



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA

REGÍMENES CLIMÁTICOS Y SU RELACIÓN CON LA VARIABILIDAD
INTRAESTACIONAL DE LA PRECIPITACIÓN EN EL SUROESTE DE MÉXICO,
DESDE UNA PERSPECTIVA DE *MAPAS AUTO-ORGANIZADOS*

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRA EN CIENCIAS
(FÍSICA DE LA ATMÓSFERA)

PRESENTA:
YANET DÍAZ ESTEBAN

DIRECTOR DE TESIS:
DR. VÍCTOR MANUEL MENDOZA CASTRO
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA

COMITÉ TUTOR:
M. en C. RENÉ GARDUÑO LÓPEZ
DR. ARTURO QUINTANAR ISAÍAS
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA

MÉXICO, D.F., ENERO DE 2016



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

En el transcurso de esta etapa tan fecunda y prolífica de mi camino a convertirme en una profesional del estudio de la ciencia, muchas personas han marcado e influenciado mi vida. Mis padres, mi hermana y mi esposo fueron y son hasta hoy las personas más influyentes y motivadoras, gracias a las cuales he llegado hasta aquí.

Mis mejores amigos han sido personas alentadoras, tanto los que están a mi lado, como los que están lejos. A ellos agradezco mucho su ayuda en el plano personal y profesional.

Y quiero agradecerles a mis compañeros de la Maestría, conocerlos y transitar con ellos este camino ha sido muy bueno y ha hecho más ameno e interesante este periodo.

Además agradezco a todos los profesores del Centro de Ciencias de la Atmósfera y del Posgrado en Ciencias de la Tierra, por la correcta y acertada instrucción que brindan a los alumnos que cursan el posgrado. Muchos de ellos me han inspirado, algunos de estos son la Dra. Rosario Romero, el Dr. Jorge Zavala, el Mtro. René Garduño, el Dr. Arturo Quintanar. También me siento con gratitud hacia mis sinodales del Instituto de Ciencias del Mar, la Dra. María Adela Monreal Gómez y el Dr. David Salas de León, ya que sus comentarios, sugerencias y correcciones sobre la tesis contribuyeron grandemente a la terminación de la misma.

En especial le agradezco a mi asesor, el Dr. Víctor Mendoza Castro, por su apoyo y su guía incondicional durante el transcurso de la maestría y la realización de esta tesis.

La realización y culminación de esta tesis fue posible gracias a la beca del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología y a la beca para obtención de grado del Proyecto de PAPIIT IN102415.

Índice general

1. Introducción	1
1.1. Estudio de la variabilidad climática	2
1.2. Métodos para obtener regímenes climáticos	3
1.3. Motivación	4
1.4. Objeto de estudio	5
1.5. Objetivos	5
1.6. Antecedentes	6
1.6.1. Regímenes climáticos con SOM	6
1.6.2. Estudios sobre la precipitación en México	8
1.7. Estructura del presente documento	9
2. Características de la precipitación en la región de estudio	10
2.1. Factores que modulan el clima y la precipitación	10
2.2. Características de la precipitación en invierno	12
2.3. Características de la precipitación en verano	13
3. Metodología y datos	18
3.1. Mapas Auto-Organizados	18
3.1.1. Selección de parámetros	20
3.2. Área de estudio	21
3.3. Datos	22
3.3.1. Era-Interim	22
3.3.2. Preprocesamiento de las variables	24
3.3.3. GPCP	24
3.4. Matriz de transición	25
3.5. Análisis espectral	26
3.5.1. Análisis de Fourier	26
3.5.2. Análisis de wavelet	26
4. Resultados y discusión	29
4.1. Análisis espectral	29
4.2. Regímenes climáticos obtenidos con SOM	32
4.2.1. Régimen de <i>baja presión</i>	35
4.2.2. Régimen de <i>alta presión</i>	38
4.2.3. Régimen de onda planetaria: <i>dipolo</i>	41

4.2.4. Régimen de onda planetaria: <i>dipolo invertido</i>	43
4.2.5. Régimen de <i>flujo zonal</i>	46
4.3. Comparación de los regímenes	48
4.4. Variabilidad intraestacional	51
4.5. Variabilidad interanual	52
4.5.1. Efectos de ENOS en los regímenes	54
4.6. Cambios en las frecuencias de los regímenes	56
4.6.1. Variabilidad de la precipitación	59
Conclusiones y recomendaciones	62
Referencias	64
Anexos	71

Índice de figuras

1.1. Subregiones de la Cuenca del Balsas y área de cada una de estas. Fuente: Mapa de Cuencas Hidrográficas y Regiones Administrativas, Comisión Nacional del Agua, México (2000).	5
2.1. Ciclo anual de la precipitación acumulada diaria (en milímetros) promediada en el área: 20.5 - 16.5°N; 102.5 - 94.5°W, para el periodo comprendido entre 1997 y 2013, a partir de datos de Global Precipitation Climatology Project (GPCP). Las barras magenta muestran los valores diarios y la curva negra muestra la media móvil con una ventana de 30 días.	11
2.2. Orografía del territorio mexicano. Fuente: Wikipedia (2015)	12
2.3. Zonas de convergencia y divergencia en una onda del este con respecto al eje de la vaguada (Rawlins, 2010).	14
3.1. Funciones de vecindad “bubble”, “gaussian”, “cutgauss”, “ep”, respectivamente. La fila superior muestra la representación unidimensional de las funciones y la fila inferior muestra una representación bidimensional de éstas. Fuente: <i>SOM Toolbox for Matlab 5</i> (Vesanto et al., 2000).	19
3.2. Varianza explicada por cada Función Empírica Ortogonal en el análisis de la precipitación. 21	
3.3. Áreas de estudio. El área mayor es la comprendida entre 10 - 55°N y 50 - 120°W. El área más pequeña, indicada por el cuadro interior, es la región entre 16.5 - 20.5°N y 96.5 - 103.5°W, donde se localiza la Depresión del Balsas.	22
3.4. Esquema que representa cómo se calcula la advección de humedad en un punto de malla x_i, y_j , usando un esquema de diferencias centradas.	25
3.5. Familia de wavelets Symlets de orden $N = 1, 2, \dots, 8$	28
4.1. Espectro de potencias de las frecuencias de la serie temporal de anomalías de precipitación (GPCP) para el periodo 1997 - 2013 y curvas de los límites superior e inferior del intervalo de confianza al 95%.	29
4.2. Escalograma de las anomalías de precipitación (GPCP) promediadas sobre el área: 20.5 - 16.5°N, 103.5 - 96.5°W; a partir de las wavelets “Symlets”, para el año 2000. El eje de ordenadas representa una escala logarítmica.	31
4.3. Escalograma de las anomalías de presión atmosférica reducida al nivel del mar (ERA-Interim), promediadas sobre el área: 20.5 - 16.5°N, 103.5 - 96.5°W; a partir de las wavelets “Symlets”, para el año 2000. El eje de ordenadas representa una escala logarítmica.	31

4.4. Promedio de largo plazo (1997-2013) de altura geopotencial en 500 hPa (líneas de contorno, en m) y presión atmosférica a nivel medio del mar (áreas sombreadas, en hPa), para los meses MJJAS.	32
4.5. Regímenes climáticos para los meses MJJAS, de altura geopotencial en 500 hPa (líneas de contorno, en m, líneas discontinuas son valores negativos y la isolínea cero es de color marrón) y presión atmosférica a nivel medio del mar (áreas sombreadas, en hPa) para el periodo 1997-2013, obtenidos con SOM. En la parte superior de cada mapa se indica la posición (i, j) en la matriz, la frecuencia relativa (en %), el número total de días y los meses más probables para la ocurrencia de cada régimen climático.	33
4.6. Frecuencia relativa de cada régimen climático en el periodo 1997-2013.	34
4.7. Presión atmosférica en el nivel medio del mar (áreas sombreadas, en hPa) y altura geopotencial en 500 hPa (líneas de contorno, en m, líneas discontinuas son valores negativos y la isolínea cero es de color marrón) en el régimen de <i>baja presión</i> : a) valores absolutos y b) anomalías.	36
4.8. Compuestos de a) espesor de la capa entre 500 y 700 hPa (en m) y b) viento (en $m s^{-1}$) y humedad específica (en $g kg^{-1}$) en 700 hPa, para el régimen de <i>baja presión</i>	36
4.9. Anomalía promedio de precipitación acumulada diaria (en mm) asociada al régimen de <i>baja presión</i> : a) República Mexicana y b) región ampliada del suroeste de México, en específico de la Depresión del Balsas.	37
4.10. Precipitación acumulada diaria promedio (1997-2013) para los meses MJJAS (en mm), con datos del GPCP.	37
4.11. a) Número de eventos de cada modo climático y b) persistencia media de cada evento, en días.	38
4.12. Matriz de probabilidades de transición entre los regímenes.	38
4.13. Matrices C y D de la prueba de Monte Carlo, para 10 000 repeticiones. Las transiciones con mayores probabilidades son las de mayor importancia estadística (95 %).	39
4.14. Presión atmosférica en el nivel medio del mar (áreas sombreadas, en hPa) y altura geopotencial en 500 hPa (líneas de contorno, en m, líneas discontinuas son valores negativos y la isolínea cero es de color marrón) en el régimen de <i>alta presión</i> : a) valores absolutos y b) anomalías.	39
4.15. Compuestos de a) espesor de la capa entre 500 y 700 hPa (en m) y b) viento (en $m s^{-1}$) y humedad específica (en $g kg^{-1}$) en 700 hPa, para el régimen de <i>alta presión</i>	40
4.16. Vorticidad relativa en el nivel de 700 hPa [s^{-1}] para el régimen de <i>alta presión</i>	40
4.17. Anomalía promedio de precipitación acumulada diaria (en mm) asociada al régimen de <i>alta presión</i> : a) República Mexicana b) región ampliada del suroeste de México, en específico de la Depresión del Balsas.	41
4.18. Presión atmosférica en el nivel medio del mar (áreas sombreadas, en hPa) y altura geopotencial en 500 hPa (líneas de contorno, en m, líneas discontinuas son valores negativos y la isolínea cero es de color marrón) en el régimen de <i>dipolo</i> : a) valores absolutos y b) anomalías.	41
4.19. Compuestos de a) espesor de la capa entre 500 y 700 hPa (en m) y b) viento (en $m s^{-1}$) y humedad específica (en $g kg^{-1}$) en 700 hPa, para el régimen de <i>dipolo</i>	42
4.20. Vorticidad relativa en el nivel de 700 hPa [s^{-1}] para el régimen de <i>dipolo</i>	42

4.21. Anomalía promedio de precipitación acumulada diaria (en mm) asociada al régimen de <i>dipolo</i> : a) República Mexicana b) región ampliada del suroeste de México, en específico de la Depresión del Balsas.	43
4.22. Presión atmosférica en el nivel medio del mar (áreas sombreadas, en hPa) y altura geopotencial en 500 hPa (líneas de contorno, en m, líneas discontinuas son valores negativos y la isolínea cero es de color marrón) en el régimen <i>dipolo invertido</i> : a) valores absolutos y b) anomalías.	43
4.23. Compuestos de a) espesor de la capa entre 500 y 700 hPa (en m) y b) viento (en $m s^{-1}$) y humedad específica (en $g kg^{-1}$) en 700 hPa, para el régimen de <i>dipolo invertido</i>	44
4.24. Vorticidad relativa en el nivel de 700 hPa [s^{-1}] para el régimen de <i>dipolo invertido</i>	44
4.25. Anomalía promedio de precipitación acumulada diaria (en mm) asociada al régimen de <i>dipolo invertido</i> : a) República Mexicana b) región ampliada del suroeste de México, en específico de la Depresión del Balsas.	45
4.26. Presión atmosférica en el nivel medio del mar (áreas sombreadas, en hPa) y altura geopotencial en 500 hPa (líneas de contorno, en m) en el régimen de transición ubicado en la posición 4,3 de la matriz de SOM.	45
4.27. Distancia euclideana entre las neuronas del SOM.	46
4.28. Presión atmosférica en el nivel medio del mar (áreas sombreadas, en hPa) y altura geopotencial en 500 hPa (líneas de contorno, en m, líneas discontinuas son valores negativos y la isolínea cero es de color marrón) en el régimen <i>zonal</i> : a) valores absolutos y b) anomalías.	46
4.29. Compuestos de a) espesor de la capa entre 500 y 700 hPa (en m) y b) viento (en $m s^{-1}$) y humedad específica (en $g kg^{-1}$) en 700 hPa, para el régimen de <i>zonal</i>	47
4.30. Vorticidad relativa en el nivel de 700 hPa [s^{-1}] para el régimen <i>zonal</i>	47
4.31. Anomalía promedio de precipitación acumulada diaria (en mm) asociada al régimen <i>zonal</i> : a) República Mexicana b) región ampliada del suroeste de México, en específico de la Depresión del Balsas.	48
4.32. Subdivisión del área de estudio en noroeste: 19.5°N, 102.5°W y sureste: 18.5°N, 98.5°W. La región hidrológica de la Depresión del Balsas se encuentra resaltada en azul.	49
4.33. Probabilidades (en porciento) de exceder una precipitación diaria en un día con lluvia para cada régimen por separado, para el noroeste (a) y el sureste (b) de la Depresión del Balsas.	49
4.34. Histogramas de las contribuciones absoluta (a) y relativa (b) de cada régimen climático para la ocurrencia de un acumulado de lluvia dentro de un intervalo de clase específico, para el punto de rejilla 19.5°N, 102.5°W (noroeste de la Cuenca del Balsas).	50
4.35. Histogramas de las contribuciones absoluta (a) y relativa (b) de cada régimen climático para la ocurrencia de un acumulado de lluvia dentro de un intervalo de clase específico, para el punto de rejilla 18.5°N, 98.5 °W (sureste de la Cuenca del Balsas).	50
4.36. Frecuencia absoluta de cada régimen climático como promedio durante la estación MJ-JAS, en días.	51
4.37. Precipitación acumulada total en la estación MJJAS por año asociada a los regímenes climáticos, para el punto de rejilla 19.5°N, 102.5°W (noroeste).	53
4.38. Precipitación acumulada total en la estación MJJAS por año asociada a los regímenes climáticos, para el punto de rejilla 18.5°N, 98.5°W (sureste).	53
4.39. Índice Multivariado del ENOS, valores estandarizados.	54

4.40. Frecuencias relativas (en días / total de días de la estación MJJAS) para cada régimen climático en años Niño (a) y Niña (b).	55
4.41. Diagramas de dispersión entre el Índice Multivariado del Niño (MEI) y las frecuencias de los regímenes a) <i>dipolo</i> , b) <i>dipolo inverso</i> , c) <i>baja presión</i> , d) <i>alta presión</i> y e) <i>zonal</i>	57
4.42. Primera componente principal (64.01 % de varianza) para la lluvia anómala del periodo 1997 - 2013, sobre el área 16.5 - 20.5°N; 96.5 - 103.5°W.	58
4.43. Diferencias en las frecuencias promedio de ocurrencia de cada régimen para años “positivos” y “negativos”.	58
4.44. Diferencias de número de eventos (a) y diferencia de persistencia media, en días (b) para todos los regímenes entre años de lluvia anómala positiva y negativa sobre el centro y suroeste de México.	59
4.45. Precipitación diaria en la región de estudio (promedio espacial en el área 16.5 - 20.5°N y 96.5 - 103.5°W), durante el año más seco (1997) y el más húmedo (2006) del periodo de estudio y evolución de la atmósfera de acuerdo con los modos climáticos (1 - 16).	60

Índice de tablas

4.1. Frecuencias más significativas en el análisis espectral de la lluvia en el área de estudio (1997 - 2013)	30
4.2. Clasificación de los años del periodo de estudio en eventos fríos y cálidos de ENOS.	55
4.3. Frecuencia de cada modo climático durante la estación para el año más seco y el más húmedo del periodo 1997-2013.	60

Resumen

En el presente trabajo se obtienen un conjunto de regímenes o modos climáticos sobre México, el Pacífico oriental norte, el Caribe y parte del Atlántico, utilizando una técnica de clasificación de red neuronal artificial llamada Mapas Auto-Organizados (Self-Organizing Maps: SOM). Estos regímenes se emplean para caracterizar la evolución de la precipitación en la estación comprendida por los meses Mayo – Junio – Julio – Agosto – Septiembre durante el periodo 1997-2013, sobre el suroeste de México, en específico en la región hidrológica de la Cuenca del Balsas. Este análisis difiere de estudios anteriores en que los patrones climáticos son derivados de un algoritmo de aprendizaje no supervisado, que reduce la subjetividad y que tiene como objetivo detectar los principales modos de varianza de un conjunto de variables atmosféricas diarias, reduciendo las dimensiones de los datos de entrada a dimensiones más elementales. Se emplean datos diarios de altura geopotencial a 500 hPa, presión atmosférica reducida al nivel de mar y espesor de la capa atmosférica entre 500 y 700 hPa, los cuales proceden del reanálisis del Centro Europeo de Pronóstico del Tiempo a Mediano Plazo (European Centre for Medium-Range Weather Forecast: ECMWF). A partir de los regímenes obtenidos se examina la relación entre los patrones de circulación atmosférica y la precipitación de verano en el suroeste de México. Los resultados obtenidos permiten discriminar regímenes “secos” y “húmedos”; así como, caracterizar las contribuciones de cada régimen climático a los distintos intervalos de clase de la lluvia. Se obtiene que los cambios en las frecuencias de los regímenes de un año a otro explican parte de la variabilidad de la lluvia de verano en esa región. Los regímenes climáticos obtenidos también pueden ser usados para la predicción estacional y para la evaluación de modelos climáticos regionales.

Capítulo 1

Introducción

El estudio del clima y sus variaciones en diferentes escalas de espacio y tiempo ha sido siempre una tarea de gran importancia dentro de las ciencias meteorológicas. El clima varía a lo largo de estaciones, años y décadas, a diferencia de las variaciones de un día a otro que se producen dentro del dominio del tiempo. Según la Organización Meteorológica Mundial, el clima está definido como el estado promedio de las variables meteorológicas en una región en un cierto periodo de tiempo, típicamente 30 años. Este estado promedio, también denominado normal climatológica, permite monitorear y representar el clima de una región. La variabilidad climática se define entonces como variaciones de este estado medio, más allá de fenómenos meteorológicos individuales, es decir, desviaciones de las estadísticas climáticas en un periodo de tiempo (meses, estaciones, años). Por lo tanto, la variabilidad climática se mide a partir del cambio en el tiempo de esas desviaciones, las cuales se denominan *anomalías*.

La variabilidad climática natural incluye, en general, tres tipos de fenómenos (Ghil, 2002):

- Forzamientos externos de carácter periódico, por ejemplo, el ciclo diurno o estacional.
- Interacciones no-lineales de los retroalimentadores dentro del sistema climático, por ejemplo, el retroalimentador hielo-albedo.
- Fluctuaciones aleatorias de los factores físicos o químicos externos al sistema climático, como por ejemplo las variaciones en la irradiancia solar total o el forzamiento de aerosoles debido a erupciones volcánicas (V. Mendoza, comunicación personal).

Las variaciones del clima pueden tener impactos severos en las condiciones del tiempo, generando cambios en la frecuencia de eventos extremos como tormentas, fuertes lluvias o sequías, afectando de esta manera la vida humana. Por esto, el estudio de estas variaciones es de vital importancia para la sociedad y la economía. Amador et al. (2010) afirman que el monitoreo del clima y el entendimiento de las interacciones entre los elementos del sistema climático constituyen bases para el planeamiento de actividades enfocadas a la reducción de impactos de la variabilidad climática y el cambio climático.

1.1. Estudio de la variabilidad climática

El estudio de las conexiones entre la circulación atmosférica y la respuesta ambiental, lo cual a menudo involucra la clasificación de condiciones atmosféricas en un número de estados representativos diferentes, permite analizar la variabilidad de la circulación atmosférica en términos de los cambios en las frecuencias de estos estados. Este proceso es llamado clasificación de tipos de circulación (Deligiorgi et al., 2014).

Estos estados atmosféricos, también denominados patrones de circulación o regímenes climáticos (Weather Regimes: WR¹) se definen como estados atmosféricos recurrentes y persistentes (Polo, et al., 2011). Esta definición puede tener variaciones, basadas en tres propiedades fundamentales: recurrencia, persistencia y cuasi-estacionariedad (Michelangeli et al., 1995). En cuanto a recurrencia, los WR se definen como estados de la atmósfera con la más alta probabilidad de ocurrencia. En cuanto a persistencia, éstos se definen como patrones de anomalías que permanecen por un periodo de tiempo, típicamente 2 días, con valores superiores o inferiores a un umbral determinado. En cuanto a la cuasi-estacionariedad, los WR se definen como estados de la atmósfera en los cuales los movimientos a gran escala son estacionarios (Michelangeli et al., 1995). Según estos criterios, los regímenes que se obtienen y estudian en el presente trabajo cumplen las propiedades de recurrencia y persistencia.

Polo et al. (2011) argumentan que los regímenes climáticos obtenidos a partir de datos diarios pueden contener información de la variabilidad del clima en diferentes escalas. Además, las variaciones interanuales en dichos patrones climáticos pueden alterar significativamente el comportamiento del tiempo a escala local, e influir en parámetros meteorológicos de importancia, como la temperatura y la precipitación. De hecho, Polo et al. (2011) demuestran que los cambios en las frecuencias de ocurrencia de algunos regímenes en particular pueden explicar parte de la variabilidad de la precipitación.

Otros autores (Mo y Ghil, 1988) argumentan que una manera de caracterizar la influencia de las condiciones sinópticas en las principales variables meteorológicas es a través del análisis de regímenes climáticos o patrones de circulación. También Rojas et al. (2013) concluyen que las anomalías de circulación asociadas a algunos modos climáticos predominantes son un factor dominante en el control del clima en la región del Mediterráneo, al menos durante el invierno. Por su parte, Kageyama et al. (1999) documentan la conexión entre los regímenes climáticos y el comportamiento local del clima, por ejemplo de la temperatura en superficie y de la precipitación.

De todo esto se deriva la importancia de estudiar estos regímenes a profundidad en aras de investigar el comportamiento espacial y temporal de algunos parámetros meteorológicos de interés como la precipitación a escala local.

¹En la literatura científica se le conoce con el término de *weather regime*, *weather type* o *weather pattern*, a pesar de que su traducción al español no es exactamente “régimen climático”, este es el término que más se adecúa al significado.

1.2. Métodos para obtener regímenes climáticos

Existen diversos métodos para agrupar y clasificar condiciones atmosféricas similares y así obtener patrones de variabilidad, entre estos se encuentran:

- Funciones Empíricas Ortogonales (Kutzbach, 1967)
- Funciones Empíricas Ortogonales Rotadas (Barnston y Livezey, 1987)
- Mapas de correlación de un punto (Wallace y Gutzler, 1981)
- Teleconexiones Empíricas Ortogonales (Van den Dool et al., 2000)
- Mapas Auto-Organizados (Self-Organizing Maps: SOM) (Kohonen, 1995)
- Análisis de *clusters k-means* (Michelangeli et al., 1995)

Cada uno de estos tiene sus características y presenta sus ventajas y desventajas con respecto a los otros. Por ejemplo, el análisis de Funciones Empíricas Ortogonales (FEO) es de gran sencillez computacional, produce una reducción eficiente de los datos y representan los patrones de mayor variabilidad de los datos. Sin embargo, dos factores principales limitan la interpretación física de los mismos: la restricción de ortogonalidad en el espacio (las FEO) y en el tiempo (las Componentes Principales), además, los patrones obtenidos pueden ser dependientes del dominio. En la práctica, los sistemas físicos no son necesariamente independientes y por tanto los modos climáticos obtenidos no tienen por qué ser ortogonales (Hannachi et al., 2007). Esto provoca que los patrones obtenidos con FEO no sean tan realistas.

Esta restricción de la ortogonalidad es flexibilizada por el método de Funciones Empíricas Ortogonales Rotadas, lo cual hace que los patrones obtenidos sean más interpretables físicamente. El método consiste en rotar un subconjunto de FEO usando una matriz de rotación ortogonal u oblicua. En la literatura existen varios criterios, pero en general todas las rotaciones pueden agruparse en cuatro clases (Hannachi et al., 2007):

- Rotación ortogonal de FEO
- Rotación ortogonal de FEO escaladas por la raíz cuadrada de los eigenvalores asociados
- Rotación oblicua de FEO
- Rotación oblicua de FEO escaladas por la raíz cuadrada de los eigenvalores asociados

A pesar de esto, los patrones pueden aún ser dependientes del dominio y el número inicial de FEO retenidas es arbitrario, por lo que también existe subjetividad en este método (NCAR Eds, 2013).

Los mapas de correlación de un punto muestran los valores de correlación entre la serie de tiempo en un punto y todos los otros puntos de la rejilla. Los patrones que se obtienen son bastante realistas, pero estos no están objetivamente organizados. Además las estructuras obtenidas con esta técnica son espaciales y no temporales (Wallace y Gutzler, 1981).

Una característica común de los métodos mencionados hasta el momento, es que a pesar de que muestran representaciones de sistemas atmosféricos, dichas representaciones generalmente no pueden ser organizadas en un continuo (Sheridan y Lee, 2011). Algunas técnicas de análisis de *cluster* pueden resolver esta deficiencia, entre los más conocidos están los métodos de SOM y *k-means*. Ambas técnicas arrojan patrones realistas y permiten la representación de éstos en un espacio bidimensional, en el caso de SOM, dichos patrones además presentan continuidad entre sí.

Hasta el momento, no hay muchos estudios que hayan comparado directamente la eficacia del método SOM con respecto a otros métodos. Algunos autores (Michaelides et al., 2001; Sheridan y Lee, 2011) muestran que el método de SOM permite caracterizar la variabilidad de la precipitación mejor que otros métodos de clasificación. A pesar de que SOM muestra algunas ventajas sobre otras técnicas de clasificación, aún presenta algunas desventajas, como por ejemplo que el número de nodos o *clusters* a conservar es arbitrario. A pesar de esto, existe un consenso general de que es una herramienta muy útil en aplicaciones meteorológicas de diferentes escalas espaciales y temporales, como por ejemplo: climatología sinóptica, eventos de tiempo extremo, análisis de patrones de lluvia, clasificación de nubes y cambio climático (Liu y Weisberg, 2011).

1.3. Motivación

Los patrones climáticos y la variabilidad que experimentan estos en diferentes escalas impactan el medio ambiente y también la economía y la sociedad, por lo que es importante entender y monitorear estas variaciones. Es relevante, además, llevar a cabo este tipo de estudios enfocados a regiones de importancia hidrológica tanto para los ecosistemas como para las diversas actividades de la vida humana. La región hidrológica más importante de la vertiente del Pacífico mexicano es la número IV: la Cuenca del río Balsas, también llamada Depresión del Balsas.

Más que cualquier otro factor, es el clima el que determina las variaciones y la intensidad de los procesos físicos, químicos y biológicos que controlan el ecosistema fluvial en esta cuenca. El propio régimen de descarga de cuerpos de agua y ríos en la depresión del Balsas depende fundamentalmente de los procesos climáticos que se llevan a cabo en la cuenca de drenaje. Los flujos en el valle aluvial dependen enteramente de la precipitación y el volumen de agua disponible, esto es, de las diferencias entre la precipitación y la evapotranspiración. El régimen de flujos tiene su origen principalmente en las características y el volumen de la precipitación sobre la cuenca fluvial. La proporción de la lluvia que llega a los canales del sistema fluvial depende, a su vez, del tipo de terrenos y de la cubierta vegetal de la propia cuenca (Toledo, 2003).

La depresión del río Balsas está delimitada por varios sistemas montañosos: el Eje Volcánico Transversal y la Sierra Madre del Sur, al norte y al sur, respectivamente; así como, por la Sierra Norte de Oaxaca al oriente. Esta cuenca comprende parcial o totalmente el área de ocho entidades federativas y tiene una superficie hidrológica de 117 305 km² distribuida en tres subregiones: Alto Balsas (50 464 km²), Medio Balsas (31 887 km²) y Bajo Balsas (34 954 km²) (CONAGUA, 2010), como se muestra en la figura 1.1.

De acuerdo con datos de la Comisión Nacional del Agua (2010), la lluvia media anual promedio de la cuenca es de 991 mm, concentradas mayormente en el periodo comprendido entre junio y septiembre.

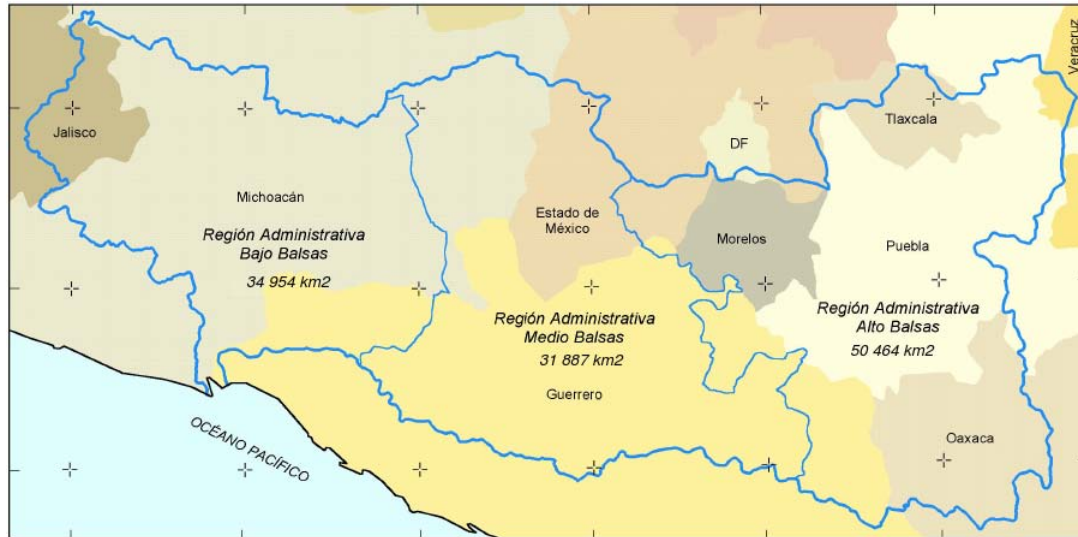


Figura 1.1: Subregiones de la Cuenca del Balsas y área de cada una de estas. Fuente: Mapa de Cuencas Hidrográficas y Regiones Administrativas, Comisión Nacional del Agua, México (2000).

La mayor precipitación tiene lugar en la Sierra Madre del Sur, en Oaxaca y Guerrero, con 2 000 mm anuales como promedio y la menor en el valle de Apatzingán, en la Tierra Caliente michoacana, con 600 mm promedio anuales. La evaporación media anual alcanza los 1 750 mm.

1.4. Objeto de estudio

La precipitación es un parámetro de gran importancia por su influencia en sectores económicos, sociales y políticos de un país, de donde deriva la relevancia del estudio de su variabilidad en distintas escalas espaciales y temporales. Existe evidencia de que parte de la variabilidad en la lluvia del periodo lluvioso en México depende de manera bastante sistemática del comportamiento de modos climáticos de gran escala (Englehart y Douglas, 2009). Por eso, es importante explicar las conexiones entre la precipitación y dichos modos climáticos, en aras de contribuir al mejoramiento de los pronósticos estacionales. En este trabajo se estudian los principales regímenes climáticos que están relacionados con la precipitación durante la estación lluviosa en el suroeste de México, con énfasis en la región de la Depresión del Balsas.

1.5. Objetivos

El objetivo general del presente trabajo es estudiar la variabilidad de la precipitación en el suroeste de México a partir de un conjunto de regímenes climáticos determinados con la técnica de Mapas Auto-Organizados (SOM). El estudio se realiza para el periodo lluvioso, comprendido por los meses de Mayo, Junio, Julio, Agosto y Septiembre (MJJAS).

Para esto se plantean los siguientes objetivos específicos:

- Obtener los regímenes climáticos para el periodo MJJAS.
- Analizar y describir los regímenes obtenidos, con el fin de identificar los principales patrones sinópticos que caracterizan este periodo.
- Estudiar las frecuencias relativas de cada régimen; así como, la matriz de probabilidades de transición, en aras de caracterizar la evolución temporal de los sistemas meteorológicos que están relacionados con la precipitación.
- Identificar las relaciones no lineales entre campos meteorológicos y la ocurrencia o ausencia de precipitación, haciendo énfasis en las frecuencias de cada régimen y su relación con la variabilidad de la lluvia.
- Estudiar la variabilidad intraestacional e interanual de la precipitación asociada a estos regímenes, usando análisis espectral y otras técnicas estadísticas.

1.6. Antecedentes

1.6.1. Regímenes climáticos con SOM

La temática de los regímenes climáticos desde la perspectiva de las redes neuronales, en particular *Self-Organizing Maps*, ha sido abordada por varios autores. Una de las aplicaciones que ha tenido este método dentro de las investigaciones en la rama de la climatología sinóptica es en la validación de Modelos de Circulación General (General Circulation Models: GCM). Algunos estudios de validación que usan métodos sinópticos se han enfocado en la evaluación del sesgo de los modelos en términos de los patrones del tiempo creados con SOM (Sheridan y Lee, 2011). Cassano et al. (2006) comparan el funcionamiento de un conjunto de GCM en la representación de un grupo de patrones de presión a nivel del mar procedentes de datos de reanálisis, con el fin de proyectar las frecuencias de esos patrones en las salidas de los modelos. Otros estudios (Finnis et al., 2009a; 2009b) usan SOM para evaluar el comportamiento de catorce GCM en la simulación de condiciones sinópticas y precipitación sobre cuatro cuencas fluviales del Ártico. Además identifican variabilidad considerable entre los GCM en su habilidad para simular patrones sinópticos y generan un subconjunto de modelos que funcionan adecuadamente. Otros estudios han empleado los GCM con el fin de proyectar escenarios climáticos futuros. Por ejemplo, Skific et al. (2009a, 2009b) evalúan el transporte de humedad y la convergencia en el Ártico mediante SOM de presión a nivel del mar, que están basados en un conjunto de valores modelados de pasado y futuro. El objetivo es evaluar la variación en la frecuencia de los patrones en el tiempo y así evaluar también el cambio en el transporte de humedad asociado a esta circulación.

La relación entre la circulación atmosférica y algunas variables meteorológicas, en especial la precipitación, ha sido el enfoque más tratado en la temática de regímenes climáticos con SOM. Entre los primeros estudios se encuentra el de Cavazos (2000), donde se utilizan los modos climáticos obtenidos a partir de SOM para alimentar un modelo de red neuronal, con el fin de predecir la precipitación sobre el este de los Balcanes. Nishiyama et al. (2007) estudian las relaciones entre los campos sinópticos clasificados con SOM y los eventos de precipitación extrema en Japón. También Polo et al. (2011) definen regímenes climáticos sobre la región euro-mediterránea en la estación de Mayo a Octubre. Para esto usan campos de presión a nivel del mar, altura geopotencial a 700 hPa y humedad específica, mediante la técnica de clasificación SOM. Ellos analizan las relaciones entre los regímenes obtenidos

y la lluvia sobre la región oeste de África. Por su parte, Oettli et al. (2013) usan SOM en anomalías de radiación de onda larga saliente (Outgoing Longwave Radiation: OLR) sobre el periodo 1980-2009 para describir la influencia de la Oscilación Madden-Julian (Madden-Julian Oscillation: MJO) en la variabilidad intraestacional de la precipitación en la región sur de África. Esta técnica logra capturar eficientemente este fenómeno propagativo, además de proporcionar información temporal y espacial adicional sobre la actividad de la MJO. McKellar et al. (2010) emplean SOM para identificar las características de gran escala dominantes en las condiciones de frontera atmosféricas usadas para forzar un modelo climático regional, cuyas simulaciones de los efectos de los cambios en la vegetación en el sur de África son analizadas para determinar el rol de las condiciones sinópticas en las interacciones continente - atmósfera. Tymvios et al. (2010) utilizan SOM obtenidos a partir de campos de altura geopotencial en 500 mb para evaluar la probabilidad de precipitación extrema sobre Chipre. Alexander et al. (2010) usan registros de largo plazo de presión a nivel del mar para analizar relaciones entre la disminución de la precipitación secular en Australia y las tendencias relacionadas con los patrones de SOM.

Varios autores han utilizado SOM para el estudio de teleconexiones. Tozuka et al. (2008) obtienen una matriz de SOM de 7×7 a partir de datos mensuales de temperatura superficial del mar, para evaluar la evolución del dipolo del Océano Índico; así como, la habilidad de modelos para reproducir los patrones SOM. Johnson et al. (2008) utilizan el continuo provisto por los nodos de SOM para analizar las tendencias espaciales y temporales en la Oscilación del Atlántico Norte (North Atlantic Oscillation: NAO), con el fin de estudiar las diferencias en los regímenes de circulación entre los periodos antes y después de 1978. Posteriormente, Johnson y Feldstein (2010) incorporan SOM en el estudio de los patrones de presión atmosférica en el nivel medio del mar en el Pacífico norte para tratar de explicar la relación entre el índice del Pacífico norte y las frecuencias de los patrones.

En la región de México y mares adyacentes también se han llevado a cabo investigaciones relacionadas con la aplicación de SOM en el estudio de la variabilidad en diferentes escalas y la ocurrencia de eventos extremos. El que más destaca es el realizado por Cavazos (1999), que documenta las condiciones de gran escala asociadas con eventos de precipitación extrema en el noroeste de México y sureste de Texas durante el periodo 1985 - 1993. Además se demuestra la habilidad de las redes neuronales artificiales para: 1) clasificar los campos de circulación y humedad para el invierno en diferentes patrones (SOM) y, 2) simular relaciones realistas entre dichos campos y la precipitación diaria a escalas locales (*feed-forward ANN*). En dicho estudio se demuestra que la clasificación obtenida con SOM de días con condiciones atmosféricas similares destacó de manera exitosa los patrones meteorológicos que conducen a precipitación extrema. Posteriormente Cavazos et al. (2002) investigan la evolución del monzón de Norte América en el sur de Arizona usando como técnica de clasificación el algoritmo de SOM, a partir de campos de viento, humedad específica, altura geopotencial en 500 hPa y espesor de la capa entre 850 y 500 hPa. Su estudio se enfoca en el periodo 1980 - 1993. Por otra parte, Neme y Hernández (2011) utilizan SOM para analizar la calidad del aire en la Ciudad de México, detectando patrones ocultos de concentración de contaminantes, permitiendo así el estudio de la evolución de la calidad del aire en el periodo de 2003 a 2010.

1.6.2. Estudios sobre la precipitación en México

Méndez et al. (2007) realizan un estudio de la tendencia estacional de la precipitación en México a través de la prueba no paramétrica de Mann-Kendall. Mediante análisis de componentes principales se generan regiones con regímenes homogéneos de precipitación estacional. Los resultados revelan la existencia de cambios significativos en las tendencias de precipitación, especialmente durante el verano. En términos geográficos, la lluvia incrementa en regiones áridas y semiáridas en un 1.8 % en promedio, de la precipitación total anual y sólo 0.9 % en las regiones húmedas; mientras que la disminución promedia 1.2 % de la precipitación total anual, tanto en regiones secas como húmedas.

Otro estudio de gran importancia es el de Vázquez (2007). En éste se hace un análisis de la variabilidad de la lluvia en México en distintas escalas, además se identifican las principales estructuras que están relacionadas con dicha variable en México a través de un análisis de componentes principales. Otro de los aportes de dicho trabajo es la construcción de una base de datos de lluvia diaria en mallas regulares con resolución de $0.25 \times 0.25^\circ$ para el periodo 1958 - 2004.

Cortez (1998) describe la marcha anual de la actividad convectiva en México con base en datos de radiación de onda larga saliente; determinando que una de las fases de la actividad convectiva en México tiene lugar al inicio de la estación lluviosa en el sur del país, mientras que la segunda de estas fases ocurre un mes después y corresponde al inicio de la estación húmeda en el noroeste de México, sobre el área de influencia del monzón mexicano.

Englehart y Douglas (2009) realizan un análisis de la variabilidad de la lluvia en la estación cálida en México usando un modelo recursivo de árboles de clasificación, mediante el cual identifican grupos de años en los cuales el comportamiento de la lluvia exhibe relación sistemática con modos climáticos de gran escala. El objetivo general de los algoritmos de árboles de clasificación es determinar un conjunto de condiciones lógicas (*if - then*) que permitan la clasificación de casos (Englehart y Douglas, 2009). En dicho trabajo, se obtienen relaciones entre la variabilidad de la lluvia e índices climáticos que caracterizan el estado de El Niño - Oscilación Sur (ENOS), la NAO y la presión a nivel del mar en el Pacífico norte.

En García (1969) se describe la distribución de la precipitación en la República Mexicana a través del sistema de clasificación de Köppen, destacando la relación de esta variable con la orografía y la circulación atmosférica en superficie y en altura.

La variabilidad estacional e intraestacional del viento sobre el noreste del Pacífico tropical y su relación con diversas variables meteorológicas, entre ellas la precipitación, es analizada en Romero-Centeno et al. (2007). En dicho estudio también se analiza la conexión entre esta variabilidad del viento y los patrones atmosféricos a mediana y gran escala.

Méndez y Magaña (2010) analizan aspectos de las sequías prolongadas durante el siglo XX sobre México, mostrando que las anomalías de precipitación están altamente relacionadas con los cambios en la temperatura superficial del mar, evidenciando una estructura espacial de alternación en la que sequías en el norte de México con frecuencia coinciden con condiciones anómalamente húmedas sobre

Mesoamérica (sur de México y América Central) y viceversa. Estos autores encuentran que la interacción entre las ondas del este y los alisios sobre los Mares Intra-americanos; así como, los moduladores de baja frecuencia como la Oscilación Multidecadal del Atlántico (Atlantic Multidecadal Oscillation: AMO) o la Oscilación Decadal del Pacífico (Pacific Decadal Oscillation: PDO), pueden ser cruciales para explicar los patrones espaciales de las sequías prolongadas que ocurrieron en México durante el siglo XIX.

A pesar de todos estos estudios, es de gran importancia profundizar en el comportamiento de la precipitación a escala intraestacional, en aras de poder estimar y predecir su evolución en la región suroeste de México. En particular, es de interés científico investigar sobre esta temática haciendo uso de herramientas matemáticas y computacionales que disminuyen la subjetividad y arrojan resultados más próximos a la realidad.

1.7. Estructura del presente documento

Este documento consta de cinco capítulos; el primero es una introducción al trabajo, donde se aborda el estado del arte del tema a tratar y se establecen los objetivos generales y específicos a desarrollar. El capítulo dos aborda algunos aspectos teóricos sobre las características de la precipitación en la región de estudio. En el tercer capítulo se explica la metodología a utilizar y se describen los datos y herramientas. En el cuarto capítulo se exponen y discuten los resultados obtenidos. Finalmente, en el último se abordan las conclusiones y recomendaciones de este trabajo.

Capítulo 2

Características de la precipitación en la región de estudio

Dada su ubicación geográfica, México se ve afectado por sistemas meteorológicos de latitudes medias durante el invierno y por sistemas tropicales en verano, cuando ocurren las lluvias más intensas. El invierno se caracteriza por ser seco en la mayor parte del país, excepto en el noroeste y en la vertiente del Golfo de México y es la temporada en que se registran las temperaturas más bajas, principalmente en la región norte y en las zonas montañosas (Magaña et al., 2003).

El comportamiento de la precipitación en la región del centro y suroeste de la República Mexicana está modulado por una serie de sistemas meteorológicos de diversas escalas; así como, por factores físicos y geográficos de la región. El ciclo anual promedio de la precipitación acumulada diaria observada en esta región se muestra en la figura 2.1, a partir de datos del Proyecto de Climatología de la Precipitación Global (Global Precipitation Climatology Project: GPCP) del *National Center for Atmospheric Research/University Corporation for Atmospheric Research* (NCAR/UCAR). Este ciclo evidencia un aumento de la lluvia diaria en el mes de Mayo, que representa el inicio de la estación lluviosa. Además se observa un mínimo relativo en el mes de Agosto y un retorno a las condiciones normales de verano en Septiembre. A partir de Octubre la precipitación diaria promedio disminuye, constituyendo este el final de la estación.

A continuación se describen los factores climáticos y sistemas meteorológicos que son importantes para poder entender las relaciones que determinan el comportamiento de la lluvia.

2.1. Factores que modulan el clima y la precipitación

Latitud geográfica: La latitud es la distancia angular entre el Ecuador y un punto determinado de la Tierra, medida a lo largo del meridiano en el que se encuentra dicho punto, en dirección norte o sur. Cerca del Ecuador la Tierra recibe la mayor cantidad de radiación solar, ocasionando mayor temperatura en esa zona, aumento de la convección y la formación de nubes, dando lugar a precipitación convectiva, la cual es mayor en esta zona del planeta que en latitudes más altas. La región central de la

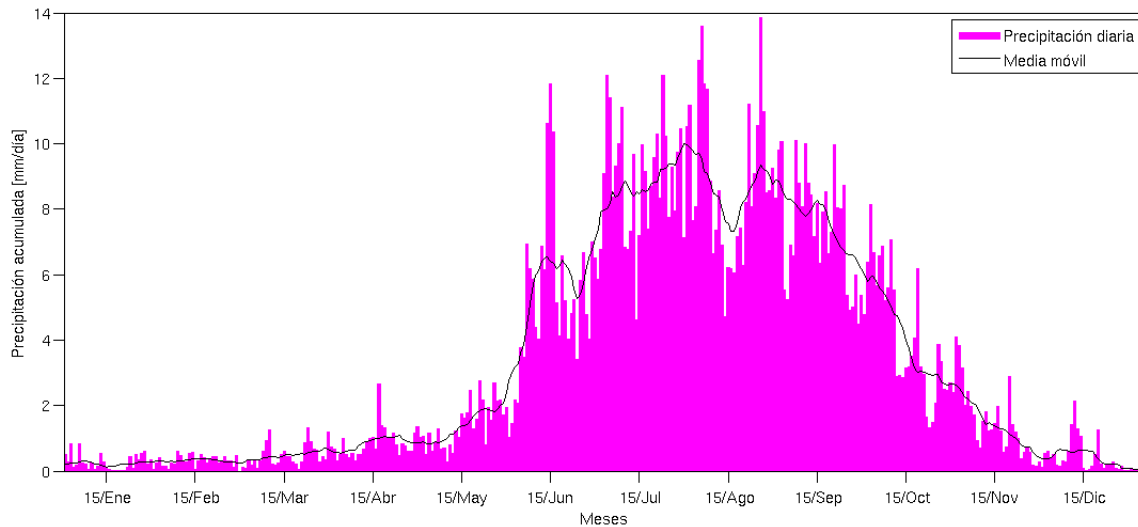


Figura 2.1: Ciclo anual de la precipitación acumulada diaria (en milímetros) promediada en el área: 20.5 - 16.5°N; 102.5 - 94.5°W, para el periodo comprendido entre 1997 y 2013, a partir de datos de Global Precipitation Climatology Project (GPCP). Las barras magenta muestran los valores diarios y la curva negra muestra la media móvil con una ventana de 30 días.

República Mexicana se encuentra dentro de las latitudes tropicales del planeta, por lo que este factor climático es de relevancia en la determinación de la precipitación.

Relieve: El relieve es el conjunto de irregularidades de la corteza terrestre. Las cadenas montañosas remontan los vientos, afectando las masas de aire cuando se desplazan sobre dichos sistemas montañosos. Este proceso induce precipitaciones orográficas en la ladera de barlovento, provocando que las masas de aire desciendan secas por la ladera de sotavento. El territorio mexicano está caracterizado por una altiplanicie que abarca gran parte de la región norte y centro del país, la cual se encuentra limitada al oeste por la Sierra Madre Occidental, que se extiende de noroeste a sureste desde la frontera norte del país hasta los 20°N y al este por la Sierra Madre Oriental que abarca de norte a sur a lo largo de la costa del Golfo de México, finalizando cerca del Istmo de Tehuantepec. En el extremo sur de la altiplanicie, se encuentra el Sistema Volcánico Transversal y entre los 15 y los 18°N, a lo largo de la costa, se encuentra la Sierra Madre del sur, al norte de la cual se encuentra la Depresión del Balsas (Figura 2.2).

Altitud: La altitud es la altura vertical de un punto de la Tierra respecto al nivel medio del mar. La altitud es importante en el clima porque en la troposfera la temperatura disminuye con la altura, a una razón de aproximadamente 6.5°C cada 1000 metros, esto determina una división de las áreas cálidas, templadas y frías e influye en gran medida sobre el clima y el tipo de vegetación.

Distribución de continentes y mares: Los océanos, dada su gran capacidad calorífica actúan como reguladores térmicos y tienen una fuerte influencia en la distribución del clima. Las zonas próximas al mar presentan menor oscilación térmica, moderándose así las temperaturas extremas, además, la



Figura 2.2: Orografía del territorio mexicano. Fuente: Wikipedia (2015)

humedad relativa en estas zonas es mayor. Las zonas continentales presentan mayor amplitud térmica y, en general, se registran menores acumulados de lluvia debido a la baja humedad relativa producida por la lejanía de la costa.

Corrientes marinas: Las corrientes marinas son movimientos de masas de agua dentro de los océanos, que tienen características propias como la dirección y velocidad de propagación, la profundidad y la temperatura. Estas se forman por el esfuerzo del viento, el efecto de Coriolis o por las diferencias de densidad originadas por la temperatura y la salinidad. Las corrientes marinas, en especial las superficiales son responsables del transporte de energía a lo largo del planeta y de la modulación del clima de las regiones cercanas a las costas. Por ejemplo, Carrasco (2013) argumenta que en México la corriente fría de California y la cálida en el Golfo de México modifican el clima en los litorales del país.

2.2. Características de la precipitación en invierno

Durante el invierno, la subsidencia de la celda de Hadley asociada con la Zona Intertropical de Convergencia en el Pacífico oriental mantiene condiciones secas y estables sobre la mayor parte de México (Magaña et al., 2003). Esto, unido a la baja temperatura de la superficie del mar hace que la actividad convectiva sea débil sobre la mayor parte de la región, ocasionando pocas precipitaciones durante este periodo del año. Según García (1988), en este periodo la zona subtropical de alta presión y la zona de influencia de los alisios se desplazan hacia el sur, dominando los vientos del oeste en la parte norte del país. Las cadenas montañosas que rodean la Altiplanicie Mexicana interceptan estos vientos, que contienen poca humedad y hacen que los inviernos sean más secos respecto a otras épocas

del año.

Frentes fríos

En esta época del año tienen lugar los frentes fríos, que son zonas de inestabilidad que ocurren a partir de la intercepción de masas de aire frío de latitudes medias con masas de aire cálido de latitudes cercanas a los trópicos. El aire frío al ser más denso se introduce por debajo del aire caliente y menos denso, dando lugar a la ocurrencia de lluvia de origen advectivo.

Sistemas ciclónicos de latitudes medias

Estos sistemas de gran escala producen frecuentemente lluvias, al mismo tiempo que desplazan masas de aire, provocando bajas temperaturas y modificando el tiempo atmosférico. Algunos de estos sistemas de latitudes medias logran alcanzar latitudes más bajas convirtiéndose en “Nortes”, que afectan los estados de la vertiente del Golfo de México, la península de Yucatán y partes de Centroamérica y el Caribe (Schultz et al., 1997).

2.3. Características de la precipitación en verano

Durante el periodo de verano, donde se registra la mayor cantidad de precipitación, existen otros fenómenos meteorológicos a considerar.

Ciclones tropicales

Los ciclones tropicales o huracanes son fenómenos que afectan de manera relevante el clima de México ya que éste se encuentra ubicado en medio de regiones ciclogénicas muy activas: el Pacífico tropical nororiental, el mar Caribe y el Golfo de México. Estos sistemas de baja presión con circulación cerrada asociada obtienen energía a partir del calor latente de condensación, produciendo fuertes vientos e intensas lluvias. Según Englehart y Douglas (2001), si bien la lluvia generada por ciclones tropicales no presenta tendencias significativas, su variabilidad interanual está ligada con moduladores de gran escala como El Niño - Oscilación del Sur y con el estado de la temperatura del mar en el Pacífico norte.

Ondas del este

Las ondas del este son perturbaciones de escala sinóptica que se propagan hacia el oeste desde África hasta América (Serra et al., 2007), en forma de onda y con una velocidad típica entre 18 y 30 km/h. Estas ondas tienen una duración de unos días a varias semanas y una longitud de onda de 2500 a 3500 km. En general, sobre el océano, al este del eje de la vaguada el viento disminuye generando convergencia del flujo, ascenso del aire, nubosidad y lluvias. A medida que el aire fluye alrededor del eje de la vaguada hacia el lado oeste aumenta su velocidad, ocasionando divergencia del flujo y condiciones de buen tiempo (Figura 2.3).

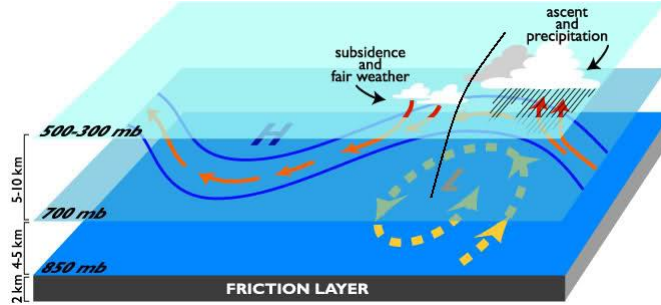


Figura 2.3: Zonas de convergencia y divergencia en una onda del este con respecto al eje de la vaguada (Rawlins, 2010).

Zona Inter-Tropical de Convergencia

El desplazamiento latitudinal de la Zona Inter-Tropical de Convergencia (ZITC) también modula la ocurrencia de precipitación durante el verano. La ZITC es una región cercana al ecuador donde convergen los vientos del noreste y del sureste del hemisferio norte y el hemisferio sur, respectivamente y se caracteriza por fuertes movimientos ascendentes, convección atmosférica e intensas precipitaciones. Según Vázquez (2007), los movimientos latitudinales de la ZITC; así como, la intensidad y densidad de la convección profunda en esta región influyen de manera importante en el transporte de humedad y, en consecuencia, en la ocurrencia de lluvia en el sur de México, pudiendo resultar en fuertes lluvias o severas sequías.

El Niño - Oscilación del Sur

Otro fenómeno de importancia en la variabilidad de la lluvia es el evento El Niño - Oscilación del Sur (ENOS). El ciclo ENOS se refiere a las variaciones interanuales en la temperatura superficial del mar, la lluvia convectiva, la presión del aire en superficie y la circulación atmosférica que ocurre en el Océano Pacífico ecuatorial. Las primeras señales del fenómeno se observan en mayo y junio y su intensidad máxima se da en noviembre, diciembre y enero. “El Niño” se refiere a temperaturas de la superficie del mar por encima de la media, que se desarrollan en el Pacífico ecuatorial central y este. “La Niña” se refiere a una disminución de dichas temperaturas en esta misma región del Pacífico.

El impacto de ENOS en las lluvias no es siempre el mismo, Magaña et al. (1999b, 2003) encontraron que durante eventos “El Niño” los inviernos presentan anomalías de precipitación por encima de la media, sobre todo en el norte y centro de México, asociadas a una mayor entrada de ondas de latitudes medias y frentes fríos, por causa de una alteración en la circulación invernal sobre Norte América. Durante el verano, se observan anomalías negativas de lluvia, sobre todo en el centro del país, debido a varios factores como el desplazamiento al sur de la ZITC, la disminución del número de huracanes en el Golfo de México y el Caribe y la reducción del flujo de humedad procedente del Pacífico asociada a la intensificación de los vientos alisios. En el caso de eventos “El Niño” fuertes, por ejemplo, en 1982-1983 y en 1997-1998, se reportaron grandes sequías en el sur de México. En eventos “La Niña” los inviernos presentan anomalías de lluvia aproximadamente opuestas a los inviernos de “El Niño”, mientras que los veranos muestran un retorno a las condiciones normales en la mayor parte de México, con anomalías por encima de la media.

Sequía Intraestival

La sequía intraestival o sequía de medio verano es una característica del ciclo anual de la precipitación, que se manifiesta con una disminución relativa en los meses de julio y agosto y dos máximos en junio y septiembre. Esta se observa en el centro y suroeste de México y en partes de Centroamérica y el Caribe. Existen varias ideas sobre los mecanismos que modulan la sequía intraestival, entre ellos Magaña et al. (2005) proponen que la intensificación de la convección tropical en el Pacífico noreste y las costas de Centroamérica en el Caribe juegan un importante papel en la modulación de la actividad convectiva de las regiones circundantes, por lo que podría influir en la sequía de medio verano. Otros autores (Small et al., 2007) sugieren que sistemas de gran escala como las fluctuaciones en la ZITC; así como, en la intensidad y posición del anticiclón del Atlántico norte influyen en este mínimo de la precipitación en julio. También Romero-Centeno et al., (2007) demuestran que la sequía intraestival está asociada a variaciones en la circulación de niveles bajos en el Pacífico norte tropical oriental, que están relacionadas con la intensificación de las corrientes en chorro de Tehuantepec y Papagayo y con la prolongación del anticiclón del Atlántico norte hacia el oeste.

Corriente en chorro de niveles bajos en el Caribe

Una característica dinámica muy importante que ocurre en los Mares Intra-Americanos es una corriente de rápido movimiento en los niveles bajos de la atmósfera que domina la circulación de dicha área durante el verano y el invierno, la cual se conoce como corriente en chorro o jet de niveles bajos del Caribe (Caribbean Low Level Jet: CLLJ). La velocidad típica de esta corriente excede, en general, los 11 m s^{-1} cerca del tope de la capa límite (925 hPa) y presenta cizalladura horizontal y vertical del viento (Amador, 2008). Este sistema alcanza su máximo en julio y se debilita en septiembre (Amador, 1998), presentando otro máximo en febrero (Amador, 2008). Según Wang y Lee (2007) el comportamiento semi-anual del CLLJ se debe a la variación semi-anual de la presión atmosférica a nivel del mar en la región del Caribe asociada con el desplazamiento este-oeste del sistema de alta presión del Atlántico norte subtropical. La presencia de este fuerte chorro del este de niveles bajos constituye un factor muy importante en la distribución regional de la precipitación durante el verano en el oeste del Caribe y parcialmente durante el invierno a través de interacciones con la topografía de la región y con frentes fríos (Amador et al., 2010). Algunos autores (Amador et al., 2000; Mora et al., 2000) han documentado la relación del CLLJ con sistemas atmosféricos como ENOS y la actividad ciclónica tropical.

Monzón de Norte América

Durante la estación de verano la circulación del viento sobre el noroeste de México y el suroeste de Estados Unidos presenta un patrón monzónico, dicho sistema se denomina Monzón de Norte América. Este sistema genera un transporte de vapor de agua desde el Pacífico y desde el Golfo de México, produciendo convección profunda e intensas precipitaciones sobre el noroeste de México. Según Englehart y Douglas (2006), la variabilidad intraestacional del monzón en dicha región está conectada con el evento ENOS, además de que presenta una relación de teleconexión con fluctuaciones de baja frecuencia, como la PDO. Estos autores también identifican una tendencia positiva en la intensidad del monzón en el noroeste de México.

Eventos de baja frecuencia

Entre estas fluctuaciones de baja frecuencia se pueden mencionar la PDO, la AMO y el patrón de teleconexión del Pacífico y Norte América (Pacific-North American: PNA).

La PDO es un patrón de variabilidad climática en el océano Pacífico norte, a menudo descrito como un patrón similar a El Niño, con una duración mayor a diez años (Zhang et al., 1997). Las fases de la PDO se clasifican a partir de las anomalías de la temperatura superficial del mar en el Pacífico norte tropical oriental. Según Mantua (1999) la fase positiva muestra una temperatura superficial del mar anómalamente baja en el Pacífico norte central y anómalamente alta a lo largo de las costas del Pacífico, con una presión atmosférica a nivel del mar inferior a la media climática en todo el Pacífico norte. La fase negativa de la PDO se asocia a un patrón de anomalías opuesto, con anomalías positivas de temperatura en el Pacífico central y negativas a lo largo de toda la costa de Norte América y una presión a nivel del mar anómalamente alta sobre el Pacífico norte. En general, el patrón de la PDO tiende a prevalecer por periodos de 20 a 30 años aproximadamente. La variabilidad de la PDO puede incidir en la precipitación sobre México, Mendoza et al. (2014) encuentran que durante la fase cálida de la PDO sobre el Pacífico norte y los continentes adyacentes, la componente meridional del viento es positiva, produciéndose un flujo de humedad desde el océano hacia Norte América que incrementa la precipitación durante el monzón.

La AMO es otro modo de variabilidad natural que se caracteriza por una serie continua de variaciones en la temperatura superficial del mar en la cuenca del Atlántico norte, con fases frías y cálidas que pueden tener una duración de varias décadas. Este evento de baja frecuencia, al igual que ocurre con otros modos de variabilidad de la temperatura superficial del mar, impacta el tiempo y el clima de regiones vecinas y remotas, incluyendo el desarrollo de sequías en Norte América (Guan y Nigam, 2009), e influenciando además la temperatura del aire en gran parte del hemisferio norte. Enfield et al. (2001) documentan la influencia de la fase cálida de la AMO en la disminución de la precipitación sobre gran parte de Estados Unidos, además argumentan que el patrón de variabilidad interanual de la lluvia en invierno asociada a ENOS se modifica significativamente entre fases de la AMO.

Otro de los modos de variabilidad de baja frecuencia más importantes en el hemisferio norte es el patrón PNA. De acuerdo con Franzke et al. (2011) este se puede caracterizar como un tren de ondas de Rossby con cuatro centros de acción: dos de un mismo signo localizados sobre el Pacífico noreste subtropical y el noroeste de Norte América y dos de signo opuesto a estos centrados sobre el Golfo de Alaska y el sureste de Estados Unidos, con una escala temporal de alrededor de dos semanas. Su fase positiva consiste en anomalías positivas de altura geopotencial en 500 hPa sobre el oeste de Estados Unidos y negativas sobre el este. En cuanto a la temperatura, la fase positiva del patrón PNA está asociada con temperaturas por encima de la media sobre el oeste de Canadá y el extremo oeste de Estados Unidos, e inferiores a la media sobre el sur-centro y sureste del mismo (NOAA Climate Prediction Center, 2009). Algunos autores (Compo and Sardeshmukh, 2004) refieren que el patrón PNA está asociado con la corriente en chorro de Asia y la trayectoria de las tormentas tropicales en el Pacífico, afectando la precipitación en el oeste de Norte América.

En la mesoescala también existen sistemas que están estrechamente relacionados con la precipitación. Entre estos se pueden mencionar las tormentas locales severas, las líneas de tormenta, las brisas de

montaña y valle, los sistemas convectivos de mesoescala, entre otros. La contribución a la lluvia de este tipo de sistemas es muy significativa durante el verano. Sin embargo, el principal interés de este estudio radica en los moduladores del clima y de la precipitación pertenecientes a una escala mayor a la de estos fenómenos, como la variación en la posición y frecuencia de patrones cuasi-permanentes de escala regional, sinóptica o global. Para esto, nos centraremos en el estudio de los principales patrones sinópticos de circulación que pueden ser identificados a partir de variables meteorológicas como la presión atmosférica, la temperatura y la humedad.

Capítulo 3

Metodología y datos

3.1. Mapas Auto-Organizados

Mapas Auto-Organizados (SOM) es una red neuronal artificial sugerida por Teuvo Kohonen (1995) basada en aprendizaje no supervisado. Es un algoritmo para proyectar datos multidimensionales y de visualización compleja en una malla bidimensional regular, lo que lo hace una herramienta muy útil para la clasificación y visualización de grandes conjuntos de datos. Dicha malla está compuesta por neuronas (o nodos), cada una de las cuales está representada por un vector de peso $\vec{m} = [m_1, m_2, \dots, m_d]$, donde d es la dimensión de los vectores de entrada. Es decir, los vectores de peso tienen la misma dimensión que los vectores de entrada \vec{x} . Las neuronas están conectadas a sus adyacentes mediante una relación de vecindad.

Primero se inicializan los vectores de peso de las neuronas del SOM, ya sea de manera aleatoria o lineal. La inicialización aleatoria es ineficiente y fue usada originalmente para demostrar la fuerte tendencia a la auto-organización en los SOM, de manera que el orden puede emerger incluso cuando se parte de un estado completamente desordenado. La inicialización lineal, por el contrario, es más eficiente, debido a que los vectores de peso \vec{m} son seleccionados de manera ordenada a lo largo del subespacio lineal abarcado por los dos eigenvectores principales de la matriz de covarianza de los datos de entrada (Polo et al., 2011).

Posteriormente comienza el proceso iterativo del algoritmo. En cada paso de tiempo, a cada vector \vec{x} de los datos de entrada se hace corresponder una neurona de la malla, a partir de una medida de distancia, usualmente la Distancia Euclideana. La neurona cuyo vector de peso resulte más cercano o similar al vector \vec{x} se denomina *Best-Matching Unit* (BMU) o neurona “ganadora”, denotada por \mathbf{c} :

$$\mathbf{c} = \min\{\|\vec{x}(t) - \vec{m}_i(t)\|\} \quad (3.1)$$

donde $\|\cdot\|$ representa la medida de distancia (Euclideana), i es el índice de las neuronas de la malla ($i = 1, 2, \dots, N$) y t representa el paso de tiempo.

Luego de encontrar el BMU los vectores de peso del SOM (y sus vecinos) se actualizan a partir de los vectores \vec{x} . Existen distintas implementaciones del método, pero en el presente trabajo se usa el

algoritmo *batch* o por lotes. En esta implementación en lugar de usar un sólo vector en cada instante de tiempo (iteración), el conjunto de observaciones (datos de entrada) es particionado en subconjuntos de Voronoi, haciéndose corresponder cada uno de estos subconjuntos a cada una de las neuronas del SOM. El nuevo vector de peso de la neurona i es una media ponderada de éste subconjunto de vectores de entrada y se actualiza mediante la siguiente regla:

$$\vec{m}_i(t+1) = \frac{\sum_{j=1}^n h_{ic}(t) \vec{x}_j}{\sum_{j=1}^n h_{ic}(t)} \quad (3.2)$$

donde $h_{ic}(t)$ es el núcleo de vecindad alrededor de la neurona c en el tiempo t ; $h_{ic}(t)$ es una función decreciente del tiempo y de la distancia d_{ic} entre la neurona i y la “ganadora” c (Equación 3.3). Dicha función define la región de influencia que el espacio de entrada tiene en el SOM.

$$d_{ic} = \|\vec{r}_c - \vec{r}_i\| \quad (3.3)$$

Existen distintas funciones de vecindad que pueden usarse en el algoritmo, estas son: “bubble”, “gaussian”, “cutgauss” y “ep”, representadas en la figura 3.1. En este trabajo es utilizada la función “cutgauss” o pseudogaussiana:

$$h_{ic}(t) = e^{-d_{ic}^2/2\sigma_t^2} l(\sigma_t - d_{ic}) \quad (3.4)$$

donde σ_t es el radio de vecindad en el tiempo t , d_{ic} es la distancia entre las neuronas c e i . El parámetro l es una función escalón de Heaviside (Abramowitz y Stegun, 1972):

$$l(x) = \begin{cases} 0 & \text{si } x < 0 \\ 1 & \text{si } x \geq 0 \end{cases}$$

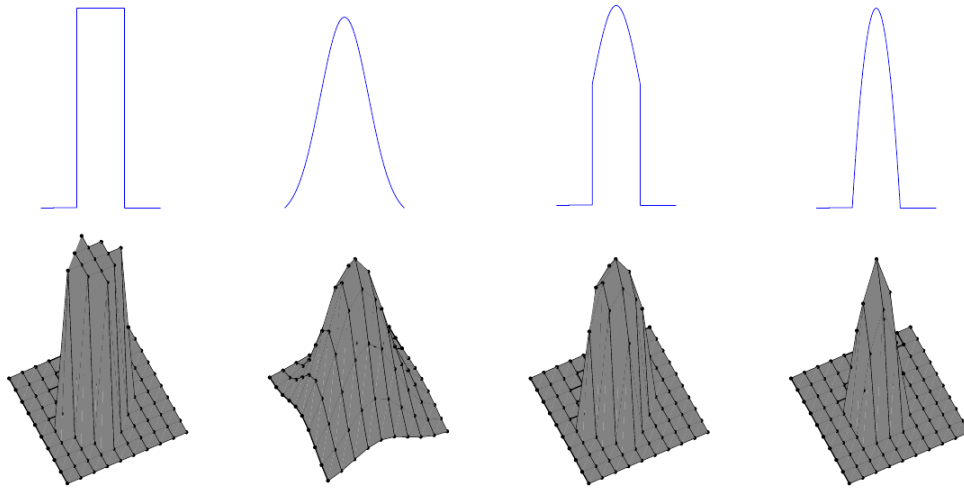


Figura 3.1: Funciones de vecindad “bubble”, “gaussian”, “cutgauss”, “ep”, respectivamente. La fila superior muestra la representación unidimensional de las funciones y la fila inferior muestra una representación bidimensional de éstas. Fuente: *SOM Toolbox for Matlab 5* (Vesanto et al., 2000).

Este proceso es repetido un número finito de veces, hasta que ciertos parámetros como el radio de vecindad σ_t se hagan nulos.

Como se puede observar, en este algoritmo cada vector de peso es un promedio ponderado de un subconjunto de observaciones, cuya ponderación es el valor de la función de vecindad $h_{ic}(t)$ en su unidad ganadora c . Como resultado, las neuronas en la malla se ordenan (Vesanto et al., 2000), no en un sentido ascendente o descendente, sino en el sentido de que neuronas vecinas tienen vectores de peso similares. De esta manera, las neuronas en las esquinas de la malla pueden pensarse como los modos más extremos en términos de variabilidad climática, mientras que las neuronas en las posiciones intermedias representan un continuo suavizado entre estos modos extremos (Seridan y Lee, 2011).

La distinción más importante entre este algoritmo y *k-means* es que en este último sólo es actualizado el vector de mejor coincidencia (BMU) y no sus vecinos topológicos en el mapa. De esta forma, *k-means* es el caso particular del método de SOM cuando $h_{ic}(t) = 0$.

3.1.1. Selección de parámetros

La elección de los parámetros de este algoritmo se realiza de manera experimental, ya que no existen resultados analíticos que garanticen la selección óptima de los mismos. El más importante de estos parámetros es el número de nodos, neuronas o mapas autoorganizados, que se elige en dependencia del número de regímenes o patrones que se espera obtener. Un número grande de mapas (SOM) provee una resolución más detallada en los patrones representativos, dado que el error de cuantización se reduce a medida que aumenta el número de SOM (Johnson et al., 2008). Además, esto brinda mayor certeza de que queden agrupados todos los posibles “casos” o patrones atmosféricos contenidos en los datos de entrada. Sin embargo, si se elige un número demasiado grande de SOM, la interpretación y análisis de los patrones puede tornarse más difícil, además de que esto aumenta significativamente el costo computacional.

Para tener una idea preliminar acerca del número de nodos a seleccionar, se realizó un análisis exploratorio de Funciones Empíricas Ortogonales que fue aplicado a los datos de precipitación en el periodo de 1997 a 2013, para la región de estudio. En la figura 3.2 se muestra el porcentaje de varianza explicada por cada modo de variabilidad. Como se puede observar, con las primeras 12 Funciones Empíricas Ortogonales se logra explicar más del 85 % de la varianza de la precipitación y se requieren las primeras 16 para describir el 90.37 % de la variabilidad. Es por esto que 16 resulta un número tentativo de nodos a utilizar.

Adicionalmente, se realizaron varias pruebas modificando el tamaño del arreglo de SOM (2×3; 3×3; 4×3; 4×4), decidiendo finalmente tomar un arreglo de 4×4 SOM, el cual representa un balance adecuado entre el costo computacional y la representatividad de los principales patrones sinópticos.

El resto de los parámetros del algoritmo fueron seleccionados en dependencia de los objetivos particulares del trabajo y de las consultas bibliográficas sobre este tema. Algunos de estos parámetros son los siguientes:

- Inicialización: lineal, a través de las combinaciones lineales de los dos eigenvectores principales de los datos de entrada.
- Función de vecindad: “cutgauss” o pseudogaussiana.
- Tipo de malla: rectangular.

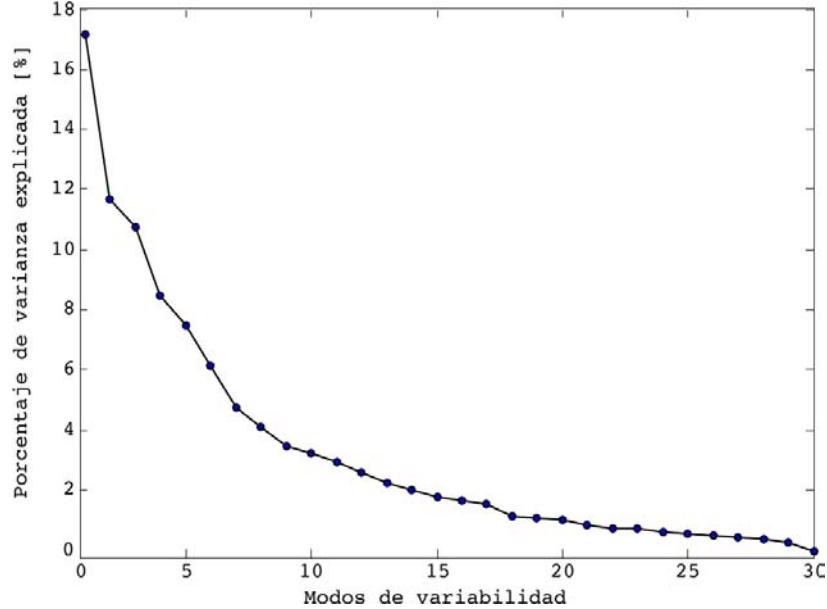


Figura 3.2: Varianza explicada por cada Función Empírica Ortogonal en el análisis de la precipitación.

- Forma de la malla: “sheet” o lámina.

3.2. Área de estudio

En general, el clima de México se ve influenciado en gran medida por el estado del océano Pacífico Tropical, mientras que el Atlántico Tropical teleconecta con México a través de la actividad de ondas del este y flujos de humedad; así como, mediante otros mecanismos (Méndez et al., 2010).

Por lo tanto, para este trabajo se seleccionó un área comprendida en la región: 10 - 55°N; 50 - 120°W, que abarca a México, el Pacífico tropical nororiental, una porción de Norteamérica, el Golfo de México, el Mar Caribe y una porción del Océano Atlántico norte. Esta área se muestra en la figura 3.3. El análisis de SOM se realiza sobre toda esta región.

Para el estudio de la variabilidad de la precipitación asociada a los patrones obtenidos, se selecciona un área más pequeña, correspondiente al suroeste mexicano, identificada por el cuadro interior en la figura 3.3, la cual comprende la región: 16.5 - 20.5°N; 96.5 - 103.5 °W. En específico, se pretende estudiar el área de la Depresión del Balsas, por la gran importancia de esta región hidrológica. La misma está delimitada por varios sistemas montañosos: el Eje Volcánico Transversal, la Sierra Madre del Sur y la Sierra Norte de Oaxaca. La génesis y evolución de estas morfoestructuras dieron lugar a la amplia variedad de características fisiográficas, geológicas, climáticas e hidrológicas que hoy integran la cuenca del río Balsas. Su estructura fisiográfica presenta una gran continuidad orográfica, puertos muy elevados y parteaguas ininterrumpidos, lo que convierte a esta cuenca en un límite climático y biogeográfico para la flora y la fauna de México (Toledo, 2003).

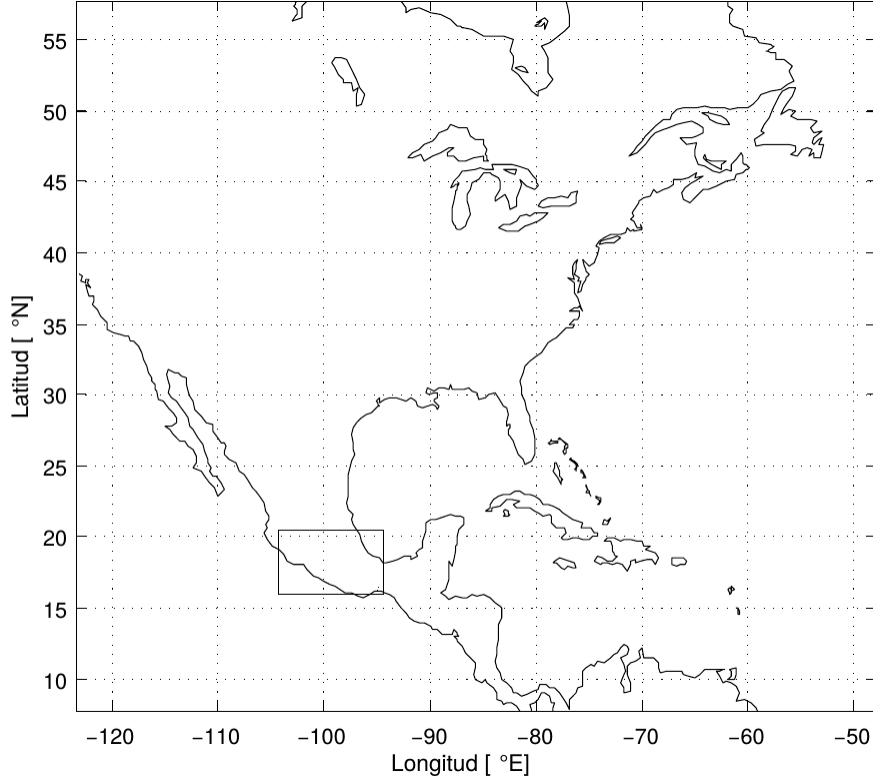


Figura 3.3: Áreas de estudio. El área mayor es la comprendida entre 10 - 55°N y 50 - 120°W. El área más pequeña, indicada por el cuadro interior, es la región entre 16.5 - 20.5°N y 96.5 - 103.5°W, donde se localiza la Depresión del Balsas.

3.3. Datos

3.3.1. Era-Interim

En el presente trabajo se emplean reanálisis del Centro Europeo de Pronóstico del Tiempo a Mediano Plazo (ECMWF: European Centre for Medium-Range Weather Forecast), en específico los de ERA-Interim (Dee et al., 2011). Estos son reanálisis de la atmósfera global que cubren un periodo desde 1979 hasta el presente, con alta resolución espacial y temporal y proveen información en 60 niveles verticales desde la superficie hasta los 0.1 hPa (Berrisford et al., 2011). Los datos usados en este trabajo corresponden a un periodo de 17 años, de 1997 a 2013, presentan una resolución espacial de 0.5° (aproximadamente 55.5 km) y una resolución temporal de un día y están organizados en una malla regular. Los datos son proporcionados en formato NetCDF (Network Common Data Form), el cual permite el acceso y manejo de los mismos en forma de arreglos matriciales. De esta base de datos se emplean las siguientes variables: altura geopotencial en 700 y en 500 mb, presión atmosférica reducida al nivel medio del mar, humedad específica en 700 mb, componentes zonal y meridional (u y v) del viento y vorticidad relativa (componente vertical: ζ). Las variables usadas en el algoritmo se describen a continuación.

Espesor

Una de las variables incorporadas al algoritmo es el espesor de la capa atmosférica comprendida entre 500 y 700 hPa, el cual es proporcional a la temperatura media de dicha capa, según la ecuación hipsométrica (Holton, 1972):

$$T_h = Z_2 - Z_1 = \frac{R_d}{g} \int_{p_2}^{p_1} \bar{T} d(\ln p) \quad (3.5)$$

donde \bar{T} representa la temperatura media de la capa comprendida entre dos superficies de presión, p_2 y p_1 , R_d es la constante del gas para el aire seco ($R_d = 287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) y g es el promedio global de la gravedad a nivel medio del mar y a 45° de latitud ($g = 9,80665 \text{ m s}^{-2}$) (Holton, 1972). La ventaja de usar esta variable en lugar de la temperatura del aire es que el espesor es proporcional a la temperatura promedio de la capa, o sea que al usarla se está considerando un efecto integral y no local. El espesor es una variable importante para determinar la posición de masas de aire cálidas y frías en la atmósfera (Bureau of Meteorology Glossary, 2015) y también para identificar gradientes horizontales de temperatura.

Mediante los mapas de espesor se puede determinar la presencia de sistemas sinópticos, por ejemplo las bajas de núcleos cálidos, las cuales tienen mayor temperatura en su centro que en la periferia. Esto se corresponde con un mayor espesor en la capa y con vientos de gran intensidad cerca de la superficie (Wallace and Hobbs, 2006).

Asimismo, el espesor, unido al campo de viento, permite identificar regiones donde la advección térmica es importante, la cual está asociada con el movimiento en la vertical, de manera que la advección cálida contribuye al ascenso del aire, mientras que la advección fría tiende a asociarse con el descenso del aire. Por lo tanto, regiones de convección, formación de nubes y precipitación pueden ser identificadas a partir de los patrones de espesor.

En general, regiones donde el espesor decrece pueden asociarse a ocurrencia de precipitación, debido al enfriamiento por evaporación que se produce al caer la misma en una capa de aire seco.

Altura geopotencial en 500 hPa

Otra de las variables empleadas en este análisis es la altura geopotencial en 500 hPa. En este nivel se pueden observar ondas atmosféricas de gran escala a una altura de aproximadamente 5000 a 5500 m, las cuales rigen en gran medida el comportamiento del tiempo en superficie. También permiten observar formaciones como dorsales y vaguadas y en general brinda información sobre la dinámica de la atmósfera.

Presión atmosférica reducida al nivel medio del mar

Por último, se emplea la presión atmosférica reducida al nivel del mar. Esta variable permite conocer la distribución de sistemas sinópticos de gran importancia ya sea para el desarrollo de la precipitación o para la evolución de otros sistemas que originan precipitación. Asimismo, es una variable representativa de la circulación a gran escala en las capas bajas de la atmósfera y del transporte de propiedades.

3.3.2. Preprocesamiento de las variables

Se calcularon las anomalías climáticas de cada una de estas variables para cada día de la estación MJJAS, del 1 de Mayo al 30 de Septiembre (153 días), sustrayendo a cada valor diario la media climática de largo plazo del periodo 1997-2013 para ese día. Estas anomalías fueron ponderadas por el coseno de la latitud, para tener en cuenta la dependencia de la densidad de puntos de rejilla con la latitud. Además se normalizaron dichas anomalías, para garantizar que todas las variables tengan el mismo peso en el análisis. Posteriormente, las variables se organizaron en matrices de 2601×7021 (número de días \times número de puntos de la malla), es decir, cada fila representa un vector correspondiente a una observación diaria mientras que cada columna representa un punto en el mapa. Posteriormente se genera una matriz que comprende a estas tres variables:

$$X_{(d \times p)} = T_h(500 - 700)_{(2601 \times 7021)}, Z500_{(2601 \times 7021)}, slp_{(2601 \times 7021)}$$

donde $d=2601$ días y $p=28084$ puntos. Aquí, $T_h(500 - 700)$ es el espesor, $Z500$ es la altura geopotencial en 500 hPa y slp es la presión a nivel del mar. De esta manera, cada vector diario contiene información de la presión en superficie, el geopotencial en 500 hPa y la temperatura promedio en la troposfera baja y media, con lo cual se tiene en cuenta el efecto combinado de la circulación en la troposfera media y del calentamiento en esta capa debido a factores como la absorción de la radiación solar y el contraste térmico entre continentes y océanos. Además, de esta manera se incorporan al algoritmo tanto variables termodinámicas como dinámicas. Como resultado, el algoritmo de SOM genera una clasificación no lineal de estos datos diarios multivariados en 16 categorías o modos.

Luego de realizado el análisis de SOM, los campos diarios de éstas variables atmosféricas fueron agrupados y clasificados en cada uno de los 16 modos climáticos siguiendo el criterio de la mínima distancia euclidiana y se calcularon mapas promedio de anomalías diarias.

Otras variables como la vorticidad relativa y la advección horizontal de humedad en 700 hPa, aunque no se introducen al algoritmo, se emplean para complementar el análisis. La vorticidad se obtiene directamente de la base de datos de ERA-Interim y la advección horizontal de humedad se calcula mediante el esquema de diferencias finitas centradas según la expresión 3.6, para cada punto de la rejilla de datos, como se muestra en la figura 3.4.

$$\vec{V}_H \cdot \nabla_H q = u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} \quad (3.6)$$

donde q es la humedad específica en 700 hPa y u, v son las componentes zonal y meridional del viento en ese nivel, respectivamente.

3.3.3. GPCP

Otra fuente de datos utilizada en el presente trabajo es la precipitación diaria del centro de datos climáticos de NCAR/UCAR (GPCP: Global Precipitation Climatology Project). Estos productos tienen una resolución espacial de 1° , una resolución temporal de 1 día y son generados a partir de la fusión optimizada de datos de varias fuentes, incluyendo satélites (infrarrojo y microondas) y observaciones de estaciones de superficie (NCAR Eds, 2015). Luego de validaciones regionales y globales, los estimados de lluvia de esta fuente están siendo ampliamente usados actualmente en lugar de observaciones de superficie o para complementar éstas en estudios de variabilidad climática (Tchakoutio

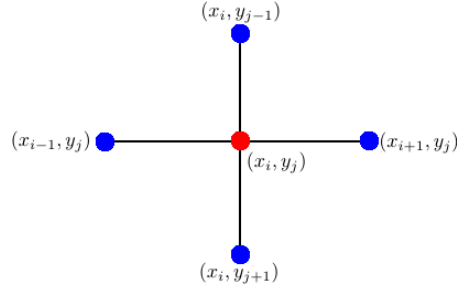


Figura 3.4: Esquema que representa cómo se calcula la advección de humedad en un punto de malla x_i, y_j , usando un esquema de diferencias centradas.

et al., 2014). Los datos de esta fuente abarcan desde 1997 hasta el presente, por lo que se selecciona para este trabajo un periodo comprendido entre 1997 y 2013. Usando estos datos de precipitación, se calculan anomalías diarias de precipitación, definidas como desviaciones de los promedios climáticos diarios para dicho periodo.

3.4. Matriz de transición

La matriz de transición (matriz de probabilidades de transición o matriz de Markov) es usada para describir las transiciones en una cadena de Markov. Es una matriz cuadrada en la que cada uno de sus elementos es un número real no negativo que representa una probabilidad de que un proceso pase de un estado i a un estado j (P_{ij}). El proceso puede permanecer en el mismo estado, esto ocurre con una probabilidad P_{ii} . La probabilidad P_{ij} se puede estimar contando el número de veces que un proceso va de un estado a otro y dividiendo entre el total de transiciones de ese estado a cualquier otro estado, incluyendo el reingreso en ese mismo estado i .

Existen varios tipos de matrices de transición:

- la *matriz derecha*, en la que cada fila suma uno
- la *matriz izquierda*, en la que cada columna suma uno
- la *matriz doble*, en la que cada fila y cada columna suman uno

En este trabajo se construye una matriz de transición para los distintos regímenes obtenidos y se evalúa su importancia estadística (*statistical significance*) mediante la prueba de Monte Carlo, como se describe en Vautard et al. (1990). Este método consiste en generar una serie de números del 1 a N (estados) de manera aleatoria, luego se calcula la matriz de transición B_{ij} para dicho vector y se realizan 10 000 repeticiones de este proceso. Se compara cada matriz B_{ij} con la matriz de transición original T_{ij} y se cuenta el número C_{ij} de veces en que $B_{ij} \geq T_{ij}$ y el número D_{ij} de veces en que $B_{ij} \leq T_{ij}$ de los 10 000. Para que la transición $i \rightarrow j$ sea más probable que sólo debido al azar, a un nivel de confianza de 95, 90 y 80 %, C_{ij} debe ser menor que 500, 1000 y 2000, respectivamente. Para que la misma transición sea menos probable que debido sólo al azar a un nivel de confianza de 95, 90 y 80 %, D_{ij} debe ser menor que 500, 1000 y 2000, respectivamente (Vautard et al., 1990).

3.5. Análisis espectral

El análisis espectral es uno de los métodos más ampliamente usados para el análisis de datos en las ciencias atmosféricas, oceanografía y climatología. Mediante esta técnica es posible identificar características importantes de una serie de tiempo y los procesos físicos relacionados con esta. Algunos de los métodos más comunes dentro del análisis espectral son el análisis de Fourier, también llamado análisis de armónicos y el análisis de *wavelet*², los cuales se aplican en esta tesis para el análisis de series de precipitación.

3.5.1. Análisis de Fourier

El análisis de Fourier se basa en la descomposición de una serie de tiempo en una suma de funciones sinusoidales o armónicos, dichas funciones constituyen una adecuada representación de la serie original debido a su propiedad de ortogonalidad³ y a su habilidad para modelar ondas en la Tierra (Duchon y Hale, 2012). Con esta técnica se transforma la serie del dominio del tiempo al dominio de las frecuencias, permitiendo determinar cómo la varianza total de la serie se distribuye como función de la frecuencia, lo que posibilita detectar periodicidades en la serie; así como también a qué frecuencias se asocian estas.

Para series de datos discretas y con intervalos constantes $dt = 1/f_s$, donde f_s es la frecuencia de muestreo, la base computacional del análisis de Fourier es la transformada discreta de Fourier (Discrete Fourier Transform: DFT), la cual se calcula según la expresión 3.7, para un vector x de n elementos.

$$y_{p+1} = \sum_{j=0, p=0}^{n-1} e^{-\frac{2\pi i}{n} jp} x_{j+1} \quad (3.7)$$

donde i representa la unidad imaginaria. La transformada discreta de Fourier (y) tiene valores complejos y su valor absoluto mide la cantidad de frecuencia presente en los datos.

La transformada discreta de Fourier, por tanto, permite detectar la presencia de una determinada frecuencia en la serie. Sin embargo, ésta no brinda información acerca de la evolución en el tiempo de las características espectrales de dicha serie. La DFT de un conjunto de datos no revela el instante en el tiempo en que aparece un determinado evento o en que ciertas frecuencias son relevantes; tampoco permite detectar tendencias y cambios abruptos en la serie.

3.5.2. Análisis de wavelet

Como en el análisis de Fourier no está contenida la información temporal de las series de tiempo (Aguiar-Conraria et al., 2010), una alternativa es el análisis de wavelet, el cual permite obtener información de las frecuencias y sus variaciones en el tiempo (Oliveira Domingues et al., 2005), es decir, del espectro de potencias como función del tiempo.

²Ondícula

³Dos funciones son ortogonales sobre cierto intervalo si su producto escalar es cero

Este análisis permite examinar cómo el contenido de frecuencia de una señal cambia a lo largo del tiempo y revela patrones variables en el tiempo. Permite además extraer características de pequeña y gran escala en los datos, además de identificar discontinuidades y detectar puntos de cambio o eventos que no son visibles en los datos originales.

Una *wavelet* es una función en forma de onda, que tiene un valor promedio de cero. En comparación con las ondas sinusoidales (que son las bases del análisis de Fourier) estas se extienden desde $-\infty$ hasta $+\infty$ y tienden a ser irregulares y asimétricas.

De la misma manera que el análisis de Fourier consiste en la descomposición de una función o señal en una suma infinita de senos y cosenos, el análisis de wavelet es la descomposición de una señal en una familia de funciones desplazadas y escaladas respecto a la wavelet original, o “wavelet madre”:

$$\psi_{s,p}(t) = \frac{1}{\sqrt{s}} \psi\left(\frac{t-p}{s}\right) \quad (3.8)$$

donde s es el factor de escala y p es el factor de traslación.

Transformada continua de wavelet

La transformada continua de wavelet está definida como la suma en el tiempo de la señal multiplicada por versiones escaladas y desplazadas de la función wavelet original ψ :

$$W_f(s,p) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \psi_{s,p}(t) dt \quad (3.9)$$

Como resultado se obtienen los coeficientes de wavelet $W_f(s,p)$, que son función de la escala s y de la posición p en el tiempo. Las wavelets generadas de la misma función “madre” tienen diferente escala s y ubicación p , pero tienen todas la misma forma. Los valores de la escala determinan el grado al cual se comprime o alarga la wavelet. Escalas pequeñas comprimen la wavelet y correlacionan mejor con altas frecuencias, por lo que los coeficientes $W_f(s,p)$ de pequeña escala representan rasgos finos de la serie. Mientras que escalas grandes alargan la wavelet y correlacionan mejor con el contenido de frecuencias bajas de la señal, por lo que los coeficientes $W_f(s,p)$ de escalas grandes representan características gruesas o de gran escala de los datos (Daubechies, 1992). La matriz de coeficientes que se obtiene como resultado, representa una visualización de la señal del tipo escala-tiempo (Misiti et al., 1996).

La principal diferencia entre esta transformada y la transformada discreta de wavelet es que la primera puede operar a todas las escalas seleccionadas para el análisis, a diferencia de la segunda, en la que los coeficientes son calculados en ciertas escalas seleccionadas.

Familia de wavelets “Symlets”

Las funciones que se usaron para el cálculo de los coeficientes de la transformada continua de wavelet son las Symlets, las cuales son una familia de wavelets casi-simétricas propuestas por Ingrid Daubechies (Daubechies, 1992). Algunas de las Symlets se muestran en la figura 3.5.

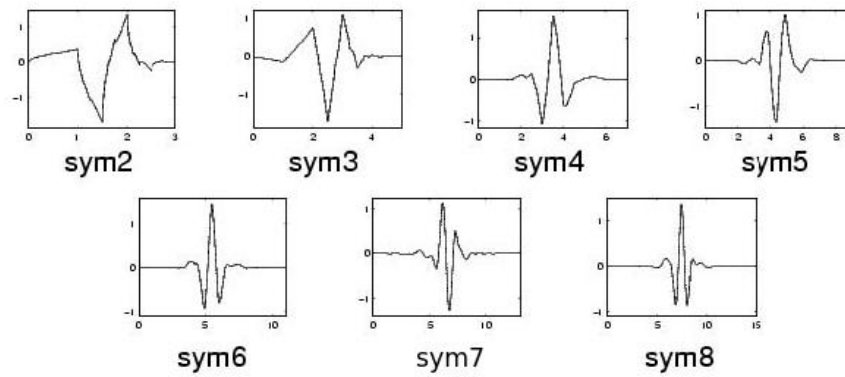


Figura 3.5: Familia de wavelets Symlets de orden $N = 1, 2, \dots, 8$.

En el presente trabajo se usó la Symlet de orden 4 (*sym4*), con número de escalas igual a 200.

Capítulo 4

Resultados y discusión

4.1. Análisis espectral

Se calculó la transformada rápida de Fourier de la serie de anomalías de precipitación diaria del GPCP, usando los promedios espaciales del área: 20.5 - 16.5°N; 103.5 - 96.5°W, correspondiente al suroeste de México. La densidad espectral de potencia asociada a cada frecuencia revela la importancia de la variabilidad intraestacional en el clima de la Cuenca del Balsas (Figura 4.1). Dicho análisis muestra un pico significativo en las frecuencias 0.0245 y 0.0491 días⁻¹, correspondientes a los periodos de 40 y 20 días, respectivamente (Tabla 4.1). Esto evidencia que en el área del suroeste mexicano la precipitación presenta una variabilidad significativa en la escala intraestacional, para el periodo analizado.

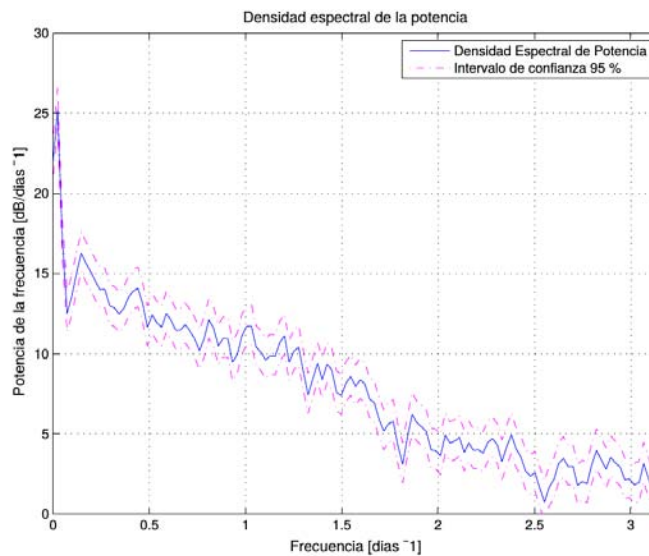


Figura 4.1: Espectro de potencias de las frecuencias de la serie temporal de anomalías de precipitación (GPCP) para el periodo 1997 - 2013 y curvas de los límites superior e inferior del intervalo de confianza al 95 %.

Frecuencia	Periodo
0.0245	40
0.0491	20
0.1473	6
0.1718	5
0.1963	5

Tabla 4.1: Frecuencias más significativas en el análisis espectral de la lluvia en el área de estudio (1997 - 2013)

Para analizar el espectro de potencias como función del tiempo se calcularon los coeficientes de la transformada continua de wavelet de las anomalías de lluvia (promedios espaciales del área 20.5 - 16.5°N; 103.5 - 96.5°W), para cada año por separado. En la figura 4.2 se muestra el caso del año 2000, siendo este resultado muy similar al obtenido para el resto de los años del periodo de estudio (1997 - 2013).

Al observar el espectro se puede ratificar lo encontrado con la transformada de Fourier, que los periodos entre 20 y 40 días presentan mayor relevancia, evidenciando que en gran mayoría los procesos relacionados con la variabilidad de la lluvia en esta región están enmarcados en esta escala temporal. Adicionalmente se puede detectar que la relevancia de estos periodos más dominantes se produce marcadamente en los meses lluviosos, siendo de mayor énfasis en los meses de Junio, Julio y Agosto.

También se observa una relevancia secundaria de las frecuencias correspondientes a los periodos entre 100-160 días, cuya señal se percibe más intensa a finales de Mayo y principios de Junio y en Septiembre, coincidiendo aproximadamente con el inicio y el fin de la estación lluviosa; mientras que en Julio se observa un mínimo en la potencia. Esto pudiera estar relacionado con el proceso de la sequía intraestival, el cual ocurre en los meses de la estación lluviosa en la región del centro y suroeste de México y es una característica del ciclo anual de la precipitación en dicha región. La razón por la cual la señal de este fenómeno podría captarse en este rango de frecuencias en lugar de en las frecuencias entre 40 y 20 días, es debido a que estas últimas representan la variabilidad asociada a la escala intraestacional (mes a mes) mientras que la sequía intraestival es una característica del ciclo anual de la precipitación, que se manifiesta a lo largo de la estación lluviosa del año (5 a 6 meses).

De esta manera, se denota la estacionalidad de la potencia de wavelet de las anomalías de precipitación, mostrando diferencias significativas en la potencia de la serie entre los meses lluviosos y secos del año. De esto se deriva que dos escalas fundamentales rigen los fenómenos que determinan la variabilidad de la precipitación en la región de estudio; una escala que comprende la variación intraestacional, aproximadamente 1 mes y una escala que comprende la variación estacional, aproximadamente 5 meses.

Además se calculó el espectro de potencias para otras variables que pueden estar relacionadas con este comportamiento de la precipitación. Dichos espectros de potencias evidenciaron que la temperatura, el transporte zonal de humedad y la altura geopotencial en 500 hPa presentan oscilaciones de alta frecuencia a lo largo de todo el año. Sin embargo, la potencia de wavelet de la presión atmosférica a nivel del mar muestra una marcada estacionalidad a lo largo del año (Figura 4.3).

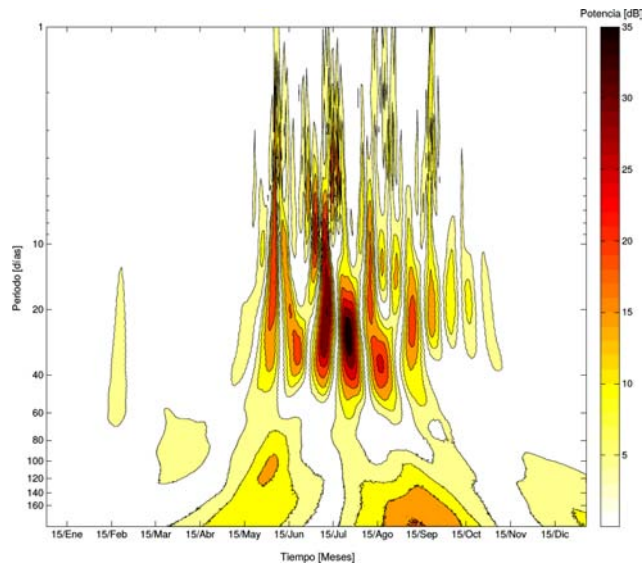


Figura 4.2: Escalograma de las anomalías de precipitación (GPCP) promediadas sobre el área: $20.5 - 16.5^{\circ}\text{N}$, $103.5 - 96.5^{\circ}\text{W}$; a partir de las wavelets “Symlets”, para el año 2000. El eje de ordenadas representa una escala logarítmica.

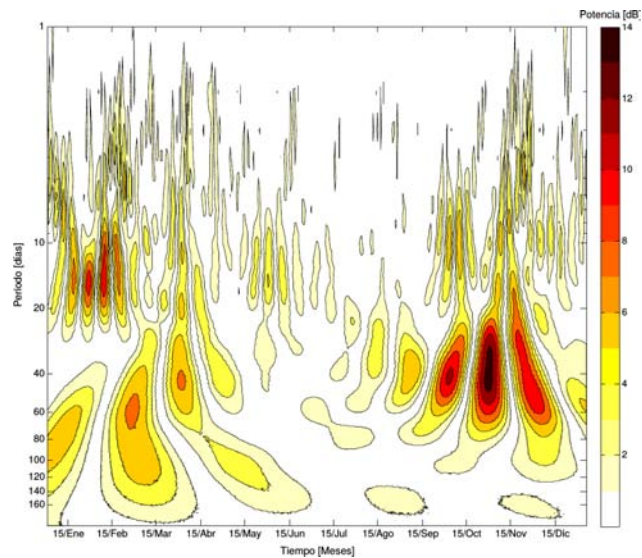


Figura 4.3: Escalograma de las anomalías de presión atmosférica reducida al nivel del mar (ERA-Interim), promediadas sobre el área: $20.5 - 16.5^{\circ}\text{N}$, $103.5 - 96.5^{\circ}\text{W}$; a partir de las wavelets “Symlets”, para el año 2000. El eje de ordenadas representa una escala logarítmica.

La potencia de esta señal muestra mayor relevancia en los meses del periodo menos lluvioso del año, mientras que desde Mayo y hasta Agosto se percibe una disminución en la potencia de la señal de esta variable, lo que coincide con un régimen que se impone en estos meses, en el que la presión

atmosférica en superficie experimenta una disminución en toda el área de estudio. Las frecuencias más significativas en la variabilidad de la presión son las asociadas a los periodos entre 40 y 60 días.

Todo esto puede ser un indicador de la importancia de esta variable meteorológica sobre otras en la modulación del comportamiento de la precipitación sobre el área de estudio, al menos para el periodo comprendido entre 1997 y 2013. Esto puede ocurrir a través de otros fenómenos de menor escala espacial y temporal que a su vez modulan la variación de la lluvia, es decir que los sistemas de presión pueden restringir o acotar tanto la región de desarrollo como la intensidad de sistemas de menor escala, como por ejemplo las ondas del este, los cuales generan precipitación.

4.2. Regímenes climáticos obtenidos con SOM

Usando la metodología descrita en la sección 2.3 se obtuvieron 16 regímenes climáticos correspondientes al periodo lluvioso (MJJAS), estos representan compuestos de anomalías respecto a la media estacional de largo plazo mostrada en la figura 4.4.

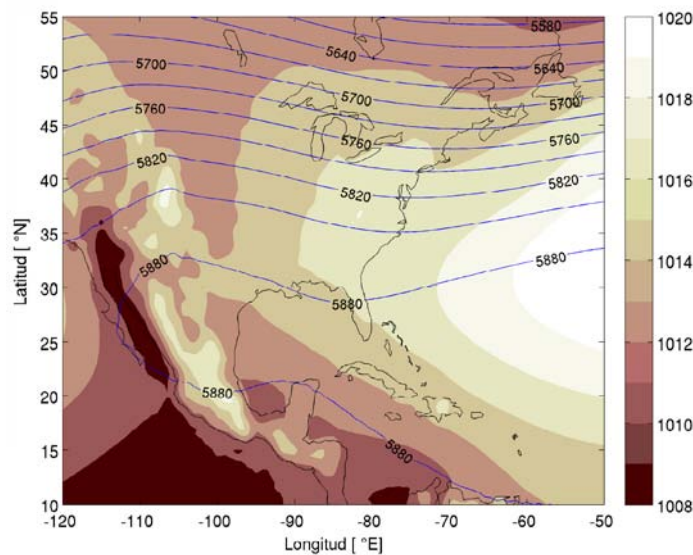


Figura 4.4: Promedio de largo plazo (1997-2013) de altura geopotencial en 500 hPa (líneas de contorno, en m) y presión atmosférica a nivel medio del mar (áreas sombreadas, en hPa), para los meses MJJAS.

Como se puede observar en la figura 4.4, la media climática para este periodo muestra presiones superficiales que varían entre 1010 y 1020 hPa sobre toda la región. En superficie se observa la presencia del sistema semipermanente de alta presión del Atlántico: el anticiclón de Azores-Bermudas y las curvas de altura geopotencial en 500 hPa evidencian la extensión de dicho sistema en la troposfera media y alta. Además, el geopotencial en 500 hPa indica la presencia de presiones más bajas hacia el oeste de la región de estudio, sobre todo en el sur de México, el Pacífico y el mar Caribe occidental.

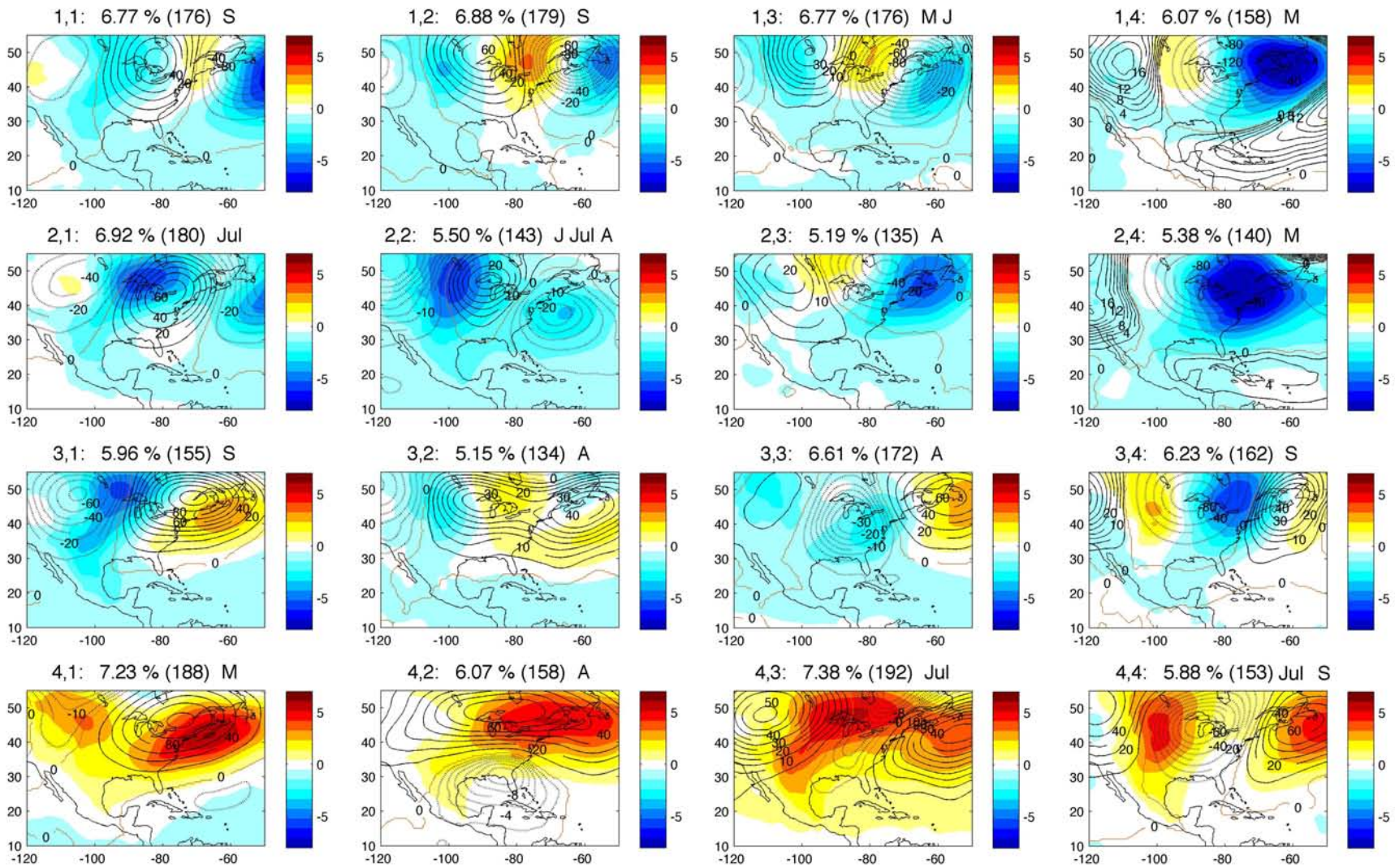


Figura 4.5: Regímenes climáticos para los meses MJJAS, de altura geopotencial en 500 hPa (líneas de contorno, en m, líneas discontinuas son valores negativos y la isolinia cero es de color marrón) y presión atmosférica a nivel medio del mar (áreas sombreadas, en hPa) para el periodo 1997-2013, obtenidos con SOM. En la parte superior de cada mapa se indica la posición (i, j) en la matriz, la frecuencia relativa (en %), el número total de días y los meses más probables para la ocurrencia de cada régimen climático.

Los regímenes climáticos⁴ se muestran en la figura 4.5. Como se mencionó anteriormente, este método garantiza que los modos “cercaños” o adyacentes en la matriz de SOM están más relacionados que aquellos modos “distantes”. Cada uno de estos se indentifica por la posición en la matriz, lo que se indica en la parte superior de cada mapa. Además se muestra la frecuencia relativa de ocurrencia de cada modo (en %) y el número total de días en que se presentó, entre paréntesis; así como, los meses en que es más probable su ocurrencia. La frecuencia relativa, calculada como la frecuencia absoluta entre el número total de días del periodo analizado, también se puede observar en la gráfica de la figura 4.6. Aquí se puede ver que los regímenes más frecuentes son el 2,1; el 4,1 y el 4,3; mientras que los que presentan frecuencias más bajas son el 2,3 y el 3,2.

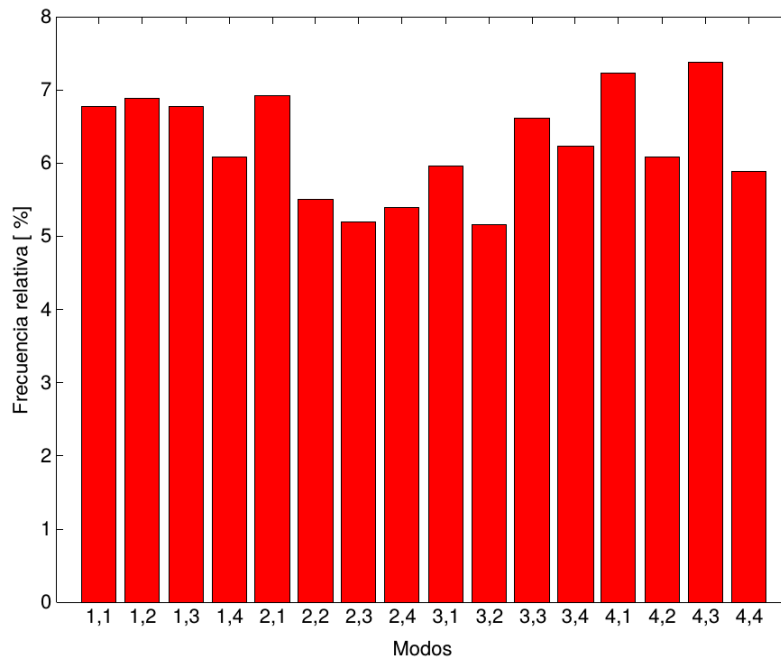


Figura 4.6: Frecuencia relativa de cada régimen climático en el periodo 1997-2013.

Los mapas de los compuestos de anomalías de presión atmosférica a nivel medio del mar y altura geopotencial en 500 hPa (Figura 4.5) representan patrones de circulación típicos de cada régimen climático. A simple vista puede notarse que los mapas “vecinos” presentan patrones que se asemejan entre sí, lo cual se debe a la característica del algoritmo SOM de conservar las relaciones de vecindad de los datos de entrada, lo que permite detectar posibles transiciones o la evolución temporal del estado de la atmósfera. Análogamente, las neuronas que se encuentran localizadas en posiciones opuestas del mapa evidencian patrones muy diferentes entre sí, como se observa claramente en los regímenes ubicados en las posiciones 1,4 y 4,1; así como, para 1,1 y 4,4.

⁴Regímenes, patrones o modos climáticos; neuronas, nodos o mapas de la matriz de SOM.

Es notable que en todos los modos climáticos las anomalías son prácticamente nulas para el geopotencial en 500 hPa en la región por debajo de los 30° de latitud norte, lo cual también se observa para la presión a nivel del mar en algunos modos, mientras que por encima de los 30°N se observan valores grandes de anomalías. No obstante, varios autores han documentado la respuesta de los trópicos al forzamiento de latitudes medias. Lamb (1973) sugiere que la atmósfera tropical responde selectivamente a forzamientos laterales generando perturbaciones en ondas ecuatoriales. También Magaña y Yanai (1995) demuestran que las ondas de Rossby-gravedad mezcladas son estimuladas por el efecto de perturbaciones de latitudes medias que se propagan a la región ecuatorial y que la convección tropical durante el verano exhibe variaciones que están relacionadas con las fluctuaciones de las características de estas ondas de Rossby-gravedad mezcladas, de la troposfera alta. Otros autores como Romero-Centeno et al. (2007) encuentran que la evolución del anticiclón de Azores-Bermudas induce un gradiente de presión sobre el Istmo de Tehuantepec, favoreciendo la generación del chorro y un gradiente meridional de presión atmosférica a nivel del mar en el Caribe occidental, que a su vez favorece la canalización de los alisios a través de la brecha de Papagayo, Costa Rica. Además los sistemas de gran escala de latitudes medias como ondas planetarias, o anticiclones oceánicos y continentales, pueden ejercer su influencia en fenómenos de menor escala que tienen lugar en los trópicos, como las ondas del este o los ciclones tropicales, acotando la región donde éstos se desarrollan y evolucionan y modificando así la precipitación originada por estos sistemas, ya sea generando un aumento o una disminución de la misma.

Analizando ahora los compuestos de valores absolutos de presión en superficie y altura geopotencial en 500 hPa (Anexo 1) se puede observar que los regímenes ubicados en la última fila: 4,1; 4,2; 4,3 y 4,4 muestran el anticiclón oceánico de las Azores - Bermudas más desplazado hacia el oeste, proporcionando influencia de la dorsal anticiclónica hasta la Península de la Florida. Mientras que los regímenes 1,1; 1,2; 1,3; 1,4 y 2,1 muestran que dicho sistema de altas presiones se encuentra más retirado hacia el este, siendo más débil su influencia sobre el Caribe, el Golfo de México, Centroamérica y el territorio mexicano.

Un análisis preliminar de estos modos climáticos de variabilidad puede obtenerse a partir de los días que se agrupan en cada categoría. Por ejemplo, los modos ubicados al centro de la matriz (2,2; 2,3; 3,2; 3,3) están compuestos de días pertenecientes a Agosto principalmente, por lo que se puede inferir que estos regímenes caracterizan el intermedio de la estación MJJAS. Asimismo, los modos 1,4 y 2,4 que ocurren más frecuentemente en Mayo, parecen caracterizar el inicio de la estación, con un predominio de presión atmosférica anómalamente baja en toda la capa troposférica. En estos modos, el anticiclón del Atlántico está desplazado hacia el este.

En las siguientes secciones se describirán los modos climáticos que más destacan en cuanto a su frecuencia de ocurrencia y en cuanto a su importancia para la precipitación sobre México.

4.2.1. Régimen de *baja presión*

Este modo (posición 1,4 en la matriz de SOM) tiene una frecuencia de ocurrencia de 6.07% y muestra un predominio de bajas presiones en superficie sobre toda el área de estudio, observándose un sistema de baja presión continental sobre el este de Norte América y el anticiclón oceánico de las Azores-Bermudas más retirado hacia el este, generando poca influencia sobre México y el mar Caribe;

mientras que en niveles altos se observa una vaguada sobre Norte América (Figura 4.7 a). Los compuestos de anomalías de altura geopotencial en 500 hPa (Figura 4.7 b) muestran anomalías negativas dinámicamente consistentes sobre Norte América, con valores entre -20 y -120 m. En superficie las anomalías de presión atmosférica alcanzan los -8 hPa.

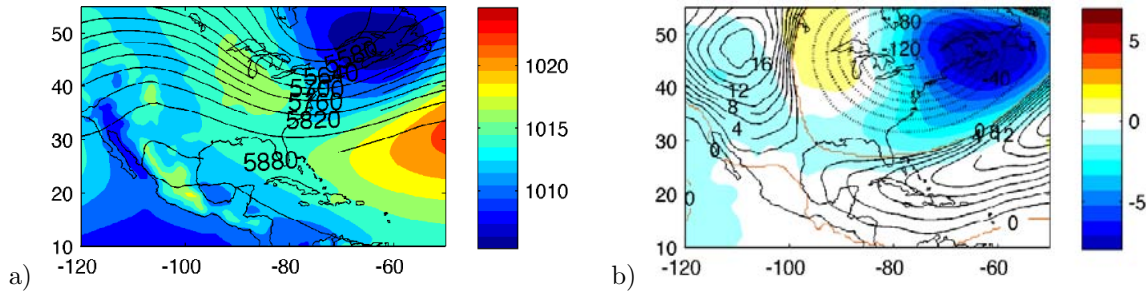


Figura 4.7: Presión atmosférica en el nivel medio del mar (áreas sombreadas, en hPa) y altura geopotencial en 500 hPa (líneas de contorno, en m, líneas discontinuas son valores negativos y la isolínea cero es de color marrón) en el régimen de *baja presión*: a) valores absolutos y b) anomalías.

El espesor en la capa entre 500 y 700 hPa correspondiente a este régimen (Figura 4.8 a) muestra mayores valores al suroeste del área de estudio, mientras que al norte de dicha región, por encima de los 30°N se observa un fuerte gradiente, indicando advección térmica hacia el trópico. El campo de vientos muestra una circulación ciclónica cerrada al noreste de Estados Unidos, consistente con el centro de baja presión observado en esa área. La humedad en niveles medios es intensa en todo el territorio mexicano, en particular al suroeste, con valores superiores a 8 g kg⁻¹.

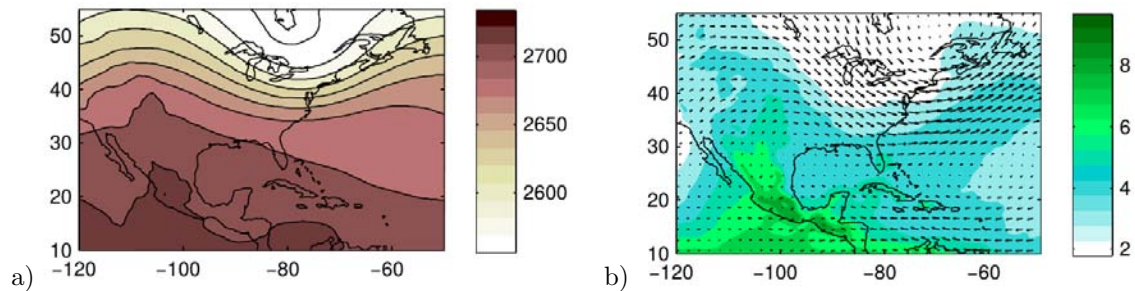


Figura 4.8: Compuestos de a) espesor de la capa entre 500 y 700 hPa (en m) y b) viento (en m s⁻¹) y humedad específica (en g kg⁻¹) en 700 hPa, para el régimen de *baja presión*.

Analicemos ahora la lluvia promedio en el suroeste y centro de México asociada a la ocurrencia de este patrón, que se observa en el mapa de anomalías de la figura 4.9. Estas anomalías son calculadas respecto a la media de largo plazo mostrada en la figura 4.10. Se puede observar que aunque al centro del país, en promedio, no hay un comportamiento anómalo de la lluvia, en gran parte del área suroeste predominan las anomalías positivas, es decir que la precipitación diaria es, en promedio, entre 0.5 y 1.5 mm por encima de su media climática, lo que sugiere que este régimen juega un rol importante en los acumulados de lluvia en verano sobre el suroeste de México.

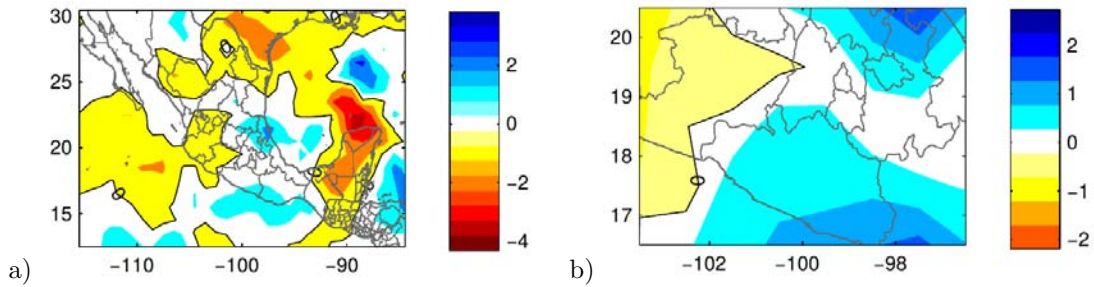


Figura 4.9: Anomalía promedio de precipitación acumulada diaria (en mm) asociada al régimen de *baja presión*: a) República Mexicana y b) región ampliada del suroeste de México, en específico de la Depresión del Balsas.

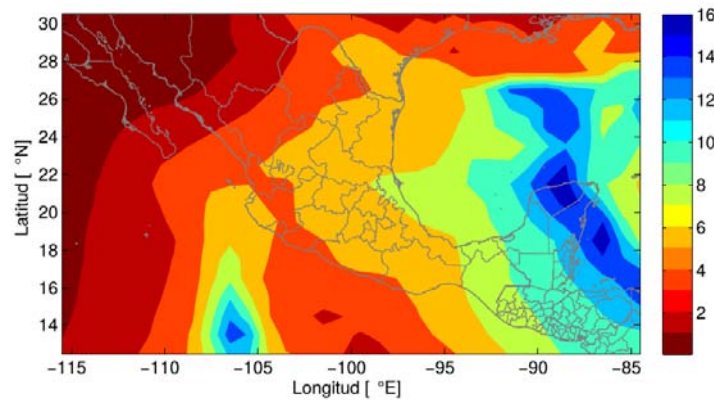


Figura 4.10: Precipitación acumulada diaria promedio (1997-2013) para los meses MJJAS (en mm), con datos del GPCP.

En este trabajo se definió un “evento” como un conjunto de al menos dos días consecutivos con las mismas características, es decir, donde se presenta el mismo régimen atmosférico. En la figura 4.11 se muestra el número de eventos por cada régimen climático, así como la persistencia (o duración) promedio, en días, de cada uno de estos. Se observa que el régimen de *baja presión* presentó para el periodo estudiado un total de 37 eventos, con una persistencia promedio de más de 3 días, siendo el segundo más persistente de los regímenes encontrados con SOM, denotando que este patrón atmosférico es más propenso a mantenerse que a transicionar a otros patrones.

Esto se puede reafirmar analizando la matriz de transición entre los regímenes (Figura 4.12), cuya importancia estadística fue evaluada mediante la prueba de Monte Carlo (Vautard et al., 1990). Las correspondientes matrices “C” y “D” se muestran en la figura 4.13, las cuales evidencian que las probabilidades más altas dentro de la matriz de transición presentan alta importancia estadística. Dado que la matriz de transición calculada es una *matriz derecha*, debe interpretarse o leerse por las filas, de esta manera: $i \rightarrow j$. Se observa que, de manera general, las transiciones con mayor probabilidad se encuentran en la diagonal, evidenciando la tendencia de la atmósfera a permanecer en un régimen climático una vez que éste se encuentre imperante.

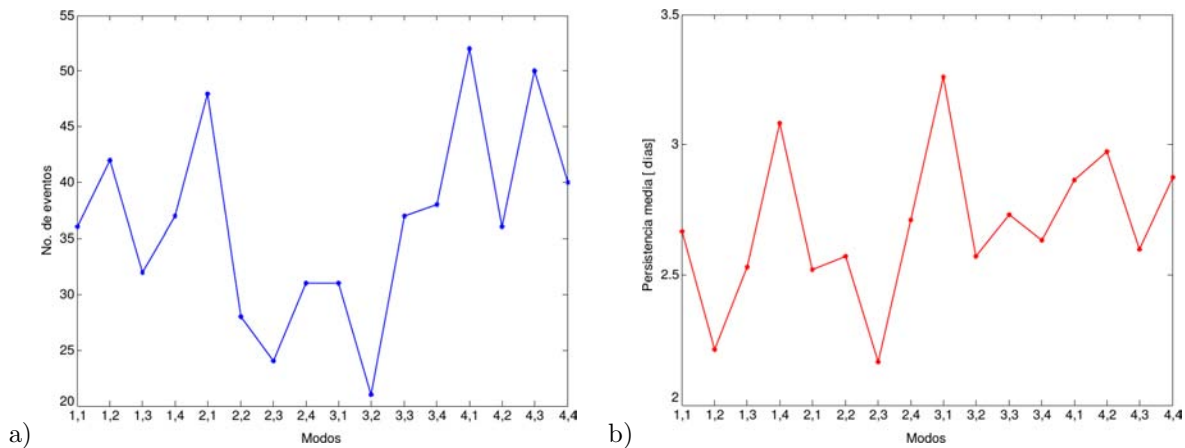


Figura 4.11: a) Número de eventos de cada modo climático y b) persistencia media de cada evento, en días.

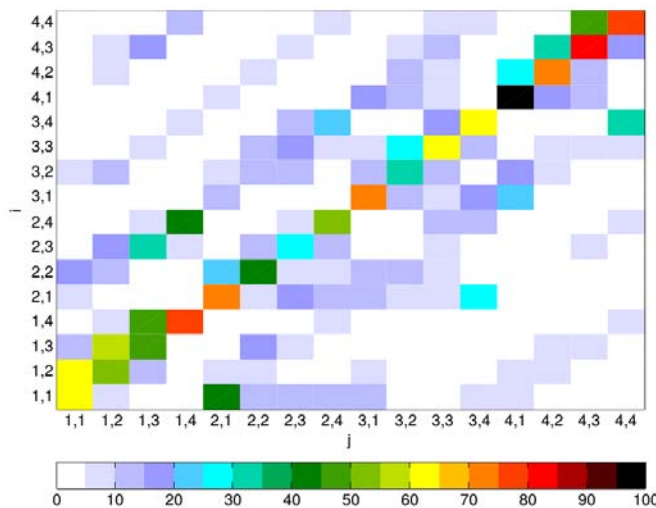


Figura 4.12: Matriz de probabilidades de transición entre los regímenes.

En el caso del régimen de *baja presión* (posición 1,4), la probabilidad de permanecer en ese mismo estado es de 77%, lo que explicaría la alta persistencia de los eventos de este patrón, en promedio mayor a 3 días.

4.2.2. Régimen de *alta presión*

Este modo se encuentra en la posición 4,1 de la matriz de SOM y presenta una frecuencia relativa de 7.23%. Este régimen muestra el anticiclón de las Azores-Bermudas intensificado y desplazado hacia el oeste, manifestándose su influencia sobre casi toda la región de estudio, como se observa en la figura 4.14 a. Las isolíneas de altura geopotencial en 500 hPa evidencian que la presión aumenta al descender en latitud y sobre todo en Norte América se evidencian anomalías positivas entre 20 y 100 m

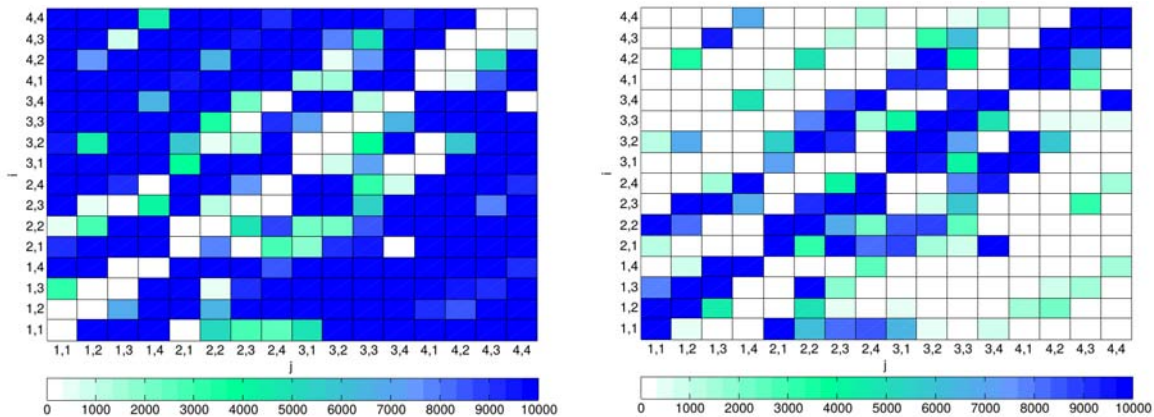


Figura 4.13: Matrices C y D de la prueba de Monte Carlo, para 10 000 repeticiones. Las transiciones con mayores probabilidades son las de mayor importancia estadística (95 %).

(Figura 4.14 b). La presión en superficie también presenta anomalías positivas sobre esta área, con valores que alcanzan los 7 hPa.

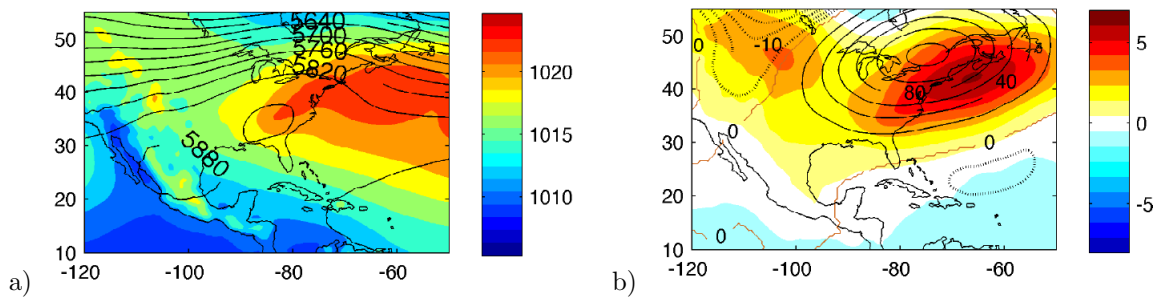


Figura 4.14: Presión atmosférica en el nivel medio del mar (áreas sombreadas, en hPa) y altura geopotencial en 500 hPa (líneas de contorno, en m, líneas discontinuas son valores negativos y la isolínea cero es de color marrón) en el régimen de *alta presión*: a) valores absolutos y b) anomalías.

Al observar el mapa de espesor (Figura 4.15 a) se puede percibir un gradiente débil de temperatura en la capa atmosférica entre 500 y 700 hPa. En general, por debajo de los 35°N la temperatura promedio de la capa tiene un comportamiento bastante homogéneo. La humedad específica en niveles medios en este régimen de circulación (Figura 4.15 b) muestra valores entre 4 y 6 g kg⁻¹ sobre los mares Intra-Americanos, el Golfo de México y una parte del Atlántico. Mientras que sobre todo el territorio mexicano el contenido de humedad es un poco mayor, con valores de 8 g kg⁻¹, además se puede percibir un mayor gradiente. Sin embargo, dada la configuración de las isolíneas y la dirección del viento que en promedio ocurre bajo este régimen no parece producirse el transporte de humedad por advección horizontal hacia el centro y sur de México. El viento evidencia una circulación cerrada, centrada en 82°W con 35°N aproximadamente. Cerca de esta área la velocidad del viento es pequeña, con valores de 2 m s⁻¹ e inferiores, sólo por encima de los 40°N se observan velocidades más grandes, entre 8 y 12 m s⁻¹.

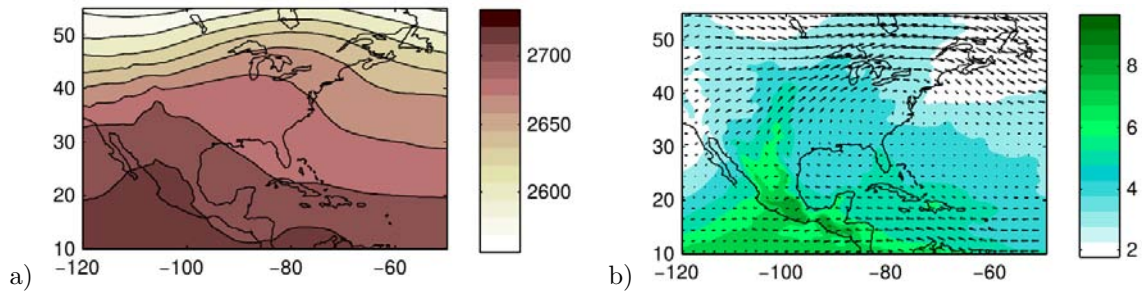


Figura 4.15: Compuestos de a) espesor de la capa entre 500 y 700 hPa (en m) y b) viento (en m s^{-1}) y humedad específica (en g kg^{-1}) en 700 hPa, para el régimen de *alta presión*.

En la figura 4.16 se muestra la vorticidad en el nivel de 700 hPa en promedio para los días en que se encuentra imperante este régimen. Se observa que sobre Norte América hay una amplia zona de vorticidad negativa, es decir, la circulación a gran escala es anticiclónica en esa área.

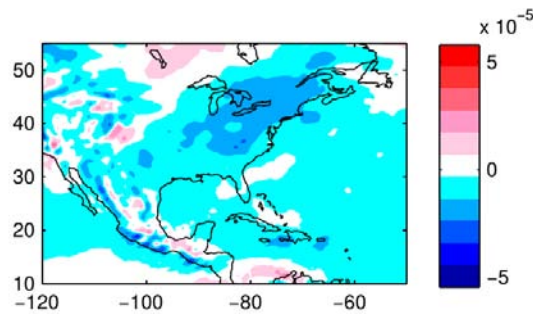


Figura 4.16: Vorticidad relativa en el nivel de 700 hPa [s^{-1}] para el régimen de *alta presión*.

Al analizar la precipitación promedio para este régimen (Figura 4.17) se puede notar que en el centro y suroeste del país predominan las anomalías negativas, con un área donde los valores son más bajos enmarcada entre los 22 - 19°N y los 101 - 97°W, en la cual se tienen anomalías de -1.5 mm día^{-1} . De esta manera podemos discriminar este patrón climático como un régimen predominantemente seco, especialmente para el centro-este de México y para la mayor parte de la región hidrológica de la Cuenca del Balsas.

Este régimen se ubica en la posición 4,1 en la matriz de SOM y es el que presenta mayor número de eventos entre todos los patrones, con un total de 52 eventos (Figura 4.11), los cuales tienen una persistencia media de 2.8 días, siendo estos eventos de menor duración que los eventos del régimen de *baja presión* analizado previamente. Según la matriz de transición, este régimen no presenta probabilidades significativas de transicionar a ninguno de los demás, la única probabilidad significativa es la de permanecer en este mismo estado atmosférico (97%).

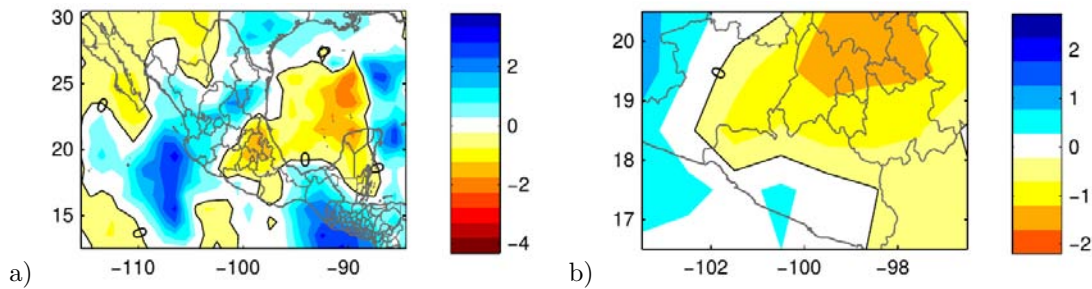


Figura 4.17: Anomalía promedio de precipitación acumulada diaria (en mm) asociada al régimen de *alta presión*: a) República Mexicana b) región ampliada del suroeste de México, en específico de la Depresión del Balsas.

4.2.3. Régimen de onda planetaria: *dipolo*

El régimen ubicado en la posición 1,1 de la matriz de SOM tiene una frecuencia de 6.77%, este representa un patrón de onda planetaria en los niveles medios de la troposfera (Figura 4.18). Las isolíneas de altura geopotencial en 500 hPa muestran anomalías positivas sobre el este de Norte América y anomalías negativas sobre el Océano Atlántico, ambos presentan valores similares y evidencian un dipolo de anomalías en niveles medios (Figura 4.18 b). Los compuestos de valores absolutos (Figura 4.18 a) muestran curvas de altura geopotencial con un patrón similar a una onda planetaria de niveles medios, el cual pudiera ser la corriente en chorro subtropical. En superficie el sistema de alta presión del Atlántico evidencia un claro desplazamiento hacia el este, siendo muy débil su influencia sobre el área de análisis.

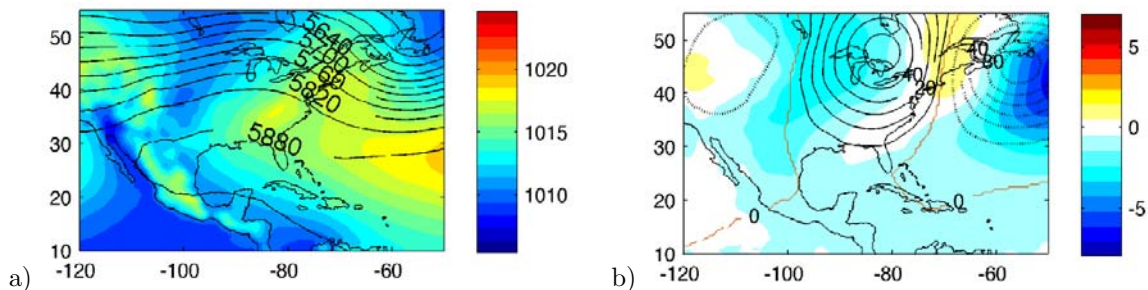


Figura 4.18: Presión atmosférica en el nivel medio del mar (áreas sombreadas, en hPa) y altura geopotencial en 500 hPa (líneas de contorno, en m, líneas discontinuas son valores negativos y la isolínea cero es de color marrón) en el régimen de *dipolo*: a) valores absolutos y b) anomalías.

El espesor de la capa entre 500 y 700 hPa (Figura 4.19 a) muestra mayores valores por debajo de la dorsal de la onda, indicando que la capa atmosférica en esa zona tiene mayor temperatura que sus alrededores. Mientras que la zona de la vaguada de dicha onda muestra un espesor inferior al de sus alrededores, evidenciando una temperatura menor. En cuanto a la humedad específica en el nivel de 700 hPa, se observan valores entre 6 y 7 g kg^{-1} sobre el territorio mexicano, con un gradiente que aumenta hacia el suroeste (Figura 4.19 b). El viento sobre el sur y centro de México es en promedio

de dirección este y, por encima de los 30°N el flujo se corresponde con patrón de la onda mencionado previamente.

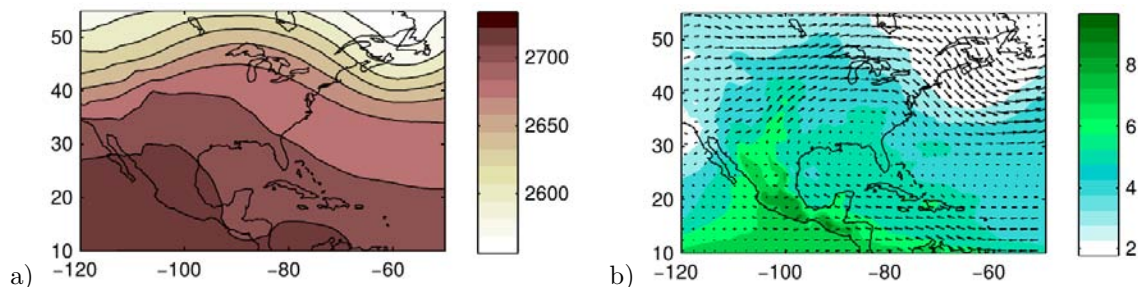


Figura 4.19: Compuestos de a) espesor de la capa entre 500 y 700 hPa (en m) y b) viento (en m s^{-1}) y humedad específica (en g kg^{-1}) en 700 hPa, para el régimen de *dipolo*.

El campo de vorticidad (Figura 4.20) muestra que existe un flujo anticiclónico (vorticidad negativa) sobre la región de la dorsal del dipolo y un flujo ciclónico (vorticidad positiva) sobre la vaguada del dipolo, lo que confirma la presencia de una onda planetaria de niveles medios con propagación cuasi-zonal, en la región subtropical. Dicha onda es responsable de una gran parte del transporte meridional de momento, energía y vapor de agua, además la existencia de las dorsales y vaguadas inmersas en este patrón de onda son importantes para la determinación de la circulación de gran escala y del tiempo atmosférico.

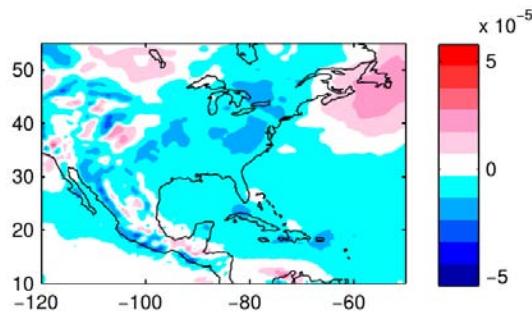


Figura 4.20: Vorticidad relativa en el nivel de 700 hPa [s^{-1}] para el régimen de *dipolo*.

Las anomalías de precipitación asociadas a este patrón se muestran en la figura 4.21, este mapa revela que sobre el centro y suroeste de México la precipitación es anómalamente inferior respecto a su valor promedio en los meses MJJAS. Los valores de anomalías van desde -0.5 hasta -1 mm, siendo mayores hacia el sur de la Depresión del Balsas. Durante el plazo estudiado se presentaron 36 eventos de este régimen de presión y circulación, siendo estos eventos de 2.65 días de duración como promedio. De la matriz de transición (Figura 4.12) podemos ver que este régimen solo presenta probabilidades significativas de transicionar al patrón ubicado en la posición 2,1 de la matriz de SOM (43% de probabilidad), este será descrito más adelante. El régimen *dipolo* adquiere importancia porque

está asociado, en promedio, a la escasés de lluvia sobre la región suroeste del territorio mexicano y porque al analizar su frecuencia relativa se observa que es el cuarto régimen más propenso a ocurrir sobre el área de estudio.

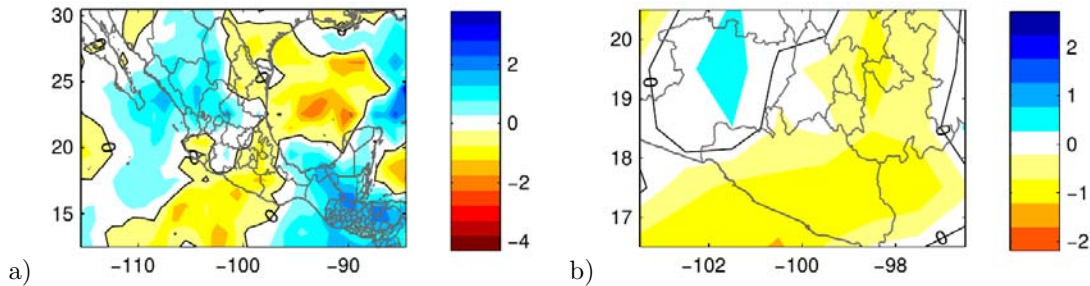


Figura 4.21: Anomalía promedio de precipitación acumulada diaria (en mm) asociada al régimen de *dipolo*: a) República Mexicana b) región ampliada del suroeste de México, en específico de la Depresión del Balsas.

4.2.4. Régimen de onda planetaria: *dipolo invertido*

El patrón aproximadamente opuesto al descrito anteriormente se encuentra en la posición 4,4 de la matriz de SOM y presenta una frecuencia relativa de ocurrencia de 5.88%. Este modo climático evidencia una inversión de la polaridad de las anomalías de altura geopotencial en 500 hPa en latitudes medias, mientras que en superficie predominan las altas presiones (Figura 4.22 a). En el compuesto de anomalías se observa que en la región subtropical y sobre México y parte del golfo la presión en superficie es mayor que la media estacional y las curvas de altura geopotencial en 500 hPa muestran un dipolo invertido respecto al descrito previamente (Figura 4.22 b). En este caso las anomalías negativas se localizan sobre la porción oriental de Norte América y las positivas sobre el Atlántico.

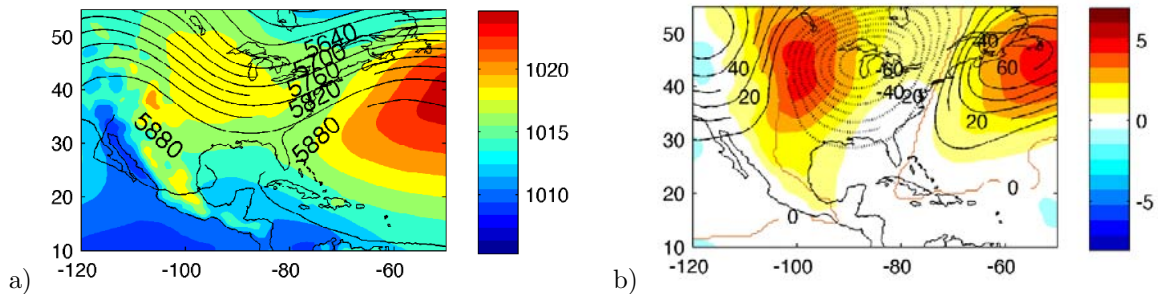


Figura 4.22: Presión atmosférica en el nivel medio del mar (áreas sombreadas, en hPa) y altura geopotencial en 500 hPa (líneas de contorno, en m, líneas discontinuas son valores negativos y la isolínea cero es de color marrón) en el régimen *dipolo invertido*: a) valores absolutos y b) anomalías.

La temperatura media de la capa entre 500 y 700 hPa evidencia la oscilación de gran escala, con fuertes gradientes, la cual se atenúa hacia el trópico (Figura 4.23 a). La distribución espacial de la humedad específica en 700 hPa sobre el territorio mexicano es similar a la de los regímenes descritos

anteriormente, aunque sus valores son ligeramente inferiores a estos (Figura 4.23 b). Los vientos más fuertes se localizan sobre la onda de niveles medios, con velocidades entre 8 y 10 m s^{-1} , mientras que alrededor de los 30°N y por debajo de esta latitud se observan valores muy pequeños de entre 1 y 2 m s^{-1} (Figura 4.24 b). Sobre el centro y suroeste de México se perciben vientos de dirección este.

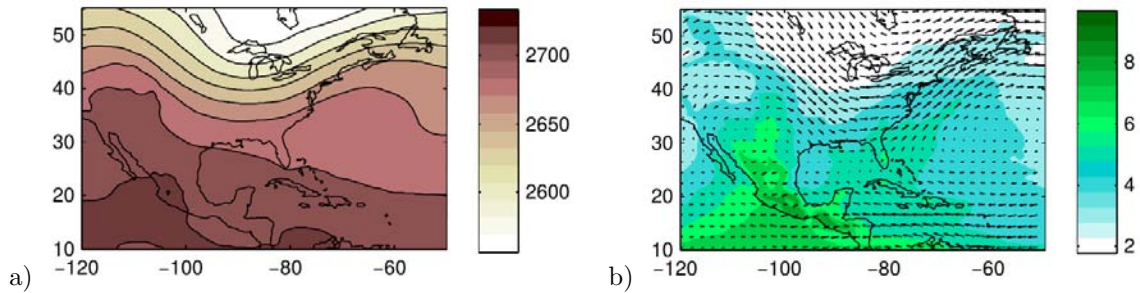


Figura 4.23: Compuestos de a) espesor de la capa entre 500 y 700 hPa (en m) y b) viento (en m s^{-1}) y humedad específica (en g kg^{-1}) en 700 hPa, para el régimen de *dipolo invertido*.

El campo de vorticidad (Figura 4.24) evidencia vorticidad positiva en la zona de la vaguada de la onda y una zona de vorticidad negativa a continuación de esta, en la zona correspondiente a la dorsal. Este modo climático es más propenso a presentarse en Julio y evidencia un patrón de circulación que parece restringir el transporte de humedad hacia el continente, similar al encontrado por Romero-Centeno et al. (2007) para los meses de Julio y Agosto, coincidiendo con el periodo donde se observa la sequía intraestival en el suroeste de México.

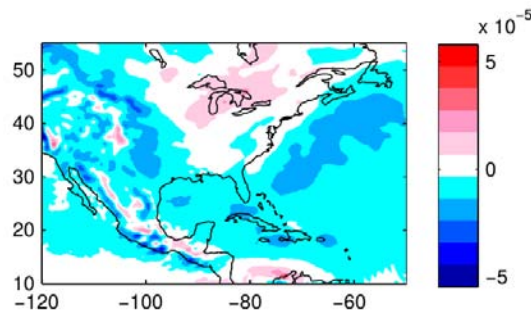


Figura 4.24: Vorticidad relativa en el nivel de 700 hPa [s^{-1}] para el régimen de *dipolo invertido*.

El mapa de precipitación asociado a esta configuración sinóptica de *dipolo invertido*, evidencia que en promedio ocurre un déficit de lluvia sobre todo el centro y sur de México, durante los días donde se presentan eventos de este régimen (Figura 4.25). Se observan anomalías negativas de precipitación acumulada diaria sobre toda el área, con valores entre -0.5 y -1.5 mm, que son más intensas sobre la Cuenca del Balsas.

Durante el periodo estudiado tuvieron lugar 40 eventos de este régimen, los cuales tienen una duración promedio de 2.9 días, lo que se puede observar en la figura 4.11. De la matriz de transición (Figura

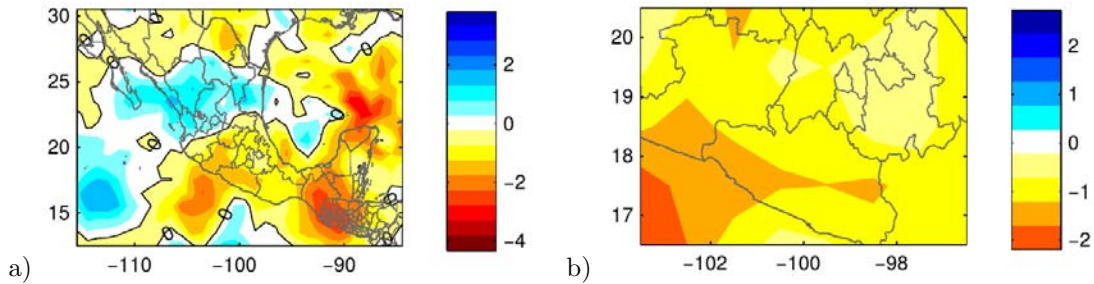


Figura 4.25: Anomalía promedio de precipitación acumulada diaria (en mm) asociada al régimen de *dipolo invertido*: a) República Mexicana b) región ampliada del suroeste de México, en específico de la Depresión del Balsas.

4.12) observamos que existe un 75% de probabilidad de que la atmósfera permanezca en este régimen una vez este se encuentre imperante, mientras que la segunda probabilidad más alta (45%) es la de transicionar al régimen ubicado en la posición 15 de la matriz de SOM, el cual puede ser considerado como un régimen de transición debido a la similitud de su patrón (Figura 4.26).

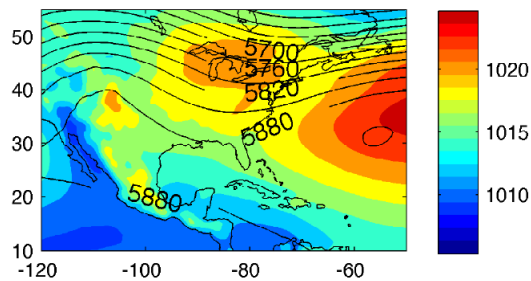


Figura 4.26: Presión atmosférica en el nivel medio del mar (áreas sombreadas, en hPa) y altura geopotencial en 500 hPa (líneas de contorno, en m) en el régimen de transición ubicado en la posición 4,3 de la matriz de SOM.

Este hecho de que los modos vecinos presenten patrones semejantes entre sí no es raro, sino que se debe a que el algoritmo de SOM preserva las relaciones de vecindad de los datos de entrada. Esto se puede ver con claridad en la figura 4.27. En este gráfico, las posiciones de las neuronas están representadas por los cuadros blancos y la escala de colores representa la distancia euclidiana entre los SOM, lo que da una medida de cuánto se asemejan o difieren entre sí los patrones correspondientes a cada neurona.

Por ejemplo, las neuronas de la **1** a la **4** presentan similitud entre sí, mientras que más al centro y en la parte inferior izquierda del mapa las neuronas son más diferentes entre sí. De igual manera se puede ver que las neuronas **15** y **16** presentan distancia pequeña entre sí, lo que explica que sus patrones sean semejantes y sustenta la hipótesis de que **15** podría ser un estado de transición de la atmósfera hacia el patrón de *dipolo invertido*.

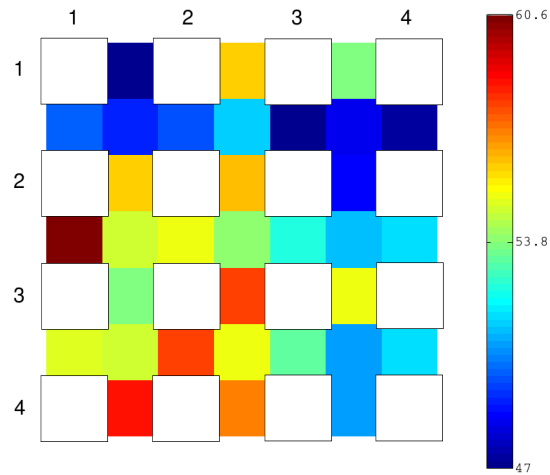


Figura 4.27: Distancia euclidiana entre las neuronas del SOM.

4.2.5. Régimen de *flujo zonal*

Este régimen está caracterizado por un flujo casi zonal sobre toda el área de estudio. Es el patrón ubicado en la posición 2,1 de la matriz de SOM, su frecuencia relativa de ocurrencia es de 6.92%, constituyendo así el tercer régimen climático más frecuente durante el periodo estudiado y el tercero con mayor número de eventos (48). Este presenta una configuración semejante al patrón de onda planetaria descrito en la sección 4.2.3 (*dipolo*), pero en este caso la oscilación se encuentra mucho más atenuada y más desplazada hacia el este que en el modo anterior (Figura 4.28 a). El sistema de alta presión de superficie del Atlántico se extiende hasta la costa este de Estados Unidos y Florida y su influencia sobre el Golfo de México, el Caribe y el territorio mexicano es prácticamente nula. Otra característica que se evidencia es que la presión en superficie es anómalamente baja en prácticamente toda el área (Figura 4.28 b).

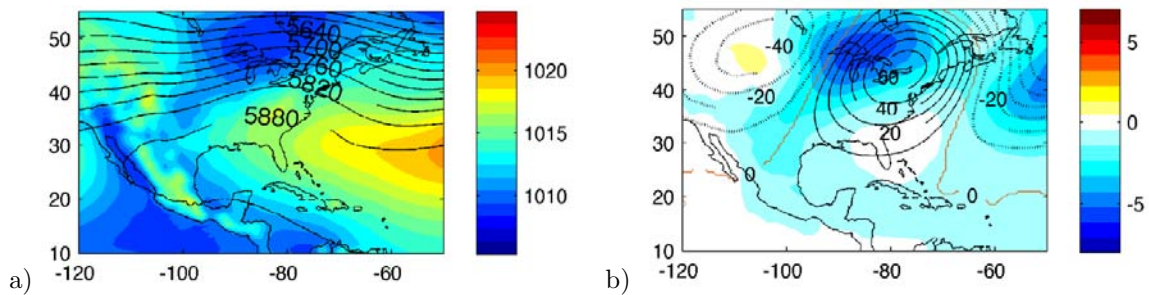


Figura 4.28: Presión atmosférica en el nivel medio del mar (áreas sombreadas, en hPa) y altura geopotencial en 500 hPa (líneas de contorno, en m, líneas discontinuas son valores negativos y la isolínea cero es de color marrón) en el régimen *zonal*: a) valores absolutos y b) anomalías.

El campo de espesor asociado a este régimen (Figura 4.29) no difiere significativamente del patrón 1,1 (*dipolo*), vecino a este. Por otro lado, el campo de viento evidencia un flujo hacia el este, con las características de que es casi zonal por encima de los 30°N y que su velocidad es mayor a la que evidencia el régimen 1,1 (*dipolo*), vecino a este (Figura 4.29 b). Mientras que por debajo los 30°N el viento evidencia valores ligeramente inferiores a los observados en los regímenes analizados anteriormente. El mapa de vorticidad relativa asociado a este patrón (Figura 4.30) evidencia que los valores son pequeños en toda el área, esto muestra que el flujo no presenta valores significativos de vorticidad. Sin embargo, sobre México, en específico sobre el sur del país se observan valores de vorticidad un poco mayores.

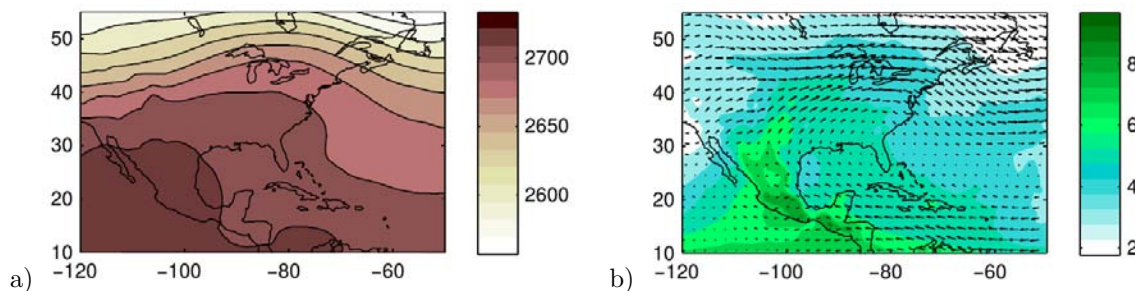


Figura 4.29: Compuestos de a) espesor de la capa entre 500 y 700 hPa (en m) y b) viento (en m s^{-1}) y humedad específica (en g kg^{-1}) en 700 hPa, para el régimen de *zonal*.

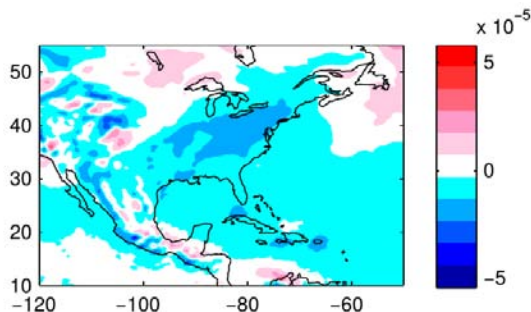


Figura 4.30: Vorticidad relativa en el nivel de 700 hPa [s^{-1}] para el régimen *zonal*.

La lluvia asociada a este régimen climático presenta fuertes anomalías positivas sobre el centro del país que alcanzan valores de 3 mm día^{-1} (Figura 4.31), así como también sobre la zona de la Depresión del Balsas, donde estas anomalías son un poco más pequeñas y oscilan entre 1 y 2 mm día^{-1} como promedio. Este constituye el régimen de lluvia que se asocia a mayor precipitación sobre el área de estudio, con respecto al resto de los regímenes obtenidos y es más propenso a presentarse a principios de Julio. Este resultado es consistente con lo obtenido por Englehart y Douglas (2009), cuyo resultado sugiere que ciertas condiciones húmedas en el sur de México se ven favorecidas por un patrón de circulación en el cual la extensión hacia el oeste del anticiclón de Azores-Bermudas se encuentra débilmente desarrollada, lo cual se puede apreciar en la figura 4.28 a).

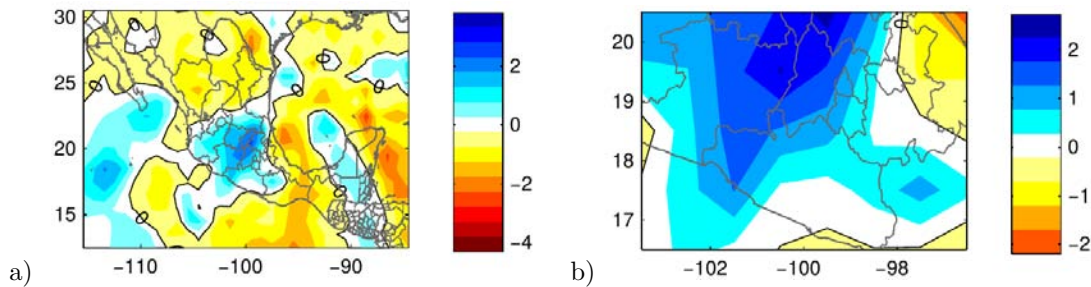


Figura 4.31: Anomalía promedio de precipitación acumulada diaria (en mm) asociada al régimen *zonal*: a) República Mexicana b) región ampliada del suroeste de México, en específico de la Depresión del Balsas.

Este patrón provoca que los vientos alisios que arriban al sur de México sean más débiles que la media, lo que induce una disminución de la cizalladura vertical del viento y un decrecimiento de la subsidencia a gran escala. Todo esto favorece una actividad convectiva más fuerte y mejor organizada sobre México (Englehart y Douglas, 2009).

4.3. Comparación de los regímenes

A pesar de que los regímenes previamente descritos discriminan días lluviosos de días secos, debe además realizarse una discriminación de los acumulados de precipitación. Para llevar a cabo este análisis se construyeron los histogramas de precipitación y se calcularon las probabilidades de exceder un acumulado de lluvia diaria determinado, para cada uno de estos regímenes. Este análisis se realizó seleccionando dos puntos del área de la Depresión del Balsas (Figura 4.32), el primero corresponde al punto de rejilla ubicado en 19.5°N , 102.5°W ; el cual se considera que representa las condiciones al noroeste de la cuenca, es decir, la región Bajo Balsas; y el segundo es el punto de rejilla 18.5°N , 98.5°W ; el cual es representativo del sureste de dicha cuenca, o sea la región Alto Balsas. Esta selección se realizó con el objetivo de obtener resultados más realistas y usar la información de la precipitación en un punto, en lugar de promediar los valores en un área, son lo que se estaría perdiendo o distorsionando un poco la información. La probabilidad de exceder un acumulado diario de lluvia en cada régimen para cada sub-área se muestra en la figura 4.33.

En el noroeste de la Cuenca del Balsas, el régimen *zonal* es claramente el más húmedo y por consiguiente, días con lluvia intermedia y fuerte son relativamente frecuentes bajo este régimen, en el que el 40 % de los días con lluvia presentan acumulados de lluvia superiores a 20 mm y el 50 % de los días con lluvia superan los 15 mm. El régimen de onda planetaria *dipolo inverso* presenta una distribución similar a éste para los acumulados inferiores a 30 mm. Los regímenes *dipolo* y *alta presión* presentan distribuciones similares entre sí, con probabilidades ligeramente inferiores para este último. El régimen *baja presión* es claramente el más seco en esta área, bajo este régimen, sólo aproximadamente la mitad de los días con lluvia exceden los 10 mm y sólo un 15 % de los días lluviosos exceden los 20 mm.

En el sureste de la cuenca también el régimen de *flujo zonal* es el más dominante en cuanto a la intensidad de lluvia; en este caso el 40 % de los días lluviosos superan una precipitación de 15 mm. Bajo



Figura 4.32: Subdivisión del área de estudio en noroeste: 19.5°N, 102.5°W y sureste: 18.5°N, 98.5°W. La región hidrológica de la Depresión del Balsas se encuentra resaltada en azul.

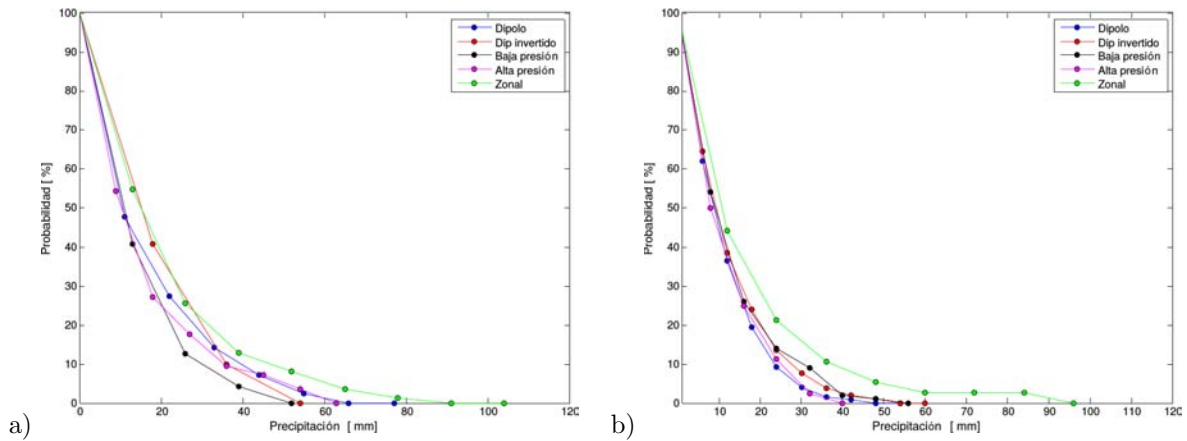


Figura 4.33: Probabilidades (en porcentaje) de exceder una precipitación diaria en un día con lluvia para cada régimen por separado, para el noroeste (a) y el sureste (b) de la Depresión del Balsas.

este régimen se observan eventos de precipitación extremos, con valores entre 60 y 100 mm, dichos valores tienen probabilidades muy bajas de ser superados (alrededor del 2%). El régimen de *baja presión* tiene en el sureste de la cuenca un papel importante, en este caso aproximadamente el 27% de los días con lluvia superan una precipitación de 15 mm y aproximadamente un 9% de los eventos de lluvia evidencian acumulados superiores a 30 mm. El resto de los regímenes evidencian estar asociados a precipitaciones más bajas, siendo en este caso el régimen *dipolo* el menos lluvioso, donde sólo el 10% de los días con lluvia superan los 20 mm. En general, en lo que respecta a la precipitación asociada a estos regímenes, esta área de la Depresión del Balsas evidencia precipitaciones inferiores respecto a la zona más al noroeste.

En las figuras 4.34 y 4.35 se observan las contribuciones absolutas y relativas de los regímenes a la lluvia dentro de ciertos intervalos de clase, para el noroeste y el sureste de la Cuenca del Balsas,

respectivamente. Para la zona noroeste (Figura 4.34), el régimen de *baja presión* es responsable de la ocurrencia de días con lluvia significativamente fuerte, con acumulados entre 30 y 40 mm. En eventos de lluvia de carácter intermedio (acumulados entre 20 y 25 mm) el *dipolo invertido* muestra contribución significativa. El régimen *zonal* tiene una contribución importante en prácticamente todos los rangos de lluvia y especialmente en las lluvias superiores a 40 mm (entre 40 y 140 mm). La precipitación ligera, inferior a 15 mm está mayormente asociada al régimen de *alta presión*.

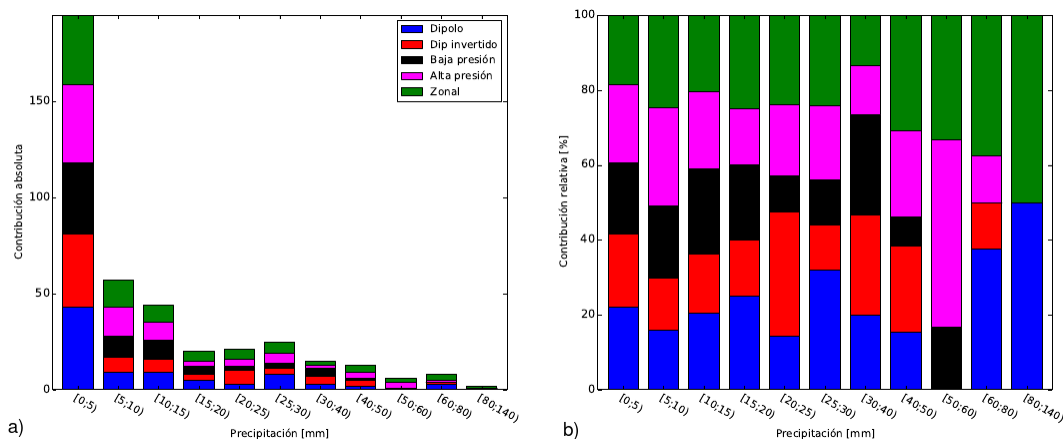


Figura 4.34: Histogramas de las contribuciones absoluta (a) y relativa (b) de cada régimen climático para la ocurrencia de un acumulado de lluvia dentro de un intervalo de clase específico, para el punto de rejilla 19.5°N, 102.5°W (noroeste de la Cuenca del Balsas).

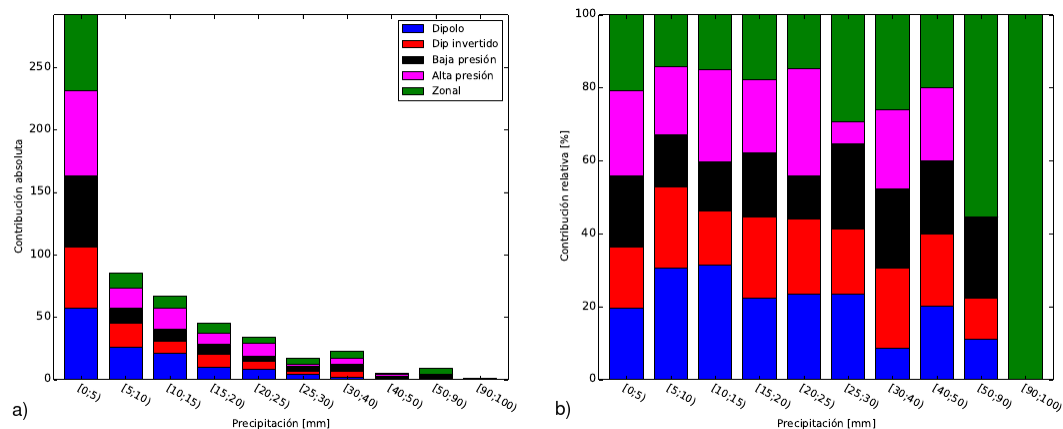


Figura 4.35: Histogramas de las contribuciones absoluta (a) y relativa (b) de cada régimen climático para la ocurrencia de un acumulado de lluvia dentro de un intervalo de clase específico, para el punto de rejilla 18.5°N, 98.5°W (sureste de la Cuenca del Balsas).

Las lluvias extremas en el noroeste de la región (mayor a 60 mm) están asociadas mayormente a los regímenes *zonal* y *dipolo*, también se aprecian contribuciones relativas de 20% de los modos *alta*

presión y *dipolo inverso*, que corresponden a un solo evento de cada uno de estos regímenes, lo cual evidentemente no tiene un impacto importante en la precipitación total en verano, sino que son más bien eventos extraños.

En el sureste de la Depresión del Balsas (Figura 4.35) el régimen *baja presión* tiene una contribución marcada en los días lluviosos con acumulados entre 25 y 50 mm. A diferencia de la región noroeste del área de estudio, el régimen *zonal* no evidencia contribución importante en todos los intervalos de clase, sino más bien en los eventos de lluvia de intermedia a fuerte (de 25 a 100 mm). Las lluvias ligeras inferiores a los 15 mm están asociadas predominantemente al modo climático *dipolo*. Para la lluvia dentro de los intervalos de clase [50;90) y [90;100) se observan contribuciones de los regímenes *zonal*, *baja presión*, *dipolo* y *dipolo invertido*, aunque estos dos últimos representan eventos puntuales, es decir, casos aislados.

4.4. Variabilidad intraestacional

Para el estudio de la variabilidad de la lluvia asociada a los regímenes durante la estación MJJAS se calculó la frecuencia absoluta promedio de los regímenes durante dicha estación (Figura 4.36). Esta gráfica ilustra cómo la variabilidad estacional es bien capturada.

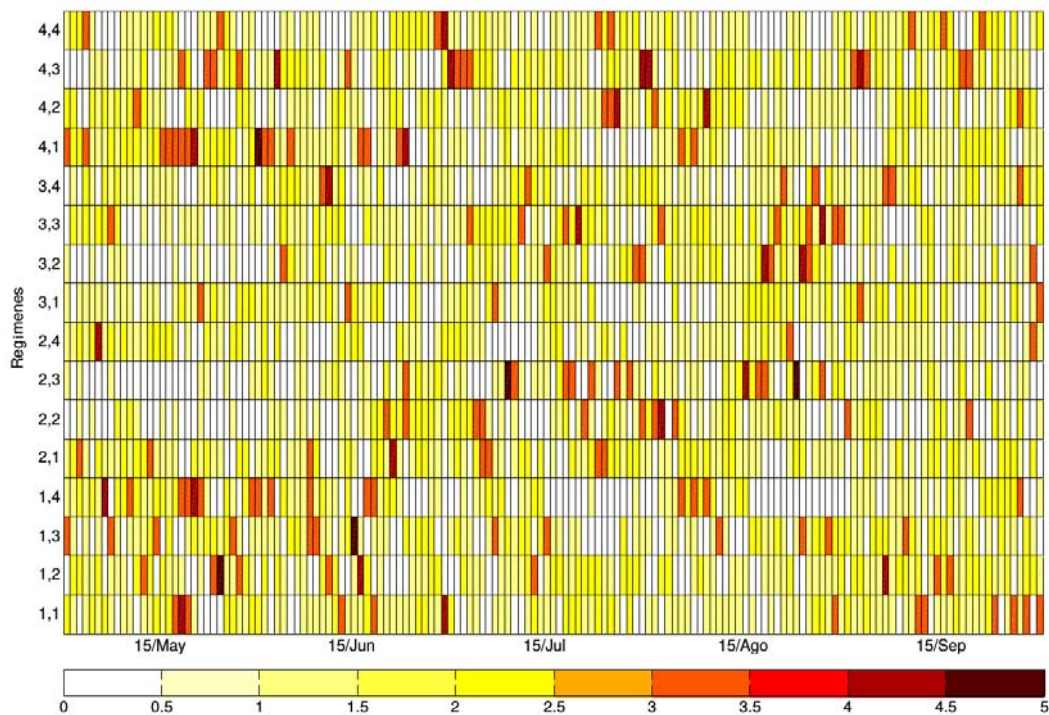


Figura 4.36: Frecuencia absoluta de cada régimen climático como promedio durante la estación MJJAS, en días.

El inicio de la estación, durante Mayo y hasta mitad de Junio, está caracterizado por altas frecuencias en la ocurrencia del patrón 1,4 (*baja presión*), el cual representa una circulación ciclónica anómala en la troposfera baja de la zona subtropical, que induce convección profunda. De acuerdo con Gill (1980) dicha circulación corresponde a un patrón estacionario asociado con calentamiento convectivo en latitudes cercanas al ecuador. Durante esta época de la estación también el modo 4,1 (*alta presión*) presenta altas frecuencias, en general se observa la ocurrencia alternada de estos dos regímenes al principio de la estación lluviosa.

Durante Julio se observa una mayor frecuencia de eventos de los regímenes 4,3 (que representa un estado atmosférico de transición hacia el modo 4,4) y 4,4 (*dipolo invertido*) este último se asocia a la ocurrencia de precipitación moderada y evidencia un patrón en el que el anticiclón del las Azores-Bermudas se encuentra muy intensificado y extendido hacia el oeste. Esto concuerda con lo encontrado por Romero-Centeno et al. (2007) y reafirma la hipótesis planteada anteriormente de que la reducción de la precipitación en el suroeste y centro de México asociada a la sequía intraestival está relacionada con la disminución del transporte zonal de humedad en niveles bajos hacia el continente, vinculada a este comportamiento del anticiclón, tal y como se observa en el modo *dipolo invertido*.

También se puede observar que durante Julio ocurre una disminución en la frecuencia del régimen 1,4 (*baja presión*), el cual destaca, según el análisis previo, por estar asociado a precipitación significativamente fuerte sobre el área de estudio.

Por otro lado, para finales de la estación son más propensos a ocurrir los regímenes 1,1; 1,2 y 1,3 por lo tanto el patrón de onda planetaria subtropical y los patrones que representan transiciones hacia el mismo, caracterizan el final de la estación lluviosa, en específico el mes de Septiembre. En general, se evidencia que la mayor o menor frecuencia de algunos de estos regímenes climáticos a lo largo de la estación rige en alguna medida la variación del clima y en particular de la precipitación sobre la región de estudio.

4.5. Variabilidad interanual

Se construyó un índice climático de la lluvia estacional asociada a cada uno de los regímenes climáticos, para los dos puntos de la región hidrológica de la Depresión del Balsas (al noroeste y al sureste), localizados en la figura 4.32. Para esto se calcularon los acumulados totales de lluvia que ocurrió bajo cada régimen durante la estación MJJAS por cada año. A través de este índice (Figuras 4.37 y 4.38) se puede ver la variabilidad interanual que presentó la lluvia asociada a cada modo climático en el periodo estudiado.

Para el noroeste (Figura 4.37) se observa que los acumulados estacionales de lluvia son relativamente bajos a principios del periodo y hasta 2001, estos valores son inferiores a 80 mm. A partir del año 2002 la lluvia registrada bajo los regímenes *dipolo* y *zonal* cobran importancia; así como, la lluvia del régimen *dipolo inverso* especialmente al final del periodo. Por otro lado, en la región al sur de la cuenca (Figura 4.38) los acumulados de lluvia del régimen de *baja presión* son más grandes que al noroeste. La lluvia que se produce en días del régimen *zonal* presenta acumulados importantes durante prácticamente todo el periodo estudiado, especialmente hacia el final del periodo. La lluvia del régimen *dipolo* es significativa a mediados del periodo, entre 2003 y 2011.

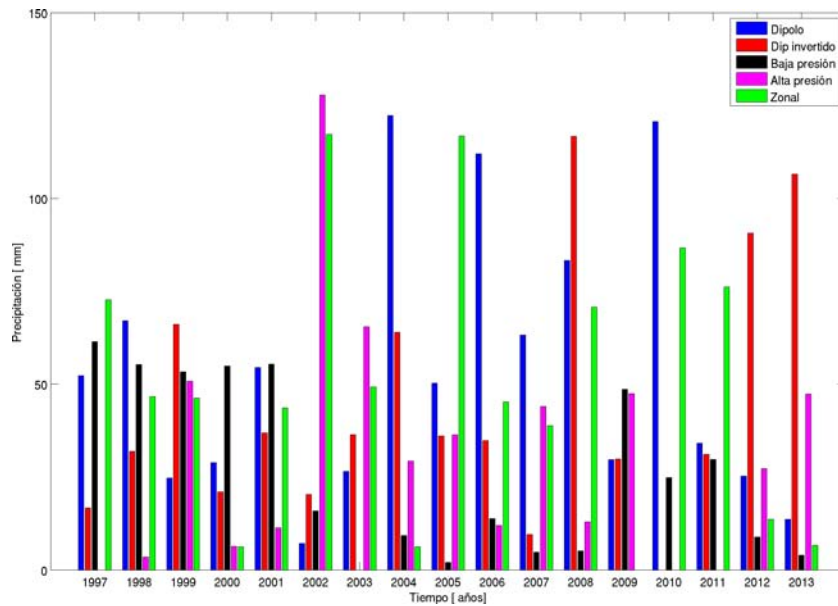


Figura 4.37: Precipitación acumulada total en la estación MJJAS por año asociada a los regímenes climáticos, para el punto de rejilla 19.5°N, 102.5°W (noroeste).

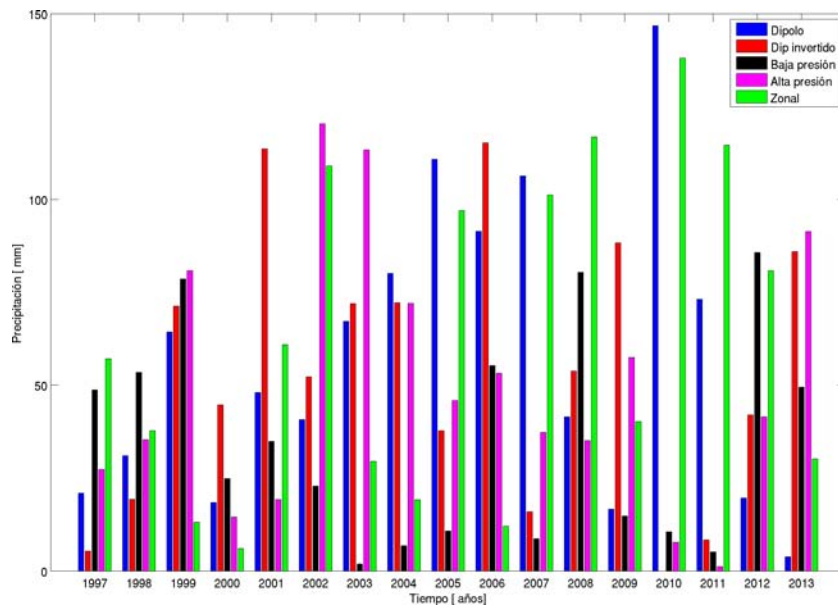


Figura 4.38: Precipitación acumulada total en la estación MJJAS por año asociada a los regímenes climáticos, para el punto de rejilla 18.5°N, 98.5°W (sureste).

Es notable que, para ambas sub-regiones, en el año 2010, clasificado como un evento La Niña (es decir, que la media móvil de 3 meses de anomalías de temperatura superficial del mar en el Pacífico tropical oriental es inferior a $-0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ durante al menos 5 meses consecutivos), los acumulados estacionales de

precipitación registrados bajo los regímenes *dipolo* y *zonal* superan al menos en 60 mm a las lluvias correspondientes al resto de los regímenes, que en algunos casos es cero. Este mismo comportamiento, aunque menos marcado, se observa también en los años 2007 y 2011, en los cuales también se registraron eventos La Niña. Esto pudiera ser un indicador de que las condiciones atmosféricas típicas de estos modos climáticos aumentan su frecuencia durante la fase fría del evento ENOS, mientras que el resto de los regímenes son menos frecuentes.

4.5.1. Efectos de ENOS en los regímenes

Para ahondar un poco más en la relación de los eventos ENOS con los regímenes climáticos que aquí se estudian, se calcularon las frecuencias relativas (en días / total de días de la estación MJJAS) de cada modo durante años El Niño y La Niña. Para clasificar los años del periodo se usó el Índice Multivariado del Niño (*MEI: Multivariate ENSO Index*) (Wolter y Timlin, 1993), el cual está basado en seis variables provenientes de observaciones sobre el Pacífico Tropical: presión atmosférica reducida al nivel del mar, componentes zonal y meridional del viento en superficie, temperatura superficial del mar, temperatura del aire en superficie y fracción total de nubosidad del cielo. Después de filtrar los campos individualmente, el MEI es calculado como la primera componente principal no rotada de los seis campos combinados, lo cual se realiza normalizando la varianza total de cada campo y luego extrayendo la primera componente principal en la matriz de covarianzas de los campos combinados (Wolter y Timlin, 1993). Para hacer que todos estos campos sean comparables, los valores estacionales son estandarizados con respecto al periodo de referencia 1950-1993. En la figura 4.39 se observan los valores mensuales del índice para el periodo de estudio, en el cual se basa la clasificación de la tabla 4.2.

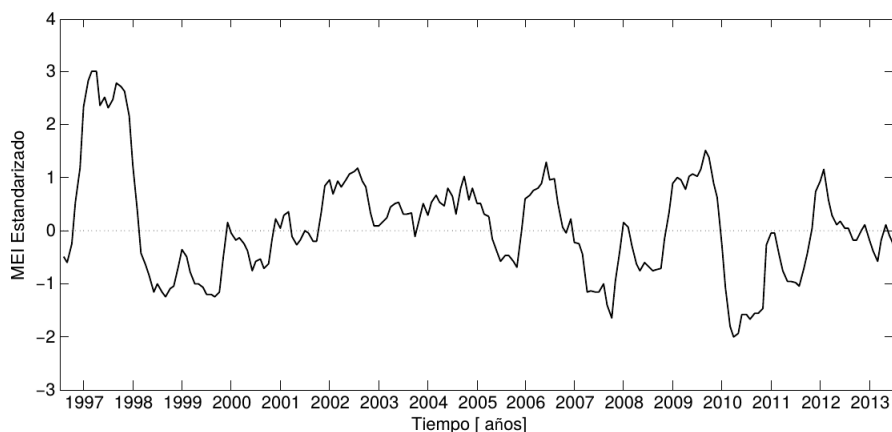


Figura 4.39: Índice Multivariado del ENOS, valores estandarizados.

Es importante destacar que los años clasificados como Niña dentro de este periodo son de débil intensidad, pues el evento ENOS está relacionado con las fases de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO). De manera que la fase fría de la PDO está correlacionada con patrones de anomalías similares a los observados en eventos La Niña y durante esta fase se registran sólo eventos Niño de moderados a débiles. Mientras que la fase cálida de la PDO está correlacionada con patrones de anomalías de temperatura y precipitación similares a los de El Niño, registrándose sólo eventos La Niña débiles,

como sucede en el periodo seleccionado para este trabajo (Víctor Mendoza Castro, Comunicación Personal, 7 de Octubre de 2015; Mantua, 1999).

Año	Clasificación	Año	Clasificación
1997	El Niño	2005	-
1998	La Niña	2006	El Niño
1999	La Niña	2007	La Niña
2000	-	2008	-
2001	-	2009	El Niño
2002	El Niño	2010	La Niña
2003	-	2011	La Niña
2004	El Niño	2012	-
		2013	-

Tabla 4.2: Clasificación de los años del periodo de estudio en eventos fríos y cálidos de ENOS.

Usando esta clasificación se calculó la frecuencia relativa (en días / total de días de la estación MJJAS) de cada régimen en años Niño y en años Niña (Figura 4.40). En años Niño (Figura 4.40 a) el régimen más frecuente es el número 1,4 (*baja presión*), seguido por los modos 4,3 y 4,4 (*dipolo invertido*). Mientras que 2,1; 2,2; 2,3 y 3,2 son los menos frecuentes. En el caso de años donde ocurren eventos La Niña (Figura 4.40 b) los regímenes 2,1 (*zonal*) y 1,1 (*dipolo*) son más propensos a ocurrir, mientras que, contrario a lo observado para años Niño, los modos 1,4 (*baja presión*) y 4,4 (*dipolo inverso*) presentan frecuencias muy bajas en años donde ocurre la fase fría del evento ENOS. El patrón correspondiente al régimen 4,1 (*alta presión*) no evidencia una variación importante en estos eventos en cuanto a su frecuencia, manteniendo valores muy similares para años Niño y para años Niña.

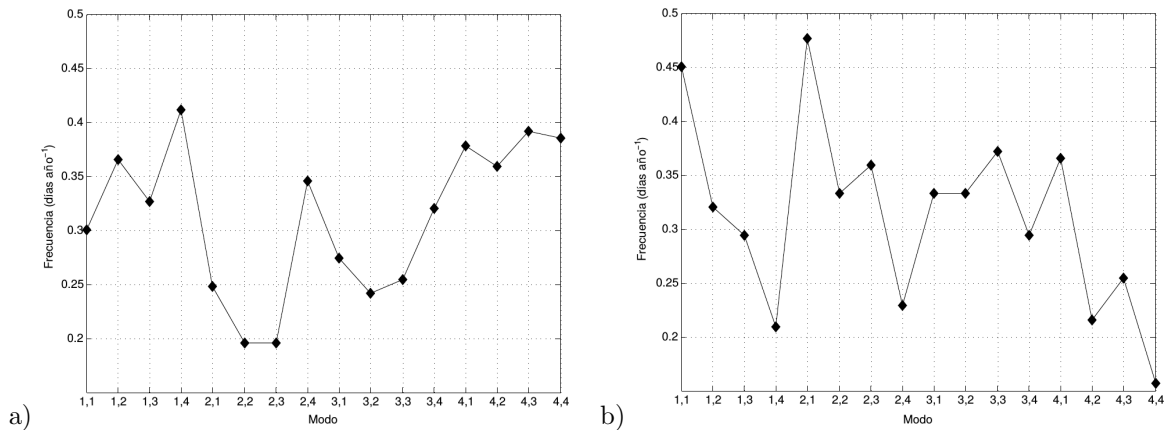


Figura 4.40: Frecuencias relativas (en días / total de días de la estación MJJAS) para cada régimen climático en años Niño (a) y Niña (b).

Este análisis permite estimar cómo el evento ENOS podría modular la probabilidad de ocurrencia de cada régimen climático y a su vez podría permitir asociar eventos cálidos o fríos de este fenómeno a la prevalencia de algún modo climático en particular. Por ejemplo, El Niño podría estar relacionado con una prevalencia de los regímenes *baja presión* y *dipolo invertido*, mientras que eventos La Niña podrían asociarse a una mayor frecuencia de los modos *dipolo* y *zonal* y a una disminución de *baja presión* y *dipolo invertido*.

En efecto, al calcular las correlaciones entre las frecuencias de cada modo climático y el MEI se obtuvieron correlaciones moderadas para el caso de los regímenes *zonal*, *baja presión* y *dipolo invertido* (Figura 4.41).

Los regímenes *baja presión* y *dipolo invertido* tienen correlaciones positivas de 41.7% y 50.3%, respectivamente, implicando un aumento de la frecuencia de estos modos con el aumento del índice, es decir, con el advenimiento de la fase cálida del ENOS (El Niño). Esto corrobora lo obtenido previamente. Por otro lado, los regímenes *dipolo* y *zonal* presentan correlaciones lineales negativas de -36.4% y -50.04%, respectivamente indicando un aumento de sus frecuencias de ocurrencia con la disminución del índice, lo cual también reafirma lo obtenido en el análisis anterior. Por otro lado, se observa una correlación muy baja, de 1.42% entre la frecuencia del régimen *alta presión* y el MEI, lo que explica que las frecuencias de este modo no mostraron variación en años Niño y en años Niña, como se observa en la figura 4.40.

4.6. Cambios en las frecuencias de los regímenes

Otra parte del análisis realizado en el presente trabajo consistió en investigar si los cambios en la frecuencia de los regímenes climáticos están relacionados con la variabilidad de la lluvia en el centro y suroeste mexicano. Para esto se obtuvo una clasificación de los años del periodo estudiado en “positivos” o “negativos” en dependencia de la lluvia anómala sobre la región del centro y suroeste mexicano. Con este fin se realizó un análisis de Componentes Principales para las anomalías de precipitación en verano sobre el área 20.5 - 16.5°N; 102.5 - 94.5°W y a partir del índice de la primera componente principal, el cual explica el 64.01% de la varianza de los datos, se obtuvo la clasificación en años de lluvia “positiva” y “negativa” (Figura 4.42). A continuación se calcularon las diferencias en la frecuencia de ocurrencia entre los años “positivos” o “húmedos” y años “negativos” o “secos”, para cada régimen (Figura 4.43).

Se observa la ocurrencia más frecuente del régimen número 4,1 (*alta presión*) en años anómalamente secos durante el inicio de la estación MJJAS; así como, la mayor ocurrencia de 1,4 (*baja presión*) y 2,1 (*zonal*) en Junio en años anómalamente húmedos. A mediados de la estación, específicamente en el mes de Julio, los regímenes 1,1 (*dipolo*); 1,2; 1,3 y 1,4 ocurren más frecuentemente en años “negativos”; mientras que en años “positivos” los modos 3,1; 3,2; 3,3 y 3,4 (tercera fila en la matriz de SOM) son más propensos a ocurrir. En Agosto y hacia finales de la estación, 1,1 presenta mayores frecuencias en los años anómalamente húmedos, mientras que 4,3 y 4,4 son más propensos a ocurrir en años anómalamente secos, especialmente hacia finales de Septiembre.

Estas diferencias en las frecuencias de los regímenes en años húmedos y años secos pueden ser explicadas por cambios en la persistencia de cada uno de estos; así como, en su número de eventos.

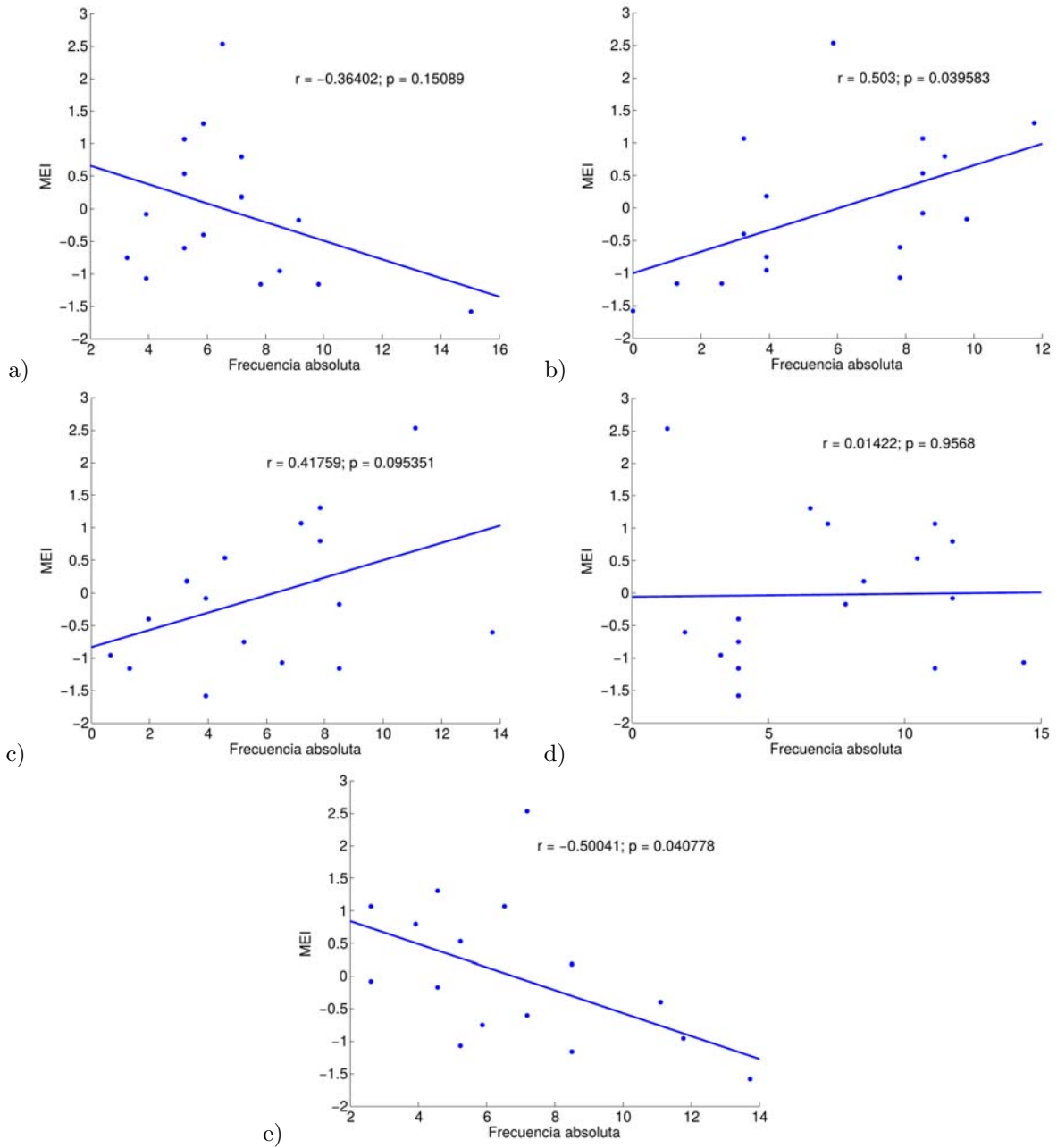


Figura 4.41: Diagramas de dispersión entre el Índice Multivariado del Niño (MEI) y las frecuencias de los regímenes a) *dipolo*, b) *dipolo inverso*, c) *baja presión*, d) *alta presión* y e) *zonal*.

En la figura 4.44 se muestran las diferencias del número de eventos y la persistencia promedio de cada modo climático entre años “positivos” y “negativos”. Según se puede observar en la figura 4.44, los modos 4,1 (*alta presión*), 4,3 y 4,4 (*dipolo invertido*) presentan mayor número de eventos en años secos que en años húmedos, pero la persistencia de estos eventos es menor en años secos. Mientras que el

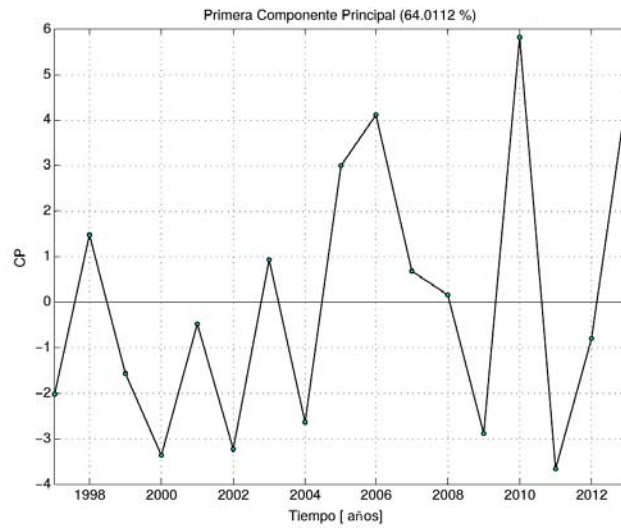


Figura 4.42: Primera componente principal (64.01 % de varianza) para la lluvia anómala del periodo 1997 - 2013, sobre el área 16.5 - 20.5°N; 96.5 - 103.5°W.

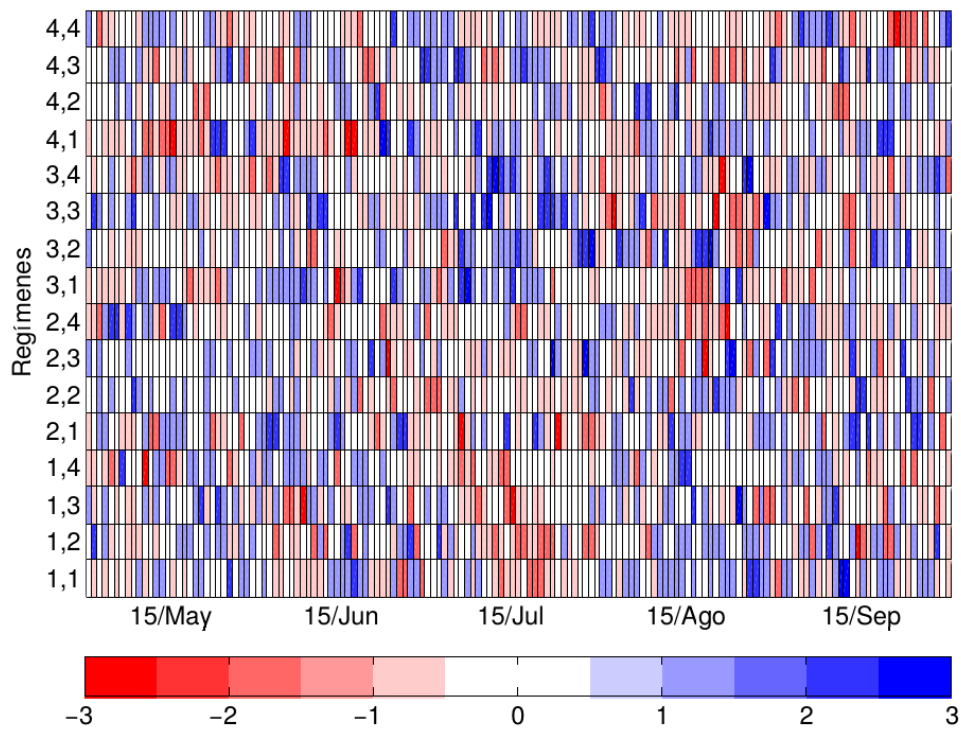


Figura 4.43: Diferencias en las frecuencias promedio de ocurrencia de cada régimen para años “positivos” y “negativos”.

modo 1,1 (*dipolo*) presenta mayor número de eventos en años anómalamente húmedos y la persistencia de estos es mayor en años secos. Por otro lado, la persistencia de los eventos del modo 1,4 (*baja presión*) aumenta cuando ocurren años con lluvia anómalamente positiva, aunque no ocurre así con el número de eventos.

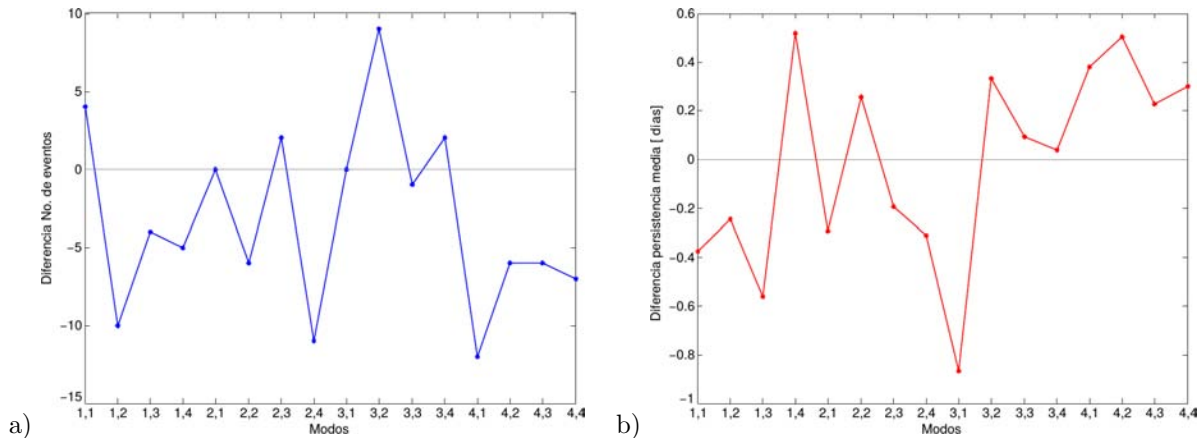


Figura 4.44: Diferencias de número de eventos (a) y diferencia de persistencia media, en días (b) para todos los regímenes entre años de lluvia anómala positiva y negativa sobre el centro y suroeste de México.

También se observa que los regímenes 3,2 y 3,4 presentan mayor número de eventos en años húmedos y la persistencia promedio también aumenta en estos años. Es notable que en el caso del modo número 2,1 (régimen *zonal*) no se observa diferencia significativa en el número de eventos que ocurren en años húmedos y secos, indicando que este presenta poca variabilidad interanual, mientras que la persistencia de dichos eventos sí experimenta una disminución en años húmedos. Veamos cómo varía la precipitación en dependencia de estos cambios interanuales en las frecuencias de los regímenes.

4.6.1. Variabilidad de la precipitación

Se seleccionó el año más seco y el más húmedo del periodo 1997 - 2013 en la región de estudio, en dependencia de los acumulados totales de la estación MJJAS. En la figura 4.45 se muestra la evolución de la lluvia diaria durante la estación para cada uno de estos años. Para el año más seco en lo que respecta a la precipitación de verano, 1997, se observa el comienzo tardío de las precipitaciones de verano casi a mediados de Junio, el cual se produce bajo la ocurrencia del modo climático 2,4. Los días con poca precipitación (valores inferiores a los 3 mm) están caracterizados mayormente por la ocurrencia de eventos de los modos 4,3 y 4,4, dichos eventos tienen una duración mayor o igual a 3 días. A finales de Agosto se observa un evento de 5 días de duración del modo 1,3 bajo el cual ocurren precipitaciones superiores a 10 mm día^{-1} , el cual representa el evento más importante de lluvia para la estación lluviosa en el año 1997.

Para el caso del año 2006, clasificado como el más húmedo del periodo, se puede ver un inicio más temprano de las lluvias de la estación. El evento más extremo de lluvia se observa a finales de Junio e inicios de Julio y ocurre cuando las condiciones atmosféricas típicas del modo 4,3 están bien

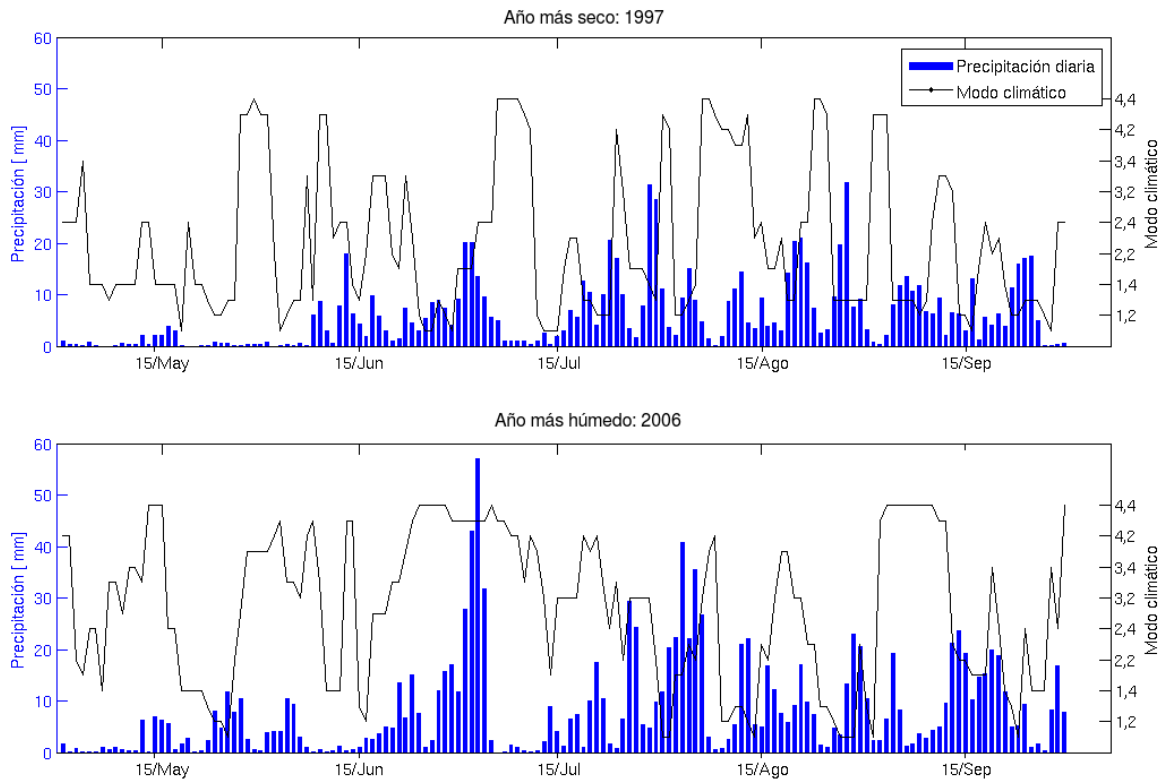


Figura 4.45: Precipitación diaria en la región de estudio (promedio espacial en el área 16.5 - 20.5°N y 96.5 - 103.5°W), durante el año más seco (1997) y el más húmedo (2006) del periodo de estudio y evolución de la atmósfera de acuerdo con los modos climáticos (1 - 16).

establecidas, presentando dicho evento una persistencia de 6 días. Un evento secundario, pero también importante en cuanto a la precipitación total ocurre a principios de Agosto bajo los regímenes 2,1; 2,2 y 2,3 (segunda fila en la matriz de SOM). De igual manera que para el año 1997, los eventos del régimen 4,4 inducen una disminución de la precipitación durante toda la temporada MJJAS, como puede verse, por ejemplo, a principios de Septiembre.

En la tabla 4.3 se muestra la ocurrencia de cada modo durante la estación MJJAS en cada uno de estos años.

Año	Modo															
	1,1	1,2	1,3	1,4	2,1	2,2	2,3	2,4	3,1	3,2	3,3	3,4	4,1	4,2	4,3	4,4
1997	10	17	29	17	11	4	7	18	0	2	7	1	2	5	14	9
2006	9	7	8	12	7	8	6	8	5	14	11	4	10	10	16	18

Tabla 4.3: Frecuencia de cada modo climático durante la estación para el año más seco y el más húmedo del periodo 1997-2013.

Aquí se evidencia que los modos 1,2; 1,3 y 1,4 tienen una frecuencia alta de días (55 %) en el año “seco”, mientras que en el año “húmedo” los modos 4,1; 4,2; 4,3 y 4,4 representan el 35 % de los días de la estación.

Conclusiones y recomendaciones

- Este trabajo provee evidencia de que Mapas Auto-Organizados es una técnica de clasificación útil, que provee una representación confiable y cuasi-objetiva de regímenes climáticos sobre un área determinada.
- Fueron obtenidos 16 patrones climáticos de circulación recurrentes y persistentes, correspondientes a la estación Mayo-Junio-Julio-Agosto-Septiembre en la región 55 - 10°N; 120 - 50°W a partir de dicha técnica, los cuales pueden ser usados para la comparación con otros periodos, la proyección sobre salidas de modelos, estudios de teleconexión o con el fin de la predicción estacional.
- Fueron analizados y caracterizados los principales regímenes climáticos que están asociados a valores anómalos de la precipitación en verano sobre el centro y suroeste de México, en específico en la región hidrológica de la Depresión del Balsas.
- Mediante dicho análisis se pudo determinar que los regímenes de onda planetaria subtropical (*dipolo* y *dipolo invertido*) y el régimen de *alta presión* están asociados, en promedio, a precipitación anómalamente inferior a la media climática sobre el área de estudio. Mientras que el régimen de *baja presión* y el régimen *zonal* están relacionados, en promedio, con lluvia anómalamente superior a la media.
- Del análisis de los histogramas de la lluvia asociada a los regímenes climáticos se pudo detectar que en toda la región de la Cuenca del Balsas, el régimen *zonal* es el más húmedo, mientras que el más seco resultó ser el régimen de *baja presión* para el noroeste de la cuenca (Bajo Balsas) y el régimen *dipolo* para el sureste de dicha área (Alto Balsas).
- El régimen *zonal* tiene una contribución significativa en todos los rangos de lluvia, sobre todo al noroeste de la Cuenca del Balsas, pero destaca su importancia en eventos de precipitación intensa (superior a los 50 mm). La lluvia de carácter intermedio (20 a 25 mm) sobre la región se debe principalmente a eventos de los modos *dipolo invertido* y *alta presión*, para el noroeste y el sureste de la cuenca, respectivamente. Mientras que en procesos de lluvia de carácter ligero (inferior a 15 mm) intervienen los regímenes *dipolo* y *alta presión* para ambas sub-regiones.
- El análisis espectral arrojó una relevancia en las frecuencias asociadas a periodos entre 20 y 40 días, denotando gran importancia de la variabilidad a escala intraestacional en el suroeste de México, al menos durante el periodo estudiado (1997 - 2013). También se pudo identificar la presión atmosférica reducida al nivel del mar como la variable con más peso (dentro de las variables estudiadas) en la modulación de la precipitación, cuyo proceso ocurre a través de la

interacción de sistemas de presión a escala planetaria con sistemas de menor escala que influyen directamente en el desarrollo de precipitación.

- La variabilidad intraestacional es bien capturada por los regímenes climáticos más relevantes, evidenciando que la mayor o menor frecuencia de estos a lo largo de la estación está relacionada con la variación de la precipitación durante el periodo y reflejando el ciclo de la estación. Dichos regímenes capturan la influencia de procesos de gran escala en la variabilidad estacional de la lluvia en la región de estudio, como es el caso del sistema de alta presión de las Azores-Bermudas.
- La lluvia estacional asociada a los regímenes muestra una variación interanual, que es más marcada al noroeste de la región de estudio. Durante años donde ocurre la fase fría de ENOS, la mayor parte del acumulado total de la lluvia en el verano se produjo bajo la influencia de los regímenes *dipolo* y *zonal*, mientras que los acumulados registrados bajo el resto de los regímenes analizados resultaron inferiores, lo que puede deberse a la disminución de sus frecuencias.
- El evento ENOS podría modular la probabilidad de ocurrencia de cada régimen climático, por lo que se pueden asociar eventos cálidos o fríos de este fenómeno a la prevalencia de algún modo climático en particular. El Niño puede estar relacionado con una prevalencia de los regímenes de *baja presión* y *dipolo invertido*, mientras que eventos La Niña pueden asociarse a una mayor frecuencia de los modos *dipolo* y *zonal* y a una disminución del *baja presión* y *dipolo invertido*. El régimen *alta presión* no parece ser sensible a las fases de dicho evento, al menos en términos de su frecuencia.
- La variabilidad interanual de la lluvia de verano está relacionada con la variación de un año a otro en las frecuencias de los regímenes durante dicha estación lluviosa, lo que se pudo observar en el año más seco (1997) y el año más húmedo (2006) del periodo.

Recomendaciones

- Se recomienda realizar este análisis para el periodo de invierno, para identificar los principales sistemas de gran escala relacionados con valores anómalos de la precipitación.
- Se recomienda utilizar esta metodología para proyectar los regímenes climáticos en las salidas de modelos climáticos regionales, con el objetivo de evaluar la habilidad de estos modelos en la representación de patrones de circulación.
- En aras de entender con mayor claridad los factores que inciden en la variabilidad intraestacional de la lluvia en la región suroeste de México, se recomienda extender el periodo de análisis; así como, incluir al estudio las interacciones de los forzamientos regionales y remotos en procesos de lluvia, o bien aumentar el número de mapas o nodos, lo que podría permitir una exploración más exhaustiva de la dinámica de los fenómenos climáticos y su variabilidad temporal.

Referencias

- [1] ABDI, H. *Encyclopedia of Social Sciences Research Methods*. Lewis-Beck, M.; Bryman, A.; Futing, T. (Eds), (2003), ch. Factor Rotations in Factor Analyses.
- [2] ABRAMOWITZ, M., Y STEGUN, I. A. E. *Handbook of Mathematical Functions with Formulas, Graphs, and Mathematical Tables, 9th printing*, 1972.
- [3] AGUIAR-CONRARIA, L., Y SOARES, M. J. The Continuous Wavelet Transform: A Primer. Disponible en http://econpapers.repec.org/paper/nipnipewp/16_2f2011.htm, (2010).
- [4] ALEXANDER, L., UOTILA, P., NICHOLLS, N., Y LYNCH, A. A new daily dataset for Australia and its application to the assessment of changes in synoptic patterns during the last century. *Journal of Climate* 23 (2010), 1111–1126.
- [5] AMADOR, J. A climatic feature of tropical Americas: The trade wind easterly jet. Disponible en <http://www.imm.ac.cr/publicaciones/index.html>, (1998).
- [6] AMADOR, J., MAGAÑA, V., Y PÉREZ, J. The low level jet and convective activity in the caribbean. In *In Preprints 24th. Conference in Hurricanes and Tropical Meteorology May 29-June 2* (2000), vol. 1, American Meteorological Society, pp. 114–115.
- [7] AMADOR, J. A. The intra-americas sea low-level jet: Overview and future research. *Annals of the New York Academy of Sciences 1146: Trends and Directions in Climate Research* (2008), 153–188.
- [8] AMADOR, J. A., ALFARO, E. J., RIVERA, E. R., Y CALDERÓN, B. *Hurricanes and Climate Change: Volume 2*. J. B. Elsner et al. (Eds), (2010), ch. 9. Climatic Features and Their Relationship with Tropical Cyclones Over the Intra-Americas Seas.
- [9] AUSTRALIAN BUREAU OF METEOROLOGY. Glossary. Disponible en <http://www.bom.gov.au/lam/glossary/>. Fecha de última consulta: Septiembre de 2015.
- [10] BARNSTON, A. G., Y LIVEZEY, R. E. Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. *Monthly Weather Review* 115 (1987).
- [11] BERRISFORD, P., DEE, D., POLI, P., BRUGGE, R., FIELDING, K., FUENTES, M., KALLBERG, P., KOBAYASHI, S., UPPALA, S., Y SIMMONS, A. The ERA-Interim archive. Version 2.0, (2011).
- [12] CARRASO MIJARES, N. I. Reconstrucción y Análisis de la Variación de la Temperatura en México. Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, México, 2013.

- [13] CASSANO, E., LYNCH, A., J.J., C., Y KOSLOW, M. Classification of synoptic patterns in the western Arctic associated with extreme events at Barrow, Alaska, USA. *Climate Research* 30 (2006), 83–97.
- [14] CAVAZOS, T. Large-Scale Circulation Anomalies Conducive to Extreme Precipitation Events and Derivation of Daily Rainfall in Northeastern Mexico and Southeastern Texas. *Journal of Climate* 12 (1999), 1506–1523.
- [15] CAVAZOS, T. Using Self-Organizing Maps to Investigate Extreme Climate Events: An Application to Wintertime Precipitation in the Balkans. *Journal of Climate* 13 (2000), 1718–1732.
- [16] CAVAZOS, T., COMRIE, A. C., Y LIVERMAN, D. M. Intraseasonal Variability Associated with Wet Monsoons in Southeast Arizona. *Journal of Climate* 15 (2002), 2477–2490.
- [17] COMPO, G. P., Y SARDESHMUKH, P. D. Storm Track Predictability on Seasonal and Decadal Scales. *Journal of Climate* 17 (2004), 3701–3720.
- [18] CORTEZ, M. Marcha anual de la actividad convectiva en México. *Atmósfera* 12 (1999), 101–110.
- [19] DAUBECHIES, I. *Ten Lectures on Wavelet*. (1992).
- [20] DEE, D. P., UPPALA, S. M., SIMMONS, A. J., BERRISFORD, P., POLI, P., KOBAYASHI, S., ANDRAE, U., BALMASEDA, M. A., BALSAMO, G., BAUER, P., BECHTOLD, P., BELJAARS, A. C. M., VAN DE BERG, L., BIDLOT, J., BORMANN, N., DELSOL, C., DRAGANI, R., FUENTES, M., GEER, A. J., HAIMBERGER, L., HEALY, S. B., HERSBACH, H., HÓLM, E. V., L., I., KÅLLBERG, P., KÖHLER, M., MATRICARDI, M., MCNALLY, A. P., MONGE-SANZ, B. M., MORCRETTE, J.-J., PARK, B.-K., PEUBEY, C., DE ROSNAY, P., TAVOLATO, C., THÉPAUT, J.-N., Y VITART, F. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137 (2011), 553–597.
- [21] DEL AGUA, C. N. Estadísticas del agua en la cuenca del río balsas, 2010. Tech. rep., Comisión Nacional del Agua. Organismo de Cuenca Balsas, 2010.
- [22] DELIGIORGI, D., PHILIPPOPOULOS, K., Y KOUROUPETROGLOU, G. An Assessment of Self-Organizing Maps and k-means Clustering Approaches for Atmospheric Circulation Classification. *International Journal of Energy, Environment and Economics* 8 (2014), 171–180.
- [23] DUCHON, C., Y HALE, R. *Time Series Analysis in Meteorology and Climatology. An Introduction*. John Wiley & Sons, Ltd., 2012.
- [24] ENFIELD, D. B., MESTAS-NÚÑEZ, A. M., Y TRIMBLE, P. J. The atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. *Geophysical Research Letters* 28, 10 (2001), 2077–2080.
- [25] ENGLEHART, P., Y DOUGLAS, A. Defining intraseasonal rainfall variability within the North American monsoon. *Journal of Climate* 19 (2006), 4243–4253.
- [26] ENGLEHART, P. J., Y DOUGLAS, A. R. The role of eastern North Pacific tropical storms in the rainfall climatology of western Mexico. *International Journal of Climatology* 21, 1357–1370.

- [27] ENGLEHART, P. J., Y DOUGLAS, A. V. Diagnosing warm-season rainfall variability in Mexico: A classification tree approach. *International Journal of Climatology* 30 (2009), 694–704.
- [28] FINNIS, J., CASSANO, J. J., HOLLAND, M., Y SERREZE, M. Synoptically forced hydroclimatology of major Arctic watersheds in general circulation models, Part 1: the Mackenzie River basin. *International Journal of Climatology* 29 (2009), 1226–1243.
- [29] FINNIS, J., CASSANO, J. J., HOLLAND, M., SERREZE, M., Y P., U. Synoptically forced hydroclimatology of major Arctic watersheds in general circulation models, Part 2: Eurasian watersheds. *International Journal of Climatology* 29 (2009), 1244–1261.
- [30] FORNEY JR., G. D. The Viterbi Algorithm. *Proceedings of the IEEE* 61 (1973), 268 – 278.
- [31] FRANZKE, C., FELDSTEIN, S. B., Y LEE, S. Synoptic analysis of the Pacific–North American teleconnection pattern. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137 (2011), 329–346.
- [32] GARCÍA, E. Distribución de la precipitación en la República Mexicana, 1969.
- [33] GARCÍA, E. Modificaciones al Régimen de Clasificación Climática de Köppen, México, (1988).
- [34] GILL, A. Some simple solutions for the heat-induced tropical circulations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 106 (1980), 447–462.
- [35] GUAN, B., Y NIGAM, S. Analysis of Atlantic SST Variability Factoring Interbasin Links and the Secular Trend: Clarified Structure of the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Journal of Climate* 22 (2009), 4228–4239.
- [36] HANNACHI, A., JOLLIFFE, I., Y STEPHENSON, D. Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: A review. *International Journal of Climatology* 27 (2007), 1119–1152.
- [37] HOLTON, J. R. *An Introduction To Dynamic Meteorology*, Fourth Edition ed. Elsevier Academic Press, 1972.
- [38] HURREL, J., Y NATIONAL CENTER FOR ATMOSPHERIC RESEARCH STAFF (EDS). The Climate Data Guide: North Pacific (NP) Index by Trenberth and Hurrell; monthly and winter. Disponible en <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/north-pacific-np-index-trenberth-and-hurrell-monthly-and-winter>. Fecha de última modificación: 20 de Octubre de 2015. Fecha de última consulta: 30 de Octubre de 2015.
- [39] HURREL, J. W. Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science* 269 (1995), 676 – 679.
- [40] JOHNSON, N. C., Y FELDSTEIN, S. The Continuum of North Pacific Sea Level Pressure Patterns: Intraseasonal, Interannual, and Interdecadal Variability. *Journal of Climate* 23 (2010), 851–867.
- [41] JOHNSON, N. C., FELDSTEIN, S. B., Y TREMBLAY, B. The Continuum of Northern Hemisphere Teleconnection Patterns and a Description of the NAO Shift with the Use of Self-Organizing Maps. *Journal of Climate* 21 (2008), 6354–6371.

- [42] KAGEYAMA, M., ANDREA, F., RAMSTEIN, G., VALDES, P. J., Y VAUTARD, R. Weather regimes in past climate atmospheric general circulation model simulations. *Climate Dynamics* 15 (1999), 773–793.
- [43] KOHONEN, T. Self-Organizing Maps. *Springer Series in Information Sciences* 30 (1995), 362pp.
- [44] KUTZBACH, J. E. Empirical Eigenvectors of Sea-Level Pressure, Surface Temperature and Precipitation Complexes over North America. *Journal of Applied Meteorology* 6 (1967), 791–802.
- [45] LAMB, V. The response to the tropical atmosphere to middle latitude forcing. Tesis de Doctorado, Universidad de California, Los Angeles, (1973).
- [46] LIU, Y., Y WEISBERG, R. H. *Self Organizing Maps - Applications and Novel Algorithm Design*. Dr Josphat Igadwa Mwasiagi (Ed), (2011), ch. A Review of Self-Organizing Map Applications in Meteorology and Oceanography.
- [47] MACKELLAR, N., TADROSS, M., Y HEWITSON, B. Synoptic-based evaluation of climatic response to vegetation change over southern Africa. *International Journal of Climatology* 30 (2010), 774–789.
- [48] MAGAÑA, V. Los impactos de El Niño en México. (1999).
- [49] MAGAÑA, V., AMADOR, J. A., Y MEDINA, S. A. The Midsummer Drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate* 12 (1999), 1577–1588.
- [50] MAGAÑA, V., Y CAETANO, E. Temporal evolution of summer convective activity over the americas warm pools. *Geophysical Research Letters* 32, L02803 (2005).
- [51] MAGAÑA, V., VÁZQUEZ, J., PÉREZ, J., Y PÉREZ, J. Impact of El Niño on precipitation in Mexico. *Geophysical International* 42, 3 (2003), 313–330.
- [52] MAGAÑA, V., Y YANAI, M. Mixed Rossby-Gravity Waves Triggered by Lateral Forcing. *Journal of the Atmospheric Sciences* 52, 9 (1995).
- [53] MANTUA, N. The Pacific Decadal Oscillation and Climate Forecasting for North America. In *Climate Risk Solutions*. (1999).
- [54] MENDOZA, V., ODA, B., GARDUÑO, R., VILLANUEVA, E., Y ADEM, J. Simulation of the PDO effect on the North America summer climate with emphasis on Mexico. *Atmospheric Research* 137 (2014), 228–244.
- [55] MICHAELIDES, S., PATTICHIS, C., Y KLEOVOULOU, G. Classification of rainfall variability by using artificial neural networks. *International Journal of Climatology* 21 (2001), 1401–1414.
- [56] MICHELANGELI, P. A., VAUTARD, R., Y LEGRAS, B. Weather Regimes: Recurrence and Quasi Stationarity. *Journal of the Atmospheric Sciences* 52, 8 (1995), 1237–1256.
- [57] MISITI, M., MISITI, Y., OPPENHEIM, G., Y POGGI, J.-M. *Wavelet Toolbox. For use with MATLAB*, (1996).
- [58] MO, K., Y GHIL, M. Cluster analysis of multiple planetary flow regimes. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 93 (1988), 10927–10952.

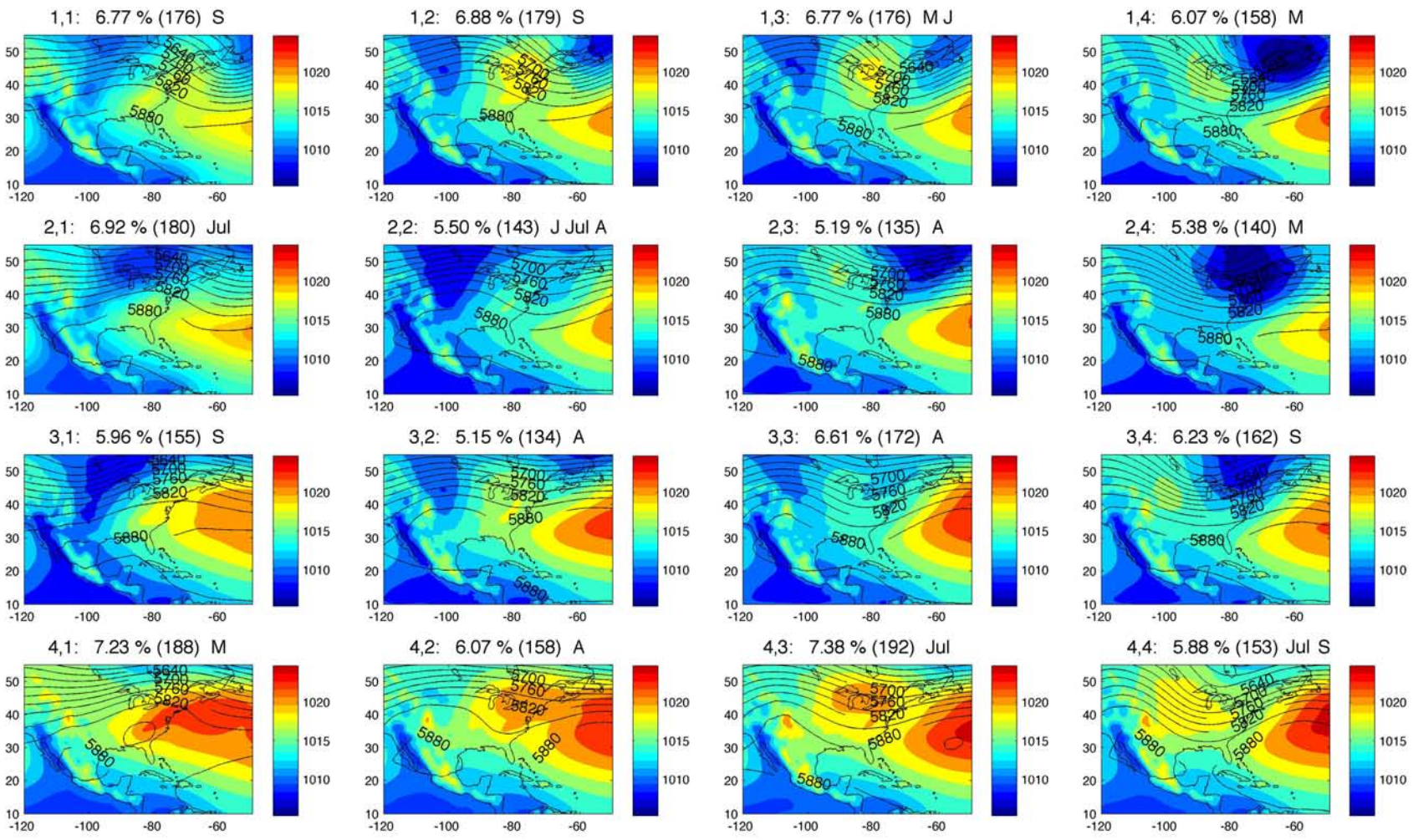
- [59] MORA, I., Y AMADOR, J. El enos, el ios y la corriente en chorro de bajo nivel en el oeste del caribe. *Tropical Meteorological Oceanography* 7 (2000), 1–20.
- [60] MÉNDEZ, J., NÁVAR, J. D. J., Y GONZÁLEZ, V. Análisis de tendencias de precipitación (1920-2004) en México. *Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 65 (2007), 38–55.
- [61] MÉNDEZ, M., Y MAGAÑA, V. Regional Aspects of Prolonged Meteorological Droughts over Mexico and Central America. In *U.S. CLIVAR Drought Collection*. (2010).
- [62] NATIONAL CENTER FOR ATMOSPHERIC RESEARCH STAFF (EDS). The Climate Data Guide: Empirical Orthogonal Function (EOF) Analysis and Rotated EOF Analysis. Disponible en <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data-tools-and-analysis/empirical-orthogonal-function-eof-analysis-and-rotated-eof-analysis>. Fecha de última modificación: 22 de Julio de 2013. Fecha de última consulta: Enero de 2015.
- [63] NATIONAL CENTER FOR ATMOSPHERIC RESEARCH STAFF (EDS). The Climate Data Guide: Hurrell North Atlantic Oscillation (NAO) Index (PC-based). Disponible en <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-pc-based>. Fecha de última modificación: 20 de Octubre de 2015. Fecha de última consulta: 30 de Octubre de 2015.
- [64] NEME, A., Y HERNÁNDEZ, L. Visualizing Patterns in the Air Quality in Mexico City with Self-Organizing Maps. In *Advances in Self-Organizing Maps* (Espoo, Finland, June 13-15 2011), J. L. T. Honkela, Ed., vol. 6731, pp. 318–327.
- [65] NISHIYAMA, K., ENDO, S., Y JINNO, K. Pattern Recognition of Meteorological fields Using Self-Organizing Map (SOM). (2007).
- [66] NOAA CLIMATE PREDICTION CENTER. National Oceanic and Atmospheric Administration. Disponible en <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/pna.shtml>. Fecha de última modificación: 10 de Enero de 2012. Fecha de última consulta: Enero de 2015.
- [67] NWS INTERNET SERVICES TEAM. National Oceanic and Atmospheric Administration. Disponible en <http://w1.weather.gov/glossary/index.php>. Fecha de última modificación: 25 de Junio de 2009. Fecha de última consulta: 30 de Octubre de 2015.
- [68] OETTLI, P., TOZUKA, T., IZUMO, T., ENGELBRECHT, F. A., Y YAMAGATA, T. The self-organizing map, a new approach to apprehend the Madden–Julian Oscillation influence on the intraseasonal variability of rainfall in the southern African region. *Climate Dynamics* 43 (2013), 1557–1573.
- [69] OLIVEIRA DOMINGUES, M., MENDES JR, O., Y MENDES DA COSTA, A. On wavelet techniques in atmospheric sciences. *Advances in Space Research* 35 (2005), 831 – 842.
- [70] PENDERGRASS, A., Y NATIONAL CENTER FOR ATMOSPHERIC RESEARCH STAFF (EDS). The Climate Data Guide: GPCP (Daily): Global Precipitation Climatology Project. Disponible en <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/gpcp-daily-global-precipitation-climatology-project>. Fecha de última modificación: 26 de Octubre de 2015. Fecha de última consulta: 30 de Octubre de 2015.

- [71] POLO, I., ULLMANN, A., ROUCOU, P., Y FONTAINE, B. Weather Regimes in the Euro-Atlantic and Mediterranean sector and relationship with West African rainfall over the period 1989-2008 from a Self-Organizing Maps Approach. *Journal of Climate* 24, 13 (2011), 3423–3432.
- [72] RAWLINS, C. Tracking tropical waves: Structure, nature and propagation. Disponible en <http://www.wunderground.com/blog/Weather456/tracking-tropical-waves-structure-nature-and-propagation>. Fecha de última modificación: 15 de Junio de 2010. Fecha de última consulta: 16 de Noviembre de 2015, 2010.
- [73] REUSCH, D., ALLEY, R., Y HEWITSON, B. Relative performance of self-organizing maps and principle component analysis in pattern extraction from synthetic climatological data. *Polar Geography* 29 (2005), 188–212.
- [74] REUSCH, D., ALLEY, R., Y HEWITSON, B. North Atlantic climate variability from a self-organizing map perspective. *Journal of Geophysical Research* 112 (2007).
- [75] ROJAS, M., LI, L., KANAKIDOU, M., HATZIANASTASSIOU, N., G., S., Y LE, T. H. Winter weather regimes over the Mediterranean region: their role for the regional climate and projected changes in the twenty-first century. *Climate Dynamics* (2013).
- [76] ROMERO-CENTENO, R., ZAVALA-HIDALGO, J., Y RAGA, G. Midsummer Gap Winds and Low-Level Circulation over the Eastern Tropical Pacific. *Journal of Climate* 20 (2007), 3768–3784.
- [77] SCHULTZ, D., BRACKEN, W., BOSART, L., HAKIM, G., BEDRICK, M., DICKINSON, M., Y TYLE, K. The 1993 superstorm cold surge: frontal structure, gap flow, and tropical impact. *Monthly Weather Review* 125, 1 (1997), 5–39.
- [78] SERRA, Y. L., KILADIS, G. N., Y CRONIN, M. F. Horizontal and vertical structure of easterly waves in the pacific itcz. *Journal of Atmospheric Sciences* 65 (2007), 1266–1284.
- [79] SHERIDAN, S. C., Y LEE, C. C. The Self-Organizing Map in synoptic climatological research. *Progress in Physical Geography* 35, 1 (2011), 109–119.
- [80] SKIFIC, N., FRANCIS, J. A., Y CASSANO, J. J. Attribution of projected changes in atmospheric moisture transport in the Arctic: A self-organizing map perspective. *Journal of Climate* 22 (2009), 4135–4153.
- [81] SKIFIC, N., FRANCIS, J. A., Y CASSANO, J. J. Attribution of seasonal and regional changes in Arctic moisture convergence. *Journal of Climate* 22 (2009), 5115–5134.
- [82] SMALL, R. J., SZOEKE, S. P., Y XIE, S. P. The Central American mid-summer drought: regional aspects and large-scale forcing. *Journal of Climate* 20 (2007), 4853–4873.
- [83] TCHAKOUTIO SANDJON, A., NZEUKOU, A., TCHAWOUA, C., Y SIDDI, T. On the Differences in the Intraseasonal Rainfall Variability between Western and Eastern Central Africa: Case of 10–25-Day Oscillations. *Journal of Climatology* (2014).
- [84] TOLEDO, A. *Ríos, costas, mares. Hacia un análisis integrado de las regiones hidrológicas de México*, primera ed. Instituto Nacional de Ecología, 2003, ch. La cuenca del río Balsas, p. 117.

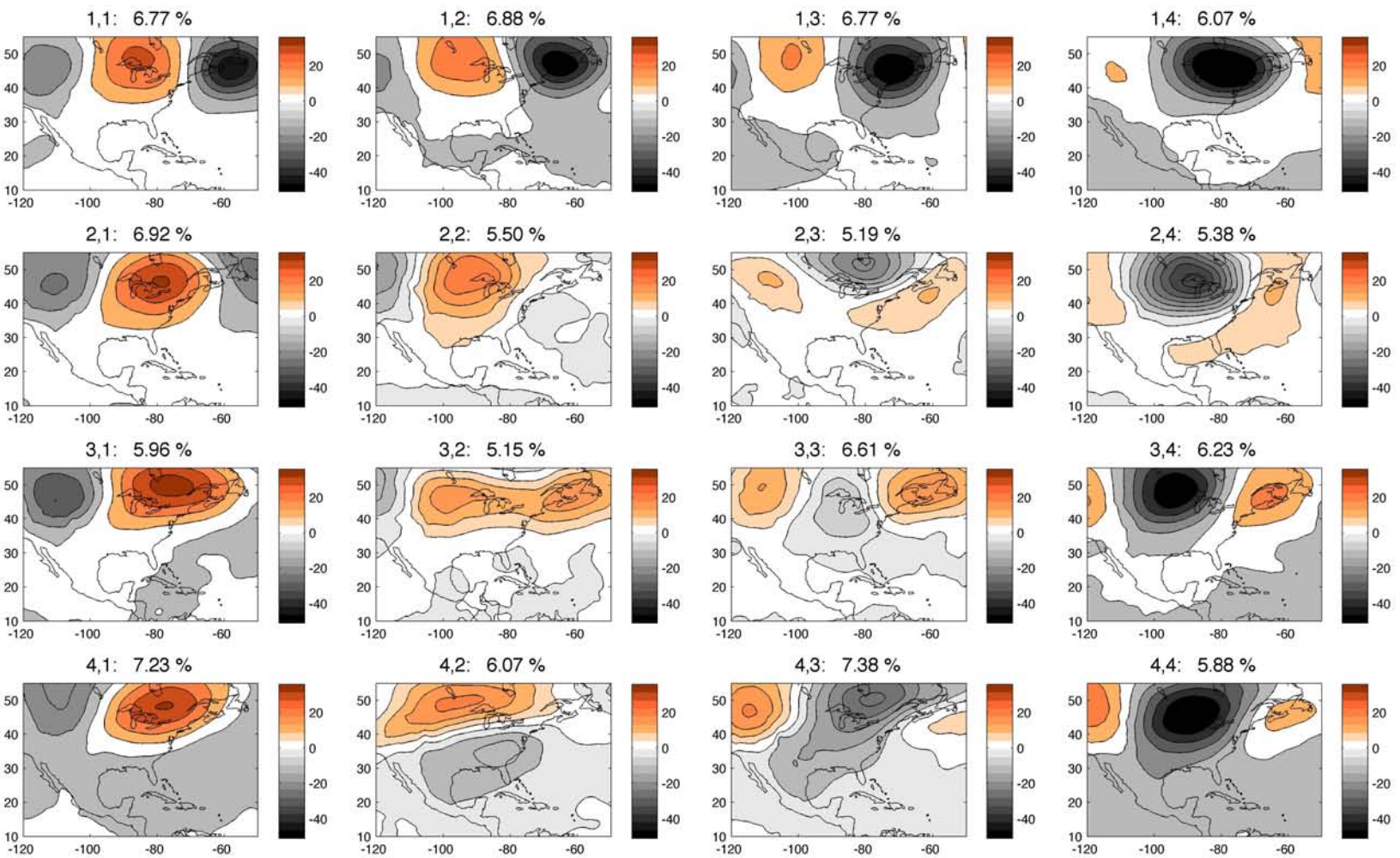
- [85] TOZUKA, T., LUO, J., S., M., Y YAMAGATA, T. Tropical Indian Ocean variability revealed by self-organizing maps. *Climate Dynamics* 31, 2-3 (2008), 333–343.
- [86] TRENBERTH, K., Y HURRELL, J. Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Climate Dynamics* 9 (1994), 303 – 319.
- [87] TRENBERTH, K. E. Signal versus Noise in the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review* 112 (1984), 326 – 332.
- [88] TYMVIOS, F., SAVVIDOU, K., Y MICHAELIDES, S. Association of geopotential height patterns with heavy rainfall events in Cyprus. *Advances in Geosciences* 23 (2010), 73–78.
- [89] VAN DEN DOOL, H. M., SAHA, S., Y JOHANSSON, A. Empirical Orthogonal Teleconnections. *Journal of Climate* 13 (2000), 1431–1435.
- [90] VAUTARD, R., C. MO, K., Y GHIL, M. Statistical Significance Test for Transition Matrices of Atmospheric Markov Chains. *Journal of the Atmospheric Sciences* 47, 15 (1990), 1926 – 1931.
- [91] VESANTO, J., HIMBERG, J., HIMBERG, E., Y PARHANKANGAS, J. SOM Toolbox for Matlab 5. Helsinki University of Finland. Disponible en <http://www.cis.hut.fi/projects/somtoolbox/>, (2000).
- [92] VÁZQUEZ AGUIRRE, J. L. Variabilidad de la precipitación en la República Mexicana. Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, México, Junio 2007.
- [93] WALLACE, J., Y HOBBS, P. *Atmospheric Sciences: An Introductory Survey (2nd Edition)*. Academic Press, 2006.
- [94] WALLACE, J. M., Y GUTZLER, D. S. Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. *Monthly Weather Review* 109 (1981), 784–812.
- [95] WANG, C., Y LEE, S. Atlantic warm pool, Caribbean low-level jet, and their potential impact on Atlantic hurricanes. *Geophysical Research Letters* 34 (2007).
- [96] WIKIMEDIA COMMONS, T. F. M. R. Geological maps of mexico. Disponible en https://commons.wikimedia.org/wiki/File:M\penalty\@M\hskip\z@skip\unhbox\voidb@x\bgroup\let\unhbox\voidb@x\setbox\@tempboxa\hbox{e\global\mathchardef\accent@spacefactor\spacefactor}\accent19e\egroup\spacefactor\accent@spacefactor\penalty\@M\hskip\z@skip\setbox\@tempboxa\hbox{e\global\mathchardef\accent@spacefactor\spacefactor}\spacefactor\accent@spacefactorxico_relieve.png. Fecha de última modificación: 4 de Enero de 2015. Fecha de última consulta: 23 de Noviembre de 2015, 2015.
- [97] WOLTER, K., Y TIMLIN, M. Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index. In *Proc. of the 17th Climate Diagnostics Workshop ((1993))*, Norman, OK, NOAA/NMC/CAC, NSSL, Oklahoma Clim. Survey, CIMMS and the School of Meteor., Univ. of Oklahoma, pp. 52–57.
- [98] ZHANG, Y., WALLACE, J. M., Y BATTISTI, D. S. ENSO-like Interdecadal ariability: 1900-93. *Journal of Climate* 10 (1997), 1004–1020.

Anexos

Anexo I: Regímenes climáticos (MJJAS) de altura geopotencial a 500 hPa (líneas de contorno) y presión atmosférica a nivel medio del mar para el periodo 1997-2013, obtenidos con SOM (Valores absolutos).



Anexo 2: Compuestos de anomalías de espesor de la capa entre 500 y 700 hPa (en m) para el periodo 1997-2013 (MJJAS) para los 16 modos climáticos.



Anexo 3: Compuestos de anomalías de altura geopotencial en 700 hPa (en m) para el periodo 1997-2013 (MJJAS) para los 16 modos climáticos.

