

**Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología**

*Universidad Nacional Autónoma de México*



**EFFECTOS ECOLOGICOS DIVERGENTES DE ANOMALIAS  
OCEANOGRAFICAS EN LOS ECOSISTEMAS TERRESTRES DE  
LA COSTA DEL PACIFICO MEXICANO**

**T E S I S**

que para obtener el grado académico de

**Doctora en Ciencias del Mar  
(Oceanografía Biológica y Pesquera)**

Presenta

**MARGARITA CASO CHÁVEZ**

Directores de tesis	Dr. Exequiel Ezcurra Dra. Ma. Adela Monreal Gómez
Jurado de tesis	Dra. Ma. Adela Monreal Gómez Dr. Exequiel Ezcurra Dr. Arturo Carranza Edwards Dr. David Salas de León Dr. Xavier Chiappa Carrara

México, D. F., 2009



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

## **AGRADECIMIENTOS**

Al Dr. Adrián Fernández Bremauntz, Presidente del Instituto Nacional de Ecología por el apoyo brindado para lograr este estudio a través de la “Iniciativa regional para desarrollar ciencia de conservación en el Mar de Cortés”, realizada conjuntamente entre el INE y el Museo de Historia Natural de San Diego; al financiamiento de la Packard Foundation y el Programa Pew de Conservación Marina.

Al Dr. Exequiel Ezcurra por la dirección de esta tesis y su amable y generosa asesoría a lo largo del desarrollo del proyecto.

A la Dra. Adela Monreal por la codirección y sus valiosas aportaciones que enriquecieron este trabajo.

A los Dres. David Salas de León, Xavier Chiappa Carrara y Arturo Carranza Edwards por la cuidadosa revisión del manuscrito y sus excelentes comentarios y sugerencias.

Al Servicio Meteorológico Nacional por proporcionar la información de las estaciones meteorológicas del litoral del Pacífico mexicano.

A Charlotte González Abraham por su colaboración en la interpolación de los datos de precipitación y la elaboración de mapas raster.

A Irene Pisanty por su apoyo constante, estímulo y amistad desde el planteamiento de esta tesis.

A Ana Córdova y Eduardo Peters por su respaldo que fue clave para el desarrollo del proyecto.

Para

Andrés Fonseca

Alejandro Caso

Margarita Chávez Barragán

Alejandra y Lorena

# CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
INTRODUCCIÓN	3
ANTECEDENTES	7
HIPÓTESIS	10
OBJETIVOS	11
OBJETIVO GENERAL	11
OBJETIVOS PARTICULARES	11
ÁREA DE ESTUDIO	12
DATOS Y MÉTODOS	17
VALORES DEL ÍNDICE DE OSCILACIÓN DEL SUR (SOI) Y AÑOS DE EL NIÑO	17
ANÁLISIS ANUAL DE LA PRECIPITACIÓN	18
Análisis de la anomalía de la precipitación	18
ANÁLISIS ESTACIONAL DE LA PRECIPITACIÓN	19
ANÁLISIS DE SERIES DE TIEMPO	20
Anomalías estandarizadas redondeadas o años anómalos	20
Diagramas de fase	21
Autocorrelaciones y correlaciones cruzadas	21
Espectros de potencia	23
<i>Espectro mediante la Transformada rápida de Fourier</i>	23
<i>Espectro mediante la Transformada de Morlet o Wavelets</i>	23
<i>Espectro mediante el método de máxima entropía o cálculo de la frecuencia dominante</i>	24
ANÁLISIS DEL DESFASE ENTRE LOS EFECTOS DE LAS CONDICIONES OCEANOGRÁFICAS Y LA PRECIPITACIÓN	24
ANÁLISIS DE LA CONCENTRACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN DE INVIERNO	25
RESULTADOS	26
VALORES DEL SOI Y AÑOS DE EL NIÑO	26
ANÁLISIS ANUAL DE LA PRECIPITACIÓN	29
Anomalía de precipitación	37
ANÁLISIS ESTACIONAL DE LA PRECIPITACIÓN	39
Época de invierno-primavera	39

Época de verano (lluvias de monzón)	40
Época de otoño (huracanes)	42
ANÁLISIS DE SERIES DE TIEMPO	43
Anomalías estandarizadas redondeadas. Años normales y años anómalos	45
Diagramas de fase	47
Autocorrelaciones	48
Espectros de potencia	51
<i>Espectro mediante la Transformada rápida de Fourier</i>	51
<i>Espectro mediante la Transformada de Morlet o Wavelets</i>	51
ANÁLISIS DEL DESFASE ENTRE LOS EFECTOS DE LAS CONDICIONES OCEANOGRÁFICAS Y LA PRECIPITACIÓN	56
Correlación cruzada	57
ANÁLISIS DE LA CONCENTRACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN DE INVIERNO	60
ANÁLISIS DE LA PRECIPITACIÓN EN FUNCIÓN DE LA LATITUD	63
DISCUSIÓN	66
CONCLUSIONES	70
LITERATURA CITADA	74

## INDICE DE FIGURAS

Figura 1.	Área de estudio	12
Figura 2.	Serie de valores de SOI calculados para los años meteorológicos	29
Figura 3.	Ejemplos de los tres tipos de regresiones: con pendiente negativa, con pendiente neutra y con pendiente positiva	31
Figura 4.	Gradiente climático y ecorregional a lo largo de la costa del Pacífico mexicano.	36
Figura 5.	Regresiones de las anomalías de precipitación contra el SOI.	38
Figura 6.	Correlación entre los valores de SOI y la precipitación para la época de invierno-primavera	40
Figura 7.	Correlación entre los valores de SOI y la precipitación para la época de monzón.	41
Figura 8.	Correlación entre los valores de SOI y la precipitación para la época de huracanes.	42
Figura 9.	Series de precipitación de dos estaciones contrastantes.	44
Figura 10.	Patrón normal del SOI y de precipitación promedio mensual en tres estaciones.	46
Figura 11.	Anomalías estandarizadas o años anómalos de las series de tiempo de la oscilación del sur y de la precipitación promedio mensual de Valle de Palmas, B.C.	47
Figura 12.	Diagramas de fase de las series de tiempo del SOI y de la precipitación promedio mensual en tres estaciones contrastantes.	49
Figura 13.	Autocorrelaciones de las series de tiempo del SOI y de la precipitación promedio mensual en tres estaciones contrastantes.	50
Figura 14.	Espectros de potencia normalizados de las series de tiempo del SOI y de las precipitaciones medias mensuales en tres estaciones contrastantes.	52
Figura 15.	Espectro mediante Wavelets, método de Morlet de la serie del SOI.	53
Figura 16.	Espectro mediante Wavelets, método de Morlet de la serie de precipitaciones medias mensuales en Ixtepec, Oax.	54
Figura 17.	Espectro mediante Wavelets, método de Morlet de la serie de precipitaciones medias mensuales en Santiago Undameo, Mich.	55
Figura 18.	Espectro mediante Wavelets, método de Morlet de la serie de precipitaciones medias mensuales en Valle de Palmas, B.C.	56
Figura 19.	Correlaciones cruzadas entre la serie del SOI y las series de datos de las precipitaciones medias mensuales en Ixtepec, Oax., Santiago Undameo, Mich. y Valle de Palmas, B.C	58
Figura 20.	Diagramas climáticos para las estaciones de Ensenada, B. C. e Ixtepec, Oax., con sus regresiones correspondientes.	62
Figura 21.	Proporción de la precipitación promedio en función de la latitud para	64

las tres épocas climáticas.

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Localización de las estaciones del Servicio Meteorológico Nacional a lo largo de la costa del Pacífico mexicano y características de las series de registros	13
Tabla 2. Valores promedio del SOI calculados para los años meteorológicos (de abril a marzo) de 1922 a 2005. Se identifica la fase de la Oscilación de acuerdo con la literatura, utilizando otros criterios además del SOI.	27
Tabla 3. Estaciones significativas con pendiente positiva y negativa utilizando una prueba de F.	32
Tabla 4. Coeficientes de correlación ( $R$ ) con retardo cero entre las series usadas en este análisis	59
Tabla 5. Pendientes de las ecuaciones lineales de correlación con retardo cero entre las series usadas en este análisis	59

## RELACIÓN DE ANEXOS

1. Análisis anual de las regresiones de los valores de SOI contra precipitación
2. Análisis anual de las regresiones de los valores de SOI contra precipitación para la época de invierno-primavera
3. Análisis anual de las regresiones de los valores de SOI contra precipitación para la época de verano
4. Análisis anual de las regresiones de los valores de SOI contra precipitación para la época de otoño
5. Publicación



## RESUMEN

Los pulsos de precipitación son fundamentales para la regeneración de los ecosistemas áridos y se ha demostrado que están relacionados con las anomalías oceanográficas. Sin embargo, mientras que algunos estudios reportan incrementos en la precipitación en los ecosistemas áridos del norte de México cuando ocurre el fenómeno de El Niño, otros reportan un aumento en la sequía de los ecosistemas del sur. Para dilucidar el efecto de las anomalías oceanográfico/atmosféricas en los pulsos de humedad a lo largo del litoral del Pacífico mexicano, se establecieron las correlaciones de los valores promedio del Índice de Oscilación del Sur con la precipitación anual total en 117 estaciones meteorológicas. Se analizó también la relación para tres señales de lluvia diferentes: la precipitación de invierno-primavera, el monzón de verano y la precipitación de otoño. Los resultados mostraron un patrón claro y divergente: los eventos de El Niño tienden a incrementar la precipitación en el noroeste de México por encima de los 22° de latitud norte, pero tienden a aumentar la aridez en los ecosistemas del Pacífico sur. El análisis de las diferentes estaciones mostró que las condiciones de El Niño producen un marcado incremento en la precipitación de invierno, mientras que las condiciones de La Niña producen un incremento en la precipitación de verano. Los ecosistemas áridos presentes a lo largo de todo el litoral del Pacífico mexicano dependen de los pulsos de lluvia para su renovación, por lo que la comprensión del efecto de las condiciones oceanográficas puede ser crítico para su manejo en el futuro. La restauración, los regímenes de pastoreo, la capacidad de carga, el riesgo de incendios y el aporte continental de agua a los océanos se pueden predecir a partir de las condiciones oceanográficas. En el futuro, el monitoreo del sistema acoplado océano-atmósfera puede ser importante para el manejo y la mitigación de los efectos del cambio climático a gran escala en los ecosistemas áridos.

## **DIVERGENT ECOLOGICAL EFFECTS OF OCEANOGRAPHIC ANOMALIES ON TERRESTRIAL ECOSYSTEMS OF THE MEXICAN PACIFIC COAST**

### **ABSTRACT**

Precipitation pulses are essentials for the regeneration of drylands and have been shown to be related to oceanographic anomalies. However, whereas some studies report increased precipitation in drylands in northern Mexico during El Niño years, others report increased drought in the southern drylands. To elucidate the effect of oceanographic/atmospheric anomalies on moisture pulses along the whole Pacific coast of Mexico, the average Southern Oscillation Index values were correlated with total annual precipitation for 117 weather stations. The relationship for three separate rainfall signals: winter-spring, summer monsoon and fall precipitation was also analyzed. The results showed a distinct but divergent seasonal pattern: El Niño events tend to bring increased rainfall in above 22° latitude, but tend to increase aridity in the ecosystems of the southern tropical Pacific slope. The analysis for the separated rainfall seasons showed that El Niño conditions produce a marked increase in winter rainfall, whereas La Niña conditions tend to increase summer monsoon precipitation. Because these dryland ecosystems are dependent on rainfall pulses for their renewal, understanding the complex effect of ocean conditions may be critical for their management in the future. Restoration ecology, grazing regimes, carrying capacities, fire risks and continental runoff into the oceans could be predicted from oceanographic conditions. Monitoring the coupled atmosphere-ocean system may prove to be important in managing and mitigating the effects of large scale climatic change on coastal drylands in the future.

## INTRODUCCIÓN

Los grandes desiertos del mundo, como el desierto de Namibia en el sur de África, el de Atacama en Chile, el Sahara y el desierto de Baja California se encuentran en la porción oeste de los continentes Africano y Americano, y están asociados con corrientes costeras frías (las corrientes de Benguela, Humboldt, Canarias y la de California), que fluyen hacia el Ecuador a lo largo de la franja este de los océanos Atlántico y Pacífico. Estos desiertos están normalmente bordeados por regiones semi-áridas en sus márgenes tropicales. En América del Norte, la cadena de ecosistemas áridos corre casi ininterrumpidamente desde California, en Estados Unidos de América, hasta Chiapas en la porción sur de México.

La estacionalidad de la precipitación en estos ecosistemas áridos cambia de manera importante de norte a sur. En la porción norte de México, la precipitación ocurre principalmente en invierno, ocasionada por la humedad del Océano Pacífico, mientras que la precipitación en la porción sur del país se debe, casi por completo, a las lluvias de verano ocasionadas por el monzón mexicano (Douglas et al., 1993; García Oliva et al., 1991; Stensrud et al., 1995).

En la mayoría de los ecosistemas áridos y semi-áridos, los eventos de precipitación desencadenan periodos cortos de abundancia de humedad, que pueden saturar la demanda del recurso de muchos procesos biológicos (Noy-Meir, 1973). Así, aunque los desiertos y los ecosistemas áridos se caracterizan por sus condiciones climatológicas promedio, están en realidad determinados por pulsos cortos de abundante disponibilidad de agua, en un escenario general de largos periodos de sequía. Las plantas y los animales han desarrollado adaptaciones específicas para aprovechar esta abundancia efímera, especialmente para su establecimiento, crecimiento, dinámica de poblaciones y el reciclamiento de materia orgánica y de nutrientes (Sher et al.,

2004). De esta forma, las anomalías que producen elevadas precipitaciones, juegan un papel muy importante en la renovación de los ecosistemas áridos y semi-áridos. Las variaciones periódicas en los ambientes desérticos se han relacionado a los fenómenos globales atmosféricos y oceánicos (Los et al., 2001). Las condicionantes a gran escala de los patrones de precipitación regional son, entre otros, la posición de las corrientes de chorro, el movimiento de los frentes polares, la intensidad del monzón de verano, la temperatura superficial de los océanos vecinos, a menudo regulados por eventos oceanográficos como el fenómeno de El Niño y la Oscilación del Sur (ENSO por sus siglas en inglés), e inclusive por ciclos oceánicos de mayor periodo, como la Oscilación Decadal del Pacífico (Loik et al., 2004; McCabe et al., 2004; Pavía et al., 2006). Como consecuencia de esto, la intensidad y la frecuencia de los pulsos de humedad, a escala local, puede variar sustancialmente con el tiempo y con frecuencia de una forma aparentemente impredecible.

En el Pacífico ecuatorial existen ciertas condiciones oceanográficas “normales” alrededor de las cuales se presentan anomalías que no necesariamente tienen una periodicidad, pero que son recurrentes como los eventos de El Niño y La Niña. De acuerdo con Glantz (1996), en el Pacífico tropical se consideran condiciones “normales” cuando se presentan las siguientes características: El nivel del mar en el Pacífico oeste es unas cuantas decenas de centímetros más alto que en la parte este de la cuenca, debido a que los vientos alisios que circulan de este a oeste empujan el agua al margen oeste de la cuenca. En esta parte de la cuenca del Pacífico cerca del Ecuador, la superficie del agua es cálida con una diferencia de 8 grados centígrados con el este y en un área de aproximadamente el tamaño continental de EUA. Esta gran superficie de agua cálida se extiende hasta una profundidad de aproximadamente 200 m, que corresponde a la profundidad de la termoclina y constituye una fuente importante de calor hacia la atmósfera. El calentamiento ocasiona que se produzca un ascenso del aire caliente (por convección), el cual después provoca lluvias. Mientras el aire se eleva a niveles superiores de la atmósfera, las diferencias de presión entre el Pacífico oeste y el Pacífico este generan la circulación del aire hacia mayores altitudes y lo empujan hacia la parte este de la cuenca. Este aire frío y seco finalmente desciende en la porción ecuatorial

este del Pacífico (por subsidencia) y determina las características secas de esta zona. Mientras tanto, en la porción este de la cuenca del Pacífico, el nivel del mar es aproximadamente 0.5 m menor al de la porción oeste y la termoclina está relativamente cerca de la superficie. En el Pacífico, cerca de las costas de América, en ciertas zonas existe una componente importante del esfuerzo del viento paralela a la costa y hacia el Ecuador que genera las surgencias costeras, las cuales son intensas en las costas de Oregon, California, Baja California, Ecuador, Perú y el norte de Chile, lo cual hace que la temperatura superficial del agua en estas zonas sea considerablemente más baja que en las costas de la cuenca oeste del Pacífico. Esto tiende a reforzar los mecanismos atmosféricos, inhibiendo la formación de nubes y la precipitación en la región. El esfuerzo de los vientos en la región ecuatorial está fuertemente influenciado por la oscilación de la presión a nivel del mar a lo largo de la región ecuatorial.

Durante la fase cálida de la oscilación (El Niño), la diferencia de presiones se revierte, los vientos superficiales que fluyen hacia el oeste a lo largo de la región ecuatorial de la cuenca del Pacífico se debilitan, lo cual permite que el agua cálida que normalmente se encuentra en el margen oeste de la cuenca se distribuya hacia el este, el nivel del mar en el oeste empieza a descender y en el este se incrementa. Con esta variación de los vientos se produce una corriente cálida hacia América y el agua superficial del Pacífico central y este se vuelve más cálida. Mientras esto ocurre, la termoclina también empieza a oscilar volviéndose más somera en la porción oeste de la cuenca, con respecto a la parte central y este. Al debilitarse los vientos alisios y profundizarse la termoclina en la costa de América, disminuye la surgencia de agua fría, rica en nutrientes en las regiones antes mencionadas. Como resultado de esto, la temperatura superficial del mar aumenta cerca de la costa de América, lo que ocasiona que las costas del Pacífico este se vuelvan menos productivas, mientras que los desiertos costeros de norte y Sudamérica, experimenta un marcado incremento en la precipitación, que se origina por el agua cálida del océano (Allan et al., 1996; Glantz, 1996; Velarde y Ezcurra, 2002; Holmgren et al., 2001; Polis et al., 1997).

Después de un evento de El Niño, las condiciones climáticas generalmente vuelven a ser “normales”; sin embargo, en algunos años se presenta la fase opuesta de la oscilación: La Niña. Durante esta fase la situación es inversa, los vientos alisios se intensifican y la presión a nivel del mar aumenta en el Pacífico tropical este y disminuye en la porción oeste de la cuenca, lo cual incrementa la cantidad de agua fría en la porción este de la cuenca (Philander, 1985; Glantz, 1996).

Muchos de los estudios de la influencia del fenómeno de El Niño en ecosistemas terrestres se han basado en un solo evento, o a lo más, en unos cuantos eventos. Por lo tanto, en la literatura es difícil aislar el componente sistemático que aporta la anomalía oceánica en el patrón de precipitación, de otros posibles efectos relacionados. Una vez que se observa un periodo anómalamente lluvioso en una zona árida o semi-árida durante un evento de El Niño, los investigadores con frecuencia atribuyen el patrón observado al efecto de El Niño (Barber y Chávez, 1983; Holmgren y Scheffer, 2001; Holmgren et al., 2006 a; Holmgren et al., 2006 b).

## ANTECEDENTES

Estudios sobre los resultados sobre los efectos de ENSO en los ecosistemas áridos de Norteamérica, Sudamérica y Australia subestimaron el fuerte incremento de la precipitación, asociado con los eventos ENSO en ecosistemas áridos de América, durante la fase de la oscilación de El Niño, y durante la fase de La Niña en Australia (Holmgren et al., 2006 b). La mayoría de los estudios que apoyan estas conclusiones para América, se han realizado en ecosistemas áridos del noroeste de México y el suroeste de Estados Unidos, y de Chile (Holmgren et al., 2006 a). Sin embargo, pocos estudios han aportado información comparable para regiones áridas con lluvias de verano de tipo monzón, como es el caso de los bosques secos tropicales de las costas de México y el Pacífico central americano. Con base en la suposición general de que bajo condiciones de El Niño las aguas cálidas del Pacífico traen mayor precipitación a los ecosistemas áridos, investigaciones recientes han sugerido que la anomalía de ENSO puede abrir una ventana de oportunidad para una restauración exitosa de ecosistemas áridos degradados (Holmgren y Scheffer 2001). Aunque esta conclusión es cierta, en algunos ecosistemas áridos de América, existen estudios que sugieren que otras regiones áridas pueden volverse aún más áridas durante los eventos de ENSO (Los et al., 2001; Allan et al., 1996; Magaña et al., 2003).

Esta tendencia divergente es particularmente notable en los estudios realizados en las pendientes oeste de la Sierra Madre en América del Norte (Estados Unidos y México). Mientras que algunos trabajos argumentan que las condiciones de El Niño tienden a incrementar la precipitación (especialmente la precipitación de invierno) en las pendientes que dan al oeste de la Sierra Madre, en el norte de México y el sur de Estados Unidos (Cleaveland et al., 2003; Diaz et al., 2001; Kitzberger et al., 2001; Stahle y Cleaveland, 1993 y Swetnan y Betancourt, 1990 y Swetnan y Betancourt 1998), otros estudios reportan que las condiciones de El Niño inducen sequías severas en la porción sur de la misma Sierra Madre (Román-Cuesta et al., 2003 y Román Cuesta y

Martínez Vilalta, 2006). Aunque hay ecosistemas de la Sierra Madre que muestran similitudes ecológicas de norte a sur (los bosques de pino-encino dominan los sitios elevados desde Arizona hasta Chiapas, mientras que los cactus columnares con árboles deciduos de zonas áridas dominan las tierras bajas desde Arizona hasta Oaxaca), las observaciones indican que la misma anomalía oceánica puede desencadenar pulsos climáticos divergentes al norte y al sur del trópico de Cáncer. Este vacío de conocimiento no sólo es de interés teórico, sino también de gran importancia aplicada, debido a que muchos procesos ecosistémicos dependen de forma crítica de los pulsos de la precipitación; entre otros se pueden mencionar la germinación y el establecimiento de las plantas de zonas áridas, la productividad, los incendios forestales, el deslave ripario y los pulsos de nutrientes en las lagunas costeras y estuarios.

La expansión latitudinal de la costa del Pacífico mexicano, con su franja de ecosistemas áridos y semiáridos, hace que esta zona sea excepcional para el estudio del efecto del fenómeno de El Niño. La larga sombra de lluvia de la Sierra Madre, previene la llegada de la mayoría de la humedad del Atlántico transportada por los vientos alisios y la mayor parte de la costa del Pacífico mexicano está formada por un angosto corredor de ecosistemas áridos y semiáridos que reciben la humedad del Océano Pacífico y del Golfo de California. A pesar de las diferencias estacionales, todas las regiones ecológicas a lo largo de este corredor costero, están seriamente limitadas por la disponibilidad de agua durante una parte significativa del año, y todas muestran relaciones ecológicas de plantas nodriza, que son indicativas de un reclutamiento y establecimiento limitado (Bertness y Callaway 1994, Callaway 1995). Como resultado de esto, las anomalías positivas de precipitación son críticamente importantes para la renovación de los ecosistemas en estas regiones (Arriaga et al., 1993; McAuliffe, 1984; Valiente-Baunet y Ezcurra, 1991; Sánchez Velásquez et al., 2004). De hecho, varios estudios (Brown y Wu, 2006; North et al., 2005; Savage et al., 1996; Ogle y Reynolds, 2004; Reynolds et al., 2004) han mostrado que los ecosistemas áridos, como los que se presentan en este corredor, necesitan de los pulsos de humedad para el establecimiento de nuevas plantas y para la renovación de las poblaciones de la comunidad. De



manera similar, los pulsos de precipitación en grandes regiones continentales, pueden tener una fuerte influencia en los períodos de sequía (Mc Cabe et al. 2004) y en los incendios forestales (Kritzberger et al., 2001; Stahle y Cleaveland, 1993; Swetnan y Betancourt 1990; Swetnan y Betancourt, 1998; Kitzberger et al., 2007), y el consiguiente deslave de grandes cantidades de nutrientes de los desiertos hacia el mar (Polis et al., 1997; Beman et al., 2005). Así, la comprensión clara de los factores oceanográficos que determinan los pulsos de precipitación a lo largo de los ecosistemas áridos de la costa del Pacífico mexicano, desde los bosques secos tropicales del sur hasta los arbustos mediterráneos de la Provincia Florística Californiana, es de gran importancia para entender las determinantes de la dinámica de dichos ecosistemas a gran escala.

# HIPÓTESIS

La estacionalidad de la precipitación en los ecosistemas áridos del litoral del Pacífico mexicano cambia de manera importante de norte a sur, debido a que está ocasionada por procesos diferentes; en consecuencia, se espera que la anomalía oceanográfica ENSO provoque efectos diferentes a lo largo de esta franja de ecosistemas.

Con base en el análisis anterior, la principal pregunta es:

¿De qué forma afectan las anomalías oceánicas a los pulsos ambientales de disponibilidad de humedad a lo largo de la costa del Pacífico mexicano?

Para responder la pregunta anterior, se plantean dos preguntas relacionadas:

- Con series de tiempo suficientemente largas de precipitación local, y para un gran número de estaciones meteorológicas a lo largo de los ecosistemas áridos del Pacífico mexicano, ¿qué proporción de la variación total de la precipitación se puede atribuir a variaciones atmosféricas y oceanográficas, tales como las impuestas por las variaciones de la temperatura superficial del mar y asociadas al fenómeno de El Niño?
- Dado que se observa una clara estacionalidad en la precipitación a lo largo del corredor de ecosistemas áridos de la costa del Pacífico mexicano, ¿cuáles de estas regiones áridas y semiáridas tienden a incrementar su precipitación durante la fase cálida de la oscilación y cuáles -si es que existen- tienden a volverse más áridas cuando ocurren estas condiciones?

# OBJETIVOS

## OBJETIVO GENERAL

Determinar cómo afectan las anomalías oceánicas, en particular el fenómeno de ENSO, a los pulsos ambientales de disponibilidad de humedad a lo largo de la costa del Pacífico mexicano.

## OBJETIVOS PARTICULARES

- Determinar qué proporción de la variación total de la precipitación se puede atribuir a variaciones atmosféricas y oceanográficas, tales como las impuestas por las variaciones de la temperatura superficial del mar y por El Niño.
- Determinar la influencia de ENSO en la precipitación de los dos patrones de precipitación presentes en la zona de estudio (lluvias de invierno y lluvias de verano tipo monzón).
- Determinar si ENSO tiene el mismo impacto en la precipitación a lo largo de los ecosistemas áridos y semiáridos de la costa del Pacífico.

## ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio está incluida en la franja de ecosistemas que corre a lo largo de la costa del Pacífico mexicano, que corresponde al área de sombra de lluvia de la Sierra Madre occidental, que previene la llegada de la humedad del Atlántico transportada por los vientos alisios. La mayor parte de la costa del Pacífico mexicano está formada por un angosto corredor de ecosistemas áridos y semi -áridos que reciben la humedad del Océano Pacífico y del Golfo de California (Fig. 1).

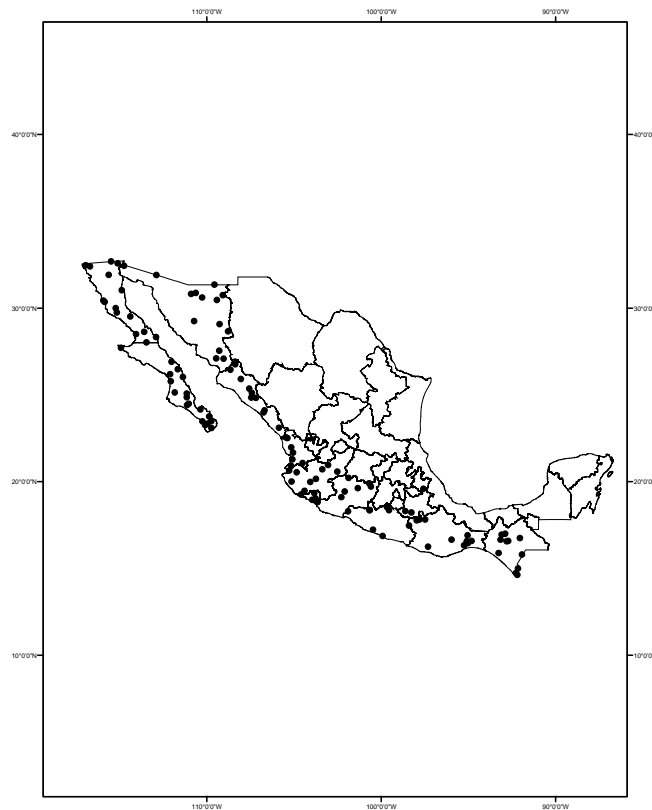


Figura 1. Área de estudio. Estaciones meteorológicas en la franja de ecosistemas terrestres de la costa del Pacífico mexicano.

Tabla 1. Localización de las estaciones del Servicio Meteorológico Nacional a lo largo de la costa del Pacífico mexicano y características de las series de registros

Nombre	Lat. N	Long. W	altitud	Fecha de inicio	Fecha de conclusión	Longitud de la serie en años
<b>Baja California</b>						
Bahía de los Ángeles	28° 36'	113° 33'	4	Sep-1953	Dic-2003	46
Bataques	32° 33'	115° 04'	23	Jul-1948	Mar-2003	54
Chapala	29° 29'	114° 21'	640	Dic-1953	Dic-2002	49
El Arco	28° 00'	113° 25'	300	Oct-1953	Nov-2002	49
El Barril	28° 18'	112° 52'	50	Ene-1961	Dic-2002	42
El Socorro	30° 19'	115° 49'	26	Ago-1956	Ago-2002	44
Mexicali	32° 39'	115° 27'	4	Feb-1944	Dic-2002	53
Presa Rodríguez	32° 26'	116° 54'	120	Ene-1929	Dic-2003	69
Rosarito	28° 28'	114° 01'	125	Ago-1958	Nov-2002	41
San Felipe	31° 00'	114° 50'	22	May-1948	Dic-2002	53
Santa Catarina Sur	29° 43'	115° 07'	270	May-1954	Nov-2002	48
Santa María del Mar	30° 24'	115° 53'	28	Jul-1957	Nov-2002	44
Valle de Palmas	32° 22'	116° 39'	280	Ene-1949	Dic-2002	54
Ensenada	31° 53'	115° 35'	55	Ene-1923	Dic-2002	46
El Progreso	29° 58'	115° 11'	517	Ago-1973	Nov-2002	29
<b>Baja California Sur</b>						
Bahía Tortugas	27° 41'	114° 53'	15	Ene-1961	Dic-2004	42
Buenavista de Loreto	25° 07'	111° 48'	30	Sep-1940	Dic-2004	64
Caduanó	23° 19'	109° 56'	180	Feb-1942	Dic-2004	63
El Aguajito	24° 50'	111° 07'	200	Ene-1961	Dic-2004	44
El Pilar	24° 28'	111° 00'	90	Mar-1942	Dic-2004	61
El Rosarito	26° 27'	111° 38'	122	Jul-1941	Dic-2004	64
La Angostura	25° 03'	111° 07'	280	Ene-1961	Nov-2004	44
La Poza Grande	25° 45'	112° 02'	25	Ene-1941	Dic-2004	64
La Purísima	26° 10'	112° 04'	95	Sep-1938	Dic-2004	67
Loreto	26° 00'	111° 20'	10	Ago-1938	Dic-2004	64
Mulegé	26° 53'	111° 59'	35	Ene-1922	Dic-2004	77
Pénjamo	24° 23'	111° 06'	50	Sep-1952	Dic-2004	53
San Bartolo	23° 44'	109° 50'	395	Ene-1941	Dic-2004	64
San Jacinto	23° 14'	110° 04'	95	Feb-1953	Dic-2004	52
San José del Cabo	23° 04'	109° 42'	40	Dic-1926	Dic-2004	69
Santiago	23° 28'	109° 42'	125	Ene-1937	Dic-2004	66
Todos Santos	23° 27'	110° 13'	40	Oct-1939	Sep-2004	61
La Paz	24° 08'	110° 20'	16	Oct-1945	Dic-2004	53
<b>Sonora</b>						
Agua Prieta	31° 19'	109° 32'	1,220	Feb-1961	May-2005	38
Bacanuchi	30° 35'	110° 14'	1,060	Ene-1964	Jul-2003	38

Colonia Oaxaca	30° 43'	109° 03'	1,000	Ago-1964	May-2000	35
El Orégano	29° 13'	110° 42'	272	Jun-1941	Ene-2005	62
Atil	30° 50'	110° 36'	306	May-1927	Jul-1999	64
Imuris	30° 47'	110° 52'	826	Feb-1938	Oct-2004	58
Minas Nuevas	27° 03'	109° 00'	480	Feb-1927	May-2005	68
Mulatos	28° 38'	108° 45'	1,165	Ene-1943	Dic-2004	60
Navojoa	27° 04'	109° 26'	54	Ene-1922	Oct-2004	56
Presa La Angostura	30° 26'	109° 23'	860	May-1932	Jun-2001	63
Quiriego	27° 31'	109° 15'	210	Jul-1927	May-2005	77
Sahuaripa	29° 03'	109° 14'	460	Ago-1942	Nov-2004	61
San Luis Rio Colorado	32° 24'	114° 42'	27	May-1949	Ene-2003	39
Sonoyta	31° 52'	112° 51'	398	Nov-1948	Ene-2005	55

### Sinaloa

Acatitan	24° 05'	106° 40'	130	Ene-1961	Sep-2004	40
Culiacán	24° 49'	107° 25'	40	Ene-1961	Jul-2005	44
Choix	26° 44'	108° 20'	225	Ene-1953	Nov-2004	52
El Fuerte	26° 25'	108° 37'	84	Ene-1955	Ene-2005	49
Elota	23° 58'	106° 43'	35	Ene-1961	Dic-1993	31
El Varejonal	25° 05'	107° 23'	141	Ene-1961	Jul-2005	44
Huites	26° 53'	108° 21'	277	Ene-1961	Jul-2004	42
Jaina	25° 53'	108° 01'	145	Ene-1942	Ago-2005	62
La Concha	22° 32'	105° 27'	17	Ene-1961	Jul-2005	43
Sanalona	24° 48'	107° 09'	133	Ago-1944	Jun-2004	57
Badiraguato	25° 20'	107° 32'	209	Ene-1921	Feb-2004	71
Las Tortugas	23° 05'	105° 50'	36	Ene-1974	Jul-2004	29

### Nayarit

Acaponeta	22° 29'	105° 21'	31	Feb-1946	Dic-2004	56
Ahuacatlán	21° 03'	104° 29'	890	Sep-1924	Dic-2003	77
Jumatán	21° 39'	105° 02'	371	Oct-1942	Dic-1998	46
Las Gaviotas	20° 53'	105° 08'	50	Abr-1955	Dic-2004	47
Paso de Arocha	21° 16'	105° 04'	20	Abr-1949	Dic-2001	52
San Pedro	21° 57'	105° 08'	24	Abr-1946	Dic-2001	55

### Jalisco

Atemajac de Brisuela	20° 08'	103° 43'	2,316	Ene-1945	Sep-2004	58
Atotonilco	20° 33'	102° 30'	1,606	Sep-1942	May-2005	55
Cajón de Peña	19° 59'	105° 07'	35	Ago-1954	May-2005	43
Cihuatlán	19° 14'	104° 34'	13	Mar-1939	May-2005	53
Cuatitlán	19° 27'	104° 22'	900	Jun-1958	May-2005	47
Cuquio	20° 56'	103° 01'	1,799	Jun-1943	May-2005	61
Ejutla	19° 58'	104° 02'	1,120	Jul-1940	Dic-2003	59
Guadalajara	20° 41'	103° 21'	1,583	Ene-1954	May-2005	47

Mascota	20° 31'	104° 49'	1,235	Jun-1923	May-2005	77
Puerto Vallarta	20° 37'	105° 15'	5	Jun-1926	Oct-1988	59
<b>Colima</b>						
Armería	18° 56'	103° 56'	30	Oct-1950	Abr-2005	45
Callejones	18° 48'	103° 37'	24	Dic-1948	May-2005	52
Ixtlahuacan	19° 00'	103° 44'	170	Sep-1948	Abr-2005	48
Las Peñitas	19° 19'	103° 49'	450	Sep-1957	May-2005	42
<b>Michoacán</b>						
Apatzingán	19° 05'	102° 16'	682	Sep-1922	Feb-2003	74
Corrales	20° 12'	101° 51'	1,693	Oct-1934	Jul-2003	65
El Vaso Infiernillo	18° 16'	101° 53'	180	Abr-1965	Sep-1994	27
Santiago Undameo	19° 36'	101° 19'	2,048	Dic-1953	Jun-2004	50
Zinapécuaro	19° 53'	100° 40'	1,920	Ago-1923	Dic-2004	76
Ciudad Hidalgo	19° 42'	100° 34'	2,060	Jun-1922	Sep-1988	66
Uruapan	19° 25'	102° 04'	1,634	Nov-1921	Sep-1988	59
<b>Guerrero</b>						
Alcozauca	17° 27'	98° 23'	1,300	Jun-1926	Jul-1987	37
Atoyac de Álvarez	17° 13'	100° 27'	240	Ene-1922	Ene-1988	50
Cacalotenango	18° 31'	99° 39'	1,650	Ene-1947	Ene-2003	53
Ciudad Altamirano	18° 21'	100° 39'	250	Mar-1954	Jun-2005	49
Coyuca de Benítez	18° 20'	100° 38'	7	Jun-1945	Jun-1988	36
Iguala	18° 20'	99° 32'	800	Ene-1922	Dic-2001	60
Acapulco	16° 51'	99° 54'	20	Ago-1972	Dic-2003	34
<b>Oaxaca</b>						
Nejapa de Boquilla	16° 38'	95° 57'	620	Ene-1946	Feb-2004	58
Chicapa	16° 34'	94° 48'	35	Oct-1949	Feb-2004	54
Huajuapán de León	17° 48'	97° 47'	1,650	Ene-1923	Mar-1973	48
Ixtepec	16° 33'	95° 05'	57	Jun-1948	Feb-2004	55
Santa Catarina Juquila	16° 14'	97° 18'	1,265	Nov-1961	Dic-2000	37
Juchitán de Zaragoza	16° 26'	95° 01'	10	May-1937	Feb-2004	67
Magdalena Jicotlán	17° 48'	97° 28'	2,210	Sep-1954	Dic-1988	30
Matías Romero	16° 53'	95° 02'	201	Ene-1928	Feb-1995	56
Santo Domingo Tehuantepec	16° 19'	95° 14'	35	Ene-1941	Ago-2004	58
Magdalena Tetatepec	17° 45'	97° 57'	1,546	Sep-1971	Abr-2002	29
<b>Chiapas</b>						
Acala	16° 33'	92° 48'	420	Abr-1962	Nov-2004	41
Altamirano	16° 44'	92° 02'	1,240	Jun-1942	Jun-2005	62
Aquespala	15° 47'	91° 55'	611	May-1957	Jun-2005	48
Bochil	16° 59'	92° 53'	1,200	Mar-1944	Oct-2005	60
Cacahoatan	14° 59'	92° 09'	350	May-1944	Oct-2005	60
Cahuacán	14° 43'	92° 16'	50	Dic-1961	Ago-2005	43

Chiapilla	16° 34'	92° 42'	550	Nov-1944	Sep-2005	60
Chicoasén	16° 56'	93° 05'	405	Jul-1961	Dic-1999	39
El Boquerón	16° 38'	93° 09'	500	Ene-1949	May-2005	56
Ignacio López Rayón	14° 37'	92° 11'	7	Jul-1951	Ago-2005	54
Jesús Chiapas	15° 52'	93° 15'	120	Sep-1964	Ago-2003	36

<b>Puebla</b>						
Piaxtla	18° 12'	98° 15'	996	Dic-1925	Dic-2001	75
Tehuacán	19° 34'	97° 34'	1,705	Jul-1960	Oct-1999	39
Chiautla de Tapia	18° 17'	98° 36'	1,000	Oct-1927	Nov-1993	38



## DATOS Y MÉTODOS

### VALORES DEL ÍNDICE DE OSCILACIÓN DEL SUR Y AÑOS DE EL NIÑO

La diferencia de presión atmosférica entre dos localidades del océano Pacífico es un indicador de las fases cálidas y frías y se conoce como Índice de Oscilación del Sur (SOI por sus siglas en inglés). Los valores del SOI se obtuvieron del Centro de Predicción del Clima de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica de los EUA (NOAA por sus siglas en inglés) ([www.cpc.noaa.gov/data/indices](http://www.cpc.noaa.gov/data/indices)) de 1920 a la fecha.

El SOI está determinado por:

$$SOI = \frac{Pa(Tahiti) - Pa(Darwin)}{\sigma}$$

Donde  $Pa$  es la anomalía de presión atmosférica y  $\sigma$  es la desviación estándar de la diferencia. Este índice se calculó con datos mensuales de 1926 a 2005.

Cuando el SOI presenta valores negativos, es decir la presión atmosférica es mayor en Darwin que en Tahiti, es indicativo de condiciones de El Niño. Cuando se presenta el escenario opuesto, el SOI presenta valores positivos, es decir que la presión atmosférica es mayor en Tahiti que en Darwin, existen condiciones de “La Niña” (Trenberth, 1984; Ropelewski y Jones, 1987). En otras palabras, el SOI es la diferencia normalizada entre la presión atmosférica de Tahiti y Darwin (al norte de Australia) y se utiliza como un indicador de la fase en la que se encuentra la Oscilación del Sur (El Niño o La Niña). Normalmente, la presión en Tahiti es más elevada y los vientos alisios se dirigen hacia Australia.

De esta manera, el SOI indica no sólo la fase (Niño-Niña), sino también la intensidad de las características de cada fase. Los valores negativos del SOI, indican un debilitamiento de la intensidad de los vientos alisios en el Pacífico, una disminución de las surgencias costeras y la acumulación de agua anormalmente cálida en las costas de América, es decir, condiciones de El Niño. Por otra parte, los valores positivos del SOI, que corresponden a condiciones de La Niña, se asocian con una intensidad de los vientos alisios más elevada de lo normal y fuertes surgencias en las costas del oeste de América.

### **ANÁLISIS ANUAL DE LA PRECIPITACIÓN**

Con el fin de analizar la precipitación en el área de estudio, se utilizaron los datos crudos de precipitación diaria registrada en las 117 estaciones del Servicio Meteorológico Nacional (Fig. 1). Estas estaciones son representativas del área de estudio y cuentan con los registros más largos de precipitación, por lo que se utilizaron las estaciones que presentaron series de datos de más de 30 años. Las estaciones meteorológicas se encuentran entre Mexicali, Baja California ( $32^{\circ}39' N$ ) e Ignacio López Rayón, Chiapas ( $14^{\circ}37'N$ ), cubriendo una distancia de aproximadamente 3100 km (Tabla 1).

Utilizando el SOI se realizó un análisis anual, considerando años meteorológicos, para el cual se calcularon las regresiones lineales entre los valores promedio anuales del SOI y la precipitación total anual para cada estación meteorológica.

### **Análisis de la anomalía de la precipitación**

Una vez que se determinó el efecto divergente de ENSO sobre la precipitación en la costa del Pacífico mexicano, se dividieron los estados del noroeste del país (Baja California, Baja California Sur, Sonora, Sinaloa y Nayarit), de los estados del suroeste (Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y

Chiapas). Para cada grupo de estados se realizó una regresión de la anomalía de la precipitación contra el SOI.

El cálculo de la anomalía se llevó a cabo considerando:

$$\alpha = \frac{x - \mu(x)}{\sigma(x)}$$

Donde  $\alpha$  es la anomalía de la precipitación;  $x$  es la precipitación media anual;  $\mu(x)$  es el promedio de la precipitación de todos los años; y  $\sigma(x)$  es la desviación estándar.

#### **ANÁLISIS ESTACIONAL DE LA PRECIPITACIÓN**

Posteriormente, se hizo un análisis estacional, para lo cual se dividieron los valores, de precipitación en tres épocas que corresponden a señales de precipitación marcadamente diferentes: 1) precipitación de invierno-primavera, que incluye los meses de diciembre a abril, 2) precipitación de verano tipo monzón en los meses de mayo a agosto, y 3) precipitación de otoño, que se deriva fundamentalmente de los huracanes y tormentas tropicales que se originan en el Océano Pacífico de septiembre a noviembre. Las tres series de datos resultantes, invierno-primavera, verano y otoño en las 117 estaciones meteorológicas, se correlacionaron con los valores promedio de SOI para los mismos meses. Se determinó la significancia estadística de cada correlación y se representó en un sistema de información geográfica.

Para el análisis estacional se hicieron las regresiones para cada época climática de las anomalías contra el SOI considerando los mismos estados del norte y del sur del litoral, de la misma forma que para el análisis anual.

#### **ANÁLISIS DE SERIES DE TIEMPO**

Una vez realizadas las regresiones de todas las estaciones se eligieron, de acuerdo a su comportamiento, estaciones representativas de la zona norte, centro y sur con pendiente negativa, neutra y positiva respectivamente. Para la zona norte se eligió la estación Valle de Palmas, B. C., Santiago Undameo, Mich. para la porción central e Ixtepec, Oax. para la región sur del litoral del Pacífico mexicano.

Por años normales se entiende el comportamiento promedio diario de una variable climática en cuando menos diez años y se obtiene promediando el valor de esta variable para cada día de todos los años; esto es, se promedian todos los días uno de los  $n$  años analizados, todos los días dos, los días tres y así sucesivamente, con lo cual se obtiene un año promedio o “año normal”, el número mínimo de años que debe de usarse es diez (Maunder, 1994). En el caso de este estudio se obtuvo una aproximación a años normales ya que se consideraron las series de tiempo con un intervalo de muestreo mensual.

### **Anomalías estandarizadas redondeadas o años anómalos**

Con el objeto de resaltar eventos anuales importantes se construyó una serie de “anomalías estandarizadas redondeadas” de las series de tiempo de precipitación y del SOI. Lo anterior se hizo de la siguiente manera; se obtiene el promedio y la desviación estándar de toda la serie y los promedios por años, al promedio de cada año se le resta el promedio de toda la serie y se divide entre la desviación estándar de la serie, el resultado es el entero obtenido de dicho cálculo. Por ejemplo, si se tiene 1.7 se tendrá 1 o si el resultado es -0.9 se tendrá 0. Los valores diferentes a cero se consideran eventos extraordinarios (Reyes Coca y Troncoso Gaytan, 2004).

### **Diagramas de fase**

Los diagramas de fase son una representación en un espacio  $f(t)$  versus  $f'(t)$  (Courant y Hilbert, 1953). Para el caso de este estudio la derivada se aproximó como:

$$\frac{df(t)}{dt} \approx \frac{\Delta f(t)}{\Delta t} = \frac{f_2(t) - f_1(t)}{t_2 - t_1}$$

En un diagrama de fase, series de procesos periódicos aparecerán como trayectorias circulares, el centro en torno al cual giran las trayectorias se conoce como atractor. Series que contengan diferentes procesos periódicos mostrarán diferentes círculos y cada uno de los centros será un atractor. En el caso de este estudio el movimiento del centro en torno al cual giran las trayectorias indicaría un cambio en las condiciones de los eventos de lluvias y se representaría en un espectro de potencia como un cambio de la pendiente de la envolvente del espectro, esto se interpreta como un cambio en la fase.

### **Autocorrelaciones y correlaciones cruzadas**

Se calculó la función de autocorrelación utilizada en análisis de series de tiempo para encontrar eventos repetitivos o la periodicidad. La autocorrelación de una serie temporal discreta  $x_t$  es la correlación de dicho proceso con una versión desplazada en el tiempo de la propia serie temporal.

$$R(\tau) = \frac{[E(x_i - \mu)(x_{i+\tau} - \mu)]}{\sigma^2}$$

Donde  $E$  es la media de la serie discreta,  $\tau$  el desplazamiento temporal considerado como desfase o retardo y  $\sigma$  es la varianza. La función de autocorrelación varía entre -1 y 1. Uno indica una correlación perfecta, es decir

la señal se superpone perfectamente tras un desplazamiento temporal de  $\tau$ ; si es -1 existe una anticorrelación perfecta.

Para una serie discreta de longitud  $n$   $\{x_1, x_2, \dots, x_n\}$  con media  $\mu$  y varianza  $\sigma$ , la autocorrelación se obtiene de:

$$R(k) = \frac{1}{(n-k)\sigma^2} \sum_{t=1}^{n-k} [x_t - \mu][x_{t+k} - \mu]$$

Para un intervalo positivo de  $k > n$

Datos altamente aleatorios tendrán bajas autocorrelaciones y la correlación decaerá rápidamente a cero. Datos altamente correlacionados, como en el caso de funciones senosoidales, tendrán valores de correlación variable en el tiempo, pero sus amplitudes decaerán lentamente, por lo que el mejor indicador de una serie altamente autocorrelacionada es la persistencia de los ciclos (Bendat y Piersol, 1986)

La función de correlación cruzada entre dos series de tiempo  $f_A(t)$  y  $f_B(t + \tau)$  se define como:

$$R_{AB}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{\tau} f_A(t) f_B(t + \tau) dt$$

La cual determina qué tan estrecha es la correspondencia entre las dos funciones y se obtiene el tiempo de retardo ( $\tau$ ) de respuesta de una señal respecto a la otra.

## **Espectros de potencia**

Como parte del análisis de series de tiempo se obtuvo el espectro de potencia mediante la transformada rápida de Fourier (FFT Fast Fourier Transform por

sus siglas en inglés), utilizando el método de Morlett (Wavelet) y mediante el método de máxima entropía (Percival y Walden 2000), con esta última se determinó la frecuencia dominante de los procesos contenidos en las series analizadas tanto para el SOI como para cada serie representativa de la precipitación por zonas.

### ***Espectro mediante la Transformada rápida de Fourier***

Para obtener los periodos característicos de las oscilaciones de las lluvias y del SOI, se aplicó la transformada rápida de Fourier a las series de tiempo. Mediante esta transformada se pasa de una representación en el espacio tiempo a un espacio de frecuencias (Salas de León *et al.*, 1992; Brigham, 1974). Los resultados permiten elaborar una tabla de las principales frecuencias de oscilación de las lluvias y del SOI y comparar la forma de oscilación de las lluvias y el SOI entre localidades (Papoulis, 1978).

El espectro es la gráfica del cuadrado de la amplitud de la señal como una función de la frecuencia. El espectro se puede graficar en forma lineal, log-lineal o log-log. En este estudio se graficó en forma log-log, ya que espectros que dan una figura lineal en esta representación son característicos de series de tiempo de procesos caóticos, distribuciones que siguen una forma potencial indican series con ruido y series con eventos periódicos muestran conjuntos de picos dominantes (Papoulis, 1978).

### ***Espectro mediante la Transformada de Morlet o Wavelets***

El espectro de potencia obtenido mediante el método de Morlet o Wavelets es similar al caso de la FFT, la diferencia es que FFT es lineal y se aplica a toda la serie, mientras que Morlet es aplicada a segmentos de la serie buscando los cambios en las pendientes para representar en una grafica tiempo-tiempo-varianza. Los cambios en la varianza de la densidad espectral nos permiten identificar los cambios en las características de las densidades espectrales en el tiempo o cambios de fase (Percival y Walden 2000).

### ***Espectro mediante el método de máxima entropía o cálculo de la frecuencia dominante***

La frecuencia dominante se obtuvo de forma similar a la que se calculó el espectro de potencia por FFT. La frecuencia crítica en una serie de tiempo es conocida como la frecuencia de Nyquist, que es el inverso del doble del intervalo de muestreo (Papoulis, 1978). En este estudio, en lugar de usar FFT se usó el método de máxima entropía (MEM) con todos los polos ya que este método tiene mayor resolución en las frecuencias que la transformada rápida de Fourier.

El método de máxima entropía representa los datos en términos de un número finito de datos ( $n$ ) de polos complejos en el dominio de las frecuencias, en contraste con el método de la transformada rápida de Fourier que esencialmente ajusta el espectro de potencia en forma polinomial, FFT es mejor para datos cuyo espectro cambia suavemente. El método de máxima entropía es mejor cuando se tienen series de tiempo con cambios relativamente abruptos que puedan implicar ruido (Papoulis, 1978).

### **ANÁLISIS DEL DESFASE ENTRE LOS EFECTOS DE LAS CONDICIONES OCEANOGRÁFICAS Y LA PRECIPITACIÓN**

Se probó con desfases de 1, 2 y 3 meses entre la medición del SOI y la precipitación, para detectar si existe algún retardo en el efecto de las condiciones oceanográficas sobre la precipitación.

Así mismo, se calculó la correlación cruzada entre la serie del SOI y las series de las precipitaciones promedio mensuales en Ixtepec, Oax., Santiago Undameo, Mich. y Valle de las Palmas B.C. para determinar cómo y en cuánto dependen las series de precipitación de los efectos del índice de la oscilación del sur (Sánchez-Santillán et al. 2004). La correlación cruzada es una medida de la dependencia de una serie de tiempo de otra y se obtiene información sobre el retardo entre ambas series para obtener la máxima correlación (Bendat y Piersol, 1978).



## **ANÁLISIS DE LA CONCENTRACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN DE INVIERNO**

Finalmente, de acuerdo con la metodología desarrollada en los trabajos de Hutchinson (1998 a) y Hutchinson (1998 b), se realizó un cálculo del porcentaje del total anual de precipitación que cae en México en los meses de invierno-primavera, para lo cual se descargaron los archivos raster de precipitación mensual del Atlas del Clima de la Región Oeste de Norteamérica, (disponible en: [http:// www.geog.nau.edu/glogal\\_change/climate\\_surfaces.html](http://www.geog.nau.edu/glogal_change/climate_surfaces.html)), interpolando los datos de precipitación con una resolución de 1 km de lado por píxel, utilizando el software ANUSPLIN de Hutchinson (1997) (disponible en: <http://cres.anu.edu.au/outputs/anusplin.php>).

# RESULTADOS

## VALORES DEL ÍNDICE DE OSCILACIÓN DEL SUR Y AÑOS DE EL NIÑO

Para el análisis anual se consideraron los “años meteorológicos”, los cuales comprenden los meses de abril de un año a marzo del año siguiente, con el propósito de que los meses de invierno, que son en los que se manifiesta de manera más clara el fenómeno ENSO, no quedaran separados en años diferentes.

Se calcularon los valores promedio de SOI considerando años meteorológicos, para los años de 1926 a 2005. En la Tabla 2 se muestran los valores de SOI que se utilizaron en el estudio y se indican los años que, típicamente se consideran en la literatura como años de Niño y Niña. Para esta clasificación se utilizan otros criterios además del SOI, como las anomalías de temperatura del agua superficial en varias regiones del Pacífico, (<http://ggweather.com/enso/years.htm>). Hay diferentes listas de clasificación, pero las que se consideraron en este trabajo se encuentran en:

- Western Region Climate Center  
<http://www.wrcc.dri.edu/enso/ensodef.html>
- Climate Diagnostics Center  
<http://www.cdc.noaa.gov/people/cathy.smith/best/>
- Climate Prediction Center  
[http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ensoyears.html](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.html)
- Multivariate ENSO Index from Climate Diagnostics Center  
[http://www.cdc.noaa.gov/ENSO/enso.mei\\_index.html](http://www.cdc.noaa.gov/ENSO/enso.mei_index.html)
- NOAA – National Environmental Satellite, Data and Information Service  
[http://www.science-house.org/nedis/el\\_nino/el\\_nino.html](http://www.science-house.org/nedis/el_nino/el_nino.html)

Tabla 2. Valores promedio del SOI calculados para los años meteorológicos (de abril a marzo) de 1922 a 2005. Se identifica la fase de la Oscilación de acuerdo con la literatura, utilizando otros criterios además del SOI.

Año	SOI promedio-año meteorológico	Fase de la oscilación	Año	SOI promedio-año meteorológico	Fase de la oscilación
1920	0.382		1963	-0.842	
1921	0.511		1964	0.675	La Niña
1922	0.325		1965	-1.917	El Niño
1923	-0.558	El Niño	1966	0.258	
1924	0.725	La Niña	1967	0.025	
1925	-1.192	El Niño	1968	-0.258	
1926	-0.717		1969	-1.108	El Niño
1927	0.200		1970	1.400	La Niña
1928	0.758	La Niña	1971	1.258	La Niña débil
1929	0.342		1972	-1.842	El Niño Fuerte
1930	-0.233	El Niño	1973	2.192	La Niña- fuerte
1931	1.025		1974	0.833	La Niña
1932	-0.529	El Niño	1975	2.542	La Niña fuerte
1933	0.242		1976	-0.583	
1934	0.008		1977	-2.192	El Niño
1935	0.025		1978	0.000	
1936	-0.058		1979	-0.242	
1937	0.008		1980	-0.825	
1938	1.100	La Niña	1981	0.525	
1939	-0.525	El Niño	1982	-3.992	El Niño fuerte
1940	-1.625		1983	-0.200	
1941	-1.283	El Niño	1984	-0.058	
1942	0.483		1985	-0.142	
1943	0.108		1986	-1.217	
1944	-0.008		1987	-1.658	El Niño
1945	0.175		1988	1.742	La Niña fuerte
1946	-0.742		1989	-0.058	

Año	SOI promedio-año meteorológico	Fase de la oscilación
1947	0.033	
1948	-0.183	
1949	0.233	
1950	1.275	La Niña
1951	-1.517	El Niño
1952	-0.392	
1953	-1.058	El Niño
1954	0.592	
1955	1.842	La Niña fuerte
1956	1.025	La Niña
1957	-1.217	El Niño
1958	-0.617	
1959	0.175	
1960	0.117	
1961	0.408	
1962	0.725	

Año	SOI promedio-año meteorológico	Fase de la oscilación
1990	-0.242	
1991	-2.475	El Niño fuerte
1992	-1.442	El Niño
1993	-1.400	
1994	-1.900	El Niño
1995	-0.133	
1996	0.733	
1997	-3.192	El Niño fuerte
1998	1.258	La Niña
1999	1.175	
2000	1.150	
2001	-0.342	La Niña
2002	-1.442	El Niño
2003	-0.383	
2004	-1.350	
2005	-0.311	

En la tabla 2 se muestra, la clasificación que se encuentra en “El Niño & La Niña Years: A Consensus List” para los años de 1950 a 2005 (<http://ggweather.com/enso/years.htm>), que toma en cuenta varios criterios para su clasificación; para los años anteriores, de 1920 a 1949, la lista se complementó con la información contenida en “NOAA – National Environmental Satellite, Data and Information Service” disponible en: <http://www.science-house.org/nedis/elnino/elnino.html>

En la figura 2 se presentan los valores de SOI considerando los años meteorológicos. Los valores positivos corresponden a condiciones de La Niña, mientras que los valores negativos a condiciones de El Niño. Se observan los tres Niños importantes de 1982, 1991 y 1997, conocidos como el Niño del siglo, El Niño anómalo y el Niño intenso respectivamente.

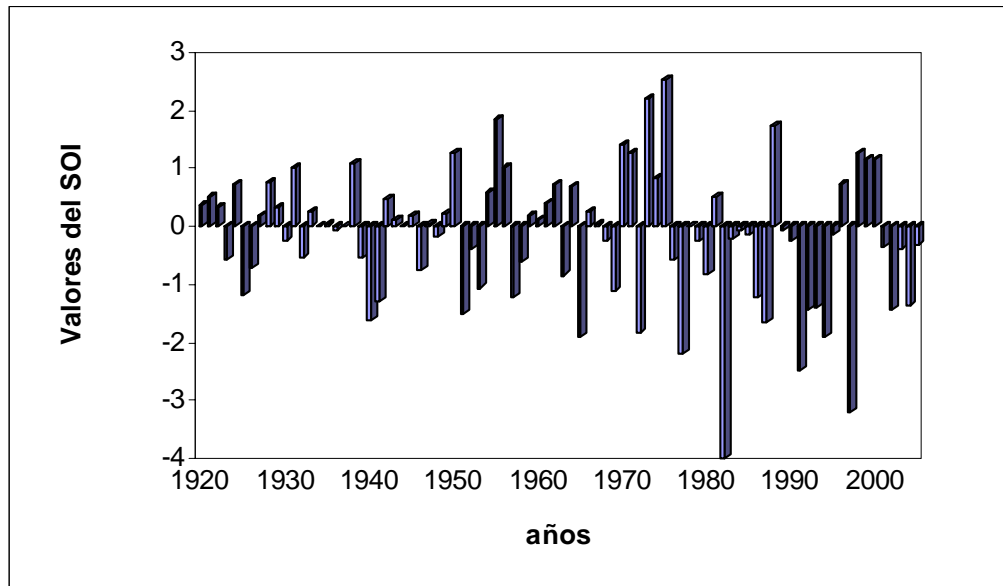


Figura 2. Serie de valores de SOI calculados para los años meteorológicos

### ANÁLISIS ANUAL DE LA PRECIPITACIÓN

Al igual que en el caso de los valores del SOI, se calcularon los valores promedio de precipitación considerando años meteorológicos, y se obtuvieron los resultados de las regresiones lineales de la precipitación anual contra el SOI para las 117 estaciones (Anexo 1). Los valores de las pendientes de las líneas de regresión se clasificaron en tres categorías: pendientes negativas ( $b < -10$ ), pendientes positivas ( $b > 10$ ) y pendientes neutras ( $|b| = 10$ ). Esta clasificación se realizó con base en el hecho de que una pendiente  $> 10$  (en términos absolutos) predice una diferencia en la precipitación de  $> 40$  mm entre periodos de El Niño (valores de SOI menores a -2) y la Niña (valores de SOI mayores a 2), lo cual equivale a una diferencia en la precipitación igual al promedio anual de precipitación de los desiertos más secos del corredor y suficiente para producir una respuesta perceptible en el crecimiento de las plantas (Ezcurra y Rodrigues, 1986). En la figura 3 se muestran los ejemplos de los tres tipos de regresión: en la estación de Valle de Palmas, Baja California se obtuvo una pendiente negativa, lo cual indica que en esta estación la precipitación tiende a ser mayor cuando se presentan condiciones de El Niño; en la estación de Santiago

Undameo, Michoacán se obtuvo una pendiente neutra, lo que indica que los eventos de El Niño y La Niña no tienen influencia en la precipitación; y en la estación de Ixtepec, Oaxaca se obtuvo una pendiente positiva, lo cual indica que la precipitación tiende a ser mayor cuando se presentan condiciones de La Niña.

En el análisis anual se obtuvieron 55 estaciones meteorológicas con pendiente negativa, 52 con pendiente positiva y 10 con pendiente neutra. Los valores de las pendientes negativas variaron de -64.41 en Huajuapán de León, Oaxaca, a -10.71 en San Felipe Mexicali, Baja California; los valores de las pendientes neutras presentaron valores de -9.06 en Agua Prieta, Sonora, a 4.30 en Ejutla, Jalisco; los valores de las pendientes positivas variaron de 10.46 en Mulatos Sahuaripa, Sonora a 261 en Cacahotán, Chiapas (Anexo 1).

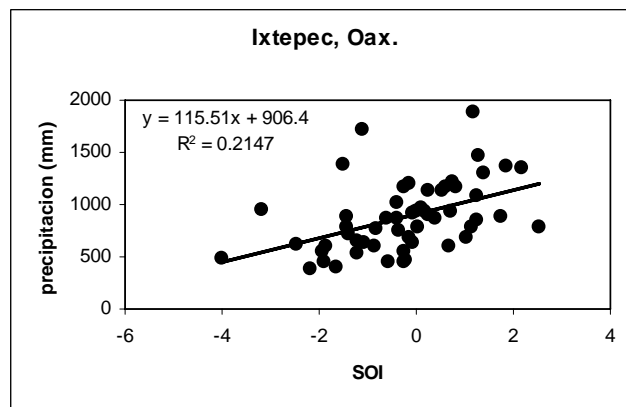
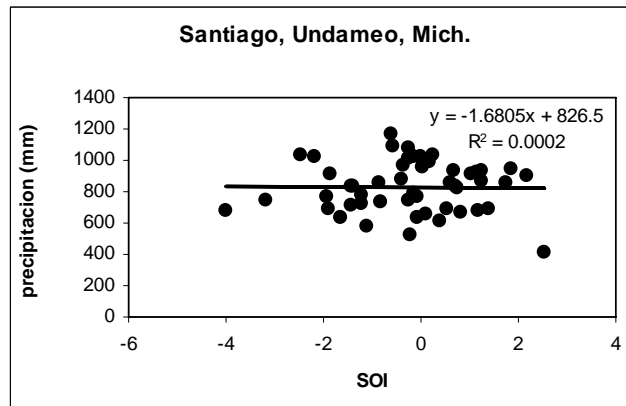
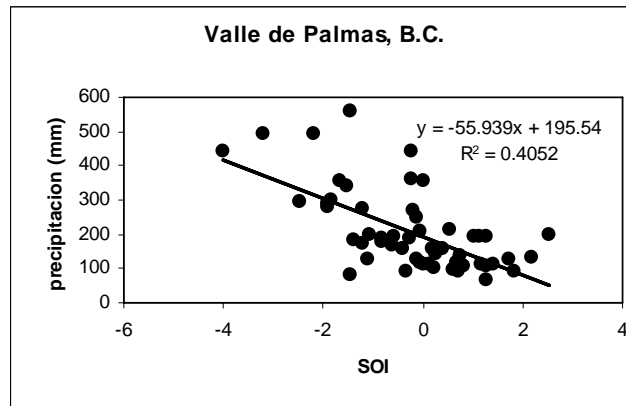


Figura 3. Ejemplos de los tres tipos de regresiones: Valle de Palmas, B.C. con pendiente negativa, Santiago Undameo, Mich., con pendiente neutra e Ixtepec, Oax., con pendiente positiva.

Los valores del coeficiente de determinación ( $r^2$ ), para las estaciones que presentaron pendiente negativa variaron de 0.006 en Mascota, Jalisco, a 0.43 en Rosarito - Ensenada, Baja California; para las estaciones con pendiente neutra se encontraron entre  $9 \times 10^{-6}$  en Iguala, Guerrero y 0.018 en Buenavista de Loreto, Baja California; en las estaciones con pendiente positiva el coeficiente varió de 0.003 en Chicoasén, Chiapas, a 0.21 en Ixtepec, Oaxaca (Anexo 1).

Se determinaron las pendientes significativas mediante una prueba de  $F$  para las 117 estaciones (Tabla 3).

Los valores de la pendiente para las 117 estaciones, de acuerdo con la clasificación anterior, se representaron en un sistema de información geográfica, identificando las estaciones en las que la relación fue estadísticamente significativa de acuerdo con una prueba de  $F$ . En la Figura 4B se muestra la correlación entre los valores promedio anuales de SOI y el promedio de la precipitación anual. Los puntos azules indican una correlación negativa y los rojos una correlación positiva. Los puntos más grandes indican correlaciones estadísticamente significativas ( $P < 0.05$ ).

Tabla 3. Estaciones significativas con pendiente positiva y negativa utilizando una prueba de  $F$ .

Nombre	$r^2$	años	n	F	P	pendiente	P + signo	Estaciones significativas
Valle de Palmas	0.405	54	54	17.7113	0.00000	-55.93	-1.00000	****
Mexicali	0.356	58.9	53	14.1046	0.00001	-24.67	-0.99999	****
Rosarito	0.422	44.3	41	14.2873	0.00002	-39.15	-0.99998	****
Bahia de los Angeles	0.374	50.3	46	13.1872	0.00003	-56.70	-0.99997	****
Ensenada	0.374	80	46	13.1872	0.00003	-56.70	-0.99997	****
Presa Rodriguez	0.254	75	69	11.4302	0.00005	-50.19	-0.99995	****
Santa Catarina Sur	0.303	48.6	48	10.0232	0.00024	-40.42	-0.99976	****
Chapala	0.190	49.1	49	5.5147	0.00706	-25.88	-0.99294	***
El Arco	0.179	49.2	49	5.14706	0.00952	-22.97	-0.99048	***
El Progreso	0.255	29.3	29	4.63987	0.01853	-41.68	-0.98147	**
El Socorro	0.167	46.1	44	4.23325	0.02114	-30.22	-0.97886	**



Nombre	r <sup>2</sup>	años	n	F	P	pendiente	P + signo	Estaciones significativas
Santa María del Mar	0.162	45.4	44	4.06398	0.02435	-42.78	-0.97565	**
La Poza Grande	0.106	64	64	3.6957	0.03046	-50.19	-0.96954	**
Mulegé	0.079	83	77	3.25914	0.04393	-40.42	-0.95607	**
Quiriego	0.076	77.9	77	3.11327	0.05025	-37.73	-0.94975	**
La Purísima	0.085	66.3	67	3.03119	0.05513	-39.15	-0.94487	*
La Angostura	0.128	43.9	44	3.08963	0.05600	-24.67	-0.94400	*
La Paz	0.104	59.2	53	2.98247	0.05957	-25.15	-0.94043	*
Penjamo	0.093	52.3	53	2.62253	0.08239	-42.78	-0.91761	*
Psa. La Angostura	0.077	69.2	63	2.55542	0.08595	-22.50	-0.91405	*
Loreto	0.075	66.4	64	2.53158	0.08773	-10.70	-0.91227	*
Sta. Catarina Juquila	0.124	39.2	37	2.41745	0.10389	84.64	0.89611	*
Las Gaviotas	0.100	49.7	47	2.51691	0.09201	76.09	0.90799	*
Ignacio Lopez Rayon	0.090	54.2	54	2.58482	0.08507	75.96	0.91493	*
Chiapilla	0.089	60.9	60	2.84163	0.06648	96.61	0.93352	*
San Pedro	0.104	55.7	55	3.09883	0.05336	65.69	0.94664	*
Altamirano	0.095	63.1	62	3.17446	0.04892	80.07	0.95108	**
Cuautitlán	0.147	47	47	3.90089	0.02740	68.82	0.97260	**
Paso de Arocha	0.147	52.7	52	4.33573	0.01835	82.39	0.98165	**
Juchitán de Zaragoza	0.123	66.8	67	4.59298	0.01362	110.23	0.98638	***
Uruapan	0.151	66.9	59	5.07614	0.00936	109.03	0.99064	***
Puerto Vallarta	0.163	62.4	59	5.55445	0.00625	122.20	0.99375	***
El Boqueron	0.172	56.4	56	5.60992	0.00611	61.10	0.99389	***
Chicapa	0.202	54.4	54	6.60339	0.00278	103.13	0.99722	***
Cacahoatan	0.192	61.5	60	6.93195	0.00200	261.92	0.99800	***
Ixtepec	0.214	55.8	55	7.24317	0.00166	115.51	0.99834	***

Las estaciones con pendiente negativa se encuentran fundamentalmente en la región noroeste del litoral del Pacífico mexicano, al norte del paralelo de los 22° 30' N, en los estados de Baja California, Baja California Sur, Sonora y Sinaloa, mientras que las estaciones con pendiente positiva se encuentran principalmente en la región centro y sur de este mismo litoral, en los estados de Nayarit, Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas. Las estaciones con pendiente neutra se concentran

principalmente en la zona centro (Fig 4B). Se realizó una prueba de signo simple, que mostró que este patrón es altamente significativo, ya que el 87% de las 57 estaciones al sur de esta latitud presentaron valores positivos ( $X^2 = 79.2$ ;  $gl=2$ ;  $P < 0.0001$ ).

En la Figura 4A, se presentan las regiones áridas de la costa del Pacífico: a) la región mediterránea de California; b) el desierto de Baja California; c) el desierto de Sonora; d) los bosques secos y los matorrales espinosos de la región del Cabo; e) los bosques secos y los matorrales espinosos de Sinaloa; y f) los bosques secos tropicales. Se muestra también como referencia la región de los bosques de robles y coníferas de las elevaciones de la Sierra Madre y del Eje Volcánico Transversal (Caso et al. 2006). La combinación de las Figuras 4 A, B y C muestra que las estaciones en las que se presenta pendiente negativa corresponden a las regiones de clima mediterráneo, en las que se encuentran el desierto de Baja California y el de Sonora, la región del Cabo de matorral espinoso y bosques secos y los bosques secos y matorrales espinosos de Sinaloa. En estas ecoregiones la precipitación es mayor cuando se presentan condiciones de El Niño. Por otro lado, en la región sur del litoral, donde se presenta el bosque tropical deciduo, que corresponde a los estados de Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas, se presentan estaciones con pendiente positiva, lo cual indica que la precipitación es más elevada cuando se presentan condiciones de La Niña.

En la Figura 4C, se muestra la concentración de precipitación de invierno- primavera en México calculada a partir de superficies de clima interpoladas de 1 km de resolución. Los colores azules indican áreas con una alta proporción de precipitación anual que cae entre diciembre y abril (precipitación de invierno-primavera), y los colores rojos indican áreas en las que la precipitación de invierno-primavera es muy baja o inexistente y por lo tanto, son zonas en las que dominan las lluvias de verano tipo monzón.

Las estaciones en las que se presenta pendiente negativa, corresponden a las regiones de clima mediterráneo, desierto sonoreño y matorral espinoso en los

estados de Baja California, Baja California Sur, Sonora y Sinaloa; es decir, en estas ecoregiones la precipitación es mayor cuando se presentan condiciones de El Niño. Por otro lado, en las regiones de bosque montano y bosque tropical deciduo, que corresponden a los estados de Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas, se presentan fundamentalmente estaciones con pendiente positiva, lo cual indica que en estas ecoregiones la precipitación es más elevada cuando se presentan condiciones de La Niña.

Los eventos de El Niño tienden a incrementar la precipitación en el Pacífico mexicano noroeste, pero también tienden a incrementar la aridez en los ecosistemas de Pacífico mexicano sur. Por el contrario, los eventos de La Niña tienden a disminuir la precipitación en los ecosistemas del noroeste del país y a incrementar la precipitación en el litoral sur del Pacífico mexicano.

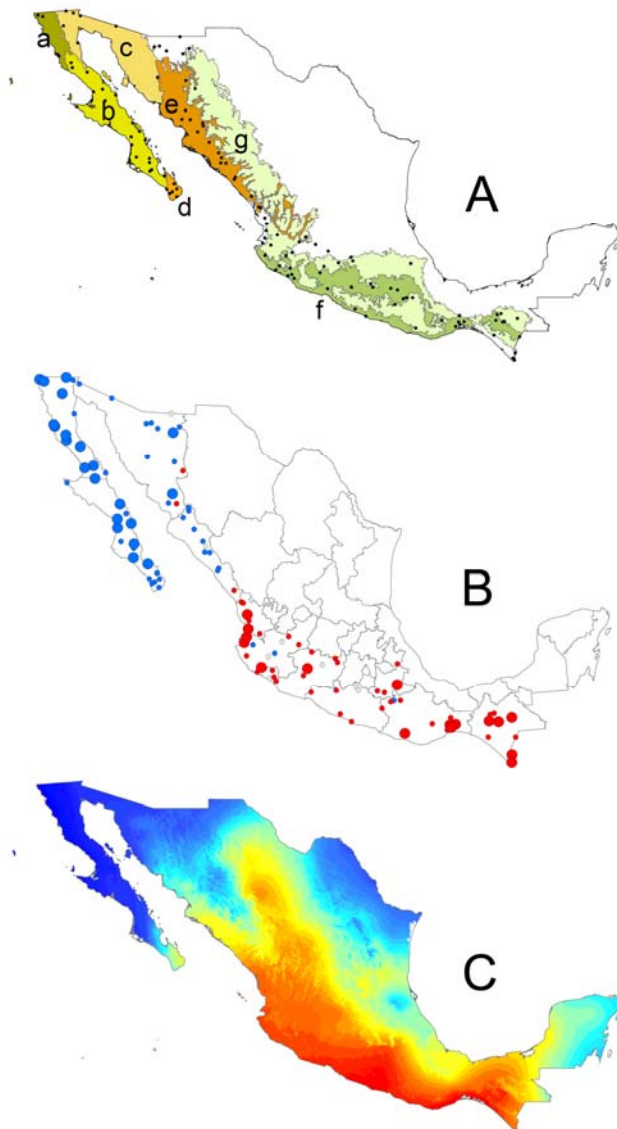


Figura 4. Gradiente climático y ecorregional a lo largo de la costa del Pacífico mexicano. (A) Ecoregiones áridas de la costa del Pacífico mexicano: (a) región mediterránea de California; (b) desierto de Baja California; (c) desierto de Sonora (d) bosques secos y matorrales espinosos de la región del Cabo; (e) bosques secos y matorrales espinosos de Sinaloa; (f) bosques secos tropicales. (B) Correlación entre los valores anuales de SOI y la precipitación anual. Los puntos azules indican una correlación negativa, los rojos una correlación positiva y los grises una pendiente neutra. Los puntos grandes indican correlaciones estadísticamente significativas ( $P < 0.05$ ) de acuerdo con una prueba de  $F$ . (C) Concentración de la precipitación de invierno-primavera en México calculada a partir de superficies de clima interpoladas de 1 km de resolución. Los colores azules indican áreas con alta proporción de precipitación anual que cae en invierno-primavera (más del 50%), los colores rojos indican áreas en las que la precipitación de invierno-primavera es muy baja o inexistente (menos del 10%) y por lo tanto, son zonas en las que dominan las lluvias de verano. La figura C fue elaborada por Charlotte González Abraham del Museo de Historia Natural de San Diego.

## **Anomalía de precipitación**

Se agruparon los estados de la porción noroeste del país, que son en los que predominó la pendiente negativa de la regresión de precipitación contra SOI. Se calcularon las anomalías para las estaciones de estos estados, y se realizaron las regresiones contra el SOI (Fig. 5A). El valor de la pendiente de la regresión es de -0.2748, con un  $R^2$  de 0.036.

De la misma forma, se agruparon los estados de la porción suroeste del país, en los que predominó la pendiente positiva de la regresión precipitación contra SOI; se calcularon las anomalías para las estaciones de estos estados y se realizaron las regresiones contra el SOI (Fig. 5B). La regresión tuvo una pendiente de 0.1968, con un  $R^2$  de 0.0182.

En la figura 5 A y B se puede ver que al considerar las anomalías en vez de los valores promedio de precipitación, el patrón encontrado anteriormente se mantiene, observándose una mayor precipitación en los estados del noroeste cuando se presentan condiciones de El Niño y una mayor precipitación en los estados del suroeste cuando se presentan condiciones de La Niña.

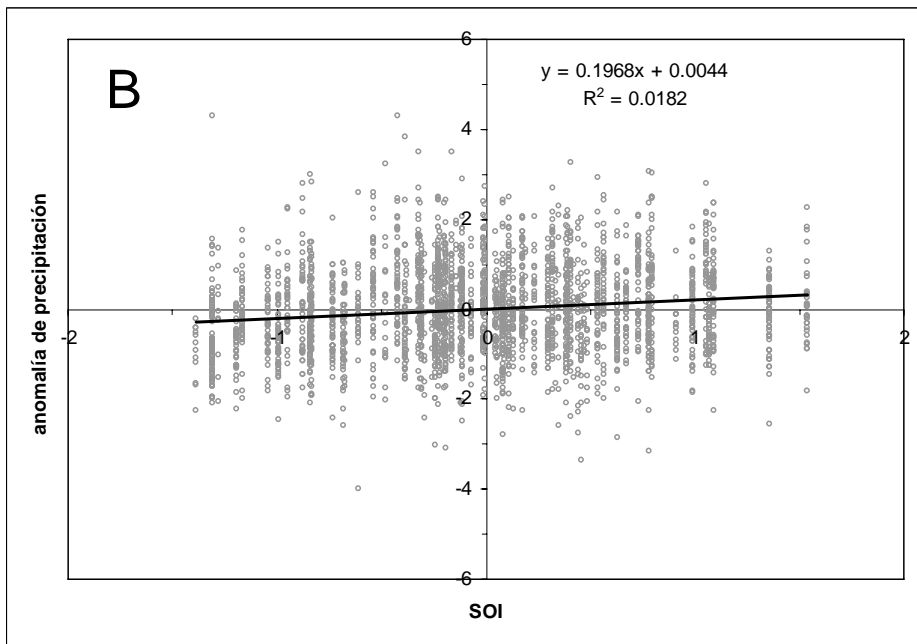
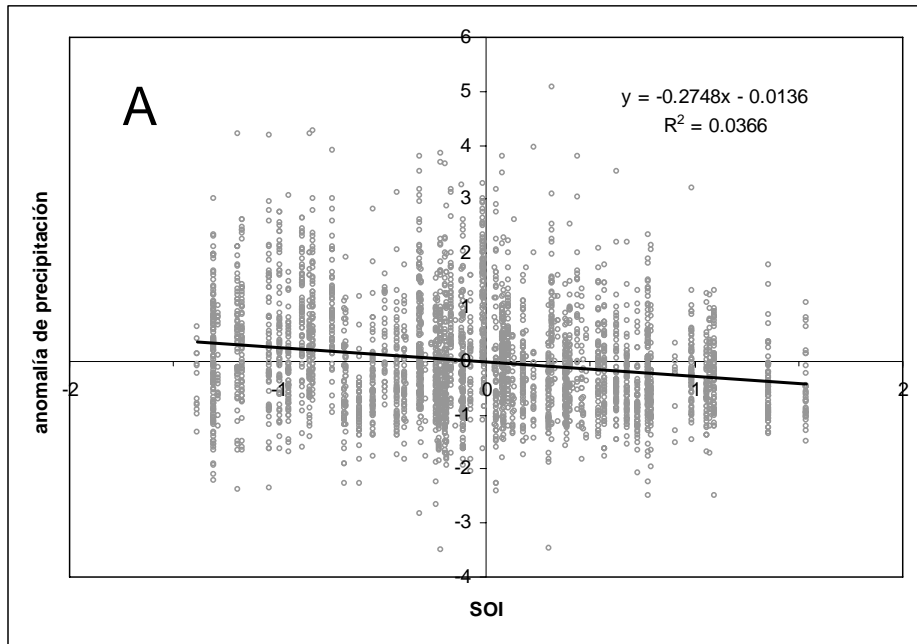


Figura 5. Regresiones de las anomalías de precipitación contra el SOI. Para los estados del norte del país se presenta una pendiente negativa (A); para la porción sur se observa una pendiente positiva (B).

## **ANÁLISIS ESTACIONAL DE LA PRECIPITACIÓN**

Para realizar el análisis estacional se obtuvieron los promedios de precipitación de las tres épocas climáticas: 1) invierno-primavera, que incluye los meses de diciembre a abril, 2) monzón durante los meses de mayo a agosto, y 3) otoño que incluye los meses de septiembre a noviembre. Estos valores se correlacionaron con los valores estacionales promedio de SOI para las 117 estaciones para cada una de las épocas climáticas (Anexos 2, 3 y 4). Los valores de las pendientes de las líneas de regresión se clasificaron en dos categorías: pendientes negativas y pendientes positivas.

### **Época de invierno-primavera**

En la época de invierno-primavera se obtuvieron 111 estaciones con pendiente negativa y únicamente 6 con pendiente positiva. Los valores de las pendientes negativas en invierno variaron de -8.75 en Valle de Palmas, Baja California, a -0.19 en Rosarito, Baja California Sur; por su parte los valores de las pendientes positivas presentaron valores de 0.03 en Santo Domingo, Oaxaca, a 7.16 en Cacahotán, Chiapas (Anexo 2).

Los valores del coeficiente de determinación para las estaciones con pendiente negativa se encontraron entre 0.00038 en Rosarito, Baja California Sur y 0.45 en Rosarito, Ensenada, B.C. Para las estaciones con pendiente positiva los valores de  $R^2$  fluctuaron de  $8.41 \times 10^{-6}$  en Santo Domingo Tehuantepec, Oaxaca, a 0.45 en Cacahotán, Oaxaca (Anexo 2).

En la Figura 6 se puede observar que los valores negativos de SOI, es decir, las condiciones de El Niño producen un marcado incremento en la precipitación de invierno-primavera a todo lo largo de la costa del Pacífico mexicano, aunque las estaciones significativas tienden a concentrarse hacia el noroeste y centro, en los

estados de Baja California, Baja California Sur, Sonora, Sinaloa, Nayarit, Jalisco y Colima. En esta figura los puntos azules indican una correlación negativa y los rojos una correlación positiva; los puntos grandes indican correlaciones estadísticamente significativas ( $P < 0.05$ ).

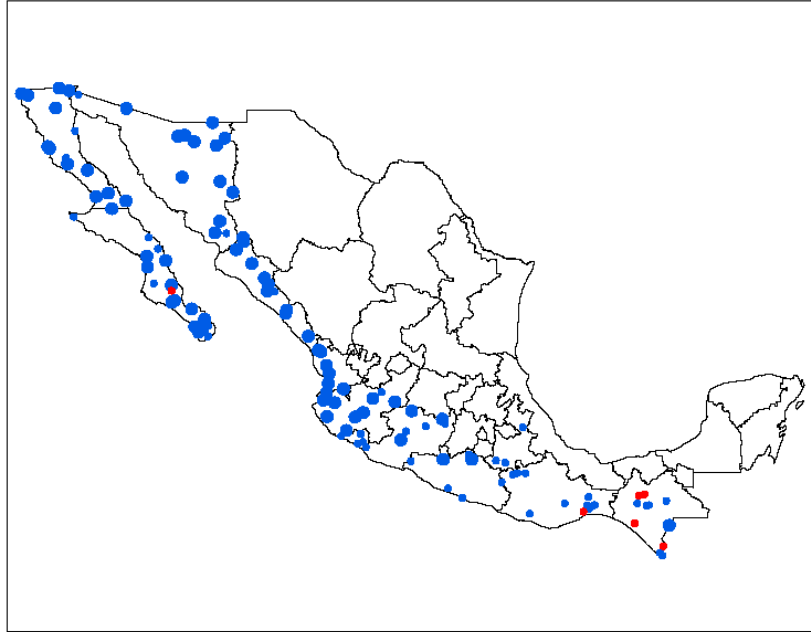


Figura 6. Correlación entre los valores de SOI y la precipitación para la época de invierno-primavera: los puntos azules indican una correlación negativa y los rojos una correlación positiva. Los puntos grandes indican correlaciones estadísticamente significativas ( $P < 0.05$ ) de acuerdo con una prueba de  $F$ .

### Época de verano (lluvias de monzón)

Durante la época de verano, se presentaron 37 estaciones con pendiente negativa y 80 con pendiente positiva. Los valores de las pendientes negativas oscilaron entre -14.15 en Huajuapán de León, Oaxaca, a -0.04 en Bahía de Tortugas Mulegé, Baja California Sur. Las pendientes positivas durante esta época variaron



de 0.16 en el Barril Ensenada, Baja California, a 33.34 en Cacahotán, Chiapas (Anexo 3).

Los valores del coeficiente de correlación para las estaciones con pendiente negativa durante la época de verano, se encontraron entre  $6.99 \times 10^{-5}$  en La Poza Grande, Baja California Sur, a 0.08 en Huajuapán de León, Oaxaca. En el caso de las estaciones con pendiente positiva los valores oscilaron entre  $2.4 \times 10^{-4}$  en Quiriego, Sonora, a 0.27 en Magdalena Tetatepec, Oaxaca (Anexo 3).

En la figura 7 se muestra la correlación entre los valores promedio del SOI y la precipitación promedio durante la época de verano. Los puntos azules indican una correlación negativa y los rojos una correlación positiva; los puntos grandes indican correlaciones estadísticamente significativas ( $P < 0.05$ ).

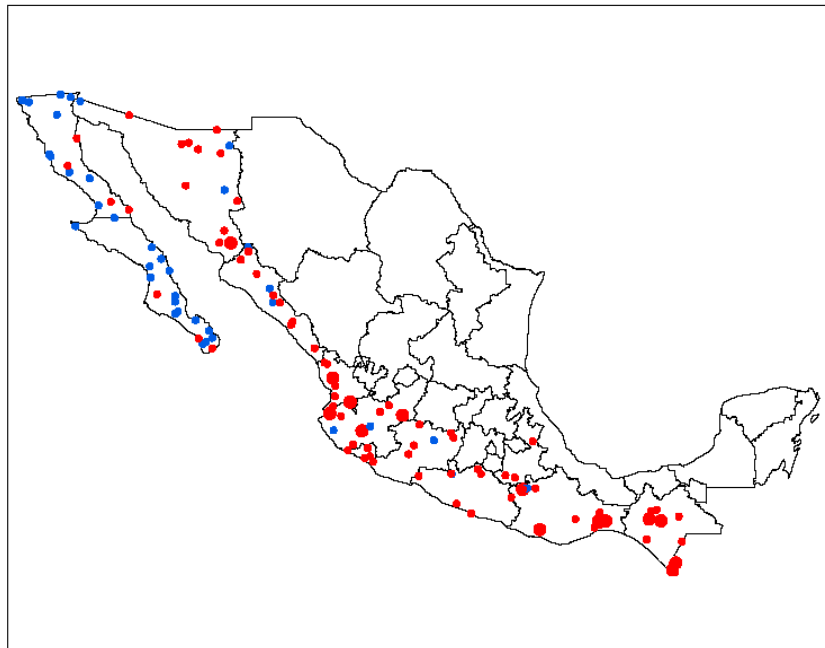


Figura 7. Correlación entre los valores de SOI y la precipitación para la época de monzón. Los puntos azules indican una correlación negativa y los rojos una correlación positiva. Los puntos grandes indican correlaciones estadísticamente significativas ( $P < 0.05$ ) de acuerdo con una prueba de F.

En esta figura se puede ver que durante los meses de verano, las mayores precipitaciones están relacionadas en términos generales, a condiciones de La Niña, con excepción de los estados de Baja California, Baja California Sur, Sonora y Sinaloa, en los que predominan las estaciones en las que las mayores precipitaciones están asociadas a condiciones de La Niña, aunque son poco significativas; es decir, las condiciones de La Niña tienden a producir un incremento en la precipitación de tipo monzónica a lo largo de la costa continental de México, incluyendo la porción sureña del desierto de Sonora.

### Época de otoño (huracanes)

Durante esta época climática de influencia de huracanes, se obtuvieron 55 estaciones con pendiente negativa y 62 con pendiente positiva (Fig 8).

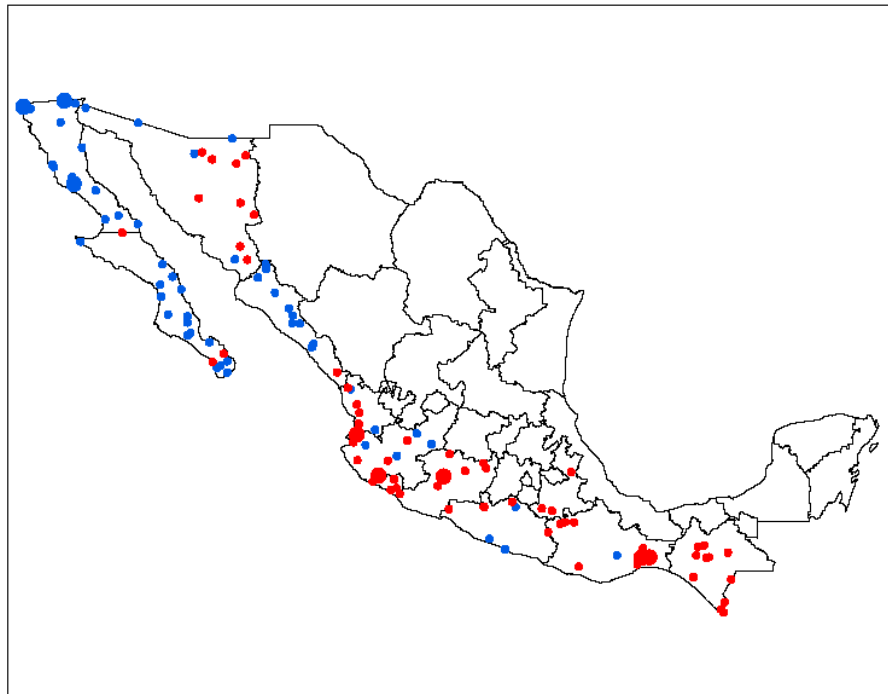


Figura 8. Correlación entre los valores de SOI y la precipitación para la época de huracanes. Los puntos azules indican una correlación negativa y los rojos una correlación positiva. En esta temporada no se presentaron correlaciones estadísticamente significativas ( $P < 0.05$ ) de acuerdo con una prueba de  $F$ .

En las estaciones que presentaron pendiente negativa éstas variaron de -5.29 en Atoyac de Álvarez, Guerrero, a -0.25 en Agua Prieta, Sonora. Los valores de las pendientes positivas variaron de 0.11 en Acalá, Chiapas, a 17.73 en Cuautitlán, Jalisco (Anexo 4).

Los valores de los coeficientes de correlación para las estaciones con pendiente negativa oscilaron entre  $2.5 \times 10^{-4}$  en Ahuacatlán, Nayarit, a 0.113 en Presa de Rodríguez, Baja California. En las estaciones con pendiente positiva los valores de los coeficientes de correlación variaron de  $2.49 \times 10^{-5}$  en Zinapécuaro, Michoacán, a 0.228 en Cuautitlán, Jalisco (Anexo 4).

En la figura 8 se muestra la correlación entre los valores promedio del SOI y la precipitación promedio durante la época de huracanes. Los puntos azules indican una correlación negativa y los rojos una correlación positiva. En esta figura se muestra que la relación del SOI con la precipitación durante la época de huracanes no fue significativa, por lo que no se presentan puntos de mayor tamaño. Aunque no se muestra de forma clara, la precipitación parece tener un patrón similar al del análisis anual, con las estaciones de pendiente negativa concentradas en la porción noroeste del litoral y las de pendiente positiva concentradas en la porción sur.

En resumen se observa que las condiciones de El Niño incrementan la precipitación de invierno-primavera, pero tienden a disminuir la intensidad del monzón, mientras que las condiciones de la Niña producen el efecto contrario.

#### **ANÁLISIS DE SERIES DE TIEMPO**

En la figura 9 se presentan las series de precipitación de dos estaciones contrastantes para el periodo de 1981 a 1991: Valle de Palmas, Baja California

característica de la zona en la que predomina la precipitación de invierno, e Ixtepec, Oaxaca que es una estación característica de la región en la que predomina la precipitación monzónica. En la gráfica de Valle de Palmas se pueden observar dos pulsos especialmente elevados que corresponden a los eventos de El Niño de 1982-1983 y 1991-1992 que fueron especialmente fuertes. En la gráfica de Ixtepec se observa en cambio escasa precipitación para estos dos años, y un pulso elevado para el evento fuerte de La Niña de 1988-1989. Así mismo, es importante notar la diferencia en la cantidad de precipitación en Valle de Palmas, que llega a 180 mm mientras que en Ixtepec alcanza los 400 mm.

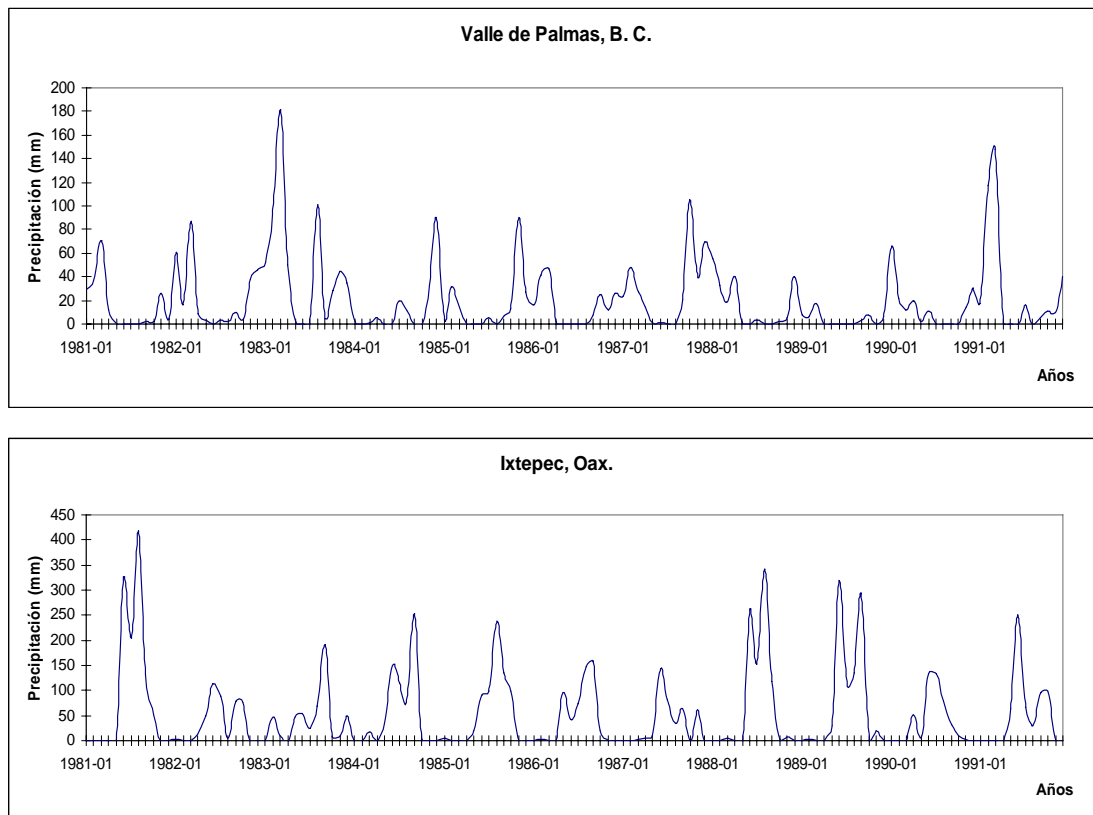


Figura 9. Series de precipitación de dos estaciones contrastantes: Valle de Palmas, Baja California, e Ixtepec, Oaxaca para el periodo de 1981 a 1991.

## **Anomalías estandarizadas redondeadas. Años normales y años anómalos**

En la figura 10 se muestra el patrón normal del SOI y se compara con el patrón normal de 3 estaciones: Valle de Palmas, B.C. que se encuentra al norte de la zona de estudio, Santiago Undameo, Mich. que está ubicada en la porción central e Ixtepec, Oax. que se localiza en la porción sur del litoral del Pacífico mexicano. En esta figura se observa que hay un mínimo del índice de la oscilación del sur en marzo, lo que indicaría que en este mes es cuando se hace evidente el evento de El Niño.

El año normal del patrón de lluvias de Ixtepec, Oax., muestra que las máximas precipitaciones se dan entre junio y octubre, con una disminución en julio y agosto resultado de la canícula. En Santiago Undameo, Mich., no obstante que se puede observar una pequeña disminución de las precipitaciones en agosto, no es claro el efecto de la canícula. Por otro lado, es notorio el patrón inverso que se presenta en Valle de las Palmas B.C., en donde se puede observar la existencia de un patrón de lluvias invernales, mientras que en Ixtepec y Santiago Undameo son de verano (Fig. 10). Es importante hacer notar la diferencia en la magnitud de las precipitaciones mensuales en el año normal, mientras que en Ixtepec y Santiago Undameo llegan hasta casi 7 mm por mes en el Valle de Palmas el máximo es de sólo 1.5 mm por mes.

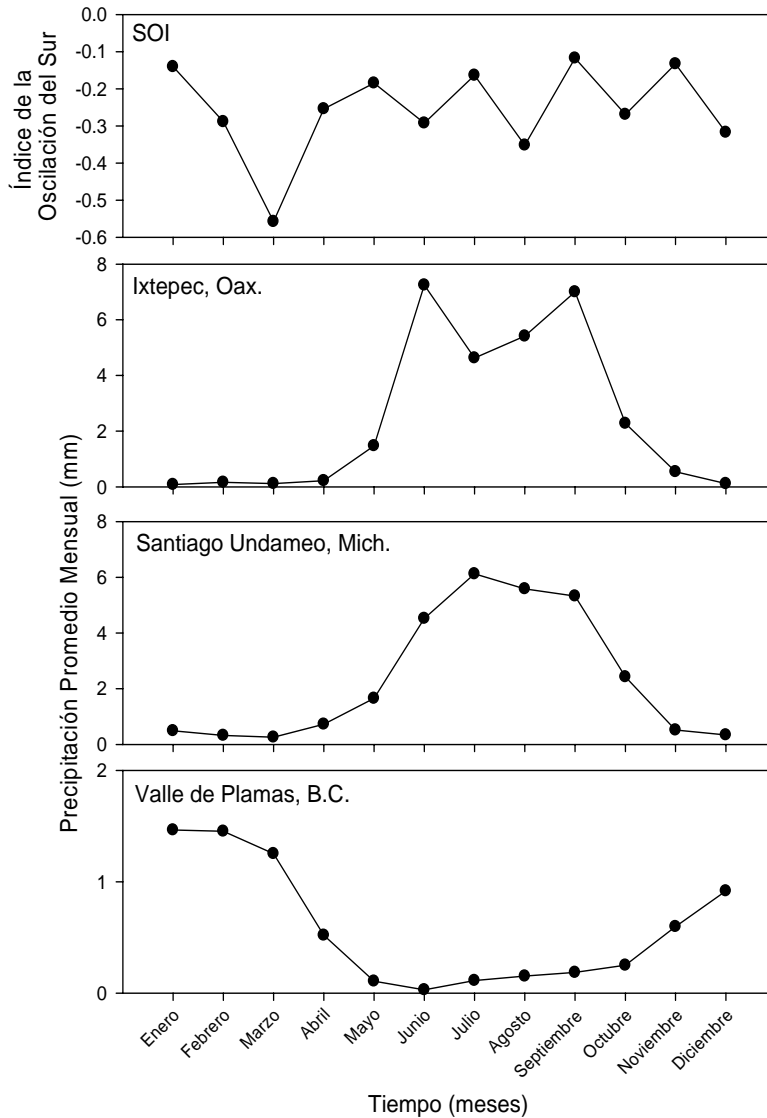


Figura 10 Patrón normal del índice de la oscilación del sur (SOI) y de precipitación promedio mensual en Ixtepec, Oax., Santiago Undameo, Mich. y Valle de Palmas, B.C. Nótese el cambio de escala en la figura de Valle de Palmas, B.C.

Las anomalías estandarizadas redondeadas o años anómalos para el caso del SOI (Fig. 11), muestran los eventos sobresalientes de La Niña de 1955-56, 1970-71, 1973-76 y de El Niño de 1982-83 y de 1986-87, en el caso de las series de tiempo de lluvias, sólo Valle de Palmas, B.C., muestra como año anómalo a 1982,

que corresponde al evento de El Niño de 1982-83. Las otras series no presentan anomalías significativas.

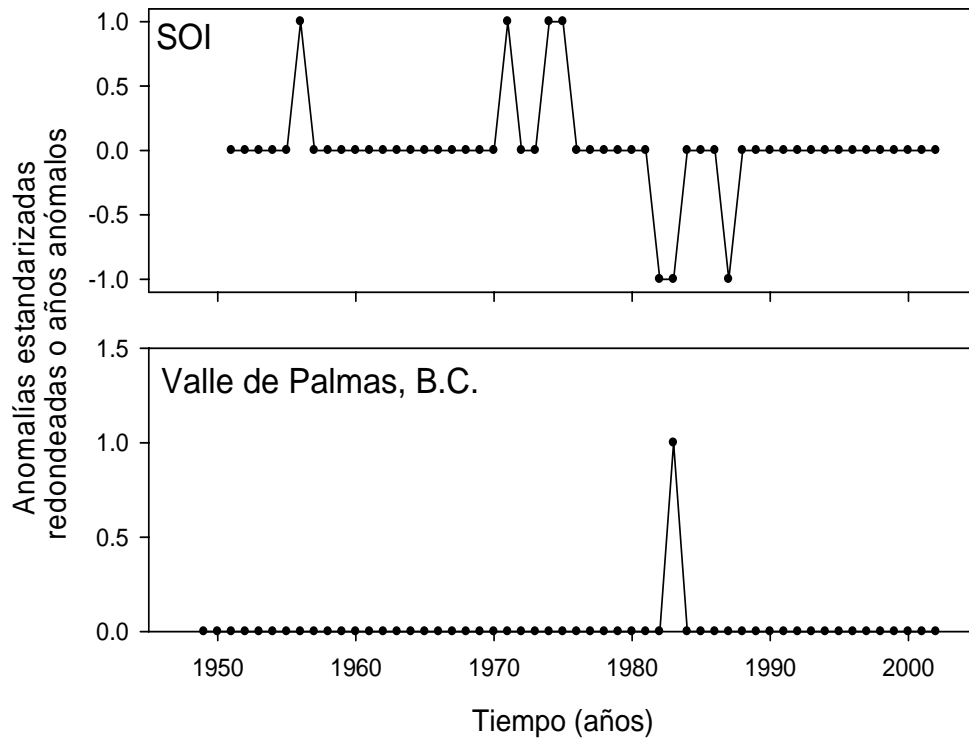


Figura 11 Anomalías estandarizadas o años anómalos de las series de tiempo de la oscilación del sur (SOI) y de la precipitación promedio mensual de Valle de Palmas, B.C.

### Diagramas de fase

Los resultados de los diagramas de fase (Fig. 12) muestran para el SOI trayectorias semicirculares pueden tomar valores positivos y negativos.

Los diagramas de fase de las precipitaciones promedio mensuales de Ixtepec, Oax., Santiago Undameo, Mich. y Valle de Palmas, B.C, reflejan las diferencias tanto en la magnitud como en la variabilidad de las precipitaciones. Es importante

señalar que la forma del diagrama de Ixtepec es similar a la de Valle de Palmas, ya que ambos presentan varios atractores, a diferencia del diagrama de Santiago Undameo que presentan una trayectoria casi elíptica con dos atractores. Esto es consistente con los resultados de las regresiones, ya que en esta estación la pendiente de la regresión del SOI contra la precipitación es neutra, lo que indica que no es afectada por El Niño o La Niña y la variación de la precipitación es básicamente estacional.

### **Autocorrelaciones**

La serie del SOI muestra valores bajos de autocorrelación (Fig. 13) indicando la alta aleatoriedad. Si bien es cierto que el SOI no tiene una periodicidad, muestra recurrencias que van de 2 a 7 años. En las 3 series de precipitación se muestra alta correlación con varios ciclos indicando la periodicidad estacional, anual e interanual. A diferencia de las estaciones de Ixtepec, Oax. y de Valle de Plamas, B. C., la estación de Santiago Undameo, Mich. muestra una función de autocorrelación muy uniforme con los valores más altos, lo que indica poca variación en los ciclos.



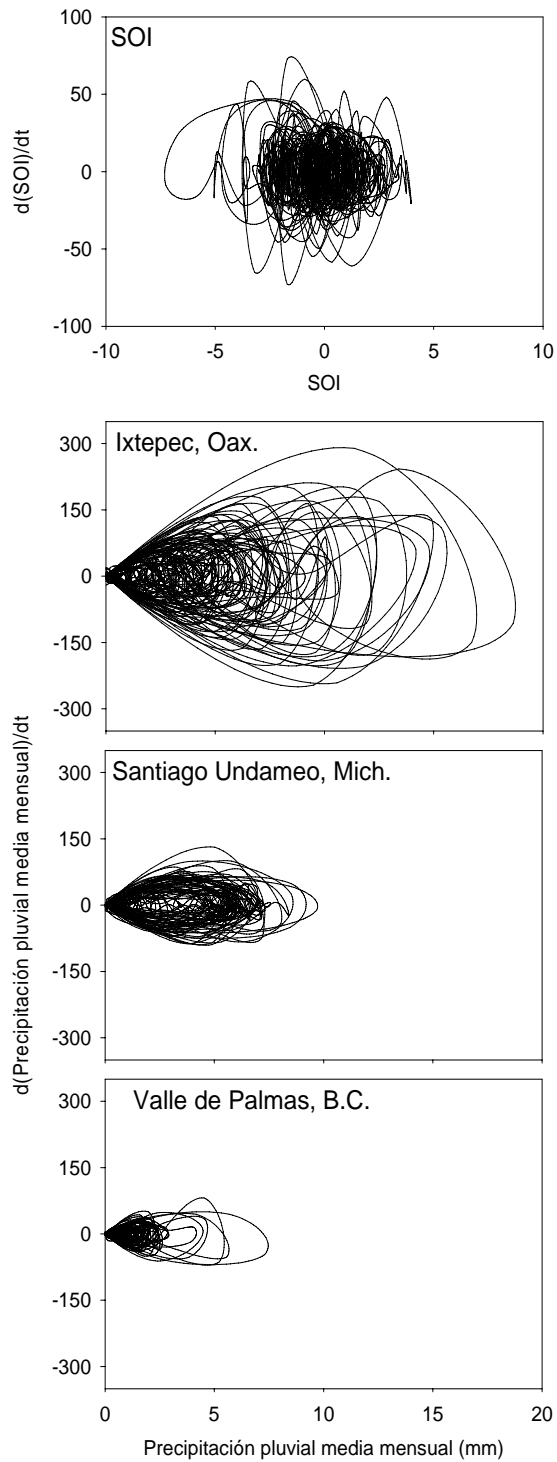


Figura 12 Diagramas de fase de las series de tiempo del SOI y de la precipitación promedio mensual en Ixtepec, Oax., Santiago Undameo, Mich. y Valle de Palmas, B.C.

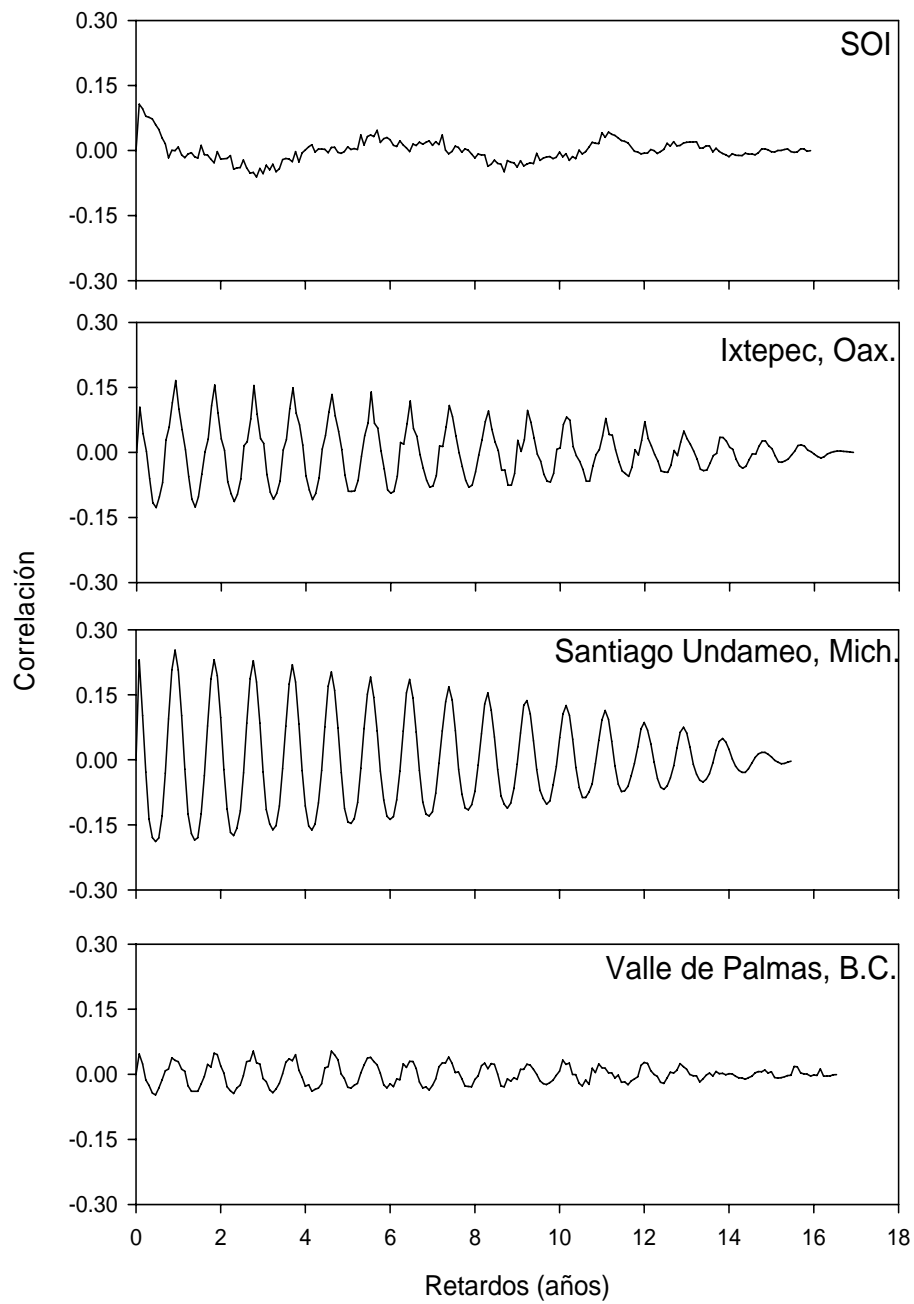


Figura 13 Autocorrelaciones de las series de tiempo del SOI y de la precipitación promedio mensual en Ixtepec, Oax., Santiago Undameo, Mich. y Valle de Palmas, B.C.

## **Espectros de potencia**

### ***Espectro mediante la Transformada rápida de Fourier***

El espectro de potencia de la serie del SOI (Fig. 14) no muestra ningún pico significativo en periodos menores a 5 años, como era de esperarse, la energía espectral se concentra en la banda de los 2 a 7 años. Para los espectros de las precipitaciones mensuales promedio se marca la mayor cantidad de energía espectral en la banda anual.

Los espectros de potencia de las series de Ixtepec, Santiago Undameo y Valle de Palmas presentan un pico muy importante a los 12 meses que corresponde al ciclo de precipitación anual y posteriormente una serie de picos en la banda de 2 a 7 años que corresponden a los pulsos de precipitación ocasionados por las anomalías oceanográficas.

### ***Espectro mediante la Transformada de Morlet o Wavelets***

El espectro de potencia obtenido mediante el método de Morlet o Wavelets nos permite identificar los cambios en las características de las densidades espectrales en el tiempo.

Como se observa en la figura 15, este método permite identificar a los eventos más importantes de El Niño y La Niña. Los eventos del Niño que se ven más claramente marcados son a los 372 meses (1982-83), 420 (86-87), 492 (92-94). A estos picos corresponde la mayor varianza promedio en la gráfica inferior. En la gráfica de en medio se observa una franja entre los 24 y los 72 meses, que corresponde a la señal de las anomalías oceanográficas (Figura 15).

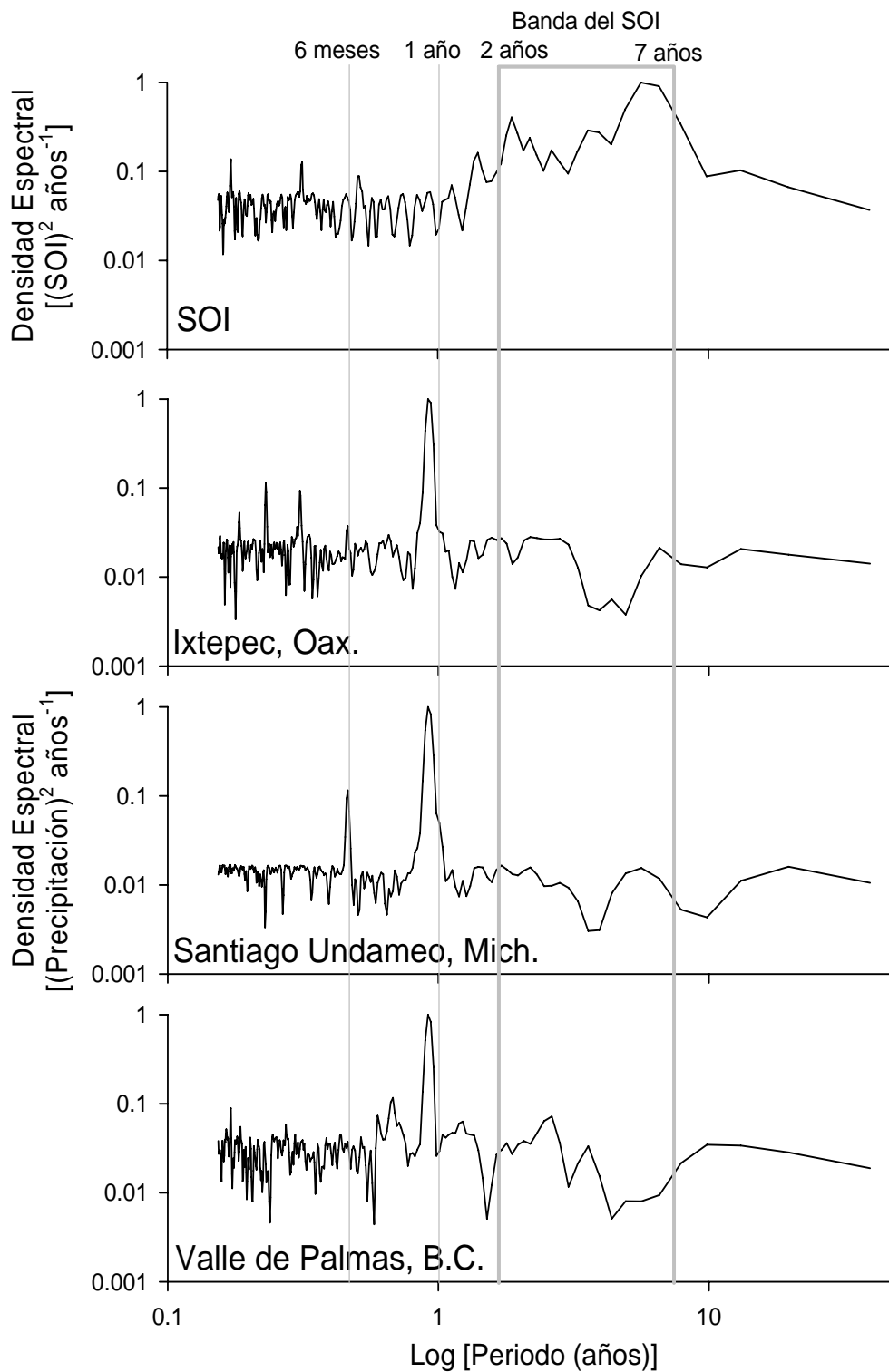


Figura 14 Espectros de potencia normalizados de las series de tiempo del SOI y de las precipitaciones medias mensuales en Ixtepec. Oax., Santiago Undameo, Mich. y Valle de Palmas, B.C.

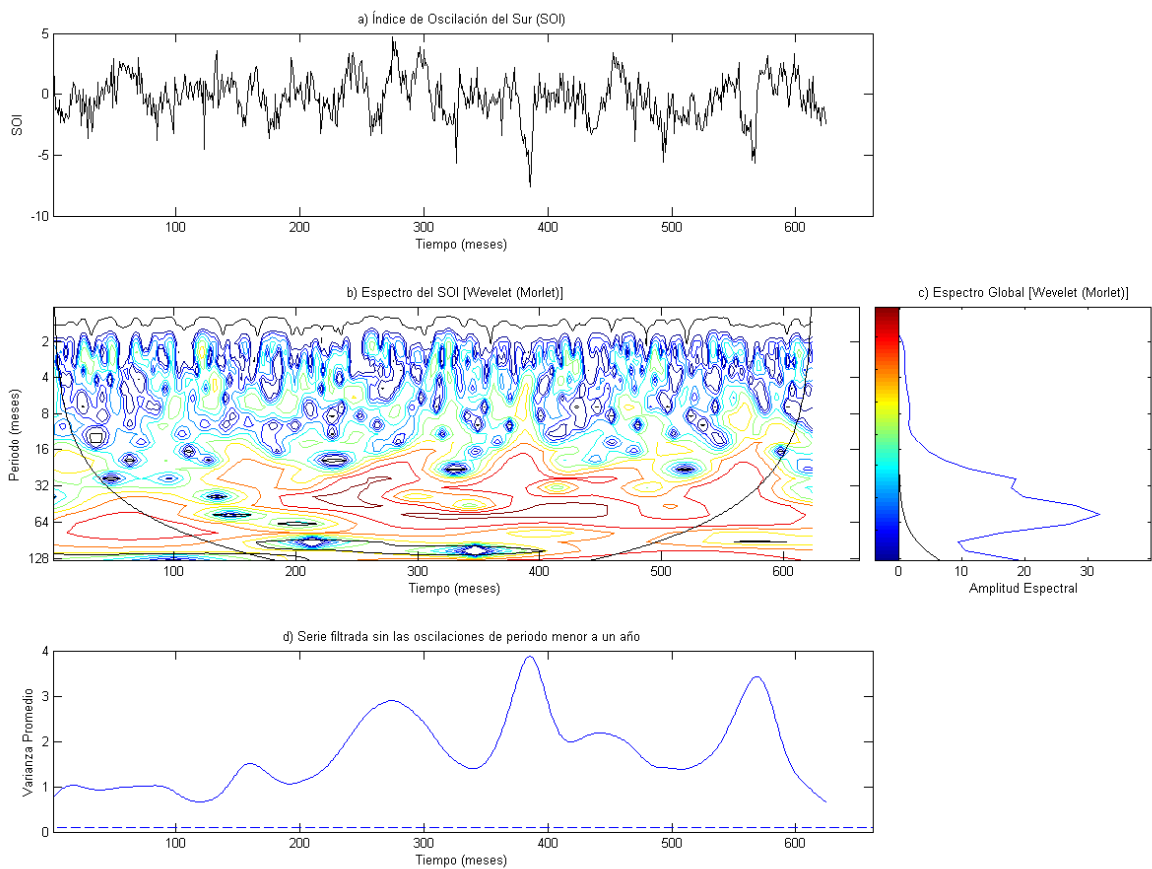


Figura 15 Espectro mediante Wavelets, método de Morlet de la serie del SOI. Panel superior serie original, parte intermedia izquierda espectro mediante wavelets, derecha envolvente del espectro y panel inferior series filtrada quitando los eventos de menor periodo.

En la figura 16 se observa que el espectro mediante Wavelets, método de Morlet de la serie de precipitaciones medias mensuales en Ixtepec, Oax., presenta claramente el pico de la variación anual a los 12 meses y otro de menor tamaño de los 3 a los 6 años, que corresponde a la influencia de las anomalías oceanográficas. Así mismo, las varianzas promedio más elevadas corresponden a los mayores pulsos de precipitación.

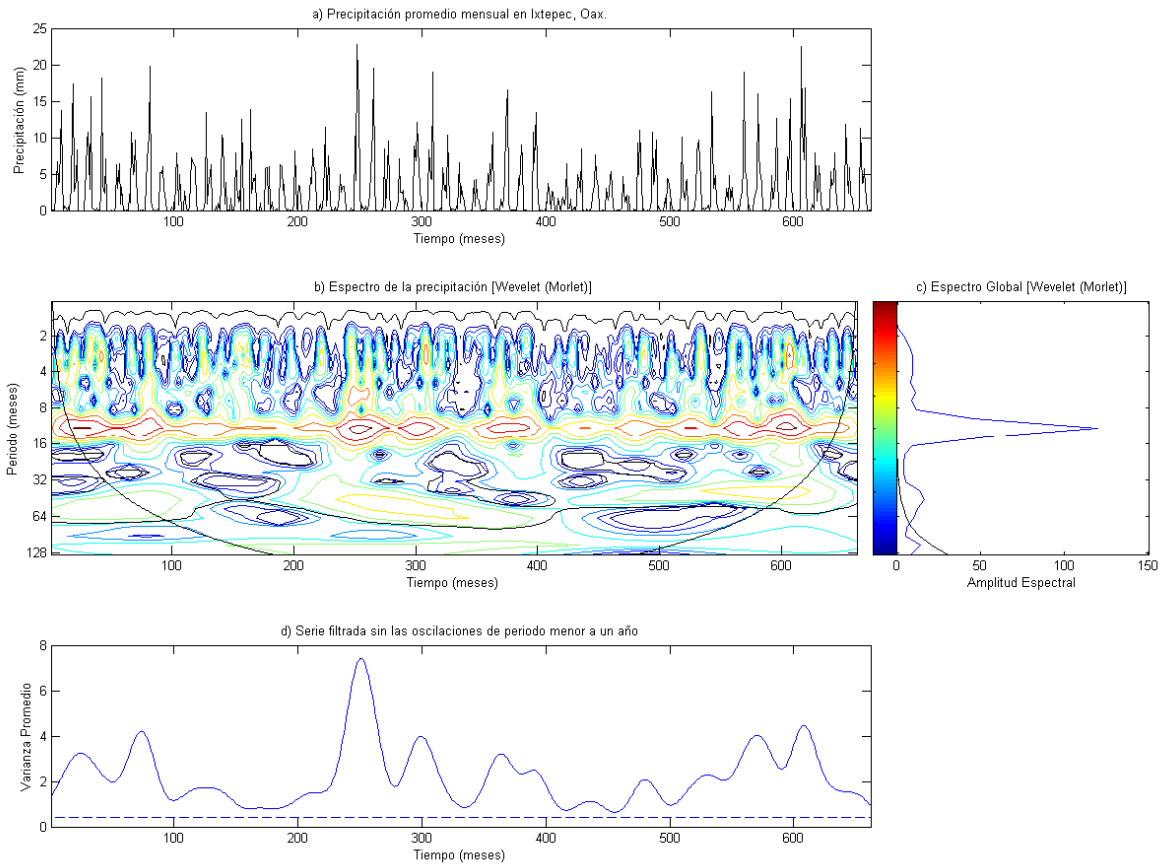


Figura 16 Espectro mediante Wavelets, método de Morlet de la serie de precipitaciones medias mensuales en Ixtepec, Oax. Panel superior serie original, parte intermedia izquierda espectro mediante wavelets, derecha envolvente del espectro y panel inferior series filtrada quitando los eventos de menor periodo.

El análisis mediante Wavelets de la series de Santiago Undameo (Fig. 17), muestra claramente la dominancia anual y un pequeño pico a los seis meses. No se presenta un pico que se pueda relacionar con el efecto de las anomalías oceanográficas.

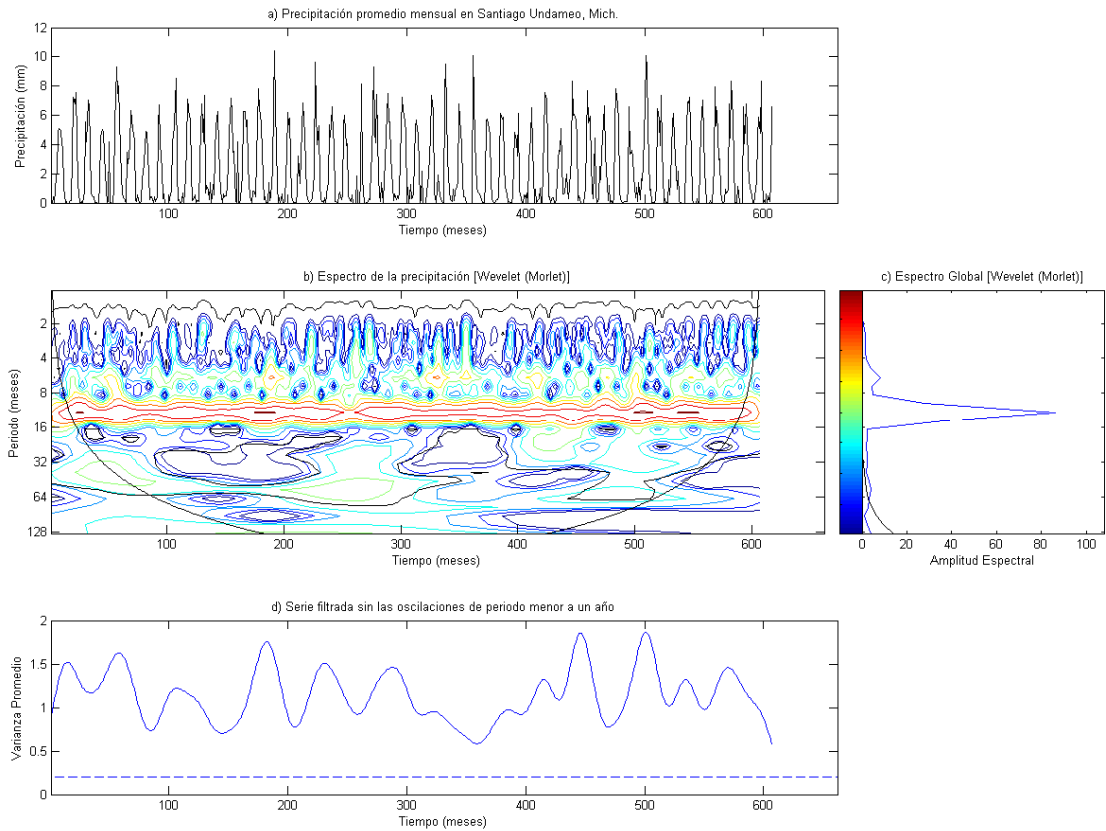


Figura 17 Espectro mediante Wavelets, método de Morlet de la serie de precipitaciones medias mensuales en Santiago Undameo, Mich. Panel superior serie original, parte intermedia izquierda espectro mediante wavelets, derecha envolvente del espectro y panel inferior series filtrada quitando los eventos de periodos menores a un año.

En la figura 18 se puede observar mediante el análisis por wavelets de la serie de Valle de Palmas, la dominancia anual y el pequeño pico de los seis meses. El efecto de eventos ENSO se puede ver como picos con un periodo de entre 3 y 6 años.

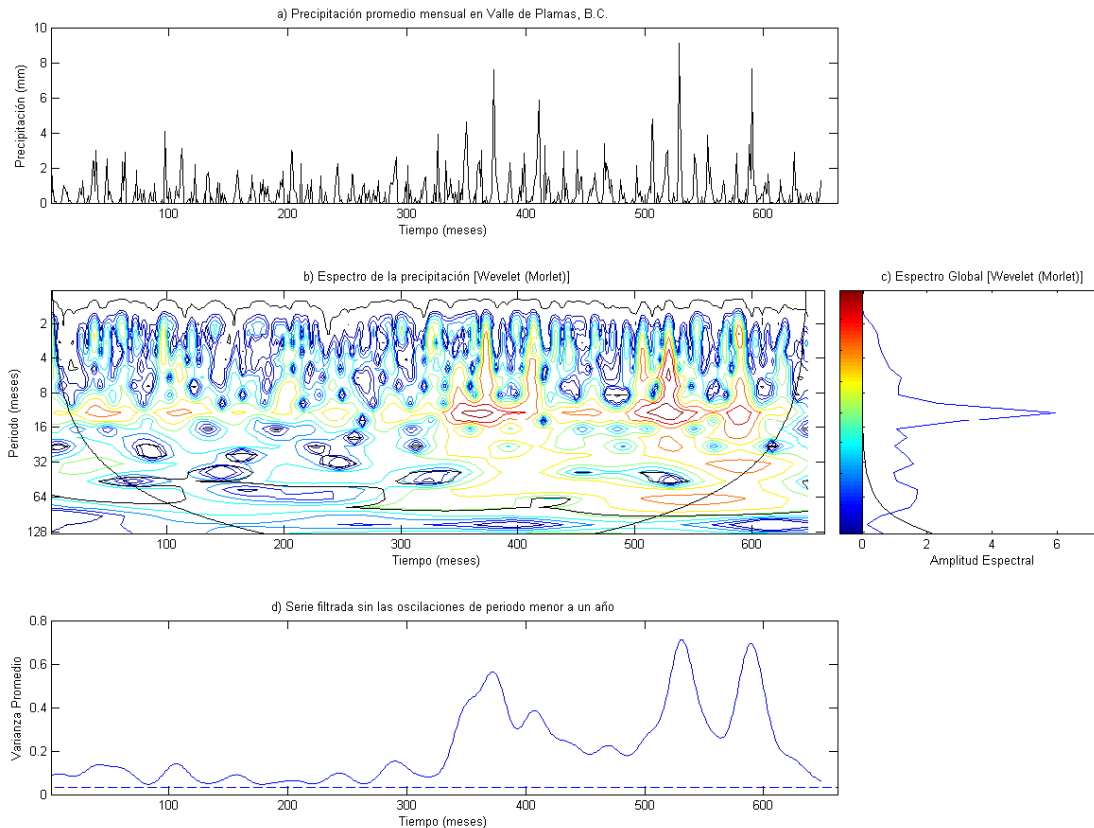


Figura 18 Espectro mediante Wavelets, método de Morlet de la serie de precipitaciones medias mensuales en Valle de Palmas, B.C. Panel superior serie original, parte intermedia izquierda espectro mediante wavelets, derecha envolvente del espectro y panel inferior series filtrada quitando los eventos con periodos menores a un año.

### ANÁLISIS DEL DESFASE ENTRE LOS EFECTOS DE LAS CONDICIONES OCEANOGRÁFICAS Y LA PRECIPITACIÓN

Para probar si existía un desfase entre la presencia de las condiciones de El Niño y la Niña y sus efectos en la precipitación, se realizaron las regresiones del SOI contra la precipitación de 12 estaciones meteorológicas considerando desfases de uno y dos meses. Las estaciones se encontraron 10 en Baja California (El Arco, Mexicali, Valle de Palmas, Chapala, El Socorro, Presa de Rodríguez, Santa Catarina Sur, Santa María del Mar, Ensenada y El Progreso) y 2 en Baja California



Sur (Mulegé y La Poza Grande). En caso de que existiera un desfase en la influencia de las condiciones de El Niño y La Niña en la precipitación, el coeficiente de correlación para las regresiones mejoraría; sin embargo, se encontró que el coeficiente de correlación fue más bajo en todos los casos.

### **Correlación cruzada**

Las correlaciones cruzadas entre la serie del SOI y cada una de las series de precipitación media mensual en las estaciones representativas de cada región del litoral del Pacífico mexicano se muestran en la figura 19.

En el caso de la estación de Valle de Palmas, B. C. se observa una correlación negativa, lo que es congruente con los resultados anteriores, ya que indica que mientras más altos son los valores de SOI, hay menor precipitación en esta zona; es decir, las precipitaciones más elevadas se presentan con condiciones de El Niño. Adicionalmente, se muestra un retraso de 1.5 meses. Para la estación de Santiago Undameo, Mich., no se observa claramente una correlación entre las dos series. En el caso de la estación de Ixtepec, Oax. se observa una correlación positiva, lo que indica que mientras más alto es el valor del SOI, más precipitación se presenta en la zona; es decir, las precipitaciones más elevadas se presentan con condiciones de La Niña. El retraso que se obtuvo fue de -5 meses, lo que indica que las mayores precipitaciones ocurren 5 meses antes de que se presenten los valores más altos del SOI.

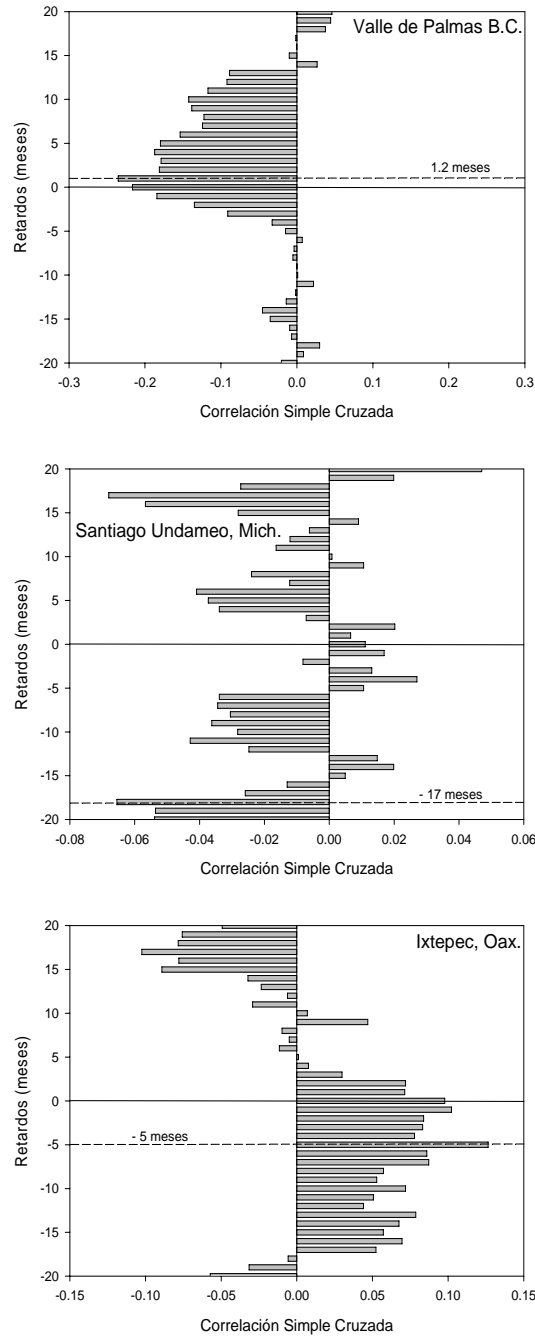


Figura 19 Correlaciones cruzadas entre la serie del SOI y las series de datos de las precipitaciones medias mensuales en Ixtepec, Oax., Santiago Undameo, Mich. y Valle de Palmas, B.C.

Tabla 4. Coeficientes de correlación ( $R$ ) con retardo cero entre las series usadas en este análisis

	SOI	Ixtepec, Oax.	Santiago Undameo, Mich.	Valle de Palmas, B.C.
SOI	1			
Ixtepec, Oax.	0.105	1		
Santiago Undameo, Mich.	0.010	0.639	1	
Valle de Palmas, B.C.	0.222	0.283	0.340	1

Las pendientes entre las rectas de correlación con retardo cero (Tabla 5), son negativas entre Valle de Palmas, B.C. y las otras series, mostrando con esto un comportamiento inverso.

Tabla 5. Pendientes de las ecuaciones lineales de correlación con retardo cero entre las series usadas en este análisis

	SOI	Ixtepec, Oax.	Santiago Undameo, Mich.	Valle de Palmas, B.C.
SOI	1			
Ixtepec, Oax.	0.220	1		
Santiago Undameo, Mich.	0.015	0.441	1	
Valle de Palmas, B.C.	-0.129	-0.078	-0.136	1

Para el resto de las series el comportamiento es directo. Este resultado corrobora lo que se observa en la figura 19, en donde se puede ver el comportamiento inverso de la serie de precipitaciones en Valle de Palmas, B.C., con respecto a las otras series.

## **ANÁLISIS DE LA CONCENTRACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN DE INVIERNO**

De norte a sur a lo largo de la costa del Pacífico mexicano, hay una clara tendencia al incremento de precipitación durante el verano y el otoño. En Baja California, cerca de la frontera con Estados Unidos, más del 90% de la precipitación ocurre entre noviembre y abril, mientras que en Oaxaca y Chiapas, sucede lo contrario, ya que más del 90% de la precipitación ocurre en verano, entre junio y septiembre.

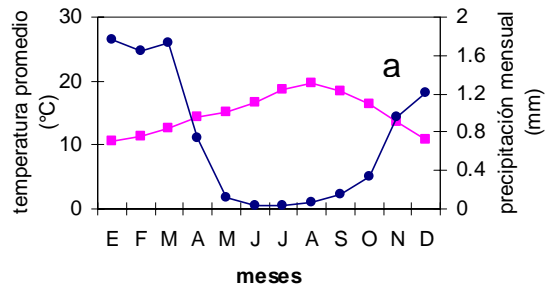
En la Figura 20 se muestran los diagramas climáticos y las regresiones de la precipitación contra el SOI para dos estaciones que se eligieron ya que presentaban series de datos especialmente largas, y porque representan localidades con las características de las regiones con regímenes de precipitación mediterránea (de invierno-primavera) y monzónica (de verano): Ensenada, Baja California ( $31^{\circ} 53' N$ ,  $115^{\circ} 35' W$ ) que representa un área con precipitación de invierno y tiene una serie de datos de 46 años, e Ixtepec, Oaxaca ( $16^{\circ}33' N$ ,  $95^{\circ} 05' W$ ) que representa un área típica de precipitación monzónica en el suroeste de México y tiene una serie de datos de 55 años. Los valores tanto de precipitación como de temperatura que se presentan en la figura se obtuvieron promediando los valores de cada mes para toda la serie.

En la figura 20a que presenta el diagrama climático para Ensenada, se puede observar que las mayores precipitaciones ocurren durante los meses de invierno: diciembre, enero, febrero e inclusive marzo, mientras que durante los meses de verano: junio, julio y agosto la precipitación es prácticamente imperceptible. Es importante notar que la variación de la precipitación entre el mes más lluvioso (enero) y el menos lluvioso (junio) es de 1.73 mm. Por otra parte, la temperatura promedio tiene un comportamiento prácticamente inverso, presentándose los valores más altos en los meses de verano: junio, julio, agosto y septiembre. En el caso de la temperatura, la diferencia entre el mes más cálido (agosto) y el mes más frío (enero) es de  $8.87^{\circ}C$ .

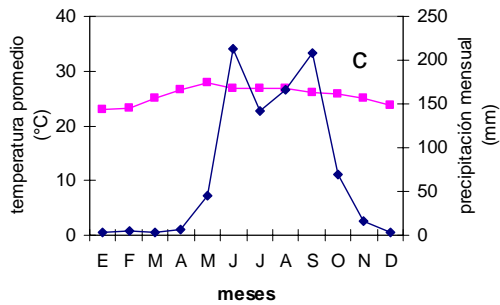
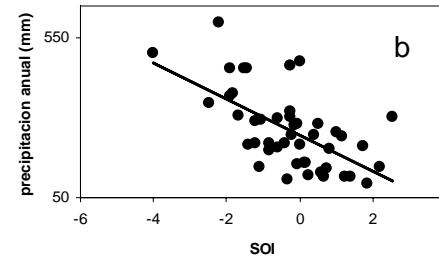
En la figura 20b se muestra la gráfica de la precipitación contra el SOI para la misma estación de Ensenada; en esta gráfica se puede observar que la pendiente es negativa; es decir, las mayores precipitaciones ocurren con los valores negativos más altos, que indican condiciones de El Niño.

En la figura 20c se observa el diagrama climático para la estación de Ixtepec, Oax. Se puede notar que se trata de una estación muy lluviosa, con una precipitación máxima de 212 mm para el mes de junio. En esta gráfica se puede observar que la precipitación más elevada ocurre en los meses de verano: junio, julio, agosto y septiembre; de la misma manera, los valores de temperatura promedio más elevados se observan también en verano, aunque no presentan una variación marcada a lo largo del año; hay 4.8°C entre la temperatura más alta y la más baja, coincidiendo con los mayores valores de precipitación.

En la figura 20d se presenta la gráfica de la precipitación contra el SOI para la estación de Ixtepec y se puede observar que la pendiente de la regresión es positiva; es decir, las mayores precipitaciones ocurren con los valores positivos más altos, los cuales indican condiciones de La Niña.



Ensenada, B. C.



Ixtepec, Oax.

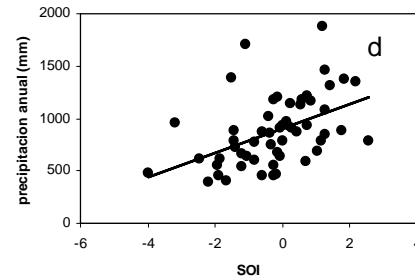
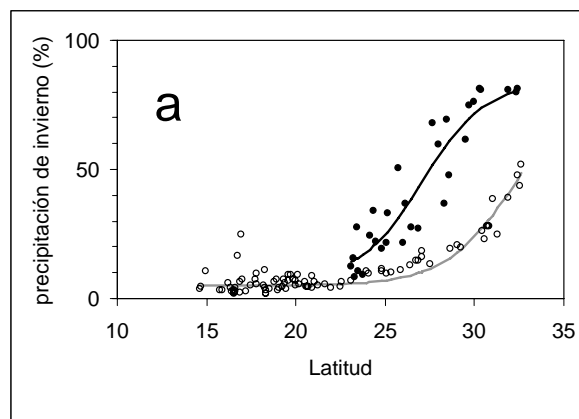


Figura 20. Diagramas climáticos para las estaciones de Ensenada, B. C. e Ixtepec, Oax., con sus regresiones correspondientes. a) Diagrama climático para Ensenada, B. C. la línea roja indica la temperatura y la línea azul la precipitación. b) Regresión del SOI contra la precipitación para la estación de Ensenada, B. C. c) Diagrama climático para Ixtepec, Oax. la línea roja indica la temperatura y la línea azul la precipitación. d) Regresión del SOI contra la precipitación para la estación de Ixtepec, Oax.

## ANÁLISIS DE LA PRECIPITACIÓN EN FUNCIÓN DE LA LATITUD

En la Figura 21, se presenta la gráfica de la proporción de la precipitación promedio para todas las estaciones en función de la latitud en a) invierno, b) verano y c) otoño. Las estaciones de la península de Baja California se representan con círculos negros y las estaciones de la porción continental se representan con círculos grises. Las tendencias latitudinales se presentan ajustando un modelo logístico ( $P < 0.01$  en todos los casos).

Es importante notar que, durante los meses de invierno en la porción continental de México, hay una clara tendencia a lo largo de la costa hacia un incremento de precipitación por encima de los  $23^\circ$  de latitud norte y especialmente, entre los  $26^\circ$  y los  $32^\circ$  N (Fig. 21a, puntos grises), donde la proporción de precipitación de invierno se incrementa rápidamente con la latitud aproximadamente de 10% a más de 50%. En la península de Baja California, en contraste, la influencia del clima marino es más pronunciada, y en todas las latitudes la precipitación de invierno es más elevada que en la porción



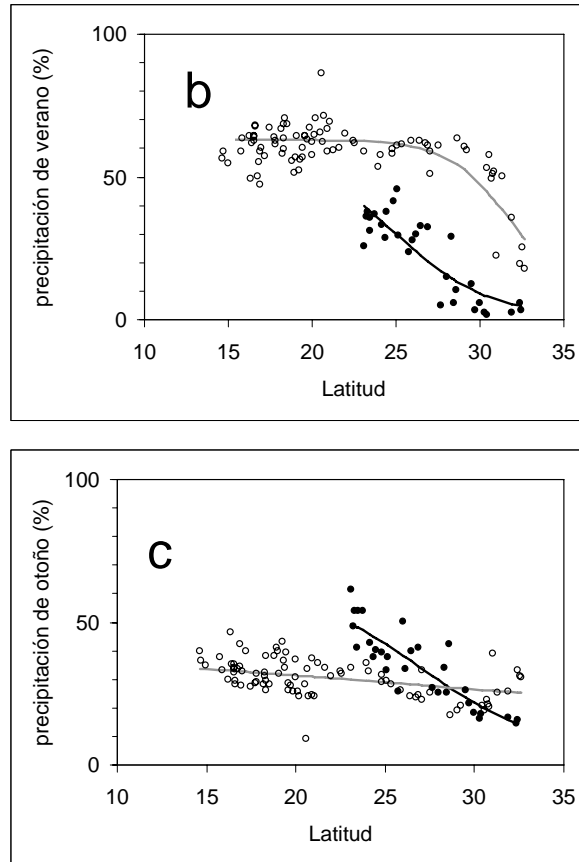


Figura 21. Proporción de la precipitación promedio en función de la latitud para las tres épocas climáticas. Las estaciones de la península de Baja California se representan con puntos negros y las estaciones de la porción continental se representan con puntos grises. Las tendencias latitudinales se presentan ajustando un modelo logístico ( $P < 0.01$ ). a) Proporción de la precipitación promedio de invierno en función de la latitud; b) Proporción de la precipitación promedio de verano en función de la latitud; Proporción de la precipitación promedio de otoño en función de la latitud.

continental de la misma latitud, incrementándose de aproximadamente 15% en la región del Cabo, a  $23^\circ$  de latitud, hasta casi 90% en el norte de la península a una latitud de  $33^\circ$  (Fig. 21a, puntos negros).

En la Figura 21b, que corresponde a los meses de verano, la situación es inversa: a partir de aproximadamente los  $23^\circ$  de latitud Norte, la precipitación de verano disminuye tanto para la porción continental (puntos grises) como para la península de Baja California (puntos negros), pero la precipitación es menor en todos los casos para las estaciones de la península que para la porción continental.



En la Figura 21c que representa los meses de otoño, mientras la precipitación de otoño decrece gradualmente en la porción continental (puntos grises), de aproximadamente 35% en el sur a 25% en el norte, en Baja California en contraste, el decremento es más marcado (puntos negros). La parte sur, en la región del Cabo (a una latitud de 23° N) recibe aproximadamente el 60% de su precipitación anual de los chubascos de otoño, pero la proporción cae hasta aproximadamente 10% en la porción norte, que corresponde a la zona mediterránea de California (a una latitud de 33° N).

## DISCUSIÓN

De los resultados obtenidos del análisis de la precipitación y su dependencia o correlación con el valor del Índice de Oscilación del Sur, en términos generales se observa que las condiciones de El Niño, que se caracterizan por temperaturas elevadas de la superficie del mar, tienden a provocar un aumento en la precipitación al norte del Trópico de Cáncer y condiciones de sequía en la porción sur. Sin embargo, al analizar los resultados más a fondo, resulta claro que El Niño incrementa la cantidad de precipitación advectiva de invierno y disminuye la intensidad del monzón mexicano de verano. Debido a que la precipitación de verano domina en la porción sur y la precipitación de invierno domina en el norte, se desarrolla el patrón general norte-sur. Los resultados de la precipitación de otoño no fueron significativos, lo cual implica que en esta época del año, las condiciones oceanográficas no tienen una influencia significativa en la cantidad, ni en la ubicación de la precipitación que llega a estas zonas costeras áridas. Esto no quiere decir que no haya una influencia de las condiciones oceanográficas en la fuerza y la trayectoria de los huracanes del Pacífico y en las tormentas tropicales que llegan al continente, pero este es un tema de investigación que no corresponde al presente estudio.

En términos generales, se espera un aumento en la humedad durante los eventos de El Niño, este incremento tiene impacto principalmente en los ecosistemas áridos subtropicales, tales como el desierto de Sonora. De hecho, en los bosques tropicales áridos de la porción sur de la costa del Pacífico mexicano, que se alimentan fundamentalmente de las lluvias monzónicas, las condiciones de El Niño aumentan la probabilidad de que ocurran sequías de verano. Es importante mencionar que esta tendencia no es totalmente determinista y que está fuertemente influenciada por otros factores, lo cual se refleja en los valores de  $R^2$  obtenidos de las regresiones: en la porción noroeste el valor promedio de  $R^2$  en las regresiones entre el SOI y la precipitación de invierno fue de 0.24; mientras que en la porción sur, el valor

promedio de  $R^2$  de las regresiones entre el SOI y la precipitación de invierno fue de 0.13. El valor de  $R^2$  más alto observado en todos los conjuntos de datos fue de 0.45 para Rosarito en Baja California. Estos datos, que aunque son significativos, son numéricamente bajos, indican que aún en las áreas en las que el efecto es más predecible, únicamente del 30 al 40% de la variación en la precipitación puede predecirse a partir de las condiciones oceanográficas/atmosféricas que se describen con el SOI.

Es importante tomar en cuenta que en el conjunto de datos considerados en este estudio, las correlaciones entre el SOI y la precipitación puedan ser mejores en la realidad de lo que se encontró en este estudio, debido a que muchas de las estaciones meteorológicas analizadas se operan con frecuencia bajo condiciones difíciles y con personal poco calificado, lo cual seguramente contribuye al ruido encontrado en este análisis. En el desierto de Chihuahua, que no forma parte del corredor de ecosistemas que se analizaron en este trabajo y que recibe también lluvias tanto de invierno como monzónicas, otros autores (Ernest et al., 2000 ) también encontraron que la conexión entre El Niño y la precipitación de invierno es significativa pero muy variable.

No obstante, la capacidad predictiva del modelo que se presenta en este trabajo, puede mejorarse considerablemente si se toman en cuenta otras señales oceanográficas de periodos largos.

Estudios recientes han mostrado que la Oscilación Decadal del Pacífico y la Oscilación Multidecadal del Atlántico pueden jugar un papel importante en los ciclos regionales de sequía y humedad con periodos largos. De hecho, las sequías recientes de 1996 y 1999 en Estados Unidos se asociaron al calentamiento del Atlántico norte, que corresponde a la fase positiva de la Oscilación Multidecadal del Atlántico. Es importante mencionar que la Oscilación Multidecadal del Atlántico tiene una fuerte influencia en la precipitación de verano de E.U., y que puede modular la fuerza de la teleconexión entre el Niño y la precipitación (McCabe et al., 2004; Kritzberger et

al., 2007). Así mismo, Rajagopalan y Lall (1998) mencionan que la Oscilación Decadal del Pacífico impone un ciclo interdecadal de periodos secos y húmedos al oeste de Estados Unidos.

Por otra parte, Pavía et al. (2006), encontraron que pueden existir efectos sinérgicos entre la señal de ENSO y señales de mayor periodo como la Oscilación Decadal del Pacífico, que tiene un periodo mayor. Cuando El Niño coincide con la fase alta de la Oscilación Decadal del Pacífico las anomalías de precipitación son mayores que cuando ocurren simples Niños. También mostraron que durante los años de La Niña, la fase baja de esta oscilación produce mayores anomalías que La Niña sola. Estos resultados abren la posibilidad de tener mejores predicciones sobre la disponibilidad de humedad en los biomas terrestres, basadas en el efecto de sistemas acoplados océano-atmósfera. Adicionalmente, Pavía y colaboradores mencionan que debido a que hay un desplazamiento hacia el sur de la Zona de Convergencia Intertropical durante los años de El Niño, la corriente de chorro se desplaza varios cientos de kilómetros hacia el sur, permitiendo que los sistemas anticlónicos de latitudes medias lleguen más al sur que durante los años de no Niño, lo cual tiene una influencia en las precipitaciones de México.

A pesar de las incertidumbres probabilísticas, las condiciones oceanográficas tienen un papel significativo en las anomalías de precipitación y disponibilidad de humedad en la costa del Pacífico de México. Sin embargo, este efecto es no lineal; la misma anomalía que ocasiona un aumento en la precipitación a la porción mediterránea de California, el desierto de Baja California y la porción norte del desierto de Sonora, puede también ocasionar condiciones de sequía. Es posible que este patrón de pulsos de precipitación inducidos por El Niño y La Niña sea común a otros ecosistemas áridos de tipo monzónico del continente americano. Por ejemplo, utilizando datos de satélite Los et al. (2001) encontraron una marcada disminución de la precipitación y de la superficie verde, que es un índice de la biomasa del follaje, en algunos ecosistemas tropicales áridos de tipo monzónico en América del sur, como el Chaco Seco, la

porción alta del desierto de Monte, y especialmente en la Caatinga brasileña (la región con bosque seco más grande de América del sur) durante los dos eventos de El Niño de la década de los 80.

Debido a que los ecosistemas áridos son críticamente dependientes de los pulsos de precipitación para su renovación y regeneración, la comprensión del efecto complejo de las condiciones del océano en todos estos ecosistemas áridos puede ser crítico para su manejo en el futuro. De la misma manera en que las condiciones de El Niño pueden predecir el volumen de algunas pesquerías pelágicas (Velarde et al., 2004), también puede ser que la ecología de restauración, los regímenes de pastoreo, las capacidades de carga y los riesgos de incendio puedan predecirse y manejarse mejor analizando las predicciones de ENSO y sus condiciones oceanográficas relacionadas. Más aún, identificar los factores que disparan los pulsos de humedad, puede también ser muy importante para el manejo de los sistemas que dependen de los escurrimientos y del aporte pluvial como los ríos, lagos, lagunas costeras y estuarios y también para la zona costera.

Finalmente, si las anomalías de El Niño se incrementan en frecuencia o en intensidad con el cambio climático global (Collins, 2000 a; Collins, 2000 b; Cubasch et al., 2001; Meehl, 1996; Timmermann et al., 1999; Trenberth y Hoar, 1997), sería entonces probable que los bosques deciduos del Pacífico tropical se encuentren bajo una mayor y creciente presión para su supervivencia y conservación en el futuro. El monitoreo cuidadoso del sistema acoplado océano-atmósfera, soportado por un buen conocimiento de sus efectos, tanto sobre el monzón tropical como sobre la precipitación de invierno de latitudes más altas, puede resultar importante para el manejo y la mitigación de los efectos del cambio climático a gran escala en los ecosistemas áridos.

# CONCLUSIONES

## **EFFECTO DE LA ANOMALÍA OCEANOGRÁFICA ENSO EN LA PRECIPITACIÓN DEL LITORAL DEL PACÍFICO MEXICANO**

- Las condiciones oceanográficas tienen un papel significativo en las anomalías de precipitación y disponibilidad de humedad en la costa del Pacífico. Sin embargo, en las áreas en las que el efecto es más predecible, únicamente del 30 al 40% de la variación de la precipitación puede predecirse a partir de las condiciones oceanográficas/atmosféricas que se describen con el SOI.

## **INFLUENCIA DE ENSO EN LA PRECIPITACIÓN DE LOS DOS PATRONES DE PRECIPITACIÓN PRESENTES EN LA ZONA DE ESTUDIO (LLUVIAS DE INVIERNO Y LLUVIAS DE TIPO MONZÓN)**

- Los eventos de El Niño tienden a incrementar la precipitación en las regiones de clima mediterráneo, en las que se encuentran el desierto de Baja California y el de Sonora, la región del Cabo de matorral espinoso y bosques secos, y los bosques secos y matorrales espinosos de Sinaloa. Por otro lado, en la región sur del litoral, donde predominan las lluvias de tipo monzón y se presenta el bosque tropical deciduo, la precipitación es más elevada cuando se presentan condiciones de La Niña.
- Las condiciones de El Niño producen un marcado incremento en la precipitación de invierno a todo lo largo de la costa del Pacífico mexicano, mayormente hacia el noroeste y centro, en los estados de Baja California, Baja California Sur, Sonora, Sinaloa, Nayarit, Jalisco y Colima.

- Durante los meses de verano, las mayores precipitaciones están relacionadas en términos generales, a condiciones de La Niña, con excepción de los estados de Baja California, Baja California Sur, Sonora y Sinaloa, en los que predominan las estaciones en las que las mayores precipitaciones están asociadas a condiciones de La Niña, aunque son poco significativas; es decir, las condiciones de La Niña tienden a producir un incremento en la precipitación de tipo monzónica a lo largo de la costa continental de México, incluyendo la porción sureña del desierto de Sonora.
- Durante la época de huracanes, la precipitación parece tener un patrón similar al del análisis anual, con las estaciones de pendiente negativa concentradas en la porción noroeste del litoral y las de pendiente positiva concentradas en la porción sur.
- En la porción continental de México, hay una clara tendencia a lo largo de la costa hacia un incremento de precipitación por encima de los 23° de latitud norte, y especialmente, entre los 26° y los 32° N, donde la proporción de precipitación de invierno se incrementa rápidamente de aproximadamente 10% a más de 50%, y un decremento correspondiente en la importancia de la precipitación de monzón. En la península de Baja California, en contraste, la influencia del clima marino es más pronunciada, y en todas las latitudes la precipitación de invierno es más elevada que en la porción continental de la misma latitud, incrementándose de aproximadamente 15% en la región del Cabo, a 23° de latitud, hasta casi 90% en el norte de la península a una latitud de 33°.

**IMPACTO DE ENSO EN LA PRECIPITACIÓN A LO LARGO DE LOS ECOSISTEMAS ÁRIDOS Y SEMIÁRIDOS DE LA COSTA DEL PACÍFICO**

- La anomalía oceanográfica ENSO tiene un efecto divergente en los ecosistemas terrestres del Pacífico mexicano. Los eventos de El Niño tienden a incrementar la precipitación en el Pacífico mexicano noroeste, pero también tienden a incrementar la aridez en los ecosistemas de Pacífico mexicano sur, contrario a lo que ocurre en eventos de La Niña. Es decir, la misma anomalía que ocasiona un aumento en la precipitación en la porción mediterránea de California, el desierto de Baja California y la porción norte del desierto de Sonora, ocasiona condiciones de sequía en la porción sur del litoral.
- Las estaciones con pendiente negativa se encuentran fundamentalmente en la región noroeste del litoral del Pacífico mexicano, al norte del paralelo de los 22° 30' N, en los estados de Baja California, Baja California Sur, Sonora y Sinaloa, mientras que las estaciones con pendiente positiva se encuentran principalmente en la región centro y sur de este mismo litoral, en los estados de Nayarit, Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas. Las estaciones con pendiente neutra se concentran principalmente en las latitudes medias de la zona de estudio.
- Las series de precipitación de las 3 estaciones analizadas (del norte, centro y sur del litoral del Pacífico mexicano) muestran alta correlación con varios ciclos indicando la periodicidad estacional, anual e interanual. La estación del centro que corresponde a Michoacán muestra una función de autocorrelación muy uniforme y los valores más altos, lo que indica poca variación en los ciclos.
- Los métodos de la Transformada Rápida de Fourier y el espectro mediante Wavelets muestran tanto el periodo anual de precipitación, como el efecto de las anomalías oceanográficas.
- Debido a que los ecosistemas áridos son críticamente dependientes de los pulsos de precipitación para su renovación y regeneración, la comprensión



del efecto complejo de las condiciones del océano en todos estos ecosistemas áridos puede ser crítico para su manejo en el futuro.

- El monitoreo cuidadoso del sistema acoplado océano-atmósfera, soportado por un buen conocimiento de sus efectos, tanto sobre el monzón tropical como sobre la precipitación de invierno de latitudes más altas, puede resultar importante para el manejo y la mitigación de los efectos del cambio climático a gran escala en los ecosistemas áridos.

## LITERATURA CITADA

- Allan, R., J. Lindesay, y D. Parker. 1996. *El Niño – Southern Oscillation and Climatic Variability*. CSIRO Publishing, Canberra 405pp.
- Arriaga, L., Y. Maya, S. Díaz, y J. Cancino. 1993. Association between cacti and nurse perennials in a heterogeneous tropical dry forest in northwestern Mexico. *Journal of Vegetation Science* 4: 349–356.
- Barber, R.T., y F.P. Chávez. 1983. Biological consequences of El Niño. *Science* 222: 1203–1210.
- Bendat, S. y A.G. Piersol. 1986. *Random data analysis and measurement procedures*. 2<sup>nd</sup> edition. Wiley-interscience 566 pp.
- Beman, M., K. R. Arrigo, y P. A. Matson. 2005. Agricultural runoff fuels large phytoplankton blooms in vulnerable areas of the ocean. *Nature*, 434:211-214.
- Bertness, M., y R.M. Callaway. 1994. Positive interactions in communities. *Trends Ecology and Evolution* 9:191–193.
- Brigham, E. O. 1974. *The fast Fourier transform*. Prentice Hall Inc., Engelwood Cliffs, New Jersey, 252 pp.
- Brown, P.M., y R. Wu. 2006. Climate and disturbance forcing of episodic tree recruitment in a southwestern ponderosa pine landscape. *Ecology* 86: 3030–3038.
- Callaway, R.M. 1995. Positive interactions among plants. *The Botanical Review* 61: 306–349.
- Caso, M., C. González-Abraham y E. Ezcurra. 2006. Divergent ecological effects of oceanographic anomalies on terrestrial ecosystems of the Mexican Pacific coast. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 104 (25): 10530-10535 pp.

- Cleaveland, M.K., D.W. Stahle, M.D. Therrell, J. Villanueva-Díaz, y B.T. Burns. 2003. Tree-ring reconstructed winter precipitation and tropical teleconnections in Durango, Mexico. *Climatic Change* 59: 369–388.
- Collins, M. 2000a. The El Niño Southern Oscillation in the second Hadley Centre coupled model and its response to greenhouse warming. *J. Climate*.13 (7), pp1299-1312.
- Collins, M. 2000b. Understanding uncertainties in response of ENSO to greenhouse warming. *Geophys Res. Letts*. 27 (21), pp 3509-3513.
- Courant, R. y D. Hilbert. 1953. *Methods of Mathematical Physics*, Vol. 1. Springer, Berlin, 560 p.
- Cubasch, U. , G. A. Meehl, G. J. Boer, R. J. Stouffer, M. Dix, A. Noda, C. A. Senior, S. Raper, S. K. Yap. 2001. Projections for future climate change. In: Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Nougier, P. J. Van der Linden, X. Dai, K. Maskell y C. A. Johnson (Eds.). *Climate Change 2001: The Scientific Basis: Cointribution of Working Group 1 to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge UK, pp 525-582.
- Díaz, S.C., R. Touchan, y T.W. Swetnam. 2001. A tree-ring reconstruction of past precipitation for Baja California Sur, Mexico. *International Journal of Climatology* 21: 1007–1019.
- Douglas, M.W., R.A. Maddox, K. Howard, y S. Reyes. 1993. The Mexican Monsoon. *Journal of Climate* 6(8): 1665–1677.
- Ernest S. K. M., J. H. Brown y R. R. Parmenter. 2000. Rodents, plants and precipitation: spatial and temporal dynamics of consumers and resources. *Oikos* 88:470-482.
- Ezcurra, E. y V. Rodrigues. 1986. Rainfall patterns in the Gran Desierto, Sonora, Mexico. *Journal of Arid Environments* 10 (1):13-28.

- García-Oliva, F., E. Ezcurra, y L. Galicia. 1991. Patterns of rainfall distribution in the central Pacific coast of Mexico. *Geografiska Annaler* (Series A, Physical Geography) 73(3/4): 179–186.
- Glantz, M. H. 1996. *Currents of change: El Niño's impact on climate and society*. Cambridge University Press, Great Britain. 194 pp.
- Holmgren, M., y Scheffer M. 2001. El Niño as a window of opportunity for the restoration of degraded arid ecosystems. *Ecosystems* 4: 151–59.
- Holmgren, M., Scheffer, M., Ezcurra, E., Gutiérrez, J.R., y Mohren, G.M.J. 2001. El Niño effects on the dynamics of terrestrial ecosystems. *Trends in Ecology & Evolution* 16(2): 59–112.
- Holmgren, M., P. Stapp, C.R. Dickman, C. Gracia, S. Graham, J.R. Gutiérrez, C. Hice, F. Jaksic, D.A. Kelt, M. Letnic, M. Lima, B.C. López, P.L. Meserve, W. Holmgren, M. ,B., Milstead, G.A. Polis, M.A. Previtalli, M. Richter, S. Sabaté, y F.A. Squeo. 2006 a. Extreme climatic events shape arid and semiarid ecosystems. *Frontiers in Ecology and the Environment* 4(2): 87–95.
- Holmgren, M., P. Stapp, C.R. Dickman, C. Gracia, S. Graham, J.R. Gutiérrez, C. Hice, F. Jaksic, D.A. Kelt, M. Letnic, M. Lima, B.C. López, P.L. Meserve, W.B. Milstead, G.A. Polis, M.A. Previtalli, M. Richter, S. Sabaté, y F.A. Squeo. 2006 b. A synthesis of ENSO effects on drylands in Australia, North America and South America. *Advances in Geosciences* 6: 69–72.
- Hutchinson, M. F. 1997. *ANUSPLIN VERSION 3.2*, <http://cres.aun.edu.au/software/anusplin.html>
- Hutchinson, M. F. 1998 a. Interpolation of rainfall data with thin plate smoothing splines: I two dimensional smoothing of data with short range correlation. *Journal of Geographic Information and Decision Analysis*. 2:152-167.
- Hutchinson, M. F. 1998 b. Interpolation of rainfall data with thin plate smoothing splines: II. analysis of topographic dependence. *Journal of Geographic Information and Decision Analysis*. 2:168-185.

- Kitzberger, T., T. W. Swetnam, y T.T. Veblen. 2001. Inter-hemispheric synchrony of forest fires and the El Niño-Southern Oscillation. *Global Ecology & Biogeography* 10: 315–326.
- Kitzberger, T., P. M. Brown, E. K. Heyerdahl, T.W. Swetnam y T. T. Veblen. 2007. Contingent Pacific Atlantic ocean Influence on multicentury wildfire synchrony over western North America. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA*. 104:543-548.
- Loik, M. E., Breshears, D.D., Lauenroth, W.K., y Belnap, J. 2004. A multi-scale perspective of water pulses in dryland ecosystems: climatology and ecohydrology of the western USA. *Oecologia* 141: 269–281.
- Los, S.O., G. J. Collatz, L. Bounoua, P.J. Sellers, y C.J. Tucker. 2001. Global interannual variations in sea surface temperature and land surface vegetation, air temperature and precipitation. *Journal of Climate* 14(7): 1535–1549.
- McCabe, G. C., M. A. Palecki, y J. L. Betancourt. 2004. Pacific and Atlantic Ocean influences on multidecadal drought frequency in the United States. *Proceedings of the National Academy of Sciences. USA*. 101:4136-4141.
- Magaña, V. O., J. L. Vázquez, J. L. Pérez, y J. B. Pérez. 2003. Impact of El Niño on precipitation in Mexico. *Geofísica Internacional* 42(3): 313–330.
- Maunder, W. J. 1994. Dictionary of global changes. UCL. Press LTD, Londres, 283 p.
- McAuliffe, J.R. 1984. Sahuaro-nurse tree associations in the Sonoran Desert: Competitive effects of sahuaros. *Oecologia* 64: 319–321.
- Meehl, G. A., W. M. Washington. 1996. El Niño-like climate change in a model with increased atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations. *Nature* 382:56-60
- North, M., M. Hurteau, R. Fiegenger, y M. Barbour. 2005. Influence of fire and El Niño on tree recruitment varies by species in Sierran mixed conifer. *Forest Science* 51: 187–197.

- Noy-Meir, I. 1973. Desert ecosystems: environment and producers. *Annual Review of Ecology and Systematics* 4:25–51.
- Ogle, K. y J. F. Reynolds. 2004. Plant responses to precipitation in desert ecosystems: integrating functional types, pulses, thresholds and delays. *Oecologia* 141:282-294.
- Papoulis, A. 1978. Sistemas digitales y analógicos, transformadas de Fourier, Estimación espectral. Marcombo Boixareu Editores 308 pp.
- Pavía, E. G., F. Graef y J. Reyes. 2006. PDO-ENSO effects in the climate of Mexico. *Journal of Climate*, 19, 6433-6438.
- Percival, D. B. y A. T. Walden. 2000. Wavelet methods for time series analysis. Cambridge University Press. 614 p.
- Philander, S. G. H. 1985. El Niño and La Niña. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42(23) 2652-2662.
- Polis, G. A., S. D. Hurd, C.T. Jackson, y F. Sánchez Piñero. 1997. El Niño effects on the dynamics and control of an island ecosystem in the Gulf of California. *Ecology* 78: 1884–97.
- Polis, G. A., S. D. Hurd, C. T. Jackson y F. Sánchez Piñero. 1997. El Niño effects on the dynamics and control of an island ecosystem in the Gulf of California. *Ecology* 78: 1884–97.
- Rajagopalan, B., y U. Lall. 1998. Interannual variability in western US precipitation. *J. Hydrol.* 210:51-67.
- Reynolds, J. F., P. R. Kemp, K. Ogle y R. J. Fernández. 2004. Modifying the 'pulse reserve' paradigm for deserts of North America: precipitation pulses, soil, water and plant responses. *Oecologia* 141:194-210.
- Román-Cuesta, R. M., M. Gracia, y J. Retana. 2003. Environmental and human factors influencing fire trends in ENSO and non-ENSO years in tropical Mexico. *Ecological Applications* 13(4): 1177–1192.
- Román-Cuesta, R.M., y J. Martínez-Vilalta. 2006. Effectiveness of Protected Areas in Mitigating Fire within their Boundaries: Case Study of Chiapas, Mexico. *Conservation Biology* 20(4): 1074–1086.

- Ropelewski, C. y P. Jones. 1987. An extension of the Tahiti-Darwin Southern Oscillation Index. *Monthly Weather Review*. 115: 2161-2165.
- Salas de León, D. A., M. A. Monreal Gómez y J. Aldeco Ramírez 1992. Periodos característicos en las oscilaciones de parámetros meteorológicos en Cayo Arcas, México. *Atmósfera*. 5, 193-205 pp.
- Sánchez-Santillán, N. S., S. Guzmán Ruíz, R. Sánchez Trejo, W. Ritter Ortiz, E. Lázaro-Chávez Mancilla. 2004. La influencia de la oscilación de la temperatura del aire sobre el ecosistemas de la presa de Atlangatepec, Tlaxcala, México. *Hidrobiológica*, 14(1): 75-98 pp.
- Sánchez-Velasquez, L. R., S. Quintero Gradilla, F. Aragón Cruz y Ma. R. Pineda-López. 2004. Nurses for *Brosimum alicastrum* reintroduction in secondary tropical dry forest. *Forest Ecology and Management*. 198:401-404.
- Savage, M., P. M. Brown, y J. Feddema. 1996. The role of climate in a pine forest regeneration pulse in the southwestern United States. *Ecoscience*. 3: 310–318.
- Sher, A. A., Goldberg, D. E., y Novoplansky, A. 2004. The effect of mean and variance in resource supply on survival of annuals from Mediterranean and desert environments. *Oecologia* 141: 353–362.
- Stahle, D.W., y M.K. Cleaveland. 1993. Southern Oscillation extremes reconstructed from tree rings of the Sierra Madre Occidental and Southern Great Plains. *Journal of Climate* 6: 129–140.
- Stensrud, D. J., R. L. Gall, S. L. Mullen, y K. W. Howard. 1995. Model climatology of the Mexican monsoon. *J. Climate* 8: 1775–1794.
- Swetnam, T. W., y J. L. Betancourt. 1990. Fire-Southern Oscillation relations in the Southwestern United States. *Science* 249: 1017–1020.
- Swetnam, T. W., y J. L. Betancourt. 1998. Mesoscale disturbance and ecological response to decadal climatic variability in the American southwest. *Journal of Climate* 11: 3128–3147.

- Timmermann, A., J. M. Oberhuber, A. Bacher, M. Esch, M. Latif y E. Roeckner. 1999. Increased El Niño frequency in a climate model forced by future greenhouse warming. *Nature*, 398, 694-696.
- Trenberth, K. E. 1984. Southern Oscillation Index (SOI) signal versus noise in the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*. 112:326-336.
- Trenberth, K. E., y T. H. Hoar. 1997. El Niño and climate change. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 3057-3060
- Valiente-Banuet, A. y E. Ezcurra. 1991. Shade as a cause of the association between the cactus *Neobuxbaumia tetetzo* and the nurse plant *Mimosa luisana* in the Tehuacán Valley, Mexico. *Journal of Ecology* 79(4): 961–971.
- Velarde, E. y E. Ezcurra. 2002. Breeding dynamics of Heermann's Gulls. En: *A New Island Biogeography of the Sea of Cortes* (T. J. Case, M. L. Cody and E. Ezcurra, Eds.) Oxford University Press, Oxford. 313-325pp.
- Velarde, E., E. Ezcurra, M. A. Cisneros-Mata, M. F. Lavín. 2004. Seabird ecology, El Niño anomalies, and precipitation of sardine fisheries in the Gulf of California. *Ecological Applications* 14(2) 607-615.



# ANEXOS

## ANEXO 1. Análisis anual de las regresiones de los valores de SOI contra la precipitación

Se muestran la pendiente, ordenada al origen, coeficiente de determinación ( $R^2$ ) y el número de datos (n)  
Los números de las estaciones corresponden a los asignados por el Servicio Meteorológico Nacional

Num.	Nombre	soi vs precip.				
		pend	ord	$R^2$	n	
<b>B A J A CALIFORNIA</b>						
1	2002	BAHIA DE LOS ANGELES	-56.71	246.61	0.37	46
2	2003	BATAQUES	-10.73	73.95	0.04	54
3	2006	CHAPALA	-25.89	113.37	0.19	49
4	2015	EL ARCO	-22.98	103.78	0.18	49
5	2016	EL BARRIL	-12.73	75.38	0.09	42
6	2023	EL SOCORRO	-30.23	121.27	0.17	44
7	2033	MEXICALI	-24.68	63.79	0.36	53
8	2038	PRESA RODRIGUEZ	-50.20	192.56	0.25	69
9	2041	ROSARITO	-39.15	107.89	0.42	41
10	2046	SAN FELIPE	-10.71	50.59	0.05	53
11	2058	SANTA CATARINA SUR	-40.42	126.07	0.30	48
12	2063	SANTA MARIA DEL MAR	-42.79	153.83	0.16	44
13	2069	VALLE DE PALMAS	-55.94	195.54	0.41	54
14	2072	ENSENADA	-56.71	246.61	0.37	46
15	2084	EL PROGRESO	-41.68	142.64	0.26	29
<b>BAJA CALIFORNIA SUR</b>						
16	3002	BAHIA TORTUGAS	-16.26	73.67	0.10	42
17	3004	BUENAVISTA DE LORETO	-8.83	106.21	0.02	64
18	3007	CADUANO	-41.50	438.88	0.05	63
19	3009	EL AGUAJITO	-15.16	175.14	0.03	44
20	3013	EL PILAR	-21.01	139.16	0.07	61
21	3016	EL ROSARITO	-18.31	106.97	0.06	64
22	3022	LA ANGOSTURA	-27.12	181.56	0.13	44
23	3027	LA POZA GRANDE	-15.72	55.15	0.11	64
24	3029	LA PURISIMA	-20.26	108.29	0.09	67
25	3035	LORETO	-26.17	146.57	0.08	64
26	3038	MULEGE	-19.62	95.94	0.08	77
27	3042	PENJAMO	-18.80	121.03	0.09	53
28	3050	SAN BARTOLO	-24.93	329.45	0.02	64
29	3053	SAN JACINTO	-16.24	268.51	0.03	52
30	3056	SAN JOSE DEL CABO	-23.01	267.60	0.02	69
31	3062	SANTIAGO	-13.31	328.59	0.01	66
32	3066	TODOS SANTOS	-19.54	162.29	0.05	61
33	3074	LA PAZ	-25.15	153.50	0.10	53
<b>SONORA</b>						
34	26001	AGUA PRIETA, AGUA PRIETA	-9.07	346.70	0.01	38
35	26007	BACANUCHI, ARIZPE	-16.76	496.99	0.02	38
36	26023	COL. OAXACA, BAVISPE	-20.94	311.35	0.08	35
37	26032	EL OREGANO, HERMOSILLO	-18.97	359.39	0.04	62
38	26038	ATIL, ATIL	-31.06	367.00	0.06	64
39	26045	IMURIS, IMURIS	-29.47	437.75	0.07	58

40	26053	MINAS NUEVAS, ALAMOS	44.89	667.90	0.02	68
41	26055	MULATOS, SAHUARIPA	10.46	447.53	0.00	60
42	26061	NAVOJOA, NAVOJOA	-28.92	392.77	0.06	56
43	26069	PSA. LA ANGOSTURA	-22.50	377.70	0.08	63
44	26075	QUIRIEGO, QUIRIEGO	-37.73	649.50	0.08	77
45	26077	SAHUARIPA,SAHUARIPA	-28.53	445.22	0.03	61
46	26087	S. L. RIO COLORADO	-15.28	79.29	0.04	39
47	26096	SONOYTA, PUERTO PEÑASCO	-20.43	196.21	0.07	55
<b>SINALOA</b>						
48	25001	ACATITAN	-28.90	796.14	0.03	40
49	25015	CULIACAN	-39.87	604.73	0.05	44
50	25019	CHOIX	-24.84	723.53	0.02	52
51	25023	EL FUERTE	-17.75	609.63	0.02	49
52	25028	ELOTA, ELOTA	-28.64	661.10	0.05	31
53	25033	EL VAREJONAL	-1.92	916.41	0.00	44
54	25044	HUITES	-50.88	806.65	0.09	42
55	25046	JAINA	-36.25	880.84	0.03	62
56	25049	LA CONCHA	25.10	1059.31	0.02	43
57	25081	SINALONA	-22.12	866.74	0.02	57
58	25110	BADIRAGUATO	-43.92	916.22	0.05	71
59	25150	LAS TORTUGAS	50.18	904.44	0.08	29
<b>NAYARIT</b>						
60	18001	ACAPONETA	16.75	1332.77	0.01	56
61	18002	AHUACATLAN	11.57	857.94	0.01	77
62	18019	JUMATAN, TEPIC	33.70	1434.42	0.03	46
63	18021	LAS GAVIOTAS	76.10	1561.45	0.10	47
64	18025	PASO DE AROCHA	82.39	1724.55	0.15	52
65	18032	SAN PEDRO	70.24	1509.55	0.10	55
<b>JALISCO</b>						
66	14013	ATEMAJAC DE BRISUELA	-32.03	896.54	0.05	58
67	14017	ATOTONILCO	40.56	895.22	0.06	55
68	14024	CAJON DE PEÑA	11.91	1286.58	0.00	43
69	14028	CIHUATLAN	37.67	925.98	0.03	53
70	14036	CUAUTITLAN	68.82	1709.05	0.15	47
71	14039	CUQUIO	28.27	881.69	0.02	61
72	14043	EJUTLA	4.30	892.40	0.00	59
73	14066	GUADALAJARA	-5.15	987.06	0.00	47
74	14096	MASCOTA	-12.47	931.97	0.01	77
75	14116	PUERTO VALLARTA	122.20	1411.40	0.16	59
<b>COLIMA</b>						
76	6001	ARMERIA	2.07	721.71	0.00	45
77	6003	CALLEJONES	38.82	937.31	0.03	52
78	6012	IXTLAHUACAN	43.43	803.64	0.05	48
79	6014	LAS PEÑITAS	24.96	986.44	0.03	42
<b>MICHOACÁN</b>						
80	16007	APATZINGAN	24.90	727.27	0.03	74
81	16024	CORRALES	14.61	753.46	0.01	65
82	16046	EL VASO INFIERNILLO	29.17	455.58	0.07	27
83	16120	SANTIAGO UNDAMEO	-1.68	826.50	0.00	50
84	16145	ZINAPECUARIO	23.20	804.40	0.00	76
85	16152	CD. HIDALGO	16.20	840.62	0.01	66
86	16164	URUAPAN	109.04	1719.19	0.15	59

<b>GUERRERO</b>						
87	12005	ALCOZAUCA	14.83	837.02	0.01	37
88	12011	ATOYAC DE ALVAREZ	52.70	849.17	0.03	50
89	12015	CACALOTENANGO	-1.03	1258.53	0.00	53
90	12019	CIUDAD ALTAMIRANO	-7.87	998.62	0.00	49
91	12024	COYUCA DE BENITEZ	42.27	538.17	0.02	36
92	12047	IGUALA	-0.55	980.91	0.00	60
93	12142	ACAPULCO	54.16	1188.00	0.03	34
<b>OAXACA</b>						
94	20009	NEJAPA DE BOQUILLA	10.55	550.42	0.01	58
95	20027	CHICAPA	103.13	1021.88	0.20	54
96	20035	HUAJUAPAN DE LEON	-64.41	720.08	0.04	48
97	20039	IXTEPEC	115.51	906.40	0.21	55
98	20047	STA. CATARINA JUQUILA	84.64	1464.48	0.12	37
99	20048	JUCHITAN DE ZARAGOZA	110.23	959.99	0.12	67
100	20065	MAGDALENA JICOTLAN	30.64	597.88	0.04	30
101	20068	MATIAS ROMERO	43.97	1499.40	0.01	56
102	20149	STO.DOMINGO TEHUANTEPEC	73.23	908.74	0.06	58
103	20207	MAGDALENA TETATEPEC	13.31	650.86	0.01	29
<b>CHIAPAS</b>						
104	7003	ACALA	24.67	912.26	0.02	41
105	7006	ALTAMIRANO	80.08	1655.40	0.10	62
106	7009	AQUESPALA	49.08	1069.22	0.05	48
107	7015	BOCHIL	45.01	1205.06	0.04	60
108	7018	CACAHOATAN	261.92	4389.15	0.19	60
109	7019	CAHUACAN	68.68	1395.19	0.09	43
110	7034	CHIAPILLA	96.61	1051.24	0.09	60
111	7035	CHICOASEN	11.25	1661.81	0.00	39
112	7039	EL BOQUERON	61.10	950.75	0.17	56
113	7078	IGNACIO LOPEZ RAYÓN	75.97	1181.00	0.09	54
114	7084	JESUS CHIAPAS	80.77	2150.51	0.04	36
<b>PUEBLA</b>						
115	21063	PIAXTLA	36.72	881.59	0.01	75
116	21083	TEHUACAN	13.70	432.63	0.02	39
117	21116	CHIAUTLA DE TAPIA	61.71	798.70	0.04	38

**ANEXO 2. Análisis estacional de las regresiones de los valores de  
SOI contra la precipitación  
Invierno**

Se muestran la pendiente, ordenada al origen, coeficiente de determinación ( $R^2$ ) y el número de datos (n)  
Los números de las estaciones corresponden a los asignados por el Servicio Meteorológico Nacional

Num.	Nombre	soi vs precip.				
		pend	ord	$R^2$	n	
<b>BAJA CALIFORNIA</b>						
1	2002	BAHIA DE LOS ANGELES	-1.92	5.34	0.25	49.00
2	2003	BATAQUES	-1.32	6.47	0.11	53.00
3	2006	CHAPALA	-4.61	13.74	0.32	49.00
4	2015	EL ARCO	-3.94	12.06	0.31	48.00
5	2016	EL BARRIL	-1.68	5.32	0.23	42.00
6	2023	EL SOCORRO	-4.92	19.26	0.18	45.00
7	2033	MEXICALI	-2.72	6.18	0.37	53.00
8	2038	PRESA RODRIGUEZ	-7.57	32.05	0.21	71.00
9	2041	ROSARITO	-5.13	14.24	0.45	41.00
10	2046	SAN FELIPE	-0.32	4.23	0.01	51.00
11	2058	SANTA CATARINA SUR	-5.27	19.78	0.28	47.00
12	2063	SANTA MARIA DEL MAR	-7.61	24.83	0.16	43.00
13	2069	VALLE DE PALMAS	-8.76	31.42	0.40	54.00
14	2072	ENSENADA	-8.30	39.56	0.30	47.00
15	2084	EL PROGRESO	-1.69	22.44	0.02	29.00
<b>BAJA CALIFORNIA SUR</b>						
16	3002	BAHIA TORTUGAS	-1.93	9.79	0.07	43.00
17	3004	BUENAVISTA DE LORETO	-1.81	7.10	0.06	64.00
18	3007	CADUANO	-2.03	7.04	0.11	63.00
19	3009	EL AGUAJITO	0.14	-278.06	0.04	44.00
20	3013	EL PILAR	-1.83	5.91	0.10	60.00
21	3016	EL ROSARITO	-0.19	9.21	0.00	63.00
22	3022	LA ANGOSTURA	-2.82	7.32	0.20	44.00
23	3027	LA POZA GRANDE	-1.77	5.69	0.07	64.00
24	3029	LA PURISIMA	-2.28	7.77	0.13	66.00
25	3035	LORETO	-1.82	6.19	0.10	64.00
26	3038	MULEGE	-1.14	5.23	0.05	77.00
27	3042	PENJAMO	-2.25	8.15	0.10	52.00
28	3050	SAN BARTOLO	-1.74	5.76	0.14	64.00
29	3053	SAN JACINTO	-1.95	8.20	0.10	52.00
30	3056	SAN JOSE DEL CABO	-1.10	6.67	0.04	69.00
31	3062	SANTIAGO	-1.26	6.52	0.04	67.00
32	3066	TODOS SANTOS	-3.00	8.11	0.16	63.00
33	3074	LA PAZ	-1.49	7.47	0.11	54.00
<b>SONORA</b>						
34	26001	AGUA PRIETA	-3.53	14.79	0.28	41.00
35	26007	BACANUCHI	-4.68	20.72	0.28	39.00
36	26023	COL. OAXACA, BAVISPE	-4.67	15.76	0.44	36.00
37	26032	EL OREGANO	-4.50	13.95	0.32	62.00

38	26038	ATIL	-6.28	20.11	0.36	66.00
39	26045	IMURIS	-6.74	22.96	0.31	60.00
40	26053	MINAS NUEVAS	-4.77	22.88	0.02	69.00
41	26055	MULATOS	-3.10	15.91	0.09	61.00
42	26061	NAVOJOA	-3.35	12.53	0.15	61.00
43	26069	PSA. LA ANGOSTURA	-4.20	19.19	0.21	64.00
44	26075	QUIRIEGO	-5.37	17.48	0.18	76.00
45	26077	SAHUARIPA	-4.37	18.28	0.16	61.00
46	26087	S. L. RIO COLORADO	-1.31	7.67	0.07	39.00
47	26096	SONOYTA	-3.51	14.76	0.25	56.00
<b>SINALOA</b>						
48	25001	ACATITAN	-4.15	13.87	0.22	42.00
49	25015	CULIACAN	-3.74	11.33	0.17	45.00
50	25019	CHOIX	-6.17	19.23	0.22	52.00
51	25023	EL FUERTE	-3.76	14.84	0.16	51.00
52	25028	ELOTA, ELOTA	-4.97	13.37	0.33	32.00
53	25033	EL VAREJONAL	-4.42	15.66	0.17	45.00
54	25044	HUITES	-6.61	21.32	0.22	44.00
55	25046	JAINA	-3.87	18.51	0.08	63.00
56	25049	LA CONCHA	-3.18	11.82	0.15	44.00
57	25081	SINALONA	-2.70	21.08	0.03	58.00
58	25110	BADIRAGUATO	-4.16	18.22	0.12	72.00
59	25150	LAS TORTUGAS	-4.10	12.18	0.15	31.00
<b>NAYARIT</b>						
60	18001	ACAPONETA	-4.13	10.93	0.28	56.00
61	18002	AHUACATLAN	-3.61	10.30	0.11	78.00
62	18019	JUMATAN, TEPIC	-5.21	15.17	0.27	50.00
63	18021	LAS GAVIOTAS	-2.59	11.97	0.12	47.00
64	18025	PASO DE AROCHA	-5.20	15.44	0.20	52.00
65	18032	SAN PEDRO	-4.21	10.83	0.29	55.00
<b>JALISCO</b>						
66	14013	ATEMAJAC DE BRISUELA	-4.36	16.06	0.14	60.00
67	14017	ATOTONILCO	-2.68	6.89	0.14	59.00
68	14024	CAJON DE PEÑA	-5.22	11.58	0.19	47.00
69	14028	CIHUATLAN	-1.64	8.22	0.04	56.00
70	14036	CUAUTITLAN	-3.55	11.26	0.11	46.00
71	14039	CUQUIO	-1.41	15.02	0.00	59.00
72	14043	EJUTLA	-3.64	11.32	0.13	62.00
73	14066	GUADALAJARA	-2.19	8.10	0.10	49.00
74	14096	MASCOTA	-3.67	11.27	0.15	77.00
75	14116	PUERTO VALLARTA	-4.13	11.72	0.17	60.00
<b>COLIMA</b>						
76	6001	ARMERIA	-3.29	9.72	0.09	51.00
77	6003	CALLEJONES	-2.43	10.79	0.04	55.00
78	6012	IXTLAHUACAN	-1.15	4.83	0.04	50.00
79	6014	LAS PEÑITAS	-1.70	13.60	0.02	45.00
<b>MICHOACÁN</b>						
80	16007	APATZINGAN	-3.26	5.35	0.16	76.00
81	16024	CORRALES	-3.26	5.35	0.16	68.00
82	16046	EL VASO INFIERNILLO	-3.36	10.37	0.08	27.00
83	16120	SANTIAGO UNDAMEO	-1.09	11.32	0.04	51.00
84	16145	ZINAPECUARO	-6.55	7.81	0.24	75.00

85	16152	CD. HIDALGO	-1.66	15.74	0.03	65.00
86	16164	URUAPAN	-0.61	21.13	0.00	60.00
<b>GUERRERO</b>						
87	12005	ALCOZAUCA	-1.09	9.06	0.04	61.00
88	12011	ATOYAC DE ALVAREZ	-2.25	4.70	0.06	50.00
89	12015	CACALOTENANGO	-1.28	8.85	0.07	55.00
90	12019	CIUDAD ALTAMIRANO	-1.62	6.10	0.02	49.00
91	12024	COYUCA DE BENITEZ	-0.93	1.91	0.11	41.00
92	12047	IGUALA	-0.76	4.00	0.09	61.00
93	12142	ACAPULCO	-1.59	4.53	0.10	37.00
<b>OAXACA</b>						
94	20009	NEJAPA DE BOQUILLA	-0.56	4.47	0.02	59.00
95	20027	CHICAPA	-0.52	4.18	0.03	55.00
96	20035	HUAJUAPAN DE LEON	-1.48	7.88	0.04	49.00
97	20039	IXTEPEC	-0.38	3.95	0.02	56.00
98	20047	STA. CATARINA JUQUILA	-0.59	16.84	0.01	38.00
99	20048	JUCHITAN DE ZARAGOZA	-1.06	5.46	0.04	65.00
100	20065	MAGDALENA JICOTLAN	-1.68	11.49	0.07	29.00
101	20068	MATIAS ROMERO	-0.89	22.82	0.01	59.00
102	20149	STO.DOMINGO TEHUANTEPEC	0.03	8.27	0.00	60.00
103	20207	MAGDALENA TETATEPEC	-0.92	9.63	0.07	29.00
<b>CHIAPAS</b>						
104	7003	ACALA	-0.84	3.55	0.10	39.00
105	7006	ALTAMIRANO	-0.80	54.84	0.00	61.00
106	7009	AQUESPALA	-1.33	6.79	0.16	48.00
107	7015	BOCHIL	1.04	19.51	0.01	60.00
108	7018	CACAOATAN	7.16	96.51	0.05	60.00
109	7019	CAHUACAN	-0.44	12.83	0.00	44.00
110	7034	CHIAPILLA	-1.46	6.30	0.07	60.00
111	7035	CHICOASEN	2.36	85.15	0.01	38.00
112	7039	EL BOQUERON	-0.63	4.79	0.03	57.00
113	7078	IGNACIO LOPEZ RAYÓN	-0.30	9.23	0.00	54.00
114	7084	JESUS CHIAPAS	0.35	14.47	0.00	36.00
<b>PUEBLA</b>						
115	21063	PIAXTLA	-1.26	9.06	0.05	75.00
116	21083	TEHUACAN	-1.01	7.98	0.09	39.00
117	21116	CHIAUTLA DE TAPIA	-2.88	6.75	0.05	42.00

**ANEXO 3. Análisis estacional de las regresiones de los valores de  
SOI contra la precipitación  
Verano**

Se muestran la pendiente, ordenada al origen, coeficiente de determinación ( $R^2$ ) y el número de datos (n)  
Los números de las estaciones corresponden a los asignados por el Servicio Meteorológico Nacional

Num.	Nombre	soi vs precip.				
		pend	ord	$R^2$	n	
<b>B AJA CALIFORNIA</b>						
1	2002	BAHIA DE LOS ANGELES	0.43	1.86	0.021	49
2	2003	BATAQUES	-0.29	4.86	0.001	53
3	2006	CHAPALA	-0.31	3.68	1.000	49
4	2015	EL ARCO	-0.09	4.12	0.000	48
5	2016	EL BARRIL	0.16	5.83	0.001	42
6	2023	EL SOCORRO	-0.56	0.76	0.054	44
7	2033	MEXICALI	-0.42	3.23	0.015	51
8	2038	PRESA RODRIGUEZ	-0.44	1.57	0.022	70
9	2041	ROSARITO	-0.11	1.64	0.003	41
10	2046	SAN FELIPE	0.39	3.01	0.005	53
11	2058	SANTA CATARINA SUR	-0.27	1.38	0.019	48
12	2063	SANTA MARIA DEL MAR	-0.38	0.60	0.068	45
13	2069	VALLE DE PALMAS	-0.31	2.96	0.007	53
14	2072	ENSENADA	-0.09	1.73	0.003	47
15	2084	EL PROGRESO	0.58	2.67	0.018	29
<b>BAJA CALIFORNIA SUR</b>						
16	3002	BAHIA TORTUGAS	-0.04	1.02	0.001	43
17	3004	BUENAVISTA DE LORETO	0.18	8.14	0.000	63
18	3007	CADUANO	-4.53	41.78	0.042	63
19	3009	EL AGUAJITO	-0.15	18.80	0.000	44
20	3013	EL PILAR	-1.07	13.45	0.007	61
21	3016	EL ROSARITO	-0.19	9.21	0.000	64
22	3022	LA ANGOSTURA	-1.29	21.96	0.008	44
23	3027	LA POZA GRANDE	-0.05	3.39	0.000	64
24	3029	LA PURISIMA	-0.48	8.43	0.003	66
25	3035	LORETO	-1.02	10.26	0.013	64
26	3038	MULEGE	-1.35	8.20	0.024	76
27	3042	PENJAMO	-1.54	8.74	0.031	52
28	3050	SAN BARTOLO	-3.01	31.54	0.021	63
29	3053	SAN JACINTO	-0.30	24.76	0.000	52
30	3056	SAN JOSE DEL CABO	1.54	18.63	0.009	67
31	3062	SANTIAGO	-0.66	30.23	0.001	66
32	3066	TODOS SANTOS	0.37	13.13	0.001	62
33	3074	LA PAZ	-0.43	14.04	0.002	53
<b>SONORA</b>						
34	26001	AGUA PRIETA	3.90	45.66	0.095	40
35	26007	BACANUCHI	0.87	70.99	0.002	40
36	26023	COL. OAXACA, BAVISPE	-0.57	43.34	0.001	33
37	26032	EL OREGANO	0.88	55.33	0.003	62
38	26038	ATIL	3.07	48.90	0.026	67



39	26045	IMURIS	3.31	57.53	0.050	60
40	26053	MINAS NUEVAS	15.57	99.33	0.103	68
41	26055	MULATOS	6.85	72.29	0.036	60
42	26061	NAVOJOA	0.76	52.17	0.001	59
43	26069	PSA. LA ANGOSTURA	1.06	51.25	0.005	64
44	26075	QUIRIEGO	0.46	104.17	0.000	76
45	26077	SAHUARIPA	-2.19	71.61	0.005	61
46	26087	S. L. RIO COLORADO	-1.17	3.71	0.077	40
47	26096	SONOYTA	0.95	18.19	0.010	55
<b>SINALOA</b>						
48	25001	ACATITAN	1.11	114.53	0.002	41
49	25015	CULIACAN	-2.33	89.17	0.006	45
50	25019	CHOIX	3.07	114.18	0.010	52
51	25023	EL FUERTE	3.04	98.25	0.015	50
52	25028	ELOTA, ELOTA	2.81	91.77	0.021	32
53	25033	EL VAREJONAL	4.22	141.00	0.014	45
54	25044	HUITES	-3.95	122.97	0.023	44
55	25046	JAINA	2.07	141.22	0.003	63
56	25049	LA CONCHA	6.90	165.09	0.032	44
57	25081	SINALONA	5.62	133.58	0.020	58
58	25110	BADIRAGUATO	-5.22	142.35	0.017	72
59	25150	LAS TORTUGAS	7.88	138.96	0.049	28
<b>NAYARIT</b>						
60	18001	ACAPONETA	8.14	210.89	0.043	56
61	18002	AHUACATLAN	8.16	152.09	0.099	77
62	18019	JUMATAN, TEPIC	8.46	218.74	0.037	49
63	18021	LAS GAVIOTAS	6.01	233.96	0.021	47
64	18025	PASO DE AROCHA	14.51	263.54	0.085	52
65	18032	SAN PEDRO	14.36	249.34	0.112	55
<b>JALISCO</b>						
66	14013	ATEMAJAC DE BRISUELA	-0.41	144.69	0.000	58
67	14017	ATOTONILCO	10.65	162.59	0.143	58
68	14024	CAJON DE PEÑA	-3.27	190.80	0.003	46
69	14028	CIHUATLAN	7.52	125.20	0.036	54
70	14036	CUAUTITLAN	4.47	245.33	0.013	47
71	14039	CUQUIO	2.20	147.39	0.011	60
72	14043	EJUTLA	7.82	142.12	0.094	61
73	14066	GUADALAJARA	2.04	180.73	0.005	48
74	14096	MASCOTA	2.83	155.02	0.008	77
75	14116	PUERTO VALLARTA	17.42	221.52	0.092	59
<b>COLIMA</b>						
76	6001	ARMERIA	2.44	96.47	0.004	45
77	6003	CALLEJONES	6.90	134.05	0.046	52
78	6012	IXTLAHUACAN	2.42	120.07	0.006	48
79	6014	LAS PEÑITAS	4.18	141.81	0.021	42
<b>MICHOACÁN</b>						
80	16007	APATZINGAN	4.99	120.14	0.040	73
81	16024	CORRALES	4.99	120.14	0.040	68
82	16046	EL VASO INFIERNILLO	3.84	67.28	0.056	28
83	16120	SANTIAGO UNDAMEO	-1.06	134.39	0.002	51
84	16145	ZINAPECUARO	14.16	146.62	0.037	74
85	16152	CD. HIDALGO	2.89	133.23	0.011	66

86	16164	URUAPAN		15.38	260.79	0.056	60
<b>GUERRERO</b>							
87	12005	ALCOZAUCA		1.81	142.97	0.004	61
88	12011	ATOYAC DE ALVAREZ		11.06	122.05	0.039	51
89	12015	CACALOTENANGO		2.50	218.06	0.006	54
90	12019	CIUDAD ALTAMIRANO		3.29	175.93	0.009	50
91	12024	COYUCA DE BENITEZ		-2.22	82.51	0.002	42
92	12047	IGUALA		3.39	169.51	0.009	61
93	12142	ACAPULCO		16.35	162.63	0.086	35
<b>OAXACA</b>							
94	20009	NEJAPA DE BOQUILLA		6.30	94.73	0.054	58
95	20027	CHICAPA		16.34	160.00	0.152	54
96	20035	HUAJUAPAN DE LEON		-14.15	114.81	0.083	47
97	20039	IXTEPEC		19.21	145.72	0.177	55
98	20047	STA. CATARINA JUQUILA		20.90	237.99	0.223	37
99	20048	JUCHITAN DE ZARAGOZA		16.44	151.16	0.069	65
100	20065	MAGDALENA JICOTLAN		8.39	97.09	0.106	29
101	20068	MATIAS ROMERO		13.47	219.18	0.060	58
102	20149	STO.DOMINGO TEHUANTEPEC		11.55	114.18	0.066	60
103	20207	MAGDALENA TETATEPEC		10.10	111.19	0.274	29
<b>CHIAPAS</b>							
104	7003	ACALA		6.18	153.26	0.018	41
105	7006	ALTAMIRANO		12.27	208.78	0.057	63
106	7009	AQUESPALA		6.16	156.40	0.014	49
107	7015	BOCHIL		10.81	184.57	0.074	61
108	7018	CACAHOATAN		33.35	596.54	0.126	61
109	7019	CAHUACAN		14.52	206.32	0.138	44
110	7034	CHIAPILLA		17.18	165.51	0.089	59
111	7035	CHICOASEN		7.99	199.90	0.023	39
112	7039	EL BOQUERON		11.88	161.95	0.144	56
113	7078	IGNACIO LOPEZ RAYÓN		6.81	170.98	0.023	54
114	7084	JESUS CHIAPAS		21.30	358.65	0.096	36
<b>PUEBLA</b>							
115	21063	PIAXTLA		10.99	153.03	0.044	75
116	21083	TEHUACAN		6.04	76.10	0.058	40
117	21116	CHIAUTLA DE TAPIA		8.54	130.22	0.020	45

**ANEXO 4. Análisis estacional de las regresiones de los valores de  
SOI contra la precipitación  
Otoño**

Se muestran la pendiente, ordenada al origen, coeficiente de determinación ( $R^2$ ) y el número de datos (n)  
Los números de las estaciones corresponden a los asignados por el Servicio Meteorológico Nacional

Num.	Nombre	soi vs precip.		$R^2$	n	
		pend	ord			
<b>B AJA CALIFORNIA</b>						
1	2002	BAHIA DE LOS ANGELES	-0.808	8.286	0.010	50
2	2003	BATAQUES	-0.866	7.839	0.011	54
3	2006	CHAPALA	-1.548	10.187	0.031	49
4	2015	EL ARCO	0.298	9.455	0.002	48
5	2016	EL BARRIL	-0.420	9.662	0.001	42
6	2023	EL SOCORRO	-1.399	6.704	0.069	44
7	2033	MEXICALI	-1.906	6.605	0.113	52
8	2038	PRESA RODRIGUEZ	-3.039	10.420	0.113	70
9	2041	ROSARITO	-1.438	10.834	0.034	42
10	2046	SAN FELIPE	-2.495	6.901	0.062	52
11	2058	SANTA CATARINA SUR	-2.159	9.884	0.100	47
12	2063	SANTA MARIA DEL MAR	-1.541	9.797	0.052	45
13	2069	VALLE DE PALMAS	-2.055	9.981	0.084	54
14	2072	ENSENADA	-2.462	13.852	0.083	47
15	2084	EL PROGRESO	-1.849	10.496	0.060	30
<b>BAJA CALIFORNIA SUR</b>						
16	3002	BAHIA TORTUGAS	-1.668	7.009	0.064	42
17	3004	BUENAVISTA DE LORETO	-0.291	15.756	0.000	63
18	3007	CADUANO	-5.121	86.144	0.009	63
19	3009	EL AGUAJITO	-2.752	24.235	0.051	44
20	3013	EL PILAR	-1.100	20.808	0.009	61
21	3016	EL ROSARITO	-2.319	14.941	0.038	64
22	3022	LA ANGOSTURA	-1.876	22.039	0.036	44
23	3027	LA POZA GRANDE	-0.728	5.421	0.019	64
24	3029	LA PURISIMA	-1.431	12.927	0.020	67
25	3035	LORETO	-2.602	25.123	0.014	64
26	3038	MULEGE	-2.674	13.711	0.041	76
27	3042	PENJAMO	-0.371	17.205	0.001	53
28	3050	SAN BARTOLO	0.483	-890.486	0.024	63
29	3053	SAN JACINTO	-1.317	46.525	0.002	52
30	3056	SAN JOSE DEL CABO	-4.466	56.493	0.012	69
31	3062	SANTIAGO	-0.614	60.079	0.000	66
32	3066	TODOS SANTOS	0.386	23.796	0.001	65
33	3074	LA PAZ	-3.119	22.660	0.038	55
<b>SONORA</b>						
34	26001	AGUA PRIETA	-0.258	28.841	0.000	41
35	26007	BACANUCHI	1.020	33.467	0.006	38
36	26023	COL. OAXACA, BAVISPE	0.570	26.626	0.002	33
37	26032	EL OREGANO	0.804	25.890	0.004	62
38	26038	ATIL	1.286	25.636	0.010	64

39	26045	IMURIS	-1.700	31.026	0.012	60
40	26053	MINAS NUEVAS	3.049	51.352	0.011	65
41	26055	MULATOS	0.395	25.857	0.001	61
42	26061	NAVOJOA	-5.221	43.820	0.071	60
43	26069	PSA. LA ANGOSTURA	0.207	28.254	0.000	63
44	26075	QUIRIEGO	2.079	56.972	0.009	76
45	26077	SAHUARIPA	0.588	30.113	0.001	61
46	26087	S. L. RIO COLORADO	-0.608	9.186	0.003	38
47	26096	SONOYTA	-0.865	16.889	0.008	56
<b>SINALOA</b>						
48	25001	ACATITAN	-2.247	93.587	0.007	38
49	25015	CULIACAN	-3.199	66.604	0.017	44
50	25019	CHOIX	-2.828	57.758	0.024	51
51	25023	EL FUERTE	-2.235	49.953	0.022	49
52	25028	ELOTA, ELOTA	-4.101	83.156	0.023	31
53	25033	EL VAREJONAL	-2.365	91.055	0.008	44
54	25044	HUITES	-0.335	68.736	0.000	42
55	25046	JAINA	-3.524	78.355	0.017	61
56	25049	LA CONCHA	1.509	116.670	0.003	43
57	25081	SINALONA	-1.512	82.562	0.003	58
58	25110	BADIRAGUATO	-3.288	87.141	0.012	72
59	25150	LAS TORTUGAS	2.623	106.052	0.010	29
<b>NAYARIT</b>						
60	18001	ACAPONETA	-4.065	145.696	0.017	56
61	18002	AHUACATLAN	-0.330	72.754	0.000	75
62	18019	JUMATAN, TEPIC	5.236	162.129	0.017	49
63	18021	LAS GAVIOTAS	15.160	193.696	0.116	48
64	18025	PASO DE AROCHA	7.592	206.365	0.042	52
65	18032	SAN PEDRO	8.660	158.696	0.054	54
<b>JALISCO</b>						
66	14013	ATEMAJAC DE BRISUELA	-3.585	79.763	0.031	57
67	14017	ATOTONILCO	-0.676	68.666	0.001	58
68	14024	CAJON DE PEÑA	3.174	162.604	0.006	45
69	14028	CIHUATLAN	3.162	132.545	0.006	54
70	14036	CUAUTITLAN	17.732	229.430	0.228	47
71	14039	CUQUIO	-3.071	70.404	0.024	60
72	14043	EJUTLA	1.092	92.839	0.002	61
73	14066	GUADALAJARA	0.512	82.332	0.001	47
74	14096	MASCOTA	-2.402	88.816	0.012	77
75	14116	PUERTO VALLARTA	6.992	161.138	0.021	59
<b>COLIMA</b>						
76	6001	ARMERIA	2.270	98.517	0.005	47
77	6003	CALLEJONES	8.189	119.203	0.047	52
78	6012	IXTLAHUACAN	7.319	111.843	0.038	48
79	6014	LAS PEÑITAS	3.633	119.471	0.015	43
<b>MICHOACÁN</b>						
80	16007	APATZINGAN	5.147	77.145	0.044	76
81	16024	CORRALES	5.147	77.145	0.044	67
82	16046	EL VASO INFIERNILLO	4.405	52.801	0.041	26
83	16120	SANTIAGO UNDAMEO	3.141	82.586	0.021	49
84	16145	ZINAPECUARO	0.167	71.088	0.000	75
85	16152	CD. HIDALGO	2.493	79.612	0.012	65

86	16164	URUAPAN		13.834	198.797	0.096	58
<b>GUERRERO</b>							
87	12005	ALCOZAUCA		1.812	142.966	0.004	60
88	12011	ATOYAC DE ALVAREZ		-5.288	118.131	0.009	48
89	12015	CACALOTENANGO		0.773	120.089	0.001	53
90	12019	CIUDAD ALTAMIRANO		2.917	90.720	0.023	48
91	12024	COYUCA DE BENITEZ		3.703	69.714	0.009	40
92	12047	IGUALA		-3.964	97.637	0.018	60
93	12142	ACAPULCO		-2.602	179.271	0.003	33
<b>OAXACA</b>							
94	20009	NEJAPA DE BOQUILLA		-0.645	51.486	0.001	58
95	20027	CHICAPA		12.197	117.320	0.099	55
96	20035	HUAJUAPAN DE LEON		2.915	78.792	0.007	47
97	20039	IXTEPEC		11.654	99.826	0.094	55
98	20047	STA. CATARINA JUQUILA		3.863	155.229	0.010	35
99	20048	JUCHITAN DE ZARAGOZA		8.230	114.997	0.029	65
100	20065	MAGDALENA JICOTLAN		4.359	60.492	0.033	30
101	20068	MATIAS ROMERO		0.878	169.081	0.000	58
102	20149	STO.DOMINGO TEHUANTEPEC		12.120	147.610	0.047	57
103	20207	MAGDALENA TETATEPEC		0.449	64.876	0.001	28
<b>CHIAPAS</b>							
104	7003	ACALA		0.110	102.087	0.00003	41
105	7006	ALTAMIRANO		6.646	188.468	0.043	61
106	7009	AQUESPALA		6.914	134.522	0.064	48
107	7015	BOCHIL		7.996	141.772	0.054	59
108	7018	CACAHOTAN		12.122	529.382	0.026	58
109	7019	CAHUACAN		3.062	170.805	0.005	43
110	7034	CHIAPILLA		2.960	126.375	0.004	60
111	7035	CHICOASEN		8.654	156.756	0.031	39
112	7039	EL BOQUERON		5.342	92.173	0.072	56
113	7078	IGNACIO LOPEZ RAYÓN		7.188	158.374	0.020	54
114	7084	JESUS CHIAPAS		8.930	245.999	0.030	36
<b>PUEBLA</b>							
115	21063	PIAXTLA		2.006	89.276	0.003	70
116	21083	TEHUACAN		5.053	41.684	0.060	39
117	21116	CHIAUTLA DE TAPIA		6.662	88.386	0.016	46

# Divergent ecological effects of oceanographic anomalies on terrestrial ecosystems of the Mexican Pacific coast

Margarita Caso\*, Charlotte González-Abraham<sup>†</sup>, and Exequiel Ezcurra<sup>‡§</sup>

\*Instituto Nacional de Ecología, Periférico Sur 5000, Coyoacán, 04530 Mexico Distrito Federal, Mexico; and <sup>†</sup>San Diego Natural History Museum, 1788 El Prado, San Diego, CA 92101

Edited by James H. Brown, University of New Mexico, Albuquerque, NM, and approved May 17, 2007 (received for review March 1, 2007)

Precipitation pulses are essential for the regeneration of drylands and have been shown to be related to oceanographic anomalies. However, whereas some studies report increased precipitation in drylands in northern Mexico during El Niño years, others report increased drought in the southern drylands. To elucidate the effect of oceanographic/atmospheric anomalies on moisture pulses along the whole Pacific coast of Mexico, we correlated the average Southern Oscillation Index values with total annual precipitation for 117 weather stations. We also analyzed this relationship for three separate rainfall signals: winter-spring, summer monsoon, and fall precipitation. The results showed a distinct but divergent seasonal pattern: El Niño events tend to bring increased rainfall in the Mexican northwest but tend to increase aridity in the ecosystems of the southern tropical Pacific slope. The analysis for the separated rainfall seasons showed that El Niño conditions produce a marked increase in winter rainfall above 22° latitude, whereas La Niña conditions tend to produce an increase in the summer monsoon-type rainfall that predominates in the tropical south. Because these dryland ecosystems are dependent on rainfall pulses for their renewal, understanding the complex effect of ocean conditions may be critical for their management in the future. Restoration ecology, grazing regimes, carrying capacities, fire risks, and continental runoff into the oceans could be predicted from oceanographic conditions. Monitoring the coupled atmosphere-ocean system may prove to be important in managing and mitigating the effects of large-scale climatic change on coastal drylands in the future.

coastal drylands | deserts | El Niño | rainfall pulses | tropical dry forests

The large coastal deserts of the world, the Namib in Southern Africa, Atacama in Chile, the Saharan Atlantic Coastal Desert, and Baja California in Mexico, are found on the west side of the African and American continents, which are associated with cold coastal currents (the Benguela, Humboldt, Canary, and California streams) that move toward the equator along the eastern fringe of the Atlantic and Pacific oceans. These deserts are normally flanked by semiarid regions in their tropical margin, mediterranean sclerophyllous scrubs in their high-latitude boundary and tropical dry scrubs toward the equator. In North America, this chain of dry ecosystems runs almost uninterruptedly from California in the United States to Chiapas in southern Mexico (Fig. 1A). In its northern limit, the Pacific coast is occupied by the mediterranean scrubs of the California Floristic Province. Southward, these ecosystems are followed by the arid communities of the Baja Californian and Sonoran deserts. Farther south, the desert is replaced by the subtropical thorn scrubs and dry forests of Sinaloa, in the mainland, and the Cape Region in Baja California. And even farther into the tropics, a long corridor of tropical dry deciduous forests and scrubs runs along the coast and into some inland valleys all of the way from the coast of Jalisco into the central plains of Chiapas (and continue southward into Central America).

The seasonality of precipitation in these drylands changes dramatically from north to south: Whereas the Californian scrubs survive mostly with winter rains brought in from the Pacific northwest, moisture in the southern tropics is almost entirely provided by summer rains delivered by the Mexican monsoon and, secondarily, by late summer Pacific hurricanes and tropical storms, locally called *chubascos* (1–3). Even within a single ecological region, the transition from winter to summer rains can be marked. The Sonoran Desert receives mostly winter rains in its northwestern reaches near the Mojave but is fed predominantly by summer monsoon rains in its tropical southern boundary with the Sinaloa thorn scrubs (1, 4). Winter- or summer-dominated seasonality generates different types of drylands. Winter-rain drylands are dominated by evergreen shrubs with small and/or tough leaves (California chaparral and other sclerophyllous scrubs) (5), whereas the tropical summer-rain drylands in western and southern Mexico are dominated by drought-deciduous trees and shrubs, often with succulent stems or fleshy trunks and tropical evolutionary origins, such as elephant trees (Bursaceae), kapoc trees (Bombacaceae), euphorbs (Euphorbiaceae), boojum trees (Fouquieriaceae), and giant columnar cacti (6–8).

**Climatic Variability and Rainfall Pulses in Mexican Pacific Drylands.** In most arid and semiarid ecosystems, rainfall events trigger short periods of high moisture abundance, which can saturate the resource demand of many biological processes for a short time (9). Thus, although deserts and drylands are often characterized by their mean climatologic conditions, they are really driven by a succession of short pulses of abundant water availability against a background of relatively long periods of drought. Plants and animals have developed very specific adaptations to take advantage of ephemeral abundance, especially with regard to establishment, growth, population dynamics, and the cycling of organic matter and nutrients (10). Thus, high-rainfall anomalies play a critical role in the renewal of arid and semiarid ecosystems.

Pulse-type variations in desert environments have been linked to global atmospheric and oceanic phenomena (11). Large-scale drivers of regional precipitation patterns include the position of the jet streams, the movement of polar-front boundaries, the intensity of the summer monsoon, the surface temperature of

Author contributions: M.C. and E.E. designed research; M.C. performed research; M.C., C.G.-A., and E.E. analyzed data; and M.C. and E.E. wrote the paper.

The authors declare no conflict of interest.

This article is a PNAS Direct Submission.

Abbreviations: ENSO, El Niño Southern Oscillation; SOI, Southern Oscillation Index.

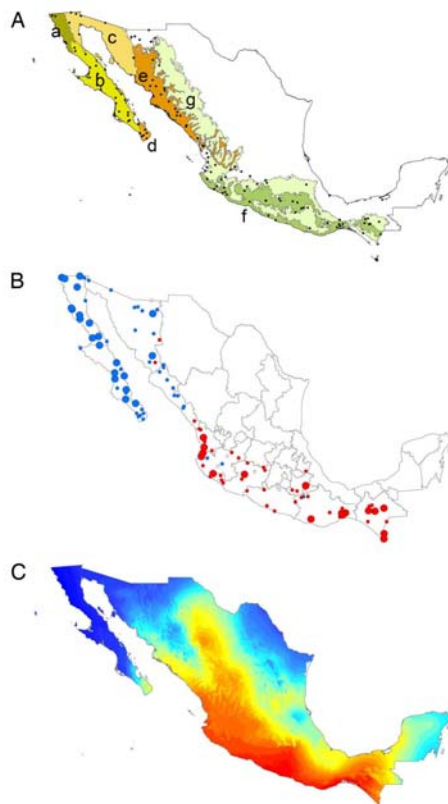
<sup>†</sup>Present address: Center for Conservation Biology, University of California, Riverside, CA 92521.

<sup>§</sup>To whom correspondence should be addressed. E-mail: eezcurra@sdnhm.org.

This article contains supporting information online at [www.pnas.org/cgi/content/full/0701862104/DC1](http://www.pnas.org/cgi/content/full/0701862104/DC1).

© 2007 by The National Academy of Sciences of the USA





**Fig. 1.** The climatic and ecoregional dryland gradient along the Pacific coast of Mexico. (A) The dry ecoregions of the Pacific coast: mediterranean California (a), Baja Californian Desert (b), Sonoran Desert (c), Cape Region Thornscrubs and Dry Forests (d), Sinaloan Thornscrubs and Dry Forests (e), and Tropical Dry Forests (f); the high-elevation oak and conifer forests of the Sierra Madre and the Transversal Volcanic Range are shown for reference (g). The dots in the figure mark the location of the weather stations used in the analysis. (B) Correlation between mean annual SOI values and mean total annual precipitation: Blue dots indicate negative correlation, and red dots indicate positive values. Large dots indicate statistically significant correlations ( $P < 0.05$ ) according to the  $F$  test. (C) Concentration of winter-spring rainfall in Mexico calculated from 1-km resolution interpolated climate surfaces. Blue colors indicate areas with a high proportion of annual precipitation falling between December and April (winter-spring precipitation), and red colors indicate areas where winter-spring rainfall is very low or nonexistent, and hence where summer and fall rains dominate.

neighboring oceans, often regulated by oceanographic events such as the El Niño Southern Oscillation (ENSO) phenomenon, and even by longer-term ocean cycles, such as the Pacific Decadal Oscillation (12–14). As a result, the intensity and frequency of moisture pulses at a local scale may vary substantially with time and often in a seemingly unpredictable fashion.

Caso *et al.*

Of these factors, the El Niño phenomenon, has gained considerable attention during the last two decades. During El Niño years, the trade winds and the west-bound equatorial currents slow down, and the upwelling of nutrient-rich waters in the coasts of the American Continent decreases. As a result, sea surface temperatures increase near the coast of the Americas, the thermocline descends, and the eastern Pacific becomes less productive, while the coastal deserts of North and South America experience a marked increase in rainfall originating from the warmer sea waters (15, 16). Many of the studies on the influence of the El Niño phenomenon on terrestrial ecosystems, however, have been based in only one or a few recorded events. Thus, it is often difficult in the published literature to isolate the systematic component brought into the observed rainfall pattern by the oceanographic/atmospheric anomaly and distinguish it from other possible unrelated effects. Having observed an anomalously rainy period in an arid/semiarid area during an El Niño year, researchers often attribute the observed pattern to the effect of El Niño (17–20). The lack of a long time series to test the consistency of the phenomenon, however, subtracts generality from the conclusions.

The reports of a recent international symposium on the effects of ENSO in drylands of North America, South America, and Australia underscored “the strong increase in rainfall associated with ENSO events in dry ecosystems, during the El Niño phase of the oscillation in the Americas and the La Niña phase in Australia” (20). Most of the studies supporting these conclusions for the Americas, however, have been done on winter-rain drylands in Chile, northwest Mexico, and the southwest of the United States (19). In contrast, few studies have yielded comparable information on monsoon-type arid regions fed almost entirely by summer rains, such as the tropical dry deciduous forests of the Mexican and Central American Pacific coasts. Based on the general assumption that warmer Pacific waters (i.e., El Niño conditions) bring more rainfall to arid lands, recent research has suggested that the ENSO anomaly can open a window of opportunity for the successful restoration of degraded drylands (18). Although this conclusion is undoubtedly true (and reflects good research) for some drylands of the Americas, other studies suggest that other dry regions may actually become substantially drier during ENSO events (11, 21, 22).

This divergent trend is particularly noticeable in published research work done along the western slopes of the Sierra Madre in North America (United States and Mexico). Whereas some papers argue that El Niño conditions tend to increase rainfall (especially winter precipitation) in the Pacific slopes of the Western Sierra Madre in northern Mexico and the southwestern United States (e.g., refs. 23–28, among many others), other studies report that El Niño conditions induce “severe drought” in the southern reaches of the same Sierra Madre (e.g., refs. 29 and 30). Although some of the ecosystems of the Sierra Madre show certain ecological similarities from north to south (pine-oak forests dominate the higher elevations all of the way from Arizona to Chiapas, whereas giant columnar cacti with deciduous dryland trees dominate the lowlands from the Arizona uplands to the dry coasts of Oaxaca), these observations imply that the same oceanographic anomaly may trigger diverging climatic pulses north and south of the Tropic of Cancer. This knowledge gap is not only of theoretical interest but potentially also of great applied importance, because many ecosystem processes such as the germination and establishment of dryland plants, annual seed rains, biomass productivity, forest fires, riparian runoff, and nutrient pulses in coastal lagoons and estuaries, among many others, depend critically on high rainfall pulses.

Because of its long latitudinal expanse, the Pacific coast of Mexico is an exceptional area to study the effect of the El Niño phenomenon along its long fringe of arid and semiarid ecosystems. Because the long rain shadow of the Sierra Madre prevents the arrival of much of the Atlantic moisture transported by the

trade winds, most of the Mexican Pacific coast is formed by a narrow corridor of arid and semiarid ecosystems that receive moisture from the Pacific Ocean and the Gulf of California (Fig. 1*A*). Despite their differences in seasonality, all of the ecological regions along the coastal corridor, the mediterranean scrubs, the deserts, the subtropical thorn scrubs, and the tropical dry deciduous communities, are seriously limited by water during a significant part of the year and all show ecological nurse-plant relationships, which are indicative of severely limited establishment and recruitment (e.g., refs. 31 and 32). As a result, positive rainfall anomalies are critically important in all these regions for ecosystem renewal (e.g., refs. 33–36, among many others). Indeed, many studies have shown that drylands such as the ones found along this corridor need moisture pulses for new plants to become established and for the community to renew its populations (see, for example, refs. 37–41). Similarly, precipitation pulses in large continental areas may have a strong influence on drought periods (13) and forest fires (25–28, 42), and the ensuing runoff may flush large amounts of nutrients from the desert into the sea (16, 43). Thus, understanding more clearly the oceanographic factors that drive precipitation pulses along the Pacific coastal drylands of Mexico, from the tropical dry forests of the south to the mediterranean scrubs of the Californian Floristic Province, may be of great importance to understand the drivers of large-scale ecosystem dynamics.

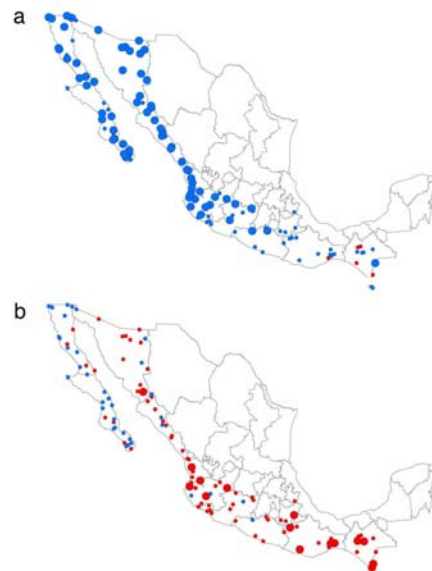
**Research Questions.** Based on the previous analysis, the main question we address in this paper is how oceanographic anomalies affect environmental pulses of moisture availability on dryland ecosystems along the dry Pacific coast of Mexico. To answer this, we investigated two related questions.

The first question is, given a sufficiently long time series of local precipitation for a large number of weather stations along the Pacific drylands, what proportion of the total variation in precipitation can be attributed to variations in atmospheric and oceanographic conditions, such as those imposed by variations in sea surface temperatures and the El Niño phenomenon? That is, we evaluate the statistical predictability of high-rainfall anomalies on arid and semiarid ecosystems based on the Southern Oscillation Index (SOI) (44, 45), a measure of monthly fluctuations in the air pressure above the equatorial Pacific Ocean that is strongly correlated with sea-surface temperature in the Mexican Pacific (46).

A second problem we investigate is, given the wide range of summer/winter seasonality observed along the long corridor of Pacific drylands in North America (from California to southern Mexico), which of these arid/semiarid regions actually tend to increase their precipitation during the warm phase of the oscillation (i.e., when El Niño conditions develop), and which ones, if any, tend to become drier when these conditions occur? That is, based on a long-term meteorological time series, we test whether the SOI has an effect on monsoon-type rainfall, as suggested by some researchers (29, 30).

## Results

**Annual Precipitation and SOI Values.** For each one of the 117 weather stations along the Pacific slope of Mexico, we classified the slopes of the regression lines between annual rainfall and the mean SOI into three categories: negative slopes ( $b < -10$ ), positive slopes ( $b > 10$ ), and neutral slopes ( $|b| < 10$ ). This no-effect threshold was selected based on the fact that a slope  $> 10$  (in absolute terms) predicts a difference in precipitation of  $> 40$  mm between El Niño ( $\text{SOI} < -2$ ) and La Niña ( $\text{SOI} > 2$ ) periods, an amount of precipitation equal to the mean annual rainfall of the driest deserts in the corridor and sufficient to produce noticeable response in plant growth (47). These values were plotted on a geographic information system, highlighting the stations where the relationship was statistically significant according to an  $F$  test (Fig. 1*B*). The results were very clear cut:



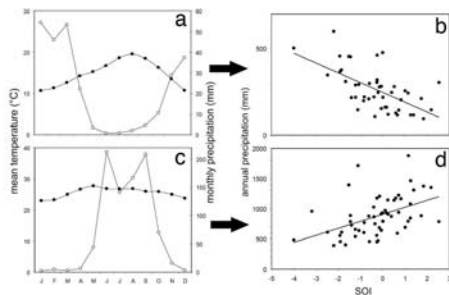
**Fig. 2.** Mediterranean and monsoon climate patterns and their relationship with oceanographic conditions. (a) Correlation between mean SOI values for winter-spring and mean precipitation for the same season. (b) Correlation between mean SOI values for summer and mean precipitation for the same season. In both graphs, blue dots indicate negative correlation, and red dots indicate positive values; the large dots indicate statistically significant correlations ( $P < 0.05$ ).

North of the  $22^{\circ}30'N$  parallel, most of the regression lines showed a negative slope, whereas in southern Mexico, the slope was mostly positive. A simple sign test showed this pattern to be highly significant: 87% of all 60 stations north of  $22^{\circ}30'N$  had negative slopes, whereas 83% of all 57 stations south of this latitudinal boundary had positive values ( $\chi^2 = 79.2$ ;  $df = 2$ ;  $P < 0.0001$ ). El Niño events tend to bring increased rainfall in the Mexican Pacific northwest but tend to increase aridity in the ecosystems of the southern tropical Pacific slope.

**Seasonal Precipitation and SOI Values.** When annual precipitation values were split into the three main different rainfall signals in the Mexican Pacific (winter-spring, summer monsoon, and fall precipitation), a very clear pattern appeared for winter-spring and summer (Fig. 2*a* and *b*). In general, negative SOI values (El Niño conditions, Fig. 2*a*) produce a marked increase in winter rainfall throughout the Mexican Pacific coast (although the significant points tend to concentrate toward the northwest), whereas La Niña conditions (Fig. 2*b*) tend to produce an increase in monsoon-type rainfall all along the continental coast of Mexico, including the southern reaches of the Sonoran Desert. The results for the fall (hurricane) season were mostly nonsignificant. In short, El Niño events increase winter-spring precipitation but tend to decrease the intensity of the monsoon, whereas La Niña conditions produce the opposite effect.

**Concentration of Winter Precipitation.** From north to south, along the Mexican Pacific coast, there is a clear trend toward increased





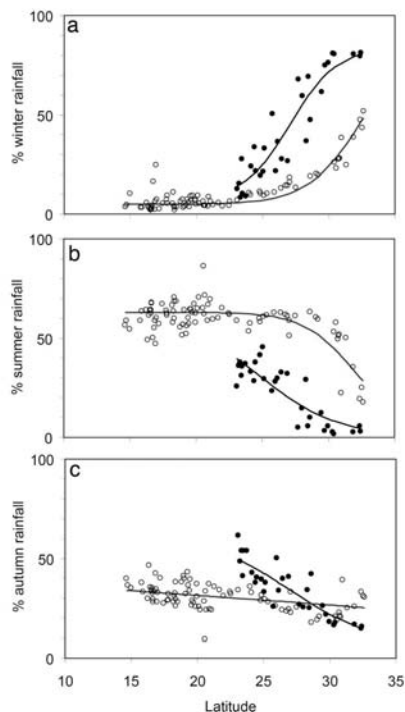
**Fig. 3.** Influence of ocean conditions on winter and summer rains. Climatic diagram for Ensenada, Baja California (lat 31°53'N, long 115°35'W), a typical winter-rain area in northern Mexico (a), and negative correlation between mean annual SOI values and annual precipitation for the same station (b). Climatic diagram for Ixtepe, Oaxaca (lat 16°33'N, long 95°05'W), a typical monsoon-rain area in southern Mexico (c), and positive correlation between mean annual SOI values and annual precipitation observed for that station (d). The two stations were selected for the completeness of their long-term data series and their respective central locations within areas of mediterranean and monsoon-type weather regimes.

precipitation in summer and fall (Figs. 3 and 4). Although >95% of all precipitation falls between November and April in Baja California near the U.S. border, the opposite is true in Oaxaca and Chiapas, where >90% of all precipitation falls in summer, between June and September (Fig. 3). In continental Mexico, there is a clear trend along the coast toward increased winter precipitation above the latitude of 23° (Fig. 1C), and especially between 26° and 32°N, where the proportion of winter precipitation rises rapidly from ≈10% to >50%, with a corresponding decrease in the importance of the monsoon (Fig. 4a). In the Baja California peninsula, in contrast, the influence of maritime weather is more pronounced, and at all latitudes, winter precipitation is much higher than in the mainland, rising from ≈15% in the Cape Region at 23° latitude to almost 90% in mediterranean California at 33°N. Finally, whereas the importance of fall precipitation decreases very gradually in the mainland from ≈35% in the south to 25% in the north, in Baja California, in contrast, the decrease is rapid. The southern Cape Region (lat 23°N) receives ≈60% of its annual precipitation from autumnal *chubascos*, but the proportion falls to ≈10% in the northern mediterranean California (lat 33°N).

#### Discussion

As a general rule, El Niño conditions (basically characterized along the Mexican Pacific coast by elevated sea surface temperatures) tend to bring increased rainfall north of the Tropic of Cancer and drought conditions southward. Upon closer inspection, however, it becomes clear that El Niño increases the amount of advective winter rainfall in general, whereas it decreases the intensity of the Mexican summer monsoon. Because summer rainfall dominates in the south while winter rainfall dominates in the north, the general north-south pattern develops. The results for the fall precipitation were mostly nonsignificant, implying that oceanographic conditions do not have a significant influence on the amount and location of rainfall reaching these coastal drylands in autumn. This finding does not rule out a possible influence of oceanographic conditions on the force and trajectory of Pacific hurricanes and tropical storms reaching land, but that question is not being analyzed in this paper.

In general, increased winter-spring moisture is expected during El Niño events, but this increase will have an impact mostly



**Fig. 4.** Proportion of mean precipitation that falls in winter-spring (a), summer (b), and autumn (c), graphed for all weather stations as a function of latitude. The stations in the peninsula of Baja California are plotted in black circles, and mainland stations are plotted in open circles. The latitudinal trends have been highlighted by fitting a logistic model ( $P < 0.01$  in all cases). Note that, for a given latitude, the influence of winter rains is much higher in the peninsula than in the mainland, where a larger land mass promotes the development of the summer monsoon. Also, note the impact of tropical storms (*chubascos*) during fall in the Cape Region in the tip of the peninsula.

in the subtropical and higher-latitude drylands, such as mediterranean California, Baja California, and the Sonoran Desert. In the tropical dry forests of the southern Mexican Pacific coast, which are fed almost entirely by monsoon rains, El Niño conditions will increase the probability of summer drought. This trend, however, is not entirely deterministic, but strongly influenced by other factors. Indeed, the mean  $r^2$  value between SOI and precipitation for winter rainfall in the Mexican northwest was 0.24, whereas the mean  $r^2$  in the south with summer precipitation was 0.13. The highest  $r^2$  value observed in the whole data set was 0.45 for Rosarito, in Baja California, where precipitation is associated with negative SOI values. These significant, but numerically low, values mean that even in the areas where the effect is most predictable, only 30–40% of variation in precipitation can be predicted from the atmospheric/oceanographic conditions described by the SOI. In our data set, it is also likely that the correlations between the SOI and precipitation may be better in reality than what we found because

many of the weather stations that we analyzed have often operated under difficult financial conditions and with untrained personnel, a fact that almost surely is contributing to statistical noise in our data. In the Chihuahuan Desert, which does not form part of the Pacific dryland corridor but also receives both winter and monsoon rains, other authors (48) have also found that the connection between El Niño and winter precipitation appears to be significant but quite variable.

The predictive capacity of our simple SOI model, however, may be improved considerably by taking into account other, longer-term oceanographic signals. Recent studies have shown that the Pacific Decadal Oscillation may be also playing an important role in longer-term regional cycles of drought and moisture (13, 42), and some recent analyses suggest that synergistic effects may exist between the ENSO signal and the longer-term Pacific Decadal Oscillation (14). These results open the possibility of better predictions based on the effect of coupled ocean-atmosphere systems on moisture availability in terrestrial biomes.

We conclude that, despite probabilistic uncertainties, oceanographic conditions play a significant role in precipitation anomalies and moisture availability in the Pacific coast of Mexico. This effect, however, is not linear; the same anomaly that brings increased rainfall to Mediterranean California and the northern Sonoran and Baja Californian deserts may also bring drought conditions to the tropical dry forests of Oaxaca. Could this pattern of El Niño- and La Niña-induced rainfall pulses be common to other monsoon-type drylands of the American continent? It may be the case. For example, using satellite data, Los *et al.* (11) found a marked decrease in precipitation and surface greenness (an index of foliage biomass) in some tropical, monsoon-type drylands of South America like the dry Chaco, the upper Monte Desert, and very especially the Brazilian Caatinga during the two El Niño events of the 1980s.

Because dryland ecosystems are critically dependent on rainfall pulses for their renewal and regeneration, understanding the complex effect of ocean conditions on all of these drylands may be critical for their management in the future. In the same manner as El Niño conditions can predict quite well the volume of some pelagic fisheries (46), it is also conceivable that restoration ecology, grazing regimes, carrying capacities, and fire risks may be predicted and managed better by analyzing the ENSO predictors and related oceanographic conditions. Furthermore, identifying the factors triggering moisture pulses may also be very important for the management of runoff-dependent systems, such as rivers, inland lakes, reservoirs, and coastal lagoons. And lastly, if El Niño anomalies are likely to increase in frequency or intensity with global climatic change (e.g., 49–54), then it is also likely that the Pacific tropical deciduous forests may be under increased pressure in the future for their survival and conservation. Careful monitoring of the coupled atmosphere-ocean system, supported by a good knowledge of its effects on the tropical monsoon and on higher-latitude winter precipitation, may prove to be important in managing and mitigating the effects of large-scale climatic change on coastal drylands.

#### Materials and Methods

We worked with the raw daily precipitation data from all weather stations along the Pacific slope of Mexico recorded by the country's Meteorological Service (*Servicio Meteorológico Nacional*), totaling 117 stations. The northernmost station was Mexicali, in Baja California (32°39'N), and the southernmost station was Ignacio

López Rayón, in Chiapas (14°37'N), separated by a distance of ≈3,100 km. Years that had missing data (periods where readings were not taken) were eliminated from the analysis. The resultant data series for each station had between 29 and 83 years of recorded rainfall [supporting information (SI) Table 1].

We downloaded the SOI values from the National Climate Centre of the Australian Bureau of Meteorology ([www.bom.gov.au/climate/current/soihtm1.shtml](http://www.bom.gov.au/climate/current/soihtm1.shtml)) from 1876 to present, and calculated linear regressions between the average yearly SOI values and total annual precipitation for each weather station. The SOI is the standardized anomaly of the mean sea level pressure difference between Tahiti and Darwin, Australia (44, 45). Sustained negative SOI values indicate a slackening of the Pacific trade winds, a decrease in coastal upwelling, and an accumulation of anomalously warm waters in the coast of the Americas, i.e., El Niño conditions. Positive values of the SOI are associated with stronger-than-average Pacific trade winds and intense, cool coastal upwellings in the eastern Pacific, i.e., La Niña episodes.

We then split annual precipitation values into three seasons that correspond to markedly different rainfall signals in the Mexican Pacific: (i) winter-spring precipitation from December to April, (ii) summer monsoon-type precipitation from May to August, and (iii) fall precipitation (mostly derived from hurricanes and tropical storms originating over the Pacific Ocean) from September to November. The three resulting data series (winter-spring, summer, and fall) were correlated against the average SOI values for the same months in all 117 weather stations. The results of each correlation were tested for statistical significance and plotted on a geographic information system. To test for potential time lag in the effect of oceanographic conditions on precipitation, we repeated the regression analysis, offsetting the SOI series by 1 and 2 months. The regression significances of the lagged data did not improve those of the direct correlations, and we only present in this paper the results of the latter.

Finally, we also downloaded the monthly precipitation raster files from the Climate Atlas of North America-Western Region, developed by S. Arundel (Department of Geography, Northern Arizona University, Flagstaff, AZ; data available at [http://www.geog.nau.edu/globalchange/climate\\_surfaces.html](http://www.geog.nau.edu/globalchange/climate_surfaces.html)) by interpolating rainfall data at a 1-km pixel resolution using thin-plate smoothing splines [ANUSPLIN software by M. F. Hutchinson (Australian National University, Canberra, Australia); available at <http://cres.anu.edu.au/outputs/anusplin.php>] (55, 56). With these raster maps, we calculated the percentage of annual precipitation in Mexico that falls in the winter-spring months for each 1-km pixel. For this purpose, we calculated for each pixel the winter-spring precipitation by adding the precipitation that falls between December and April and divided this by the total annual precipitation (i.e., falling between January and December). The resulting proportions were plotted on the geographic information system as percentage values.

This paper is a result of the collaborative project "A regional initiative for conservation science in the Sea of Cortés" developed jointly by the Instituto Nacional de Ecología (INE) of Mexico and the San Diego Natural History Museum and forms part of M.C.'s doctoral research at the Universidad Nacional Autónoma de México. The authors thank the committed support of Adrián Fernández, president of INE, throughout this project and acknowledge the generous funding of the Packard Foundation and the Pew Program on Marine Conservation, which allowed the development of this study.

1. Douglas MW, Maddox RA, Howard K, Reyes S (1993) *J Climate* 6:1665–1677.
2. García-Oliva F, Ezcurra E, Galicia L (1991) *Geografiska Annaler Ser A Phys Geogr* 73:179–186.
3. Stensrud DJ, Gall RL, Mullen SL, Howard KW (1995) *J Climate* 8:1775–1794.

4. Dimmit MA (2000) in *A Natural History of the Sonoran Desert*, eds Phillips SJ, Comus PW (Arizona-Sonora Desert Museum and Univ California Press, Tucson), pp 3–18.
5. Dallman PR (1998) *Plant Life in the World's Mediterranean Climates* (Univ California Press, Berkeley).

