B4) Estacion. Ago(0)-Ene(+)



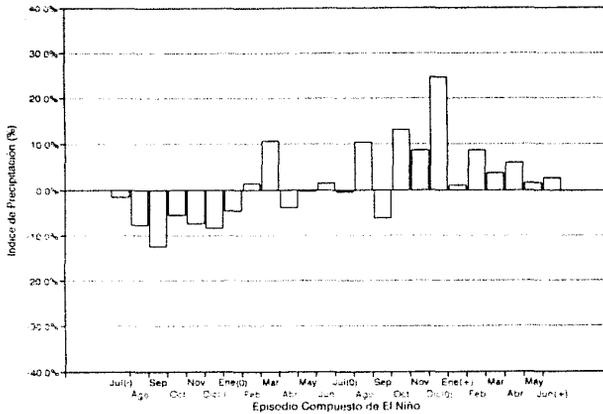
Agregado Compuesto, Isla Guadalupe, BCN
Gráfica (85) 5 Episodios



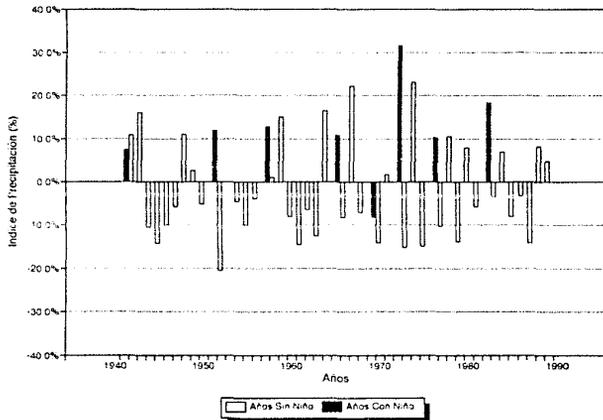
Isla Guadalupe, BCN
Gráfica (86). Serie Oct(1) Feb(+)



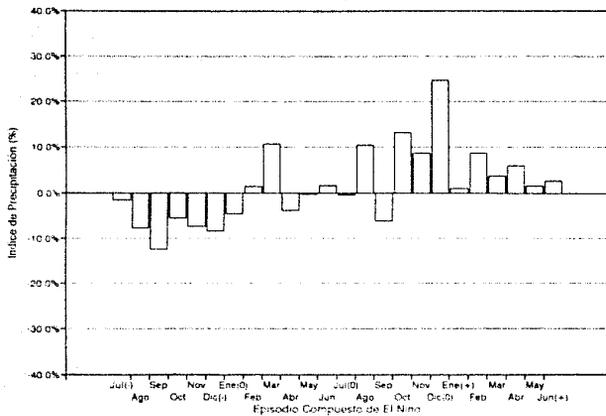
Agregado Compuesto. La Paz, BCS
 Grafica (87) 6 Episodios



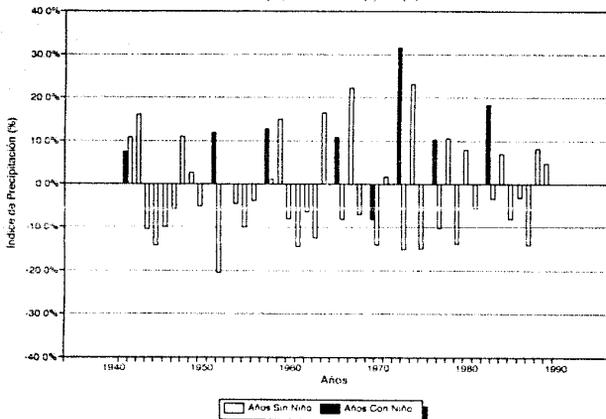
La Paz, BCS
 Grafica (88). Estación Oct(0)-Mar(+)



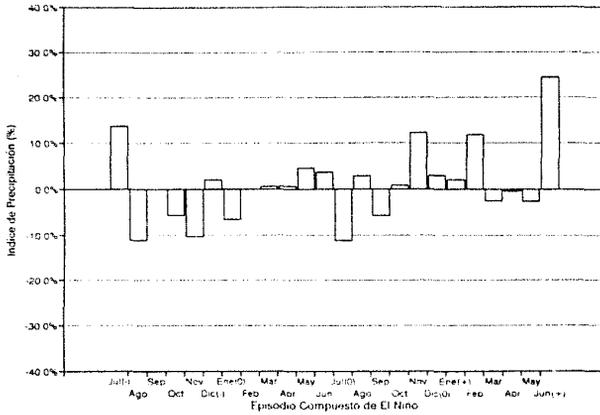
Agregado Compuesto. La Paz, BCS
Gráfica (87). 6 Episodios



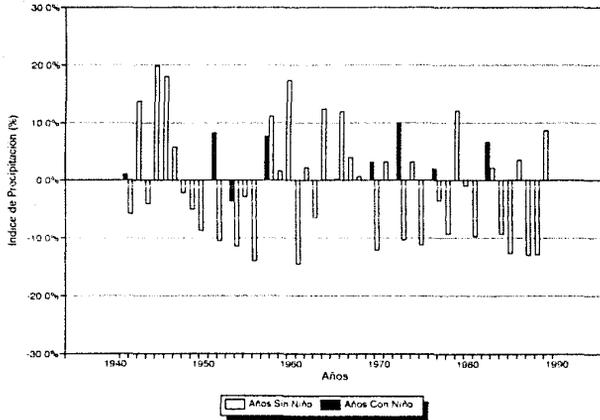
La Paz, BCS
Gráfica (88). Estación Oct(0)-Mar(+)



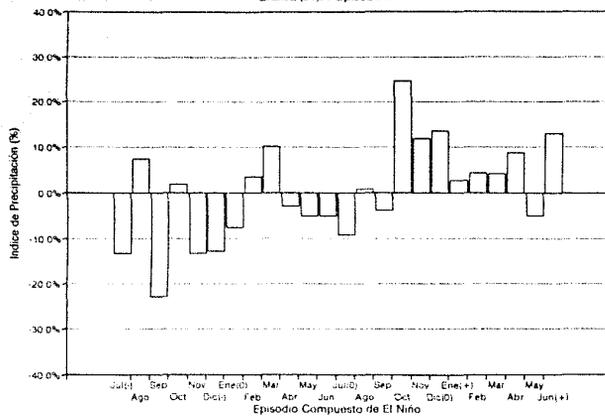
Agregado Compuesto, Manzanillo, Colima
 Gráfica (89). 7 Episodios



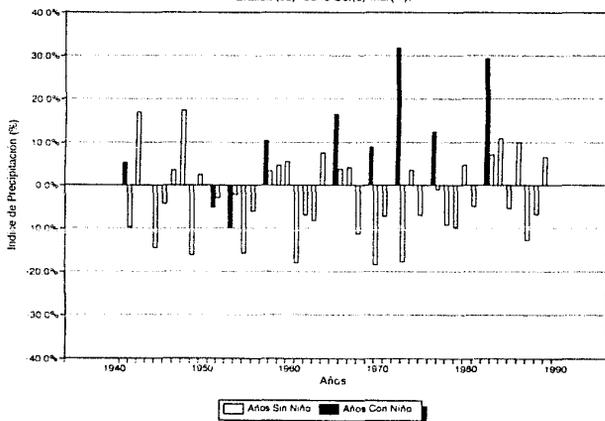
Manzanillo, Colima
 Gráfica (90). Estación Oct(0) Febr(+)



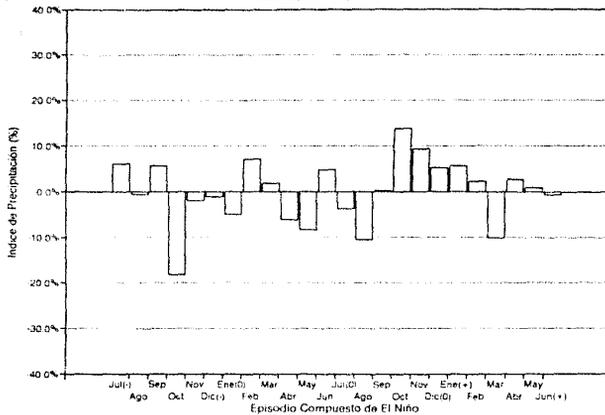
Agregado Compuesto, Mazatlán, Sinaloa
Gráfica (91). 7 Episodios.



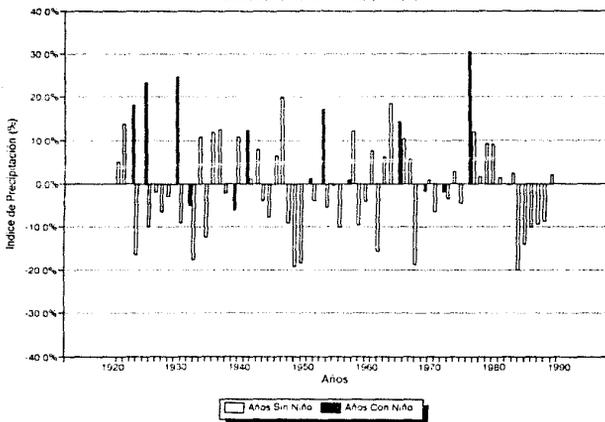
Mazatlán, Sinaloa
Gráfica (92) Serie Oct(0)-Mar(+).



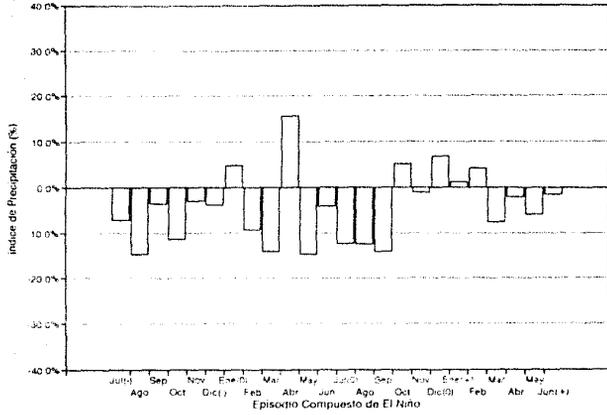
Agrogado Compuesto. Morelia, Michoacan
Gráfica (93). 13 Episodios



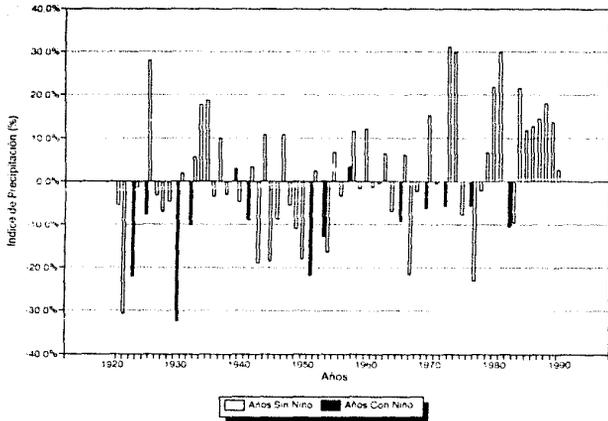
Morelia, Michoacán
Gráfica (94). Estación: Oct(+)-Feb(+)



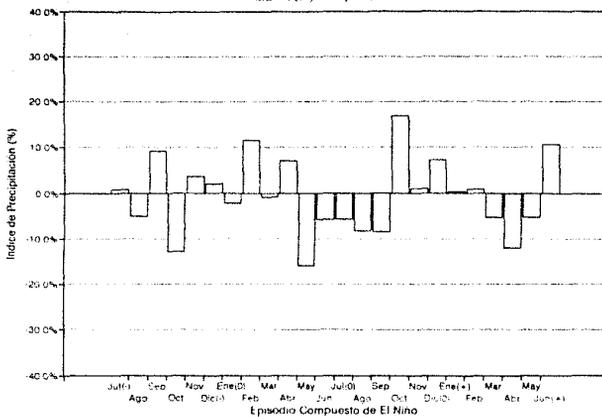
Agrogado Compuesto, Oaxaca, Oaxaca
Gráfica (95) 13 Episodios



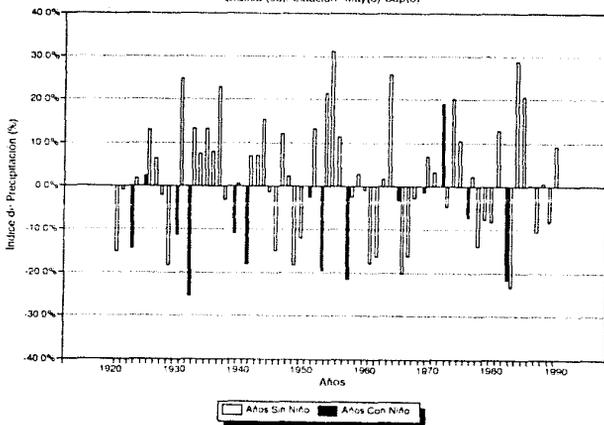
Oaxaca, Oaxaca
Gráfica (96) Estación: May(0) Sept(0)



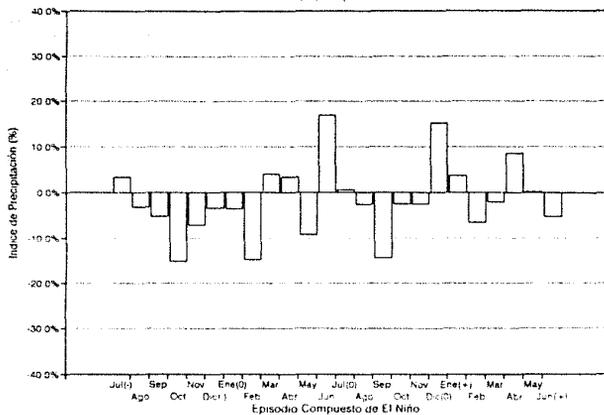
Agregado Compuesto: Puebla, Puebla
Gráfica 197) 1-3 EPISSADICE



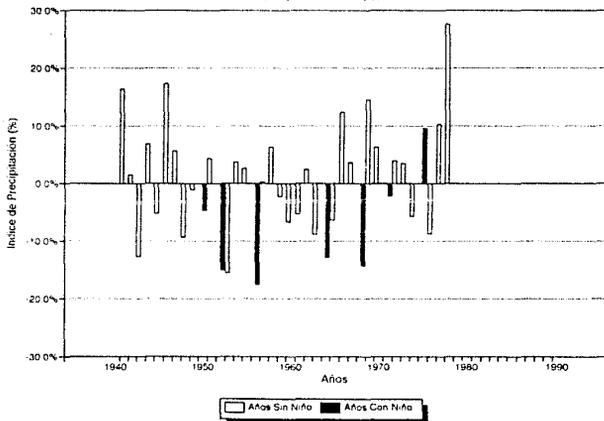
Puebla, Puebla
Gráfica (98) Estación: May(0)-Sep(0)



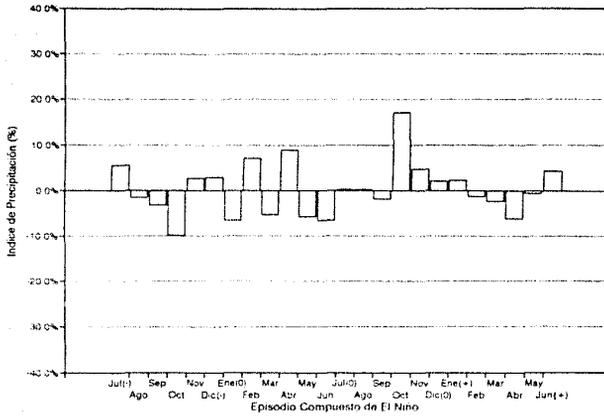
Agregado Compuesto. Salina Cruz, Oaxaca
Gráfica (99). 7 Episodios.



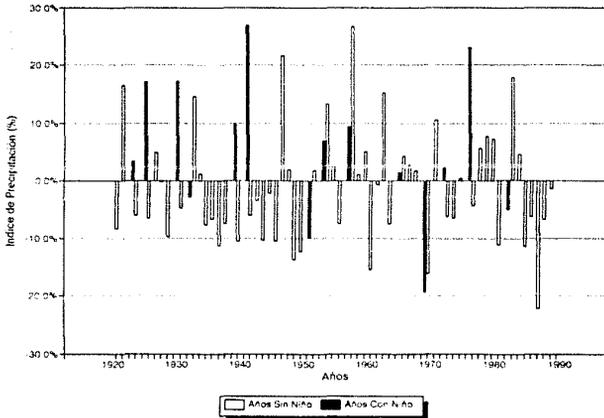
Salina Cruz, Oaxaca
Gráfica (100). Estación: Sep(-)-Feb(+)



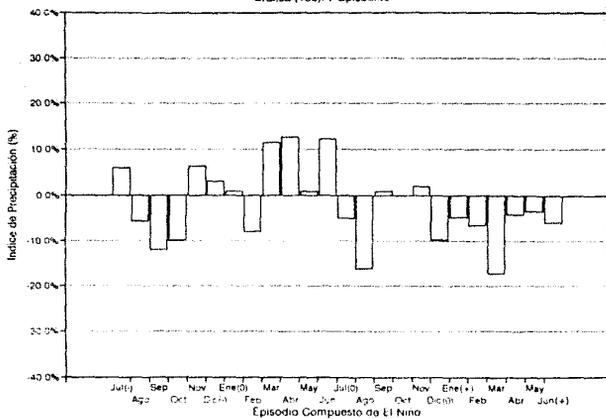
Agregado Compuesto Tacubaya, D. F.
Gráfica (101) 13 Episodios.



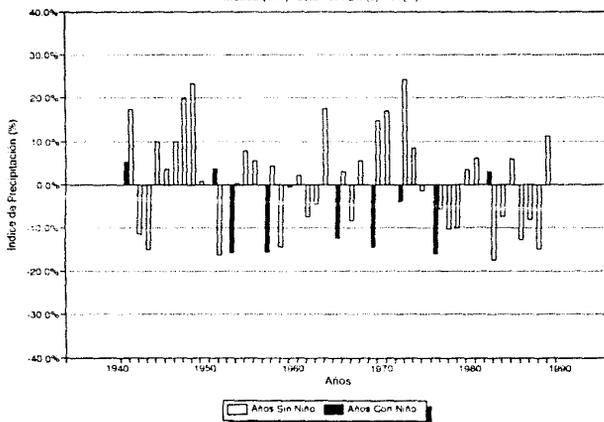
Tacubaya, D. F.
Gráfica (102) Estación: Oct(0) Ene(+)



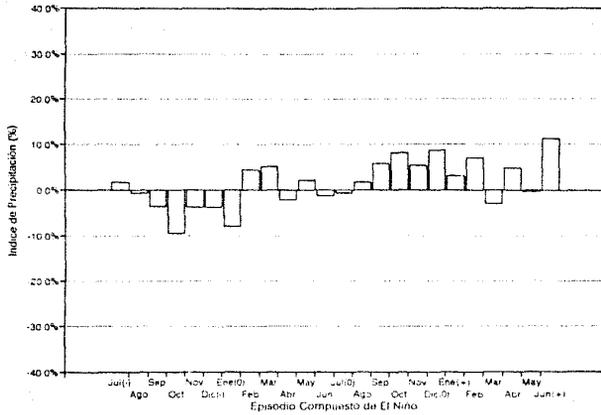
Agregado Compuesto, Tapachula, Chiapas
Gráfica (103). 7 Ejes/Anos



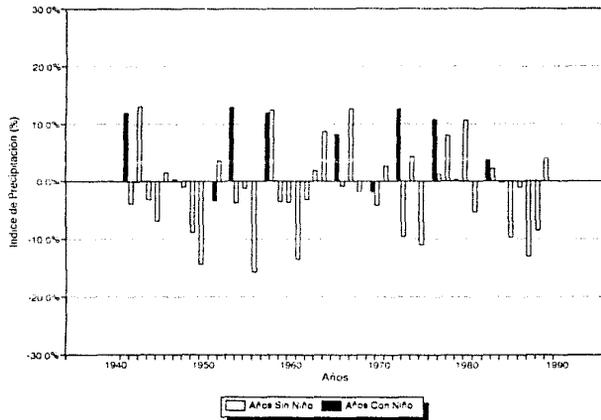
Tapachula, Chiapas
Gráfica (104). Estación: Dic(0)-Abr(+).



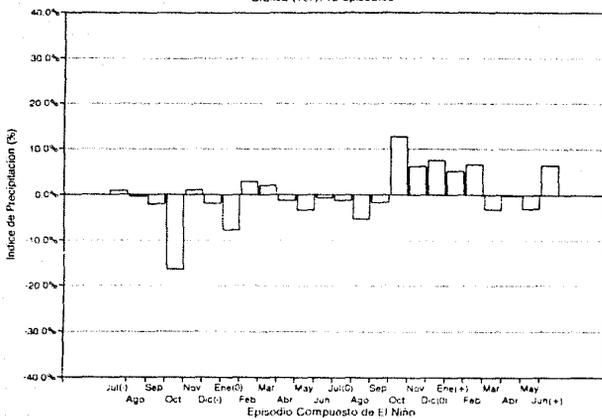
Agregado Compuesto, Reg. I, 9 Est.
Gráfica (105) 7 Episodios



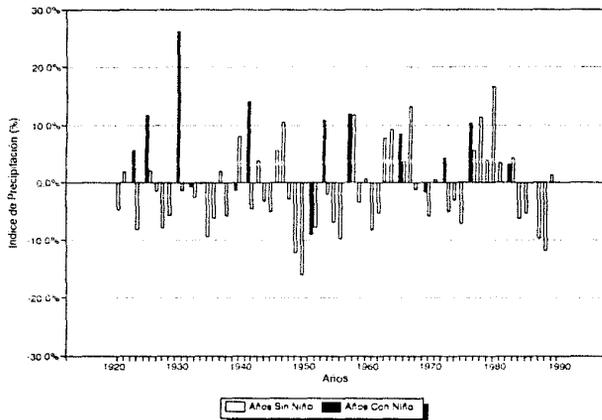
Serie Combinada, Reg. I, 9 Estaciones
Gráfica (106) (Estación Sept(0) Feb(+))



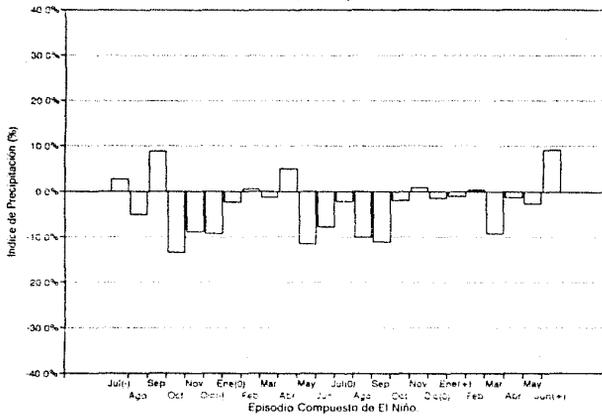
Agregado Compuesto. Reg. I, 6 Est.
Gráfica (107). 13 Episodios



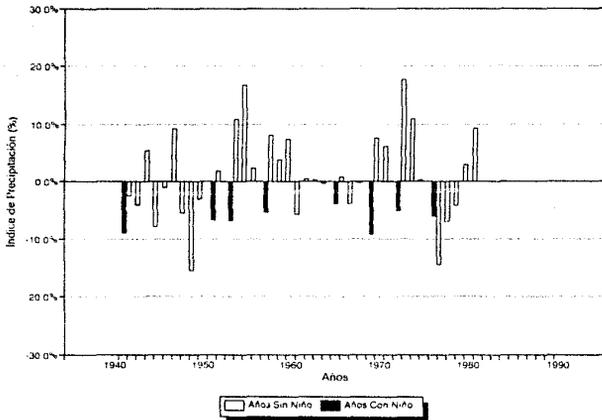
Serie Combinada. Reg. I, 6 Estaciones
Gráfica (108). Estación: Oct(+)-Feb(+)



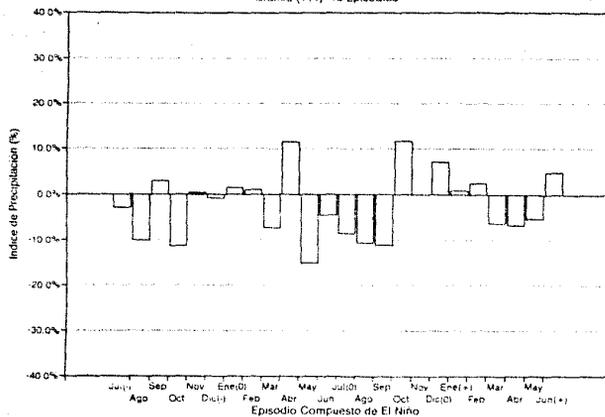
Agregado Compuesto. Reg. II, 3 Est.
 Gráfica (109) 7 Episodios



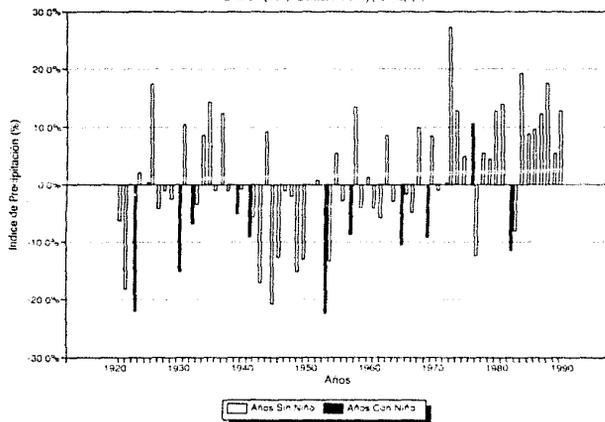
Sorio Combinada. Reg. II, 3 Estaciones
 Gráfica (110). Estación: May(0)-Oct(0)



Agregado Compuesto Reg II 2 Est
Gráfica (111) 13 Epiaduis

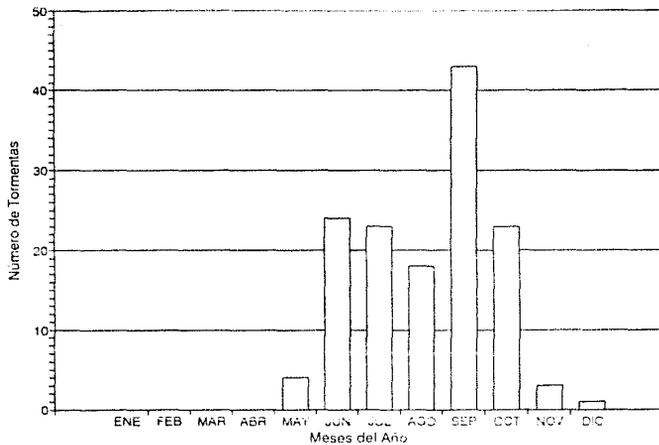


Serie Combinada, Reg II, 2 Estaciones
Gráfica (112) Estacion: May(0) Sep(0)



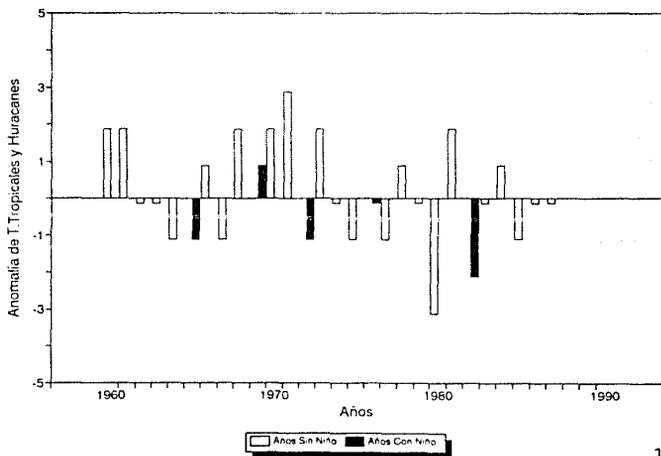
T. TROP. Y HURAC. MENSUALES. PACIFICO M.

Gráfica 113. Periodo 1960-1985

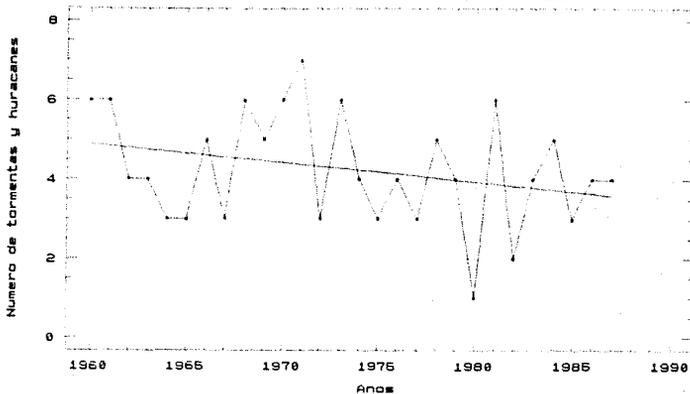


T. TROP. Y HURAC. ANUALES. PACIFICO M.

Gráfica 114. 1960-1987

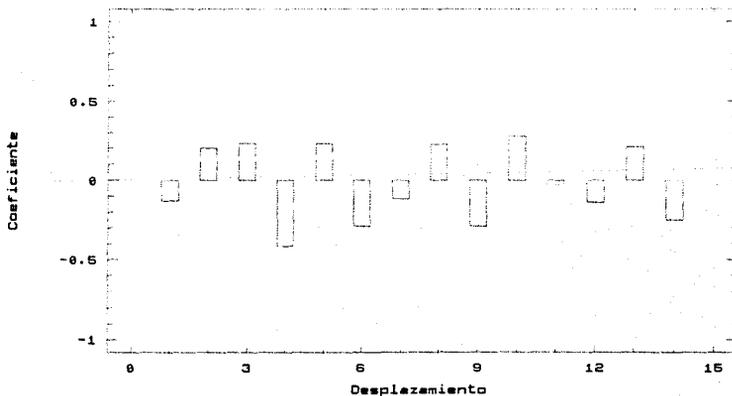


T. TROP. Y HURA. PACIF. MEX. MEDIA 4.25
 Serie original, media móvil y tendencia



Grafica (115) Modelo: 4.944-0.04789*T

T. TROP. Y HURA. PACIFICO MEXICANO
 Autocorrelacion estimada



Grafica (116)

BIBLIOGRAFIA.

Aceituno P., (1989): Anomalías Climáticas en la Región Sudamericana Durante los Extremos de la Oscilación Austral. Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, casilla 2777.

Adem, J., (1964): On the Physical Basis for the Numerical Prediction of Monthly and Seasonal Temperatures in the Troposphere-Ocean-Continent System, *Mon. Wea. Rev.* Vol. 92, 91-104.

Adem, J., (1965): Experiments Aiming at Monthly and Seasonal Numerical Weather Prediction, *Mon. Wea. Rev.* Vol. 93, 495-503.

Adem, J., (1970): Incorporation of Advection of Heat by Mean Winds and by Ocean Currents in a Thermodynamic Model for Long-Range Weather Prediction, *Mon. Wea. Rev.* Vol. 98, 776-786.

Angell, J. K. and Gruza, G.V., (1985): Climate Variability As Estimated From Atmospheric Observations, The Global Climate, Cambridge University Press.

Anthes, R.A., Panofsky, H.A., Cahir, J.J., Rango, A., (1978): The Atmosphere, 2nd edition. Bell & Howell.

Bialko, A., (1989): Nuestro Planeta, La Tierra. Editorial Mir Moscú.

Bergman, K.H., Hecht, H.A., Schneider, (1981): Climate Models, *Physics Today*, Octubre de 1981, pp. 44-51.

Bolin, J. J. y Döös, B. R., (1986): The Greenhouse Effect, Climate Change, and Ecosystems. The Greenhouse Effect, Climatic Change, And Ecosystems, John Wiley & Sons.

Brooks, C.E.P y Carruthers, N., (1953): Handbook of Statistical Methods in Meteorology. London: Her Majesty's Stationery Office.

Cane, M.A., (1992): Tropical Pacific ENSO Models: ENSO as a Model of the Coupled System. *Climate System Modeling*, Cambridge, University Press.

Cane, M.A. & Zebiak, S., (1985): A theory for El Niño and the Southern Oscillation. *Science*, Vol. 228, pp. 1085-1087.

Cavazos, T. y Hastenrath, S., (1990): Convection and Rainfall Over México and Their Modulation by the Southern Oscillation, *International Journal of Climatology*, Vol. 10, 377-386.

Clarke, A. J., (1988): Inertial Wind Path and Sea Surface Temperature Patterns Near the Gulf of Tehuantepec and Gulf of Papagayo, *Journal of Geophysical Research*, Vol 93, pp 15491-15501.

Chou, M.D., Peng, L., Arking, A., (1982): Climate Studies with a Multi-Layer Energy Balance Model, Part. II: The Role of Feedback Mechanisms in the CO Problem, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 39, pp. 2657-2666.

Dickinson, R. E., (1986): How Will Climate Change?, The Climate System And Modelling Of Future Climate, The Greenhouse Effect, Climatic Change, And Ecosystems, John Wiley & Sons.

Douglas, M. W., Madox, R. A., Howard, K. y Reyes, S., (1993): The Mexican Monsoon, *Journal of Climate*, Vol. 6, 1665-1677.

Elsberry, R. L., (1985): Tropical Cyclone Motion, A Global View of Tropical Cyclones, Office of Naval Research Marine Meteorology Program.

Frank, W. M., (1985): Tropical Cyclone Formation, A Global View of Tropical Cyclones, Office of Naval Research Marine Meteorology Program.

Gill, A.E., (1982): Atmosphere-Ocean Dynamics. Academic Press.

Guzmán L.G.T., (1990): Efectos de El Niño en la Agricultura en el Salvador. Conferencia Técnica Sobre El Niño y sus Implicaciones Climáticas, Montevideo, Uruguay, Diciembre de 1990.

Hansen J., Lacis A., Rind D., Russell G., Stone F., Pung I., Ruedy R., y Lerner I., (1984): Climate Sensitivity: Analysis of Feedback Mechanisms, In Hansen J. y Takahashi T.: Climate Processes And Climate Sensitivity. Maurice Ewing Series 5, American Geophysical Union, Washington, D.C.

Hastenrath, S., Castro, L., y Aceituno, P., (1987): The Southern Oscillation in the Tropical Atlantic Sector, *Contrib. Atmos. Phys.*, 60, 447-463.

Houghton, J. T. y Morel, P., (1985): The World Climate Research Programme, The Global Climate, Cambridge University Press.

Janowiak, J. E., (1993): The Global Climate for September-November 1991: Warm (ENSO) Episode Conditions Strengthen, *Journal of Climate*, Vol. 6, 1616-1638.

Jáuregui, E., (1988): El Clima Urbano en la Ciudad de México. La Climatología Urbana y sus Aplicaciones con Especial Referencia a las Regiones Tropicales, OMM-No. 652, pp. 55-74.

Jones D.P, y Wigley, L.T., (1990): Global Warming Trends, *Scientific American*, Agosto 1990, pp 238-240.

Kiladis, G.N. y Diaz, H.F., (1989): Global Climatic Anomalies Associated with Extremes in the Southern Oscillation, *Journal of Climate*, Vol. 2, 1069-1090.

Kingtse, M. y Rasmusson M. E., (1993): The 200-mb Climatological Vorticity Budget during 1986-1989 as Revealed by NMC Analysis, *Journal of Climate*, Vol. 6, 577-594.

Kondratyev, K. Y. y Moskalenko, N. I., (1985): The Role of Carbon Dioxide And Other Minor Gaseous Components And Aerosols in The Radiation Budget, *The Global Climate*, Cambridge University Press.

Kousky, V. E., (1993): The Global Climate of December 1991-February 1992: Mature-Phase Warm (ENSO) Episode Conditions Develop, *Journal of Climate*, Vol. 6, 1639-1655.

Lavín, M. F.; Robles, J. M.; Argote, M. L.; Barton, E. D.; Smith, R.; Brown, J.; Kosro, M.; Trasviña, A.; Velez, H. S., Garcia, J.; (1992): Física del Golfo de Tehuantepec, *Ciencia y Desarrollo*, Vol XVIII, No. 103, pp 97-107.

Leith, C. E., (1985): Global Climate Research, *The Global Climate*, Cambridge University Press.

Lorenz, E.N., (1975): Climate Predictability. *GARP Publication Series* No. 16, No. 16, pp 132-136.

Lorenz, E.N., (1982): Atmospheric Predictability Experiments with a Large Numerical Model, *Tellus*, Vol. 34, 505-13.

Makridakis, S. y Wheelwright, S. C., (1978): Interactive Forecasting: Univariate and Multivariate Methods, Holden-Day, Inc.

Manabe S. & Bryan K., (1969): Climate Calculations with a Combined Ocean-Atmosphere Model. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 26, pp. 786-789.

Manabe, S., Bryan, K., Spelman, J., (1975): A Global Ocean-Atmosphere Climate Model, Part. 1. The Atmospheric Circulation, *J. Phys. Ocean.*, Vol 5, 3-29.

Manabe S. y Stouffer R.T., (1980): Sensitivity of A Global Climate Model To An Increase of CO Concentration In The Atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 85, 5529-5554.

Maul A. George y Hanson K., (1990): A Century of Southeastern United States Climate Change Observations: Temperature, Precipitation, and Sea Level. National Oceanic and Atmospheric Administration, Miami Florida 33149.

Meehl, G.A., Branstator, G.W., Washington, W.M., (1993): Tropical Pacific Interannual Variability and CO Climate Change, *Journal of Climate*, Vol. 6, pp. 42-63).

Mitchel, J. M. Jr., (1983): The Season Response of A General Circulation Model to Change in CO2 And Sea Temperatures. *Quart J. Roy. Meteorological Society*, 109, 113-52.

- Mitchel, J.F.B. y Warrilow D.A., (1987): Summer Dryness in Norther Mid-latitudes Due to Increased CO₂, *Nature*, Vol. 320, pp. 238-248.
- Montgomery, D.C., y Johnson, L.A., (1976): Forecasting and Time Series Analysis, McGraw-Hill, Inc.
- Niiler, P. P., (1992): The Ocean Circulation. Climate System Modeling, Cambridge, University Press.
- North, G. R., Cahalan, R. F. y Coakley, J. A., (1981): Energy-Balance Climate Models, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 19, 91-122.
- Oliver, J.E., (1981): Climatology: Selected Applications. V.H. Winston & Sons.
- OMM-N 100, (1990): Guía de Prácticas Meteorológicas, Secretaría de la Organización Meteorológica Mundial, Ginebra, Suiza.
- Ramanathan, V. y Coakley, J. A., (1978): Climate Modeling Through Radiative-Convective Models, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 16, 465-489.
- Rasmusson, E. M. y Arkin Ph. A., (1993): A Global View of Large-Scale Precipitation Variability, *Journal of Climate*, Vol. 6, 1495-1522.
- Rasmusson, E. M. y Kingtse, M., (1993): Linkages Between 200-mb Tropical and Extratropical Circulation Anomalies During the 1986-1989 ENSO Cycle, *Journal of Climate*, Vol. 6, 595-616.
- Rasool, S. I., (1985): On Dynamics Of Deserts And Climate, The Global Climate, Cambridge University Press.
- Richards, G.R., (1993): Change in Global Temperature: A Statistical Analysis, *Journal of Climate*, Vol. 6, pp. 546-559.
- Ripa, P., (1990): ¡Ay Que Niño Este!, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Enviado a la Facultad de Ciencias de la UNAM, septiembre de 1990.
- Ropelewski, C.F. y Halpert M.S., (1986): North American Precipitation and Temperature Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation (ENSO), *Montly Weather Review*, VOL. 114, pp. 2352-2362.
- Ropelewski, C.F. y Halpert M.S., (1987): Global and Regional Scale Precipitation Associated with the El Niño/Southern Oscillation (ENSO). *Montly Weather Review*, VOL. 115, No.8, 1606-1625.
- Schlesinger, M. E. y Mitchell, J. F. B., (1987): Climate Model Simulations Of The Equilibrium Climate Response To Increased Corbon Dioxide. *Rev. Geophys.*, 25, 760-798.
- Schmitt, C., y Randall, D. A., (1991): The Effects Of Surface Temperature And Clouds On The CO₂ Forcing. Second Symposium On Global Change Studies, American Meteorological Society.

Schneider, S. H., (1992): *Introduction to Climate Modeling. Climate System Modeling*, Cambridge, University Press.

Schneider, S. H., y Temkin R. L., (1977): *Water Supply and the Future Climate. Climate, Climate Change and Water Supply. Studies Geophysics*, pp 25-31.

Simmons, A. J. y Bengtsson, L., (1985): *Atmospheric General Circulation Models: Their Design And Use For Climate Studies*, The Global Climate, Cambridge University Press.

Stahle, D.W. y Cleaveland, M.K., (1993): *Southern Oscillation Extremes Reconstructed from Tree Rings of the Sierra Madre Occidental and Southern Great Plains*, *Journal of Climate*, Vol. 6, No. 1, pp 129-140.

Walsh, J.E. & Slater, J.E, (1981): *Monthly and Seasonal Variability in The Ocean-Ice-Atmosphere System of the North Pacific and the North Atlantic*, *J. Geophys. Res.*, Vol. 86, pp. 7425-7445.

Washington, W.M., Semtner, A.J., Meehl, D.J. Knight, D.J., Mayer T.A., (1980): *A General Circulation Experiment with a Coupled Atmosphere-Ocean and Sea Ice Model*, *J. Phys. Ocean.*, Vol. 10, 1867-1908.

Webster, P.J. y Stephens G.L., (1985): *Cloud-Radiation Interaction and the Climate Problem*, The Global Climate, Cambridge University Press.

White, M.R., (1990): *The Great Climate Debate*, *Scientific American*, Vol. 263, No. 1, pp. 18-25.

Wigley, T. M. L., Jones, P. D., y Kelly P. M., (1986): *Empirical Climate Studies. The Greenhouse Effect, Climatic Change, And Ecosystems*, John Wiley & Sons.

Woodward, W.A. y Gray H.L., (1993): *Global Warming and the Problem of Testing for Trend in Time Series Data*, *Journal of Climate*, Vol. 6, No. 5, pp. 953-962.

WMO, (1987): *The Global Climate System Review*, CSM R84/86, otono de 1984-primavera 1986.

WMO, (1989): *The Global Climate System Review*, CSM R86/88, Junio 1986-Noviembre 1988.

WMO, (Enero 1990): *Global Climate Change. Revista Presentada por: World Climate Research Programme.*

Woods J.D., (1985): *The Upper Ocean And Air-Sea Interaction in Global Climate. The Global Climate*, Cambridge University Press.

Zárate, H. E., (1990): Breve Caracterización de un Evento "ENSO" en Costa Rica y Acciones de Pronóstico durante la Epoca Lluviosa del Pacifico de 1990. Conferencia Técnica Sobre El Niño y sus Implicaciones Climáticas, Montevideo, Uruguay, Diciembre de 1990.

Zebiak, S.E. & Cane, M.A., (1987): A Model El Niño-Southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 115, pp. 2262-2278.