



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

EVENTOS DE PRECIPITACION EXTREMA
EN LA COSTA DE OAXACA: SITUACIÓN SINÓPTICA Y
ESTUDIO DE SENSIBILIDAD USANDO EL MODELO WRF

T E S I S

QUE COMO REQUISITO PARA OBTENER EL
TÍTULO DE :

MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A :

VÍCTOR MANUEL TORRES PUENTE



MÉXICO, D. F.

2011



Universidad Nacional
Autónoma de México



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

A la Doctora Graciela Raga por todo el tiempo y paciencia que me tuvo así como por todo el conocimiento que me dio en esta área.

Así mismo, al Doctor Victor Magaña Rueda por sus observaciones y comentarios, también por toda su confianza y amistad.

A todas las personas que conocí en este tiempo.

Índice general

Agradecimientos	i
Índice de abreviaturas	xii
1 Antecedentes	1
1.1 ¿Por qué Oaxaca?	4
1.2 ¿Qué son los eventos extremos?	7
1.3 Fenomenología tropical	8
1.3.1 Introducción	8
1.3.2 Teoría de ondas ecuatoriales	11
1.3.3 Ondas de Rossby Gravedad Mezcladas	16
1.3.4 Ondas del este	17
1.3.5 Oscilación Madden-Julian.	19
1.3.6 Análisis espectral	22
1.4 Objetivos	27
2 Bases de datos y metodología de análisis utilizada	28

2.1	Selección regional	28
2.2	Descripción de los datos.	29
2.3	Identificación de eventos de precipitación extrema.	33
2.4	Casos seleccionados.	35
2.5	Caracterización sinóptica.	37
3	Modelación con WRF	40
3.1	Sobre el Modelo WRF	40
3.1.1	Descripción del núcleo ARW.	41
3.1.2	Física del Modelo.	42
3.2	Simulación de eventos con el modelo WRF.	44
3.3	Microfísica del modelo WRF.	46
3.3.1	Esquema WRF Single Moment 3-class (WSM3).	48
3.3.2	Esquema WSM5.	48
3.3.3	Esquema de Purdue Lin.	49
3.3.4	Esquema de Thompson.	49
3.4	Comparación de resultados simulados.	51
4	Análisis de casos seleccionados	52
4.1	Situación sinóptica.	52
4.1.1	Caso 7. Del 3 al 6 de Junio de 2008.	52
4.1.2	Caso 8. Del 6 al 7 de Julio de 2008.	61
4.1.3	Caso 9. 24 de Septiembre de 2008.	65

4.2	Análisis sinóptico.	69
4.2.1	Observación de similitudes.	69
4.2.2	Hipótesis sinópticas.	71
4.2.3	Eliminación de hipótesis.	75
4.2.4	Conclusión sinóptica.	83
4.3	Resultados de las simulaciones con WRF.	84
4.3.1	Caso 7. Del 3 al 6 de Junio de 2008.	84
4.3.2	Caso 8. Del 6 al 7 de Julio de 2008.	91
4.3.3	Caso 9. 24 de Septiembre de 2008.	99
4.4	Conclusión de simulaciones.	104
5	Conclusiones	105
	Referencias	108

Índice de figuras

1.1	Climas presentes en el estado de Oaxaca. Fuente INEGI.	5
1.2	Curvas de dispersión para las ondas ecuatoriales. Fuente: Kiladis 2009. [21].	13
1.3	Estructuras horizontales con propagación zonal de un subconjunto de soluciones de las ecuaciones de aguas someras en un plano ecuatorial β . El achurado muestra la divergencia y el sombreado la convergencia, con un intervalo de 0.6 unidades entre los niveles sucesivos. Los contornos sin sombrear son geopotencial, con un intervalo de 0.5 unidades. Los contornos negativos están punteados y se ha omitido el contorno cero. Fuente: Kiladis et. al. 2009. [21].	14
1.4	Mapa de T_b anómala (sombreado), función corriente (contornos) y viento (vectores) asociados con una perturbación de -20 K en una onda de RGM en 7.5°N , 172.5°E a 200 hPa. Fuente: Kiladis et al. 2009. [21].	17
1.5	Diagrama esquemático longitud-altura sobre el ecuador que ilustra las características fundamentales de gran escala de la Oscilación Madden-Julian en su ciclo de vida. Los símbolos de nube representan el centro convectivo, las flechas indican la circulación zonal y las curvas arriba y abajo representan las perturbaciones en la troposfera alta y en la presión a nivel del mar. Fuente: Madden y Julian. 1972. [25].	21

1.6	Espectro de potencia en número de onda-frecuencia de la componente a) simétrica y b) antisimétrica de $CLAUS T_b$ para Julio de 1983 a Junio de 2005, sumado de $15^{\circ}N$ a $15^{\circ}S$ graficado como la razón entre la potencia cruda de T_b y la potencia en un espectro de fondo de ruido rojo. El intervalo de los contornos es de 0.1 y los contornos y sombreado comienzan en 1.1, donde la señal es significativa mayor que el nivel del 95%. Fuente: Kiladis et. al. 2009. [21].	23
1.7	Esquema del procedimiento del filtrado en tiempo real para monitoreo y predicción aplicado a una serie de tiempo con una señal del tipo Madden-Julian. Fuente: Wheeler y Weickmann 2001. [57].	25
1.8	Esquema de longitud-tiempo de ROL total y anomalías filtradas entre $10^{\circ}S$ y $5^{\circ}N$ durante finales de 1996 y comienzos de 1997. La parte sombreada muestra valores totales de ROL, y los contornos son para las anomalías filtradas diagnósticamente de OMJ y $n = 1$ RE. Los contornos sólidos representan anomalías de ROL negativas, mientras que los contornos segmentados presentan anomalías positivas. Fuente: Wheeler y Weickmann 2001. [57].	26
2.1	Diagrama general de la metodología seguida.	29
2.2	Zonas de estudio correspondientes a la región Costa, Sierra Sur e Istmo de Oaxaca (verde, naranja y morado respectivamente).	30
2.3	Localización de las estaciones utilizadas así como también los valores umbrales del percentil 99.	33
2.4	Índice multivariado El niño - Oscilación del Sur mostrando los puntos donde se tuvieron eventos de precipitación extrema para el presente estudio.	36

2.5	Panel de imágenes de NRL Monterey Marine Meteorology.	38
3.1	Diagrama de flujo del modelo WRF. Fuente: ARW Manual del usuario [75].	43
3.2	Dominios utilizados para simulaciones.	46
4.1	Campo de viento en 700 hPa para el Caso 7 para los días 24, 25 y 26 de Mayo de 2008 a las 00Z.	54
4.2	Campo de viento en 700 hPa para el Caso 7 para los días 27, 28 y 29 de Mayo de 2008 a las 00Z.	55
4.3	Campo de viento en 700 hPa para el Caso 7 para los días 30 y 31 de Mayo, así como 1 de Junio de 2008 a las 00Z.	56
4.4	Campo de viento en 700 hPa para el Caso 7 para los días 2, 3 y 4 de Junio de 2008 a las 00Z.	57
4.5	Sistemas de mesoescala presentes el 2 de Junio de 2008 de las 00Z a las 23Z (Caso 7) en la zona del Istmo de Tehuantepec. Fuente: NRL Monterey.	58
4.6	Sistemas de mesoescala presentes el 3 de Junio de 2008 de las 02Z a las 12Z (Caso 7) en la zona del Istmo de Tehuantepec. Fuente: NRL Monterey.	59
4.7	Campo de viento en 700 hPa para el Caso 8 para los días 1 de Julio a las 18Z, y 3 y 4 de Julio de 2008 a las 00Z.	62
4.8	Campo de viento en 700 hPa para el Caso 8 para los días 5 de Julio a las 18Z, 6 de Julio a las 12Z y 7 de Julio a las 06Z de 2008.	63
4.9	Complejos de mesoescala el día 6 de Julio de 2008 en el Pacífico Mexicano (Caso 8). Fuente: NRL Monterey.	64

4.10	Campo de viento en 700 hPa para el Caso 9 para el día 22 de Septiembre de 2008 a las 00Z, 06Z y 12Z.	66
4.11	Campo de viento en 700 hPa para el Caso 9 para los días 22 de Septiembre a las 18Z y 23 de Septiembre de 2008 a las 00Z y 06Z.	67
4.12	Campo de viento en 700 hPa para el Caso 9 para los días 23 de Septiembre a las 12Z y 18Z y 24 de Septiembre de 2008 a las 00Z.	68
4.13	Anomalías de ROL promediadas de 2.5 a 17.5 N donde pueden apreciarse los eventos extremos correspondientes al caso 7. Imagen cortesía de Matt Wheeler. Ver texto para detalles.	73
4.14	Anomalías de ROL promediadas de 2.5 a 17.5 N donde pueden apreciarse los eventos extremos correspondientes al caso 8 y 9. Imágen cortesía de Matt Wheeler. Ver texto para detalles.	74
4.15	Espectro de potencia espacio-temporal de la variable omega en 500 hPa para el periodo del 01 de Mayo al 30 de Agosto del 2000 al 2008 para latitudes ecuatoriales entre 15S y 15N. Parte superior, componente simétrica, parte inferior, componente antisimétrica.	76
4.16	Espectro de potencias para 110°W, 12.5°N del 1 de Mayo al 30 de Septiembre de 2008. Las líneas indican los intervalos de confianza entre el 5 y 95 % (gris y rojo respectivamente).	78
4.17	Campo de viento y función corriente en 700 hPa con filtrado espacial entre números de onda zonal 4 y 5 mostrando la estructura de las ondas de Rossby-gravedad mezcladas para el caso 7.	79

4.18	Campo de viento y función corriente en 700 hPa con filtrado espacial entre números de onda zonal 4 y 5 mostrando la estructura de las ondas de Rossby-gravedad mezcladas para el caso 8.	80
4.19	Campo de viento y función corriente en hPa con filtrado espacial entre números de onda zonal 5 y 9 mostrando la estructuras de las ondas del este para el caso 9. . .	82
4.20	Dominio de simulación más interno utilizado para los Casos 7 y 8. La escala de colores corresponde a la topografía utilizada en las simulaciones.	84
4.21	Panel de función corriente a las 0600 GMT 4 de Junio de 2008 (Caso 7).	88
4.22	Panel de patrones espaciales de precipitación a las 0600 GMT 4 de Junio de 2008 (Caso 7) mostrando diferencias entre distintas parametrizaciones microfísicas. (Unidades en mm/hr).	89
4.23	Series de tiempo para la precipitación total acumulada en las estaciones indicadas (Caso 7). Los sectores purpuras y blancos muestran periodos de 24 horas para los cuales se tuvieron los valores observados y de CMORPH.	90
4.24	Panel de función corriente a las 0600 GMT 7 Julio de 2008 (Caso 8).	93
4.25	Panel de patrones espaciales de precipitación a las 0600 GMT 7 Julio de 2008 (Caso 8) mostrando diferencias entre distintas parametrizaciones microfísicas. (Unidades en mm/hr).	94
4.26	Series de tiempo para la precipitación total acumulada en estaciones indicadas (Caso 8). Los sectores purpuras y blancos muestran periodos de 24 horas para los cuales se tuvieron los valores observados y de CMORPH.	95
4.27	Panel de función corriente a las 1200 GMT 7 Julio de 2008 (Caso 8).	97

4.28	Panel de patrones espaciales de precipitación a las 1300 GMT 7 Julio de 2008 (Caso 8) mostrando diferencias entre distintas parametrizaciones microfísicas. (Unidades en mm/hr).	98
4.29	Dominio de simulación más interno utilizado para el Caso 9.	99
4.30	Panel de función corriente a las 2100 GMT 23 de Septiembre de 2008 (Caso 9). . .	101
4.31	Panel de patrones espaciales de precipitación a las 2100 GMT 23 de Septiembre de 2008 (Caso 9) mostrando diferencias entre distintas parametrizaciones microfísicas.	102
4.32	Serie de tiempo para la precipitación total acumulada en la estación de Rio Verde (Caso 9). El sector purpura el periodo de 24 horas para el cual se tuvieron los valores observados y de CMORPH.	103

Índice de tablas

2.1	Estaciones climatológicas utilizadas para la costa de Oaxaca y rango de datos. . .	31
2.2	Continuación tabla 2.1.	32
2.3	Estaciones SIH-GASIR utilizadas.	34

Índice de abreviaturas

CMORPH	CPC Morphing Technique
IGE	Inercia Gravedad hacia el este
IGO	Inercia Gravedad hacia el oeste
IME	Indice Multivariado El niño - Oscilación del Sur
OE	Ondas del Este
OEAC	Ondas ecuatoriales acopladas a la convección
OMJ	Oscilación Madden Julian
RE	Rossby ecuatorial
RGM	Rossby Gravedad Mezclada
ROL	Radiación Saliente de Onda Larga
WSM3	WRF - Single Moment 3-class
WSM5	WRF - Single Moment 5-class
WRF	Weather Research and Forecasting Model

Capítulo 1

Antecedentes

La precipitación, definida como todas las partículas acuosas en fase sólida o líquida que se originan en la atmósfera y caen hacia la superficie terrestre [1], es un recurso valioso e indispensable para la subsistencia y protección de la vida humana. De una forma muy simplificada, se puede decir que la precipitación es producida cuando una parcela de aire húmedo asciende, se expande con la baja presión, se enfría, y el vapor de agua se condensa sobre partículas de aerosol dentro de la misma, produciendo así nubes convectivas y finalmente precipitación.

Existen varios factores que originan la precipitación. Un ingrediente principal para saber por qué llueve radica en el origen de la humedad. El otro ingrediente clave es el mecanismo causante del ascenso de aire, que va desde el forzante orográfico debido al flujo de aire sobre cadenas montañosas, las inestabilidades atmosféricas resultantes del calentamiento diferenciado de la atmósfera y hasta la dinámica de vorticidad potencial [2].

Similarmente, los mecanismos implicados en los procesos de condensación son impor-

tantes. Después de formarse una nube, si las gotitas de nube son lo suficientemente grandes (mayores a $4 \mu m$ de diámetro), o si el aire se enfría lo suficiente para que las gotitas se congelen, entonces, se puede formar lluvia o nieve, respectivamente, siendo en estos procesos donde la relevancia de la microfísica de las gotas de lluvia se hace presente.

A pesar de que la mayoría del tiempo no llueve, cuando sucede varía la intensidad de la precipitación. Por lo menos, siempre es posible considerar qué tan frecuente e intensa es la precipitación, además de la cantidad total. Por ejemplo, precipitaciones moderadas en forma de lluvia y de larga duración, humedecen el suelo y benefician a las plantas, mientras que la misma cantidad, en un periodo muy corto de tiempo puede ocasionar inundaciones locales o procesos de remoción de masa. Lo anterior destaca entonces el hecho de que las características de la precipitación son tan vitales como la cantidad.

La mayoría de la gente pone mucha más atención a los pronósticos de precipitación debido a que la mayor parte del tiempo, ésta tiene una influencia mucho más dramática en los planes para cierto día, sin embargo, es indudable que es uno de los productos de pronóstico más difíciles de obtener correctamente, puesto que depende de la predicción correcta de todas las demás variables atmosféricas [3].

En los modelos de previsión meteorológica, es posible “ajustar” los parámetros para mejorar las cantidades totales, sin embargo, éstos deben ser los correctos para la estación del año en que se utilizan así como adecuados dentro de la región de estudio, de lo contrario, será difícil que se produzcan previsiones o simulaciones útiles, y más aún cuando se trata de eventos extremos.

Con respecto a este último punto, México es muy vulnerable a condiciones extremas,

principalmente a aquellas relacionadas con la disponibilidad (exceso o falta) de agua. Muchos de los eventos de precipitación extrema en exceso que ocurren en México, están generalmente relacionados con la actividad de sistemas tropicales como ciclones tropicales y ondas del este. Ejemplo de tales eventos son, por mencionar algunos, el huracán Paulina en 1997, el sistema de baja presión frente a Oaxaca del 1 al 9 de septiembre de 1998 y la depresión tropical 11 ocurrida en 1999 [4].

Sin embargo, como se mencionó anteriormente, el forzante orográfico también juega un papel importante. Considerando que la lluvia producida por este factor puede representar de entre un 30% hasta un 70% del total de precipitación en verano [5] y al tener cadenas montañosas como la Sierra Madre Oriental y la Sierra Madre Occidental que cruzan al país de norte a sur, el Eje Volcánico Trans-Mexicano que lo hace de este a oeste, y una cuarta, la Sierra Madre del Sur, que va desde Michoacán hasta Oaxaca, los regímenes anuales de precipitación oscilan desde 50 mm de lluvia, por ejemplo, cerca de la desembocadura del Río Bravo, hasta más de 3500 mm en lugares como Teziutlán, Puebla o las regiones ubicadas al sur del paralelo 18°N, como la sierra Mixe en Oaxaca [6].

Precisamente el estado de Oaxaca es una de las áreas con mayor vulnerabilidad y menor resiliencia en el país, pues las condiciones socioeconómicas que prevalecen en la región son verdaderamente precarias. Tan sólo es necesario considerar que es el tercer estado de mayor marginación en México [7, 8], con 3.3% de la población del país que produce sólo el 1.5% del PIB [9, 10].

Por todo lo anterior, es necesario entonces hacer investigación enfocada tanto a identificar los mecanismos atmosféricos responsables de eventos de precipitación, así como a la

caracterización precisa de parámetros para su uso en modelos regionales en aquellas zonas que son altamente vulnerables ante fenómenos atípicos.

Este trabajo se ha delimitado y enfocado al estudio de eventos de precipitación extrema en la costa de Oaxaca, identificando los mecanismos de gran escala que los produjeron, así como también la determinación del esquema de microfísica que mejor reproduzca dichos eventos a través de simulaciones con el modelo de mesoescala *Weather Research and Forecasting Model* (WRF).

En esta introducción se presentan diversos temas que incluyen la situación tanto socio-económica como geográfica que tiene Oaxaca, la definición de evento extremo y un repaso a los temas de meteorología tropical necesarios para entender el desarrollo del presente trabajo.

1.1 ¿Por qué Oaxaca?

El estado de Oaxaca se encuentra localizado en el sur de la República Mexicana, en el extremo suroeste del istmo de Tehuantepec. Colinda al norte con los estados de Puebla y Veracruz, al este con el estado de Chiapas, al sur con el Océano Pacífico y al oeste con el estado de Guerrero. Posee casi 600 km de costa en el Océano Pacífico. Por su extensión, es el quinto estado más grande del país y ocupa el 4.8% de su superficie total. Es uno de los estados más montañosos del país, pues en la región se cruzan la Sierra Madre Oriental, la Sierra Madre del Sur y la Sierra Atravesada. Por su compleja geografía, Oaxaca es uno de los estados que más climas tiene, entre los que se encuentran los cálidos, semicálidos, templados, semifríos, y secos (figura 1.1). Los climas cálidos en conjunto abarcan poco más de 50% de la superficie total de la entidad, se producen en las zonas de menor altitud (del



Figura 1.1: Climas presentes en el estado de Oaxaca. Fuente INEGI.

nivel del mar a 1000 m) y además, se caracterizan por tener temperaturas medias anuales que varían de 22°C a 28°C, con temperatura media del mes más frío de 18°C. Dentro de estos climas, predomina el cálido subhúmedo con lluvias en verano, que se observa en toda la zona costera desde el límite con el estado de Guerrero hasta el límite con Chiapas además de en otras áreas de menor extensión localizadas de manera discontinua en el norte (figura 1.1). En dichos terrenos se reportan las temperaturas medias anuales más altas (de 26°C a 28°C) y la precipitación total anual varía de 800 a 2000 mm.

Al colindar con el golfo de Tehuantepec es necesario mencionar que es una región que experimenta una alta incidencia de ciclones tropicales que se originan en la cuenca ciclo-

genética del Pacífico Nororiental. Mientras que el Pacífico Noroccidental experimenta un mayor número de ciclones tropicales por año, la región del Pacífico Nororiental tiene una de las mayores frecuencias anuales en formación de ciclones tropicales por unidad de área [11].

Demográficamente, la población total del estado ocupa la posición número diez del país, con un total de 3.5 millones, de los cuales 53% vive en áreas rurales [12]. La esperanza de vida es de 71.7 y 77.4 años para hombres y mujeres respectivamente, lo cual está por debajo del promedio nacional. Se estima que al menos un tercio de la población habla alguna lengua indígena y que tiene el 53% de la población indígena total del país [13, 14]. Según el Houston Institute for Culture, la razón principal por la cual las culturas y lenguas indígenas han sobrevivido se debe al escarpado terreno que aísla a las comunidades geográficamente, lo que además tiene el efecto de dividir al estado en pequeñas comunidades que se han desarrollado independientemente. Esto hace entonces que Oaxaca sea el estado más complejo étnicamente de entre los 31 de la república mexicana [15].

Oaxaca posee 570 municipios, y dada la compleja división política, el estado se divide en 8 regiones socio-culturales, que son:

- Cañada
- Costa
- Cuenca del Papaloapan
- Istmo
- Mixteca
- Sierra Norte
- Sierra Sur
- Valles Centrales

Así pues, la existencia de comunidades ubicadas en zonas montañosas donde la agricultura de temporal es la principal actividad económica origina un escenario con mayor vulnerabilidad a deslaves, inundaciones, interrupción de comunicaciones y por ende, a una mayor susceptibilidad económica ante fenómenos meteorológicos extremos. Por lo anterior, cuando se presentan dichos eventos, las condiciones cotidianas de vida se ven aún más deterioradas con un aunado costo social. A fin de prevenir tales situaciones, se ha considerado este lugar como zona de estudio. Sin embargo, antes de continuar, veamos cómo se define exactamente un evento extremo.

1.2 ¿Qué son los eventos extremos?

El Panel Intergubernamental de Cambio Climático (*IPCC* por sus siglas en inglés) en su cuarto reporte del grupo de trabajo 1, indica que: *Un extremo se refiere a un evento raro basado en un modelo estadístico de cierto elemento particular del tiempo. En términos de percentiles, son eventos que ocurren entre el 1 y 10% del tiempo en una localidad particular y en un periodo particular de tiempo (generalmente entre 1961 a 1990) [16].*

Con respecto a esta definición, es indispensable saber si los eventos de precipitación a analizar caen dentro de la categoría de extremo, y de ser así, entonces podrán inferirse parámetros a considerar en la previsión y alerta ante este tipo de amenazas.

A continuación se da un breve repaso de los temas de meteorología tropical necesarios para el entendimiento del presente trabajo.

1.3 Fenomenología tropical

1.3.1 Introducción

La meteorología tropical es el estudio de la atmósfera tropical que incluye tormentas y electrificación, ciclones tropicales (huracanes o tifones), monzones, El Niño, ondas ecuatoriales, eventos de la oscilación Madden-Julian, inversiones de los vientos alisios, jets del este, entre otros [17]. Otra definición establece que los trópicos son aquellas regiones en donde el número de Rossby y Richardson son grandes [18, 19].

La meteorología de los trópicos es diferente de la meteorología de latitudes medias en varios aspectos. La fuerza de Coriolis es pequeña o prácticamente inexistente y los gradientes de presión son muy pequeños también (excepto en los ciclones tropicales). Los contrastes de temperatura son mínimos, de forma tal que las masas de aire son prácticamente homogéneas y las perturbaciones en el tiempo meteorológico se inician por modestas diferencias en los gradientes de velocidad del viento o calor.

Por el contrario, el tiempo en las latitudes medias está dominado por ciclones sinópticos que se forman en respuesta a fuertes gradientes de temperatura del aire y de densidad.

Las nubes tropicales cumuliformes son un conducto para la liberación de calor latente [20], que así mismo es también, su principal fuente de energía. Los ciclones tropicales son una de las más espectaculares manifestaciones de este intercambio de energía. Los sistemas locales y de mesoescala tienen un papel de suma importancia en el tiempo tropical más que los sistemas sinópticos. Existe una fuerte interacción entre estas escalas de convección de cúmulos, mesoescala y circulaciones de gran escala, tales interacciones son importantes para

el tiempo tropical y la predicción climática pero no están totalmente comprendidos, por lo cual se necesita mayor investigación en estos rubros [21].

El estudio de la meteorología tropical debe considerar también al acoplamiento océano - atmósfera. Las variaciones en la temperatura superficial del mar tropical influyen la distribución de calor diabático, mientras que el movimiento atmosférico ayuda a condicionar la circulación oceánica superior. Además, el calor diabático asociado con los sistemas de precipitación tropical puede inducir ondas [22, 23] que producen respuestas remotas en los trópicos y extratropicos. La variabilidad intra-estacional de la precipitación tropical está influida por la oscilación de 40-50 días conocida como la Oscilación Madden-Julian (OMJ) [24, 25], mientras que la escala interanual esta influida por el fenómeno El Niño - Oscilación del Sur [26, 27]. A pesar de que en las dos décadas pasadas se ha mejorado el entendimiento de la variabilidad tropical, basado en avances en dinámica teórica, observaciones y modelos numéricos, la predicción operacional en los trópicos está relativamente atrás en comparación con la de latitudes medias [21].

La lluvia proveniente de nubes cumuliformes es responsable de casi toda la precipitación en los trópicos. La mayoría de esta precipitación convectiva tropical está organizada en un amplio rango de escalas espaciales y temporales, desde los *sistemas convectivos de mesoescala* hasta aquellas de características planetarias como la OMJ. En niveles intermedios, la precipitación está organizada frecuentemente por ondas que se mueven hacia el este o hacia el oeste a lo largo del ecuador o dentro de pocos grados de latitud paralelas a la *Zona Inter-tropical de Convergencia* (ZITC).

La noción de que la región ecuatorial podía proveer un entorno para las perturbaciones

que se comportan de manera distinta de aquellas en los extratropicos se remonta a Riehl [28] quien se percató de que las ondas que viajaban hacia el oeste eran responsables de la variabilidad diaria del tiempo en el Caribe. Estas “ondas del este” (OE) se identificaron como vaguadas invertidas de baja presión con una escala de algunos miles de kilómetros que se propagaban hacia el oeste dentro de la ZITC y que estaban implicadas en la formación de ciclones tropicales [29, 30]. Estudios subsecuentes confirmaron que las OE, también conocidas como Depresión Tropical (DT), son características importantes en casi todas las regiones de los trópicos fuera del Océano Indico.

Al finalizar los 1950's, se encontró que la región de bajas latitudes de un planeta en rotación podía dar origen a una clase particular de movimientos “atrapados” en el ecuador. En su famoso artículo sobre los movimientos ecuatoriales, *Matsuno* [22] dio las soluciones para las ondas que se propagan zonalmente de un sistema de ecuaciones conocidas como *ecuaciones de aguas someras en un plano ecuatorial beta*, que gobiernan los movimientos en una capa de fluido de densidad constante cuando las fuerzas de restitución son la gravedad y un parámetro de Coriolis que varía linealmente. Las soluciones de este sistema corresponden a las ahora bien conocidas ondas ecuatoriales del océano y la atmósfera, llamadas: ondas de Kelvin, ondas Rossby ecuatoriales (RE), ondas de inercia-gravedad hacia el este y oeste (IGE, IGO), y ondas de Rossby-gravedad mezcladas (RGM). Para aclarar lo anterior, a continuación se revisa brevemente la teoría sobre las ecuaciones de aguas someras.

1.3.2 Teoría de ondas ecuatoriales

Las ecuaciones de aguas someras, también conocidas como ecuaciones de marea de Laplace, gobiernan los movimientos verticalmente independientes de una capa de fluido incompresible y de densidad constante en una esfera que rota. Estas ecuaciones pueden obtenerse a partir de la separación matemática de las partes vertical, horizontal y temporal del fluido de las ecuaciones primitivas, aunque las suposiciones para realizar lo anterior y obtener la dependencia vertical del movimiento no son triviales.

Matsuno consideró ecuaciones no viscosas linearizadas con respecto a un estado base sin movimiento. El parámetro de Coriolis, f , se supone proporcionalmente lineal a la distancia desde el ecuador (es decir, $f = \beta y$), que es una aproximación válida para movimientos en los trópicos. Las ecuaciones son:

$$\frac{\partial u_l}{\partial t} - \beta y v_l = -\frac{\partial \phi_l}{\partial x} \quad (1.1)$$

$$\frac{\partial v_l}{\partial t} - \beta y u_l = -\frac{\partial \phi_l}{\partial y} \quad (1.2)$$

$$\frac{\partial \phi_l}{\partial t} + g h_e \left(\frac{\partial u_l}{\partial x} + \frac{\partial v_l}{\partial y} \right) = 0 \quad (1.3)$$

En donde u_l y v_l son las velocidades zonales y meridionales, ϕ_l es el geopotencial, g es la aceleración de la gravedad, y h_e es la profundidad de la capa del fluido sin perturbar. Las ecuaciones 1.1 y 1.2 son las ecuaciones horizontales de momento, y 1.3 es una consecuencia de la conservación de la masa que relaciona los cambios de geopotencial con la divergencia.

Se ha utilizado el subíndice l que en el contexto del flujo atmosférico tridimensional, estas ecuaciones sólo modelan las componentes horizontales (x y y) y temporal (t). Esto es, gobiernan los movimientos de un modo vertical en particular, l , para el cual debe hacerse una elección apropiada de h_e .

Matsuno fue el primero en obtener el conjunto completo de soluciones para ondas que se propagan zonalmente. En síntesis, se buscan soluciones de ondas que tengan la forma:

$$\begin{pmatrix} u_l \\ v_l \\ \phi_l \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \hat{u}(y) \\ \hat{v}(y) \\ \hat{\phi}(y) \end{pmatrix} \exp[i(kx - \omega t)] \quad (1.4)$$

donde k es el número de onda zonal y ω es la frecuencia. La sustitución y ordenamiento lleva a una ecuación diferencial de segundo orden sólo en \hat{v} :

$$\frac{d^2 \hat{v}}{dy^2} + \left(\frac{\omega^2}{gh_e} - k^2 - \frac{k}{\omega} \beta - \frac{\beta^2 y^2}{gh_e} \right) \hat{v} = 0 \quad (1.5)$$

Las soluciones de esta ecuación, que decaen a partir del ecuador, son bien conocidas, de donde se sigue que la parte constante del coeficiente en el paréntesis satisface que:

$$\frac{\sqrt{gh_e}}{\beta} \left(\frac{\omega^2}{gh_e} - k^2 - \frac{k}{\omega} \beta \right) = 2n + 1 \quad n = 0, 1, 2, \dots \quad (1.6)$$

Esta ecuación proporciona una relación entre ω y k , para cada entero positivo n , definiendo así la relación de dispersión horizontal para las ondas. La ecuación es cúbica en ω , lo que resulta en tres clases de soluciones que corresponden a IGE, IGO y RE. Sin embargo, también

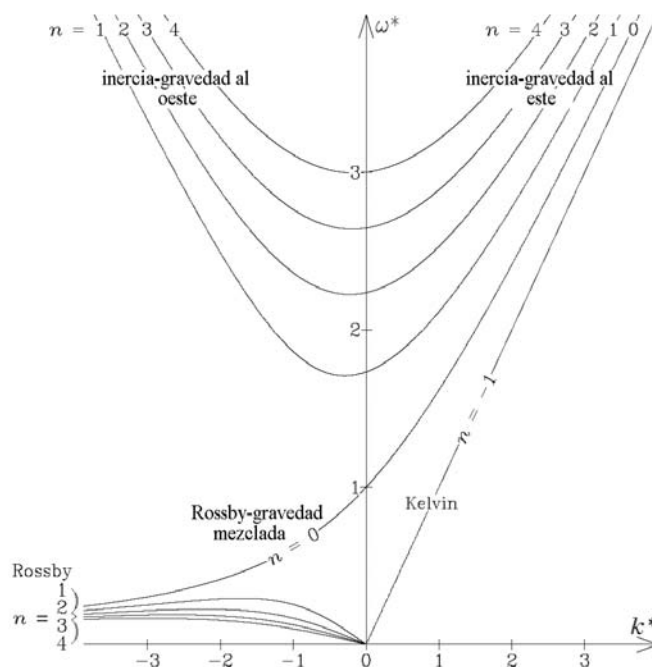


Figura 1.2: Curvas de dispersión para las ondas ecuatoriales. Fuente: Kiladis 2009. [21].

se necesita una consideración especial para la solución $n = 0$, que corresponde a las ondas RGM, y una solución adicional para las ecuaciones 1.1-1.3 que no proporciona 1.5, que es la onda de Kelvin, para la cual $\hat{v} = 0$ para toda y y que es etiquetada como $n = -1$ a fin de tener consistencia con la ecuación 1.6. Todas las soluciones de 1.6, más la relación de dispersión, se presentan en la figura 1.2.

Al sustituir las soluciones para \hat{v} a partir de la ecuación 1.5 en las ecuaciones 1.1-1.3, se obtienen totalmente las estructuras horizontales de las soluciones de onda. La figura 1.3 muestra estas estructuras para las ondas de Kelvin, $n = 1$ RE, RGM, $n = 0$ IGE, y $n = 1$ y $n = 2$ IGO. Como n corresponde al número de nodos en el perfil meridional de v (excepto para la onda de Kelvin), este es llamado número de modo meridional. Estos seis tipos de onda incluyen todas aquellas ondas que se han observado como Ondas Ecuatoriales Acopladas a la Convección (OEAC).

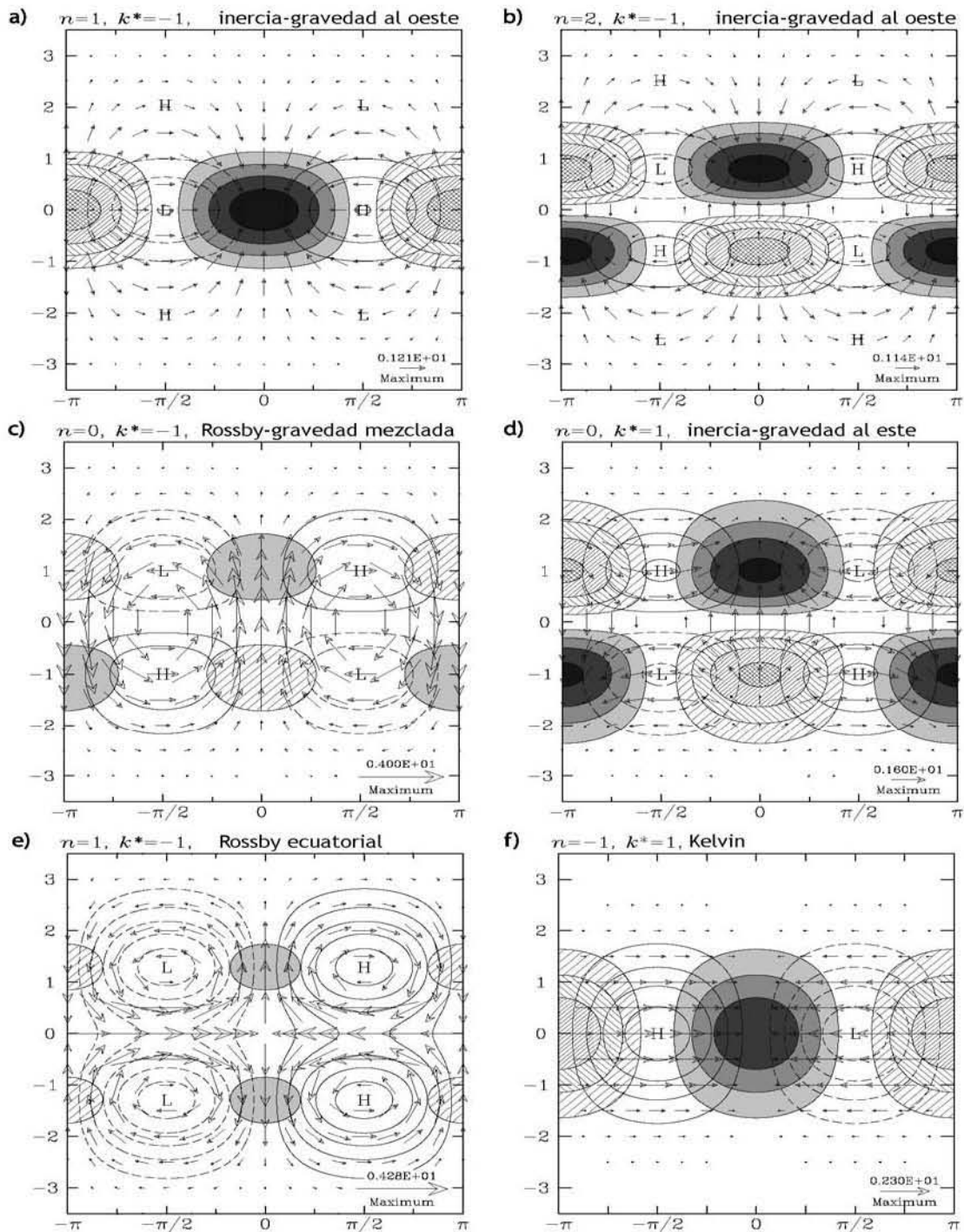


Figura 1.3: Estructuras horizontales con propagación zonal de un subconjunto de soluciones de las ecuaciones de aguas someras en un plano ecuatorial β . El achurado muestra la divergencia y el sombreado la convergencia, con un intervalo de 0.6 unidades entre los niveles sucesivos. Los contornos sin sombreado son geopotencial, con un intervalo de 0.5 unidades. Los contornos negativos están punteados y se ha omitido el contorno cero. Fuente: Kiladis et. al. 2009. [21].

Algunas características importantes de las soluciones ondulatorias son:

1. Puesto que las ecuaciones de aguas someras se linearizaron, cualquier combinación lineal de las soluciones, también es solución.
2. La velocidad de fase de la onda de Kelvin, que es una onda no dispersiva, es $c = \sqrt{gh_e}$, y las velocidades de fase de todas los tipos de ondas de inercia-gravedad, se acercan asintóticamente a esta magnitud para k grandes.
3. El *radio de deformación de Rossby* ecuatorial, que gobierna la razón del decaimiento de las soluciones con la distancia a partir del ecuador, esta dado por $R_e = (\sqrt{gh_e}/\beta)^{1/2}$ y se ha utilizado para escalar las longitudes horizontales en la figura 1.3. En la práctica, R_e esta en el orden de 10° de latitud para las OEAC.
4. La energía horizontal de dispersión de las ondas está gobernada por la velocidad de grupo, $c_g^{(x)} \equiv \partial\omega/\partial k$, que puede estimarse de la figura 1.2. La onda de RGM por ejemplo, tienen propagación de fase hacia el oeste (ω/k es negativo) pero energía de dispersión hacia el este ($c_g^{(x)}$ es positivo.)
5. Las ondas de Kelvin y de Inercia-gravedad tienden a ser más divergentes en carácter, mientras que las ondas de RGM y RE son más rotacionales.
6. La profundidad de aguas someras h_e determina la rapidez y escala de las ondas, y para el propósito de modelación de toda la atmósfera es llamada “profundidad equivalente”. Sin embargo, en el contexto de una atmósfera real, no debe considerarse a la profundidad equivalente como una profundidad física, sino como un parámetro importante de la teoría.

1.3.3 Ondas de Rossby Gravedad Mezcladas

Las ondas secas de RGM fueron los primeros modos predichos por Matsuno [22] en ser observados a través del análisis de fluctuaciones de viento en la estratósfera por medio de radiosondeos [31]. Investigaciones posteriores establecieron que las ondas de RGM también existen en la tropósfera con convección acoplada [32, 33] que se propagan hacia el oeste como lo predice la teoría. A pesar de que las ondas de RGM son distintas de las ondas del este [34, 35], aparentemente coexisten en un continuo con $n = 1$ RE, con algunas perturbaciones transitando de una a otra y desarrollando estructuras híbridas, particularmente en el Pacífico occidental [36, 37]. Las ondas de RGM relativamente rápidas son dominantes en la tropósfera alta y especialmente en la baja estratósfera. Mientras que estas ondas superiores pueden estar inicialmente forzadas por convección, generalmente se propagan como modos secos. Las ondas de RGM acopladas a la convección tienen profundidades equivalentes más someras y presentan grandes perturbaciones en la tropósfera baja [38].

Las ondas acopladas de RGM aparecen en la parte de propagación hacia el oeste del continuo de las ondas de inercia-gravedad del espectro antisimétrico de la figura 1.6. Su señal en los datos satelitales es más prominente en las regiones de la ZITC del Pacífico central y occidental. Son más prominentes durante el verano y otoño boreal, aunque hay evidencia de que estas ondas ocurren en todas las zonas de convergencia durante todo el año [39]. En el Pacífico occidental, las señales convectivas y dinámicas de las ondas de RGM se propagan hacia el oeste con rapidez de 15 a 25 ms^{-1} , y en general, propagan energía hacia el este a 5 ms^{-1} [36, 37].

La figura 1.4 muestra la estructura de las ondas de RGM utilizando CLAUS T_b en 7.5°N,

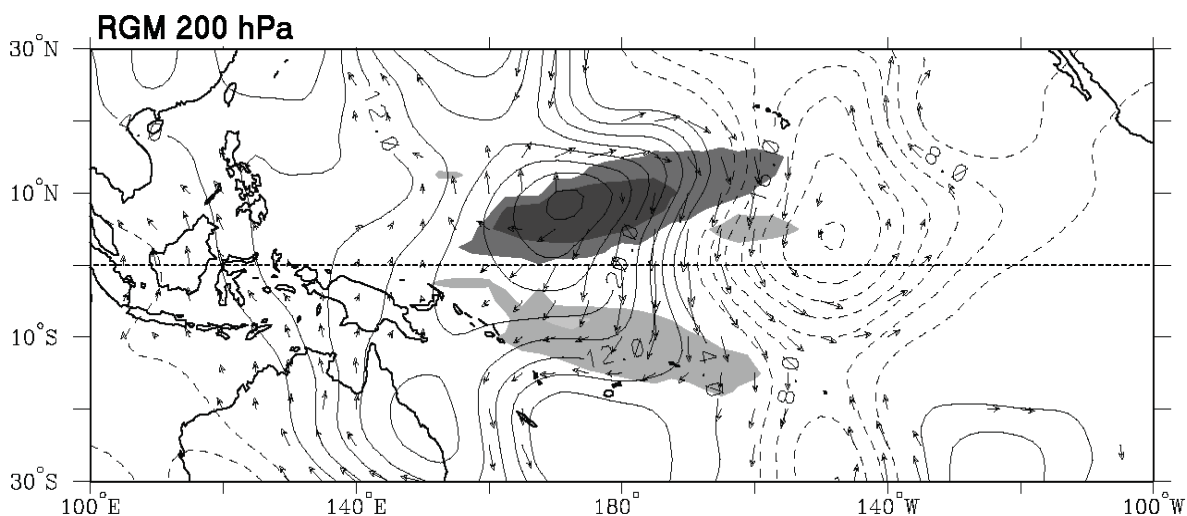


Figura 1.4: Mapa de T_b anómala (sombreado), función corriente (contornos) y viento (vectores) asociados con una perturbación de -20 K en una onda de RGM en 7.5°N , 172.5°E a 200 hPa. Fuente: Kiladis et al. 2009. [21].

172.5°E . En 850 hPa, el patrón de circulación reproduce la estructura teórica de la figura 1.3c muy bien, con giros centrados y simétricos en el ecuador y con un señal de T_b antisimétrica. La longitud de onda es alrededor de 9000 km, consistente con los estimaciones. La convección está aumentada fuera del ecuador en el flujo hacia los polos y suprimida en el flujo que va hacia el ecuador, también consistente con las regiones de divergencia en la figura 1.3c.

1.3.4 Ondas del este

Las ondas del este no corresponden a un modo normal de las soluciones de las ecuaciones de aguas someras de Matsuno, sin embargo, fueron las primeras ondas acopladas con la convección en ser reconocidas y que tienen impactos extremadamente importantes. Las OE son ondas de Rossby que se propagan fuera del ecuador hacia el oeste que aparecen como “vaguadas invertidas en presión y viento en el campo de los alisios de la ZITC del hemisferio norte”. Están activas principalmente en los sectores de Atlántico y el Pacífico,

así como sobre el Sahara durante la temporada de monzones. La señal de las OE aparece más prominentemente en el espectro de espacio-tiempo cuando la convección dentro de la ZITC es más activa, es decir, de mayo a octubre [23]. Esta señal espectral del tipo depresión tropical se une con la señal de RGM en el espectro antisimétrico [23].

Las primeras observaciones de las OE en el Pacífico y en las regiones del Atlántico oriental/África occidental indican que tienen longitudes de 2500-3500 km, velocidades de fase de 8 ms^{-1} , periodos de 3-4 días, y un anomalías máximas de viento meridional en 700-850 hPa [40]. Las características ondulatorias y de fase con la convección varían con la latitud y entre regiones océano/tierra en la región del Atlántico oriental/África occidental. Estudios de OE en el Pacífico también muestran variaciones en las características ondulatorias como función de la longitud [40, 41]. Mucho de este cambio estructural observado en las OE del Pacífico se atribuye a variaciones en la cizalla vertical promedio del viento en el Pacífico [42, 40]. La cizalla vertical y horizontal del viento también influye fuertemente la estructura de las OE africanas [43], y la fuerte relación entre OE y la ciclogénesis tropical se ha atribuido a los efectos de la deformación y acumulación de las ondas en la variación de los flujos zonales. Por el contrario, la dispersión oriental de la energía de las ondas de Rossby que emana de ciclones tropicales se ha demostrado que es una fuente de OE [44], junto con la generación potencial por forzamiento extratropical [41] y calor latente en la región del jet africano oriental [45, 46].

La estructura de las OE se han documentado exhaustivamente, especialmente puesto que su estructura vertical y escala son virtualmente indistinguibles de las ondas de RGM [47]. Los estudios energéticos de las OE en África muestran fuertes conversiones baroclínicas, con

energía proveniente de la cizalla vertical en el jet africano oriental.

1.3.5 Oscilación Madden-Julian.

La oscilación Madden-Julian (OMJ) es la componente dominante de la variabilidad intraestacional (30-90 días) en la atmósfera tropical. Consiste de patrones acoplados de gran escala en la circulación atmosférica y convección profunda, con señales coherentes en muchas otras variables, todas propagándose hacia el este lentamente ($\sim 5 \text{ ms}^{-1}$) en el océano Índico y Pacífico donde la superficie del océano es caliente. Interactúa constantemente con el océano y tienen influencia sobre muchos sistemas de tiempo y clima. Su influencia sobre la variabilidad en la precipitación sobre la costa oeste de Norteamérica está referida en los trabajos de Mo & Higgins [48], Jones [49] y Bond & Vecchi [50], así como la modulación de la génesis de ciclones tropicales en el Océano Pacífico y mar Caribe en Liebmann et al. [51], Nieto [52] y Maloney & Hartmann [53]. Debido a su conexión a estos y otros sistemas meteorológicos, la OMJ afecta los pronósticos de tiempo globales en la escala de rango medio y extendido [54].

Las características más básicas de la OMJ se ilustran en la figura 1.5. En el océano Índico y Pacífico occidental ecuatorial, un evento de OMJ produce un centro de fuerte convección profunda y de precipitación (fase activa) que se mueve hacia el este, flanqueado tanto al este y oeste por regiones de convección débil y poca precipitación (fase inactiva o suprimida). Las dos fases de la OMJ están conectadas por circulaciones zonales contrarias que se extienden verticalmente en toda la troposfera. En la baja troposfera (debajo de 10 km, típicamente en 1.5 km o alrededor de 850 hPa) y cerca de la superficie, existe fuerte viento anómalo del oeste

y al este del centro convectivo de gran escala, vientos anómalos hacia el este. Los vientos zonales invierten sus direcciones en la troposfera superior (encima de 10 km, típicamente a 13 km o al nivel de 200 hPa). Esta asociación entre la circulación de gran escala y el centro convectivo, es central para la dinámica de la OMJ. Este patrón acoplado se propaga hacia el este con una rapidez promedio de 5 ms^{-1} .

La OMJ es un fenómeno tan prominente que su existencia puede ser discernida a partir de observaciones sin ningún filtro, especialmente en la precipitación.

La OMJ también exhibe una distintiva estructura multiescala, preferencia geográfica, ciclo estacional y variabilidad interanual. La combinación de estas características la distingue de otros tipos de fenómenos intra-estacionales en los trópicos.

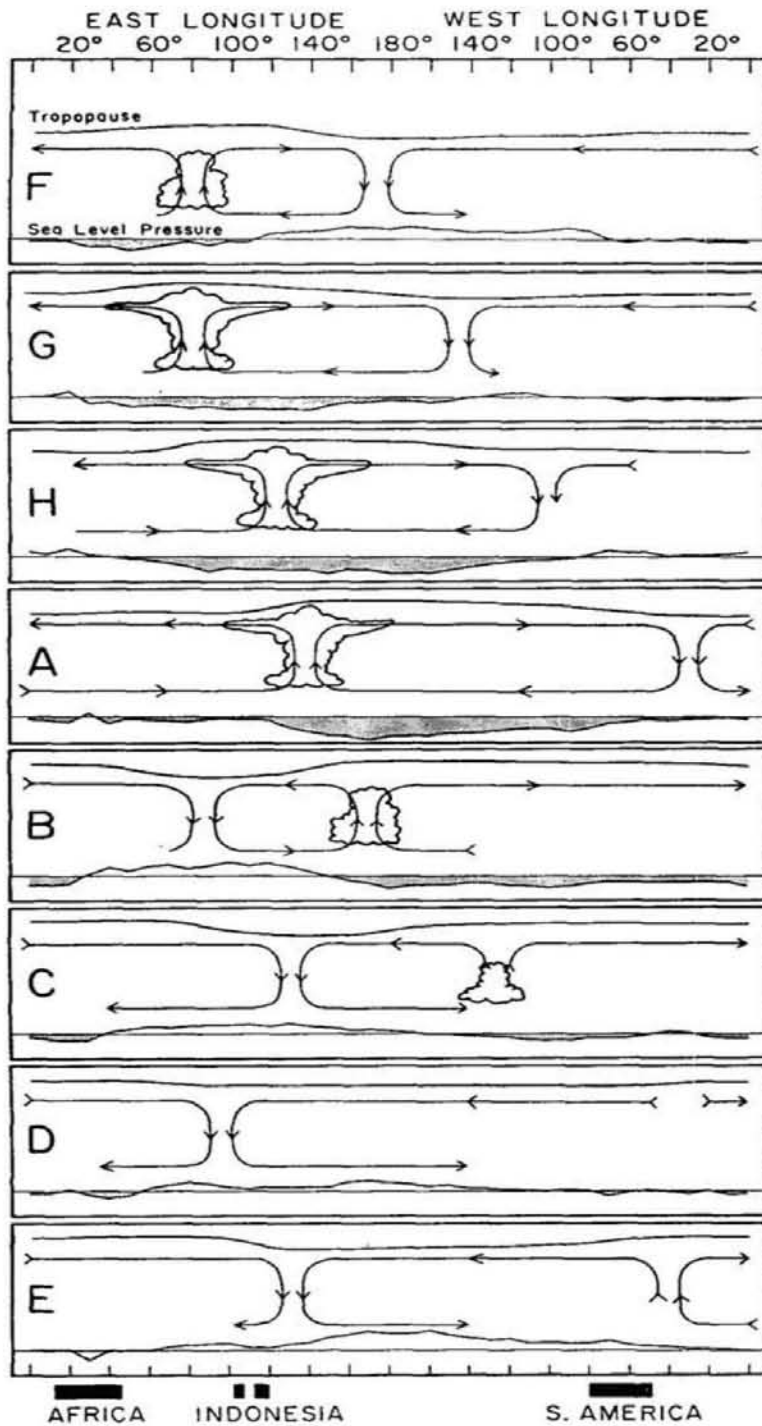


Figura 1.5: Diagrama esquemático longituditud-altura sobre el ecuador que ilustra las características fundamentales de gran escala de la Oscilación Madden-Julian en su ciclo de vida. Los símbolos de nube representan el centro convectivo, las flechas indican la circulación zonal y las curvas arriba y abajo representan las perturbaciones en la troposfera alta y en la presión a nivel del mar. Fuente: Madden y Julian. 1972. [25].

1.3.6 Análisis espectral

El análisis espectral es una técnica particularmente útil para el estudio de ondas que se propagan zonalmente, puesto que descompone un campo de datos dependientes del tiempo y longitud en componentes de frecuencia y número de onda, así como también en fluctuaciones medias zonales [55]. Takayabu [56] realizó un análisis espectral de alta resolución con imágenes de satélites geoestacionarios y detectó picos espectrales correspondientes a ondas de Kelvin, RE, RGM e IGO.

Posteriormente, Wheeler y Kiladis [23] ampliaron el trabajo de Takayabu al calcular un espectro global espacio-temporal de registros largos de nubosidad tropical. La figura 1.6 muestra uno de tales espectros que se obtuvo al dividir la potencia cruda de la temperatura de brillo satelital (T_b) entre un estimado de su ruido rojo de fondo. Los picos espectrales más prominentes están orientados sobre las curvas de dispersión de los modos de aguas someras para un estado base en reposo. Este método hace uso de una descomposición simétrica-antisimétrica en donde los campos discretizados, como ejemplo, la radiación saliente de onda larga (ROL), que son función de la latitud ϕ , pueden escribirse como $ROL(\phi) = ROLA(\phi) + ROLS(\phi)$, donde $ROLA(\phi) = [ROL(\phi) - ROL(-\phi)]/2$ es la componente antisimétrica, y $ROLS(\phi) = [ROL(\phi) + ROL(-\phi)]/2$ es la componente simétrica. Por la teoría presentada anteriormente, las ondas ecuatoriales lineales son simétricas o antisimétricas con respecto al ecuador dependiendo el parámetro que se considere.

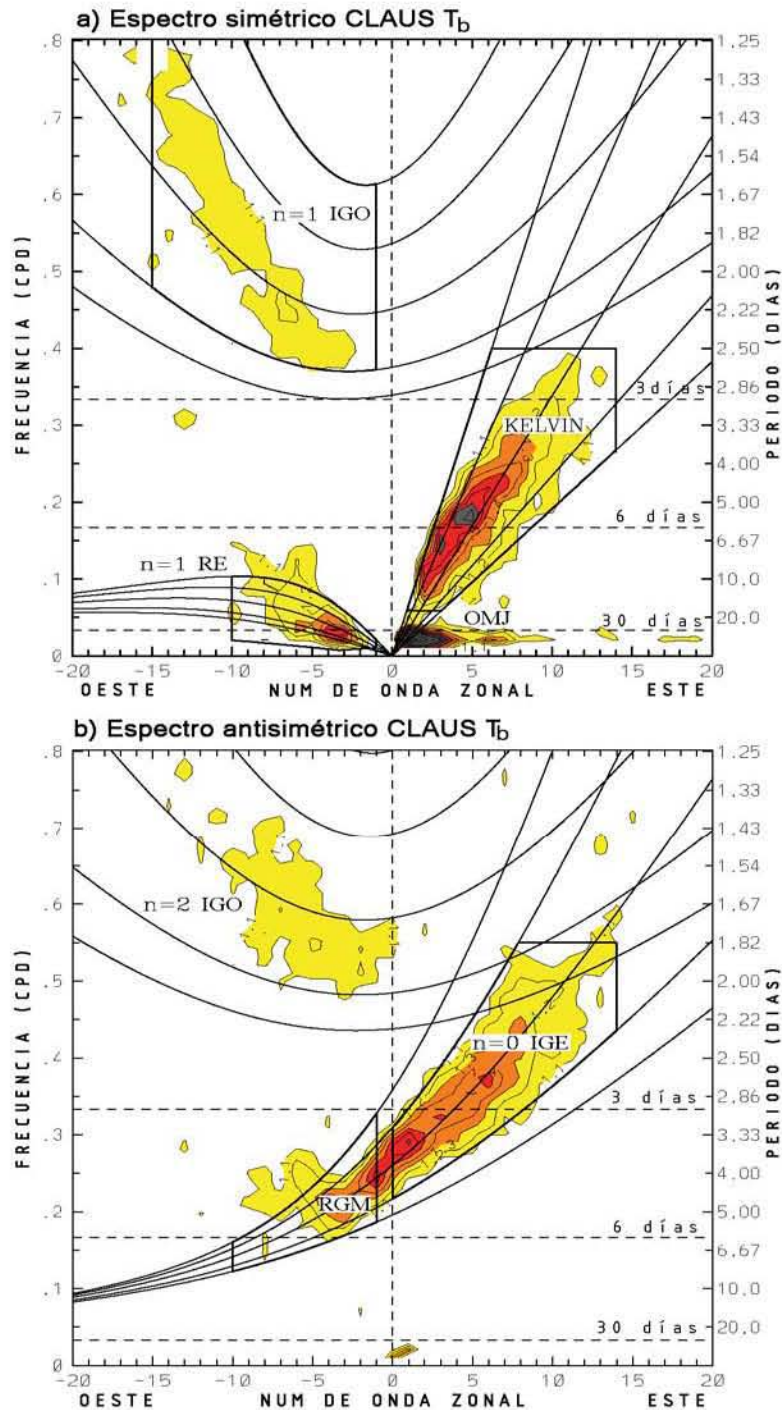


Figura 1.6: Espectro de potencia en número de onda-frecuencia de la componente a) simétrica y b) antisimétrica de CLAU T_b para Julio de 1983 a Junio de 2005, sumado de 15°N a 15°S graficado como la razón entre la potencia cruda de T_b y la potencia en un espectro de fondo de ruido rojo. El intervalo de los contornos es de 0.1 y los contornos y sombreado comienzan en 1.1, donde la señal es significativa mayor que el nivel del 95%. Fuente: Kiladis et. al. 2009. [21].

Otra técnica de monitoreo y predicción de variación de gran escala en los trópicos fue hecha por Wheeler & Weickmann [57]. Esta técnica en comparación con otras, permite aplicarla a todos los modos de variabilidad que aparecen como picos espectrales en el dominio de frecuencia-número de onda. Esto implica filtrado de Fourier de un conjunto de datos globales actualizados diariamente para los números de onda zonales específicas y frecuencias de cada uno de los fenómenos de interés. Para el procedimiento de filtrado sólo se utilizan aquellas regiones que se muestran encerradas en la figura 1.6, donde se lleva a cabo un análisis del tipo transformada rápida de Fourier compleja (FFT por sus siglas en inglés) directa e inversamente, e independientemente para cada latitud, reteniendo así solamente los coeficientes de Fourier en cada una de las regiones definidas de filtrado antes de llevar a cabo la transformada inversa. Todos los coeficientes fuera de esas regiones se definen como cero.

El filtrado se lleva a cabo en las anomalías de la variable ROL (por ejemplo) que se obtienen al eliminar la media de todo el conjunto de valores, así como los tres primeros armónicos del ciclo estacional. Tal filtrado, al realizarse en conjunto con la separación de campos de ROL en componentes simétricas y antisimétricas, aísla exitosamente los modos de interés.

Para adaptar la técnica en forma que sea capaz de representar monitoreo y predicción, se aplica una disminución gradual de los valores a cero en el comienzo de la serie de datos de las anomalías de ROL, y se definen como ceros al final de la serie (aproximadamente un año de datos). Esto permite que la máxima cantidad de información sea retenida al final del conjunto de datos. Esto último se realiza para prevenir que la información al principio

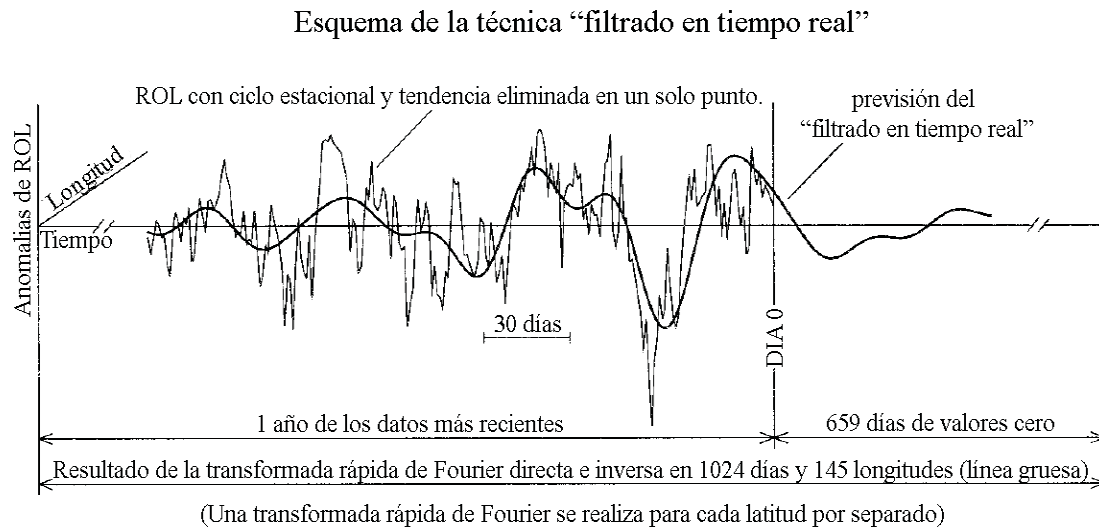


Figura 1.7: Esquema del procedimiento del filtrado en tiempo real para monitoreo y predicción aplicado a una serie de tiempo con una señal del tipo Madden-Julian. Fuente: Wheeler y Weickmann 2001. [57].

del conjunto de datos distorsione las señales producidas por el filtrado al final. La figura 1.7 presenta un esquema de este procedimiento aplicado a monitoreo y predicción de una señal de la OMJ. Este esquema, que muestra los datos de ROL filtrados en un solo lugar de latitud-longitud, se puede observar como la presencia de un evento de la OMJ cerca del final de los datos continua como una señal en la serie de tiempo filtrada más allá del punto final de los datos (es decir, en la zona donde se agregaron ceros).

Por supuesto, esta señal filtrada está influenciada también por la presencia o ausencia de una señal del tipo OMJ en otras longitudes y es posible observar un rápido decaimiento después del “día cero”. Tal comportamiento es una propiedad general de tales previsiones.

Un ejemplo de este comportamiento se muestra en la figura 1.8 donde se presenta un gráfico de longitud-tiempo para la ROL total y filtrada para la OMJ y para las ondas $n = 1$ RE para finales de 1996. Los campos filtrados de este panel se calcularon utilizando el filtro en todo el conjunto de datos, lo que se conoce como filtrado diagnóstico. Cada uno de estos

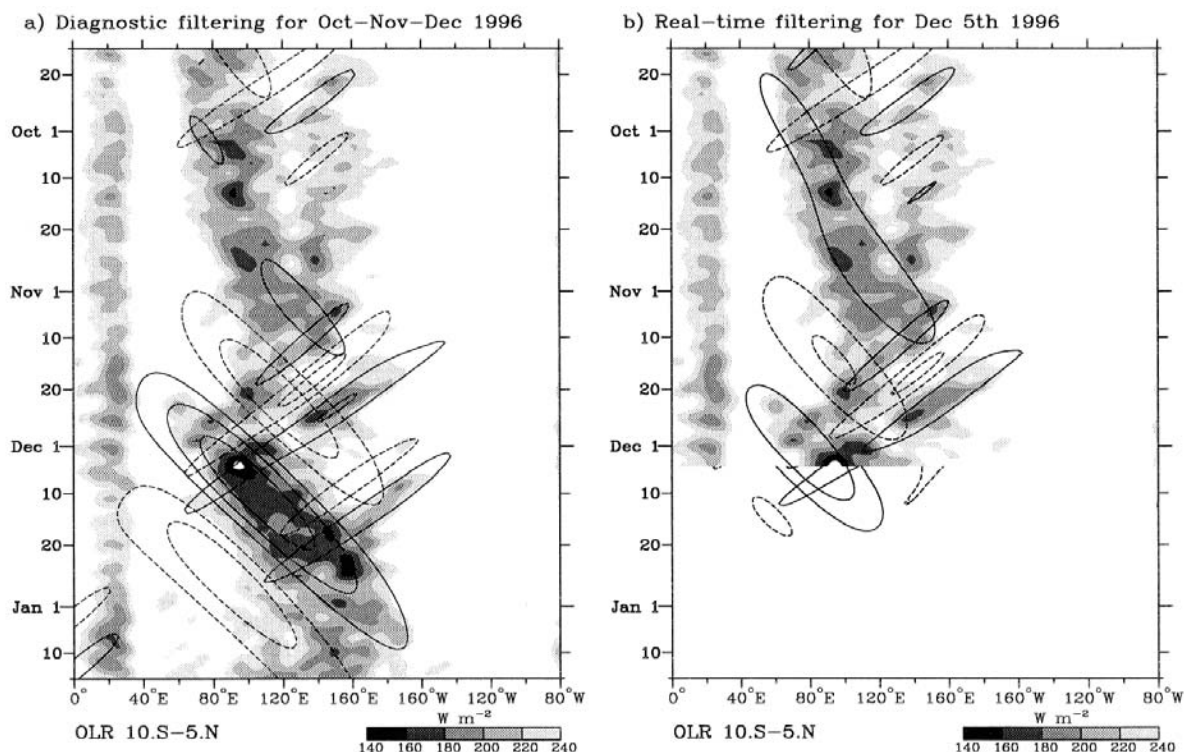


Figura 1.8: Esquema de longitud-tiempo de ROL total y anomalías filtradas entre 10°S y 5°N durante finales de 1996 y comienzos de 1997. La parte sombreada muestra valores totales de ROL, y los contornos son para las anomalías filtradas diagnóticamente de OMJ y $n = 1$ RE. Los contornos sólidos representan anomalías de ROL negativas, mientras que los contornos segmentados presentan anomalías positivas. Fuente: Wheeler y Weickmann 2001. [57].

campos están promediados entre las latitudes de 10°S y 5°N con el fin de concentrarse en la convección ecuatorial. Durante este periodo, puede observarse que la variabilidad convectiva fue influida fuertemente por perturbaciones como la OMJ y ondas de RE con $n = 1$, donde la OMJ está indicada por características de escala planetaria que se propagan hacia el este, y ondas de RE que tiene características de menor escala que se propagan hacia el oeste.

En la figura 1.8b se ha calculado el filtrado en tiempo real donde es posible observar la discontinuidad en el contorno de las anomalías después del día cero debido a la propiedad decreciente de la técnica, sin embargo, puede identificar muy bien la presencia y fase de las ondas de RE, así como también el desarrollo de la convección aumentada de la OMJ.

1.4 Objetivos

El presente estudio analiza eventos de precipitación extrema en la costa de Oaxaca a partir del año 2000 hasta el 2008 con el fin de determinar el origen sinóptico de dichos eventos y, con el uso del modelo WRF, simular tales eventos para evaluar las parametrizaciones microfísicas. Lo anterior implicará entonces:

- Identificar patrones sinópticos causantes de dichos eventos extremos.
- Identificar la parametrización de microfísica adecuada para tales eventos y para la región de estudio.
- Observar el efecto que tiene la microfísica en los sistemas de mesoescala que producen tales eventos.

Esta tesis está estructurada de la siguiente forma: En el capítulo 2 se describen los datos empleados para este estudio así como la metodología desarrollada e implementada. En el capítulo 3, se presenta la descripción del modelo de mesoescala utilizado WRF.

En el capítulo 4 se presenta el análisis y discusión de los casos de precipitación extrema seleccionados primeramente para la parte sinóptica y posteriormente para la parte de simulaciones con WRF.

Finalmente en el capítulo 5 se presentan las conclusiones generales y se propone el trabajo a futuro.

Capítulo 2

Bases de datos y metodología de análisis utilizada

Con el fin de cumplir con los objetivos establecidos previamente, a continuación se describe la metodología utilizada que está representada gráficamente en la figura 2.1.

2.1 Selección regional

Previamente se había mencionado que la región costera del estado de Oaxaca sería aquella de interés para el presente trabajo, sin embargo, es necesario puntualizar que, de las 8 regiones socio-culturales en las que se divide el estado (mencionadas en la sección 1.1), se consideraron solamente aquellas correspondientes a la región Costa, Sierra Sur e Istmo (figura 2.2). Con lo anterior, se procedió a la selección de bases de datos adecuadas y que se describen en la siguiente sección.

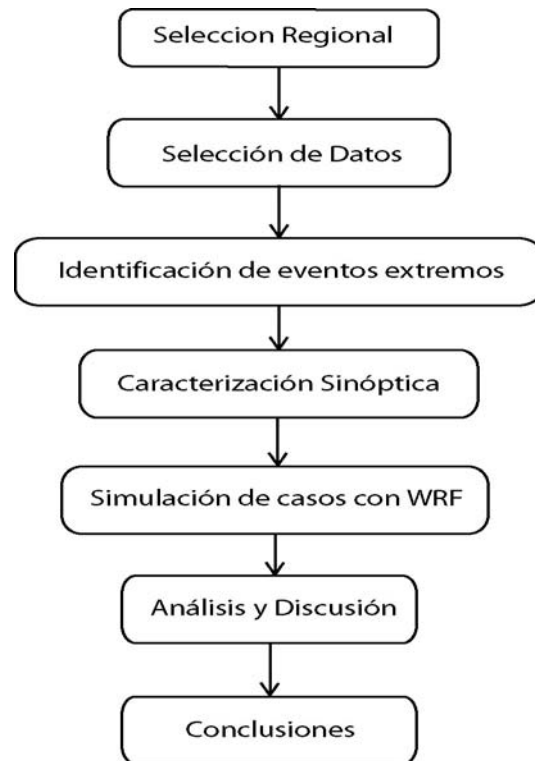


Figura 2.1: Diagrama general de la metodología seguida.

2.2 Descripción de los datos.

Dado que el interés radica en identificar eventos extremos a partir de los datos observados, se tomó entonces la base de datos climatológica con carácter oficial en México, es decir, la del sistema CLIma COMputarizado (CLICOM) del Servicio Meteorológico Nacional (en adelante, SMN). Esta base de datos contiene la información de temperatura y precipitación diaria registrada en la red de estaciones climatológicas convencionales. Con respecto a los registros de precipitación, éstos presentan los valores acumulados durante 24 horas (entre 8AM tiempo local día i y 8AM tiempo local del día $i+1$). No se utilizó la base de datos de las estaciones meteorológicas automáticas debido a que éstas no cuentan con registros suficientemente largos, además de que en análisis previos se detectó que en los eventos de

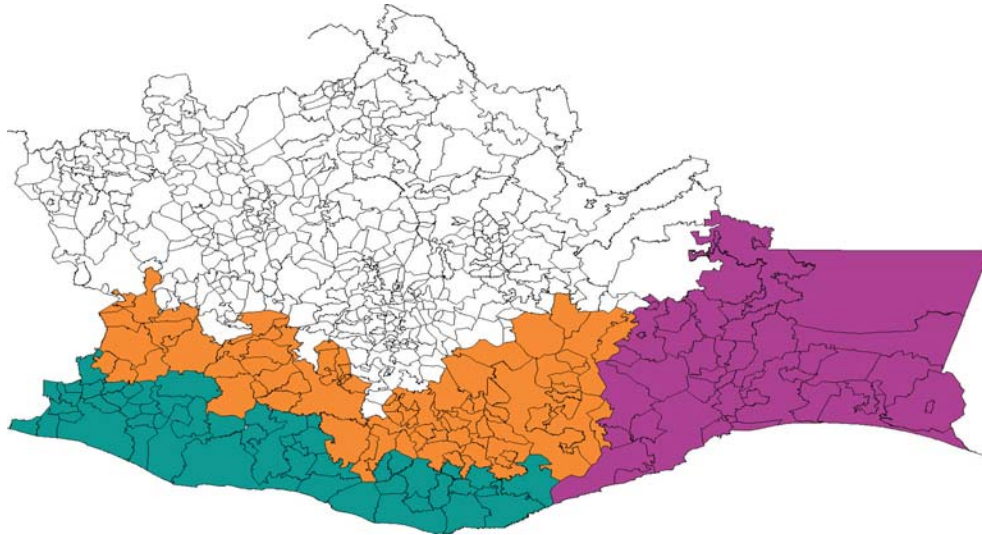


Figura 2.2: Zonas de estudio correspondientes a la región Costa, Sierra Sur e Istmo de Oaxaca (verde, naranja y morado respectivamente).

precipitación extrema, estos datos indicaban en su mayoría 0.0 mm. Dado que estos datos en forma de serie de tiempo serían sometidos a un análisis estadístico, se requirió que:

1. Se tuvieran registros suficientemente largos (periodo aproximado: 1970-2000).
2. Menos del 30% de registros faltantes.

Las 49 estaciones que se muestran en las tablas 2.1 y 2.2 cumplen con los requisitos anteriormente mencionados. En las tablas puede observarse el número de estación climatológica del SMN, nombre, ubicación, rango de fechas con datos, así como el porcentaje de datos que tienen. La figura 2.3 nos indica la localización de dichas estaciones.

Tabla 2.1: Estaciones climatológicas utilizadas para la costa de Oaxaca y rango de datos.

Estación	Nombre	Latitud (° ' '')	Longitud (° ' '')	Altitud (m)	Rango		Num de años	% Datos	Umbrales extremos		
					Inicio	Fin			90%	95%	99%
20010	SAN JUAN CACAHUATEPEC	16 36 42	98 8 58	380	1963-01	2004-02	41.2	89.5	55.9	72.6	111.1
20027	CHICAPA DE CASTRO	16 34 29	94 48 16	10.0	1949-10	2008-09	59.0	99.4	38.3	52.4	86.4
20032	SANTA MARIA ECATEPEC	16 17 2	95 52 38	1,820.0	1961-01	2008-05	47.4	77.6	34.1	45.3	71.5
20038	IXTAYUTLA	16 34 19	97 40 0	680.0	1961-03	2008-07	47.4	75.1	35.4	46.0	70.4
20039	IXTEPEC	16 33 7	95 5 4	160.0	1948-06	2008-09	60.3	97.7	39.4	55.3	94.3
20043	JALAPA DEL MARQUES	16 26 31	95 26 48	160.0	1961-08	2008-08	47.1	96.9	39.2	52.2	82.9
20047	SANTA CATARINA JUQUILA	16 13 0	97 18 0	1,440.0	1961-11	2000-12	39.2	96.0	30.4	39.3	59.6
20048	JUCHITAN DE ZARAGOZA	16 26 57	95 1 27	30.0	1937-05	2008-08	71.3	97.4	47.9	65.2	106.8
20070	MIAHUATLAN	16 19 46	96 35 38	1,550.0	1946-01	2008-06	62.5	98.1	21.9	28.8	44.9
20077	NUSUTIA	16 36 2	97 40 5	380.0	1971-08	2004-02	32.6	87.5	35.3	47.0	74.6
20082	OSTUTA	16 29 48	94 26 17	60.0	1948-02	2008-09	60.7	98.6	42.2	56.4	90.1
20085	PASO ANCHO	16 22 0	96 53 0	1,310.0	1957-05	2004-02	46.8	91.6	24.1	32.0	50.7
20099	SAN MIGUEL SOLA DE VEGA	16 30 52	96 58 39	1,400.0	1961-09	2000-12	39.3	95.9	24.4	31.6	48.3
20111	SAN JOSE LACHIGUIRI	16 22 43	96 20 15	1,700.0	1967-05	2004-11	37.6	83.9	24.3	31.1	46.6
20117	SAN MIGUEL CHIMALAPA	16 42 42	94 44 54	120.0	1961-04	2004-09	43.5	96.3	45.8	58.5	87.6
20120	SAN MIGUEL SUCHIXTEPEC	16 5 29	96 27 54	2,500.0	1961-01	2007-12	47.0	93.3	24.0	31.8	50.1
20122	SAN PEDRO JUCHATENGO	16 20 36	97 5 20	860.0	1961-10	2004-02	42.4	78.2	25.9	32.3	46.7
20126	SANTA CRUZ ZENZONTEPEC	16 32 12	97 29 43	960.0	1961-12	2000-12	39.1	95.0	32.9	42.0	62.9
20132	SANTIAGO ASTATA	15 58 48	95 40 0	30.0	1961-01	2004-02	43.2	71.7	37.6	51.3	84.1
20134	SANTIAGO CHIVELA	16 42 46	94 59 43	210.0	1949-07	2006-12	57.5	87.3	36.2	48.4	77.4
20135	SANTIAGO MINAS	16 25 31	97 13 40	967.0	1953-06	2004-02	50.8	77.4	31.3	40.1	60.5
20148	TAPANATEPEC	16 24 8	94 12 57	40.0	1961-01	2007-11	46.9	95.2	51.4	68.9	110.5
20149	TEHUANTEPEC	16 19 0	95 14 4	55.0	1941-01	2007-12	67.0	91.0	50.0	68.9	114.4
20153	TEOJOMULCO	16 35 19	97 13 33	1,270.0	1961-01	2007-12	47.0	91.3	42.6	54.8	82.8
20162	TEQUISISTLAN	16 25 3	95 35 56	200.0	1940-11	2008-06	67.7	86.0	31.5	43.1	71.0
20184	SAN CARLOS YAUTEPEC	16 30 12	96 6 30	940.0	1961-01	2007-12	47.0	92.8	29.2	37.4	56.2
20187	YUTACUA	16 36 13	97 37 30	400.0	1972-01	2000-12	29.0	94.6	35.4	47.6	76.7
20188	SANTA MARIA ZACATEPEC	16 45 51	97 59 17	340.0	1961-08	2000-12	39.4	97.4	42.9	54.3	80.3
20200	EL CARRIZO	16 15 28	97 45 6	260.0	1972-01	2000-12	29.0	95.5	26.4	35.8	58.3
20256	XADANI	15 56 59	96 4 26	350.0	1975-05	2007-09	32.4	52.5	51.8	69.5	111.3
20277	RIO HONDO	16 28 31	95 16 53	164.0	1977-01	2007-11	30.9	99.8	34.1	46.3	75.3
20290	NILTEPEC	16 33 29	94 36 29	80.0	1978-08	2007-12	29.4	83.1	42.0	57.3	94.2
20292	ZANATEPEC	16 29 0	94 22 4	60.0	1978-01	2007-11	29.9	93.1	45.6	60.8	96.7
20303	TONAMECA	15 44 21	96 32 40	40.0	1980-02	2007-10	27.7	81.8	42.9	56.8	89.5
20308	SAN MATEO RIO HONDO	16 8 21	96 26 45	2,300.0	1980-01	2007-08	27.7	88.1	25.4	32.6	49.2
20319	ASTATA	15 58 45	95 41 20	30.0	1979-07	2007-12	28.5	98.6	14.3	21.1	38.0

Tabla 2.2: Continuación tabla 2.1.

Estación	Nombre	Latitud (° ' '')	Longitud (° ' '')	Altitud (m)	Rango		Num de años	% Datos	Umbrales extremos		
					Inicio	Fin			90%	95%	99%
20326	COZOALTEPEC	15 47 22	96 43 24	140	1979-10	2007-12	28.2	87.9	38.5	51.7	83.2
20328	CHAHUITES	16 15 34	94 17 37	30	1980-02	2007-12	27.9	88.6	38.4	49.1	73.6
20330	GUICHIXU	16 41 42	95 17 9	280	1980-05	2007-12	27.7	58.1	34.9	44.9	68.1
20333	HUATULCO	15 50 3	96 19 20	225	1980-02	2007-07	27.5	35.5	48.6	63.4	98.0
20342	SAN JOSE DEL PACF.	16 10 7	96 30 7	2380	1979-03	2007-09	28.6	72.1	82.9	106.5	160.8
20350	JAMILTEPEC	16 16 42	97 49 12	479	1981-03	2007-12	26.8	60.5	44.6	58.7	91.7
20353	TLACOLULITLA	16 18 2	95 43 36	360	1981-02	2007-09	26.7	87.2	37.7	51.0	82.6
20356	TAPANALA	15 57 47	95 42 10	37	1981-01	2007-09	26.7	90.8	52.6	68.3	104.7
20378	TOMATAL	16 28 18	98 21 9	80	1982-01	2007-07	25.6	54.0	39.3	53.8	88.4
20382	EL MARQUES	16 26 4	95 22 27	98	1983-01	2007-12	25.0	83.9	37.5	52.6	89.5
20009	BOQUILLA 1	16 38 12	95 57 35	620	1946-01	2008-09	62.7	99.4	24.1	31.8	50.0
20289	GUEVEA DE H.	16 47 20	95 22 18	605	1978-04	2007-12	29.7	97.8	39.6	53.3	86.0
20325	COFRADIA	16 46 3	94 45 28	380	1979-07	2006-12	27.5	93.5	36.8	50.0	81.5

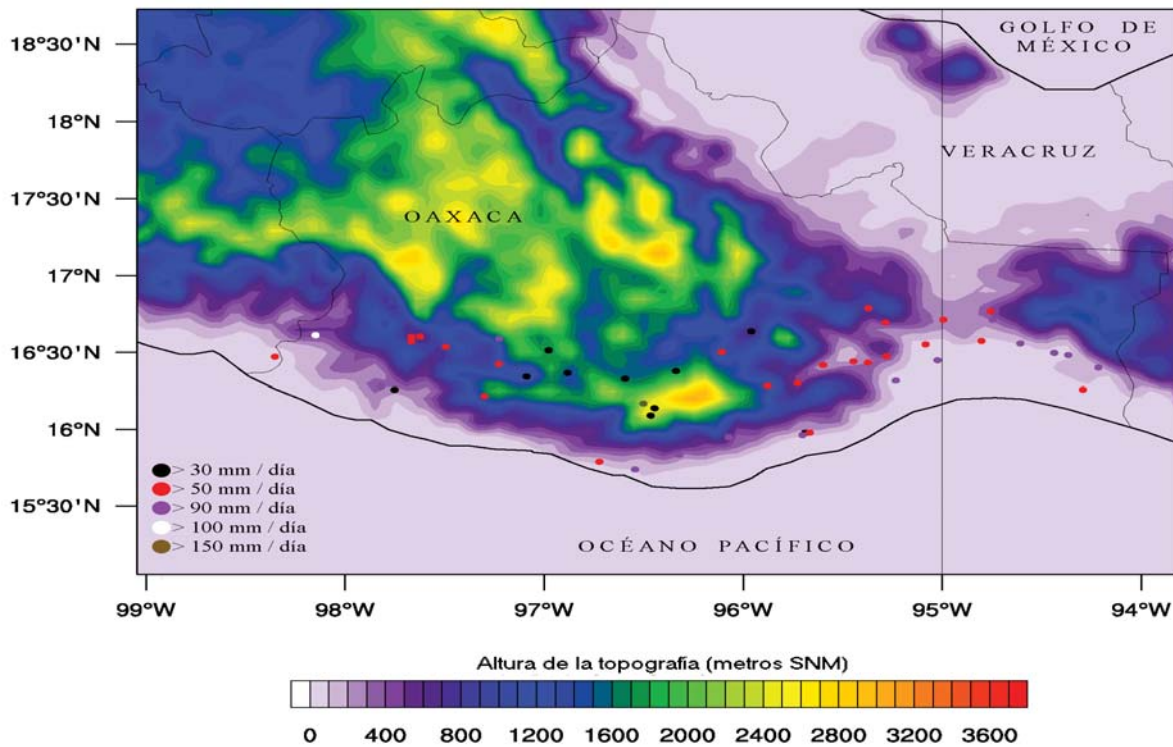


Figura 2.3: Localización de las estaciones utilizadas así como también los valores umbrales del percentil 99.

2.3 Identificación de eventos de precipitación extrema.

Teniendo en cuenta la definición de evento extremo de la sección 1.2, al tener como elemento particular del tiempo a la precipitación, se tomó como modelo estadístico la distribución Gamma [58, 59, 60] en sus percentiles 90, 95 y 99.

Para corroborar lo anterior, se realizaron pruebas de bondad del ajuste basadas en la prueba de Kolmogorov-Smirnoff [58]. Los valores umbrales obtenidos para los distintos percentiles se muestran también en las tablas 2.1 y 2.2. Puede apreciarse en la figura 2.3 estos umbrales a partir del percentil 99 junto con la topografía, esta última obtenida del modelo de mesoescala utilizado. Una vez obtenidos los umbrales para detectar eventos de precipitación extrema, y dado que el análisis se restringió a eventos que sucedieron a partir del año 2000

hasta el 2008, se utilizó la base de datos del Sistema de Información Hydroclimatológica (SIH) con estaciones que cayeran dentro de la misma región geográfica de interés. La base de datos del SIH, es una base de datos interna del SMN. Se seleccionó esta base debido a que agrupa observaciones de todas las bases existentes en el SMN incluyendo CLICOM y la de la Gerencia de Aguas Superficiales e Ingeniería de Ríos (GASIR); además, dado que CLICOM presenta un retraso importante en el tiempo de digitalización de los datos observados [61], no es posible determinar fechas que caigan dentro del periodo de interés. La tabla 2.3 presenta las estaciones del SIH - GASIR, utilizadas así como su ubicación. Entonces, a partir de las estaciones del SIH y de los umbrales obtenidos, se seleccionaron aquellos casos a partir de la series de tiempo de ciertas estaciones considerando sólo los eventos que estuvieran dentro del período de lluvias en México, es decir, entre los meses de Mayo a Octubre. Los eventos extremos seleccionados se indican en la siguiente sección.

Tabla 2.3: Estaciones SIH-GASIR utilizadas.

Estación	Ubicación	
	Lat	Lon
Puerto Angel	15.70	96.50
Benito Juárez	16.50	95.40
Boquilla 1	16.80	95.50
Chicapa	16.5	94.8
Cuaajuinicuilapa (Gro)	98.25	16.30
Ixtepec	16.60	95.10
Juchitan	16.40	95.00
Km 33	16.60	95.20
Km 51	16.40	95.70
Las Pilas	16.40	95.30
La Venta	16.60	94.80
Niltepec	16.60	94.60
Oaxaca Centro	17.10	96.70
El Porvenir	16.40	95.80
Rio Verde	16.10	97.73
Salina Cruz	16.20	95.20
Tapanatepec	15.80	96.45
Tehuantepec	16.30	95.20
Tequisistlan	16.40	95.60
Union Hidalgo	16.50	94.70
Zanatepec	16.50	94.40

2.4 Casos seleccionados.

Al considerar sólo los valores por encima del percentil 99 de la distribución gamma para la precipitación durante el período entre los años 2000-2008, se seleccionaron aquellos eventos que también hubieran producido un impacto significativo en las poblaciones que habitan la costa de Oaxaca. Dicho impacto se canalizó en forma de declaratoria de emergencia o desastre ante la Secretaría de Gobernación de México. De esta forma, se obtuvieron en total 9 casos cuyas publicaciones en el Diario Oficial de la Federación se dió en fechas posteriores a los eventos respectivamente, a saber:

1. Del 26 al 27 de Junio de 2003 (0.071). [62]
2. Del 20 al 22 de Agosto de 2005 (0.263). [63]
3. Del 24 al 26 de Septiembre de 2005 (-0.158). [64]
4. Del 4 al 6 de Octubre de 2005 (-0.397). [65]
5. Del 15 al 16 de Julio de 2007 (-0.445). [66]
6. Del 17 al 18 de Octubre de 2007 (-1.161). [67]
7. Del 3 al 6 de Junio de 2008 (-0.036). [68]
8. Del 6 al 7 de Julio de 2008 (-0.270). [69]
9. El 24 de Septiembre de 2008 (-0.766). [70]

Entre paréntesis se puede observar el valor del índice multivariado El Niño - Oscilación del Sur (IME) para cada caso. Este índice está basado en seis de las principales variables observadas sobre el Pacífico tropical. Estas seis variables son: Presión a nivel del mar (P), componentes zonal (U) y meridional (V) del viento en superficie, temperatura superficial del mar (S), temperatura del viento en la superficie (A) y fracción total de nubosidad en el cielo (C). El IME se calcula separadamente para cada uno de las 12 temporadas bi-mensuales

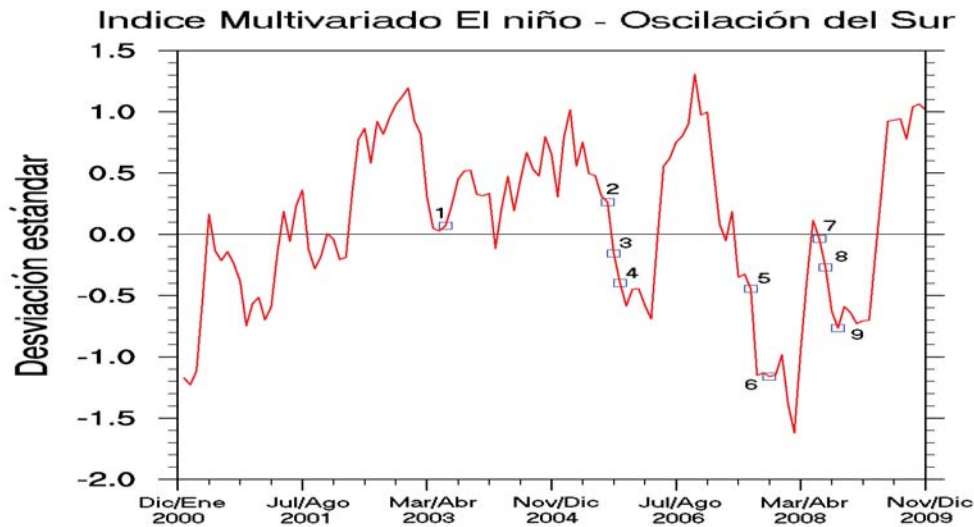


Figura 2.4: Índice multivariado El niño - Oscilación del Sur mostrando los puntos donde se tuvieron eventos de precipitación extrema para el presente estudio.

(Dic/Ene, Ene/Feb,...,Nov/Dic). Después de filtrar espacialmente los campos individuales en clusters, el IME se calcula como la primer componente principal sin rotar de todas los seis campos combinados observados. Esto se lleva a cabo al normalizar la varianza total de cada campo, y posteriormente la extracción de la primer componente principal de la matriz de covarianza de los campos combinados. [71]

En la figura 2.4 puede observarse el IME para el periodo del año 2000 hasta el 2009 donde se indican los puntos donde se suscitaron los casos de precipitación extrema obtenidos. El primer caso, con un valor prácticamente en cero, indica una fase neutra, el segundo caso presenta una fase de Niño moderado. El caso siete se presenta también durante una fase neutra con tendencia a La Niña y el resto de los eventos al tener valores negativos se suscitaron durante fases La Niña.

Para la delimitación de este trabajo, se analizaron solamente los 3 últimos casos, que corresponden a los números 7, 8 y 9 por ser los más recientes al comienzo de este trabajo.

2.5 Caracterización sinóptica.

La caracterización sinóptica de los casos seleccionados se llevó a cabo con los datos del reanálisis de NCEP/NCAR [72]; para caracterizar la situación de mesoescala, se hizo uso de varias fuentes, como los informes del Centro Nacional de Huracanes de los Estados Unidos (*NHC*) siempre y cuando fuera el caso; imágenes satelitales del *NRL Monterey Marine Meteorology Division*, así como del *Plymouth State Weather Center* y reportes del Servicio Meteorológico Nacional.

Cabe destacar de lo anterior, que las imágenes de *Plymouth State Weather Center* son imágenes infrarrojas de los satélites GOES con longitud de onda de $3.9\mu\text{m}$.

Las imágenes de *NRL Monterey Marine Meteorology Division* [73] consisten en un panel que permite observar imágenes del espectro infrarrojo, visible, y de microondas en modo pasivo que coinciden en tiempo y espacio para una tormenta, un ejemplo de este puede observarse en la figura 2.5.

En la parte superior izquierda se localiza la imagen de IR con un realzado estándar en blanco y negro.

En la parte superior derecha se localiza la imagen visible. Para la noche, los datos visibles se reemplazan por un producto IR-BD, que no es otra cosa que una imagen infrarroja con un mejoramiento tipo BD, que es un estándar en el análisis de topes de nubes muy frías para ciclones tropicales. La curva BD se utiliza en el análisis Dvorak para estimar la intensidad de ciclones tropicales.

En la parte inferior izquierda se encuentra la imagen del sensor pasivo de microondas *Polarization Corrected Temperature* (PCT ó temperatura corregida por polarización).

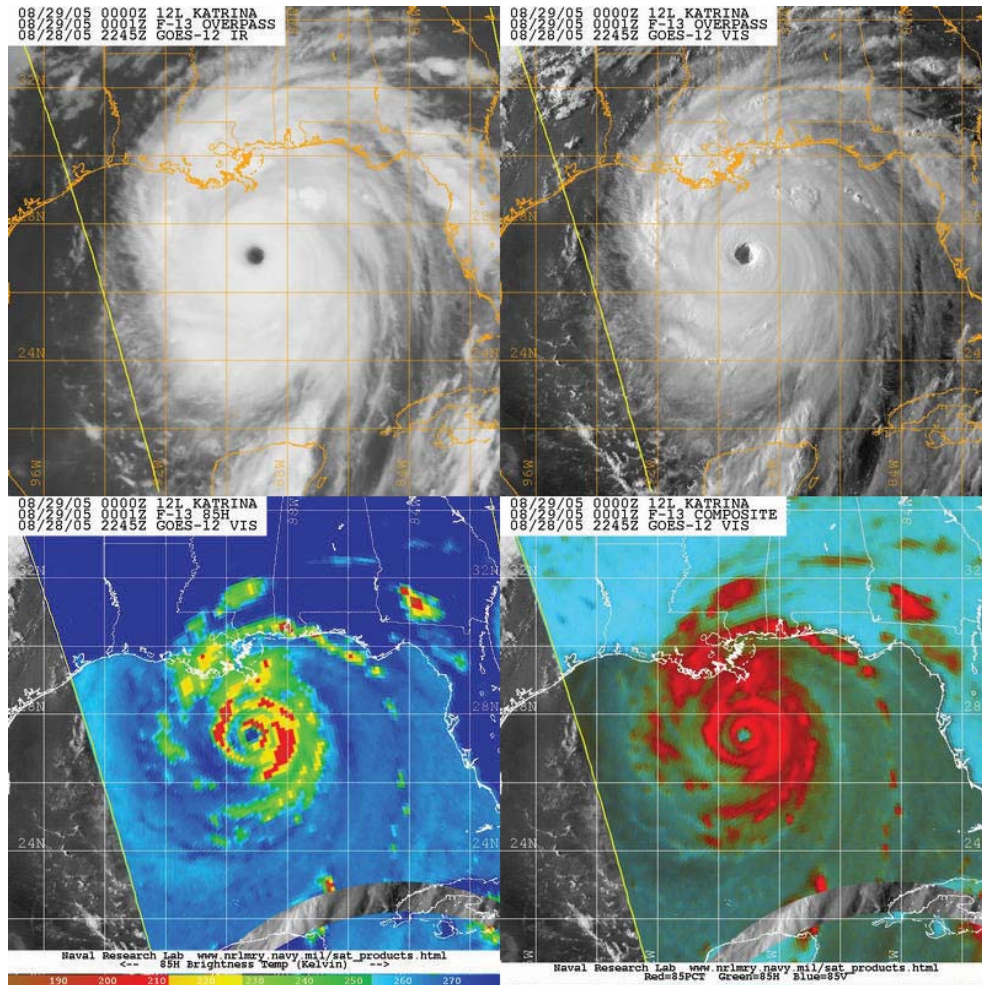


Figura 2.5: Panel de imágenes de NRL Monterey Marine Meteorology.

En la esquina inferior derecha se encuentra un compuesto de imágenes de microondas pasivas. Este compuesto consiste en los siguientes sensores: 85 GHz PCT en rojo, 85 GHz H-pol en azul y 85 GHz V-pol en verde. Si el sensor no tuviese 85 GHz, se utiliza 89 GHz entonces. El producto compuesto incluye datos en 89 GHz y 150 GHz para el sensor ANSU-B puesto que no tiene polarizaciones duales en 89 GHz. Este producto multicanal permite al usuario no sólo apreciar la convección profunda que se presenta con el PCT, sino que también permite ver los patrones nubosos necesarios para entender la estructura y organización de la tormenta en general. Así pues, este producto permite identificar:

- Formación de bandas de lluvia.
- Desarrollo de ojos ciclónicos.
- Formación de ojos concentricos.
- Nubosidad densa.
- Cizalla.
- Centros expuestos en bajos niveles.

A continuación se da una breve explicación de la terminología empleada anteriormente:

85 GHz H-pol. Producto de canal único muy sensible a convección fuerte debido a la dispersión de hidrometeoros congelados (como granizo y graupel). Las temperaturas bajas son evidentemente claras en las bandas de lluvia, en paredes de ojos ciclónicos y celdas convectivas aisladas con ascensos fuertes que crean condiciones de granizo/grupel. Estas condiciones pueden ser vistas a pesar de existir cirrus en niveles superiores puesto que las partículas de hielo pequeñas en cirrus no impactan a este canal significativamente.

PCT. Se crea al tomar la diferencia lineal entre las imágenes horizontales y verticales polarizadas de 85 GHz. Puesto que hay muy poca diferencia entre sobre tierra entre ambas, las áreas terrestres se eliminan de esta imagen.

Con toda la información anterior, se caracterizó entonces los eventos seleccionados para el presente trabajo. A continuación se describen las características del modelo de mesoescala utilizado así como la forma en que fue configurado para realizar las simulaciones de tales casos.

Capítulo 3

Modelación con WRF

3.1 Sobre el Modelo WRF

El modelo atmosférico de mesoescala WRF (*Weather Research and Forecasting Model*) es un sistema de predicción numérica de tiempo *de siguiente generación*, diseñado para satisfacer las necesidades tanto de previsión meteorológica así como las de investigación atmosférica. Está caracterizado por tener múltiples núcleos dinámicos, un sistema de asimilación de datos variacional 3-dimensional (3DVAR), y una arquitectura que permite paralelismo computacional, así como implementación en diversos sistemas. El modelo WRF es adecuado para simular un amplio espectro de aplicaciones en escalas que van desde metros hasta miles de kilómetros [74].

WRF es desarrollado conjuntamente entre agencias americanas, principalmente *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), *Air Force Weather Agency* (AFWA), *Naval Research Laboratory*, *University*

of Oklahoma y Federal Aviation Administration (FAA). WRF permite a los investigadores realizar simulaciones con configuraciones idealizadas o de datos reales. También provee a la previsión operacional, un modelo que es flexible y eficiente computacionalmente, al mismo tiempo que ofrece los avances en física, análisis numérico y asimilación de datos proporcionados por la comunidad investigadora.

El sistema *WRF Software Framework* (WSF) es la infraestructura que contiene los núcleos para la solución de dinámica, la interfaz con los paquetes de física, los programas para inicialización, así como los módulos WRF-VAr y WRF-Chem. Existen dos métodos de solución para la dinámica en el WSF: El ARW (*Advanced Research WRF*), desarrollado en NCAR y el NMM *Nonhydrostatic Mesoscale Model*, desarrollado en NCEP. Fuera del WSF se encuentra la parte de pre-procesamiento y post-procesamiento de las simulaciones numéricas.

Para el presente trabajo, se hizo uso de la versión 3.1.1, que fue liberada el 31 de Julio de 2009, así como el núcleo ARW que a continuación se describe brevemente.

3.1.1 Descripción del núcleo ARW.

A continuación se mencionan las características del núcleo ARW, utilizado para resolver los procesos atmosféricos:

- Ecuaciones: De fluido totalmente compresible, flujo Euleriano, con opción hidrostática en tiempo de ejecución. Conservativo para variables escalares.
- Variables pronósticas: Componentes de velocidad u y v en coordenadas cartesianas, velocidad vertical w , perturbación de temperatura potencial, perturbación de geopotencial y perturbación de presión superficial en aire seco. Opcionalmente, energía cinética turbulenta y cualquier número de escalares tales como razón de mezcla de vapor de agua, razón de mezcla de lluvia/nieve, y agua de nube/razón de mezcla de hielo.

- Coordenada vertical: Coordenada que sigue al terreno con presión hidrostática, con ajuste de malla vertical permitido. El modelo tiene como límite superior una superficie de presión constante.
- Malla horizontal: Malla escalonada Arakawa C.
- Integración en tiempo: Integración separada usando un esquema Runge-Kutta de 3er orden con menor paso en tiempo para modos de gravedad y acústico.
- Discretización espacial: Opciones de advección de 2^o a 6^o orden en la horizontal y en la vertical.
- Mezclado turbulento y filtros: Formulación turbulenta en escala de sub-malla tanto en espacio físico como en coordenadas. Amortiguamiento de divergencia, filtrado de modo externo.
- Condiciones iniciales: Tridimensionales para datos reales, así como uni, bi y tri-dimensional para casos ideales.
- Condiciones de frontera laterales: Periódicas, abiertas, simétricas y con opción a específicas.
- Condiciones de frontera superiores: De absorción de ondas gravitacionales (amortiguamiento Rayleigh o de difusión). Condición de frontera superior $w = 0$ a nivel de presión constante.
- Condiciones de frontera inferiores: Física ó móvil libre
- Rotación terrestre: Incluidos todos los términos de Coriolis.
- Mapeo: 3 proyecciones están incluidas para simulaciones reales: Polar estereográfica, conforme de Lambert y Mercator. Se incluyen los términos de curvatura.
- Anidamiento: 1 sentido, 2 sentidos y anidamiento móvil.

3.1.2 Física del Modelo.

- Microfísica: Esquemas tipo *bulk* que van desde física simplificada, apropiados para modelación de mesoescala, hasta física sofisticada de fase mezclada adecuada para modelación explícito de nubes.
- Parametrización de cumulos: Esquemas de flujo de masa y ajuste para modelamiento de mesoescala incluyendo predicción numérica del tiempo.

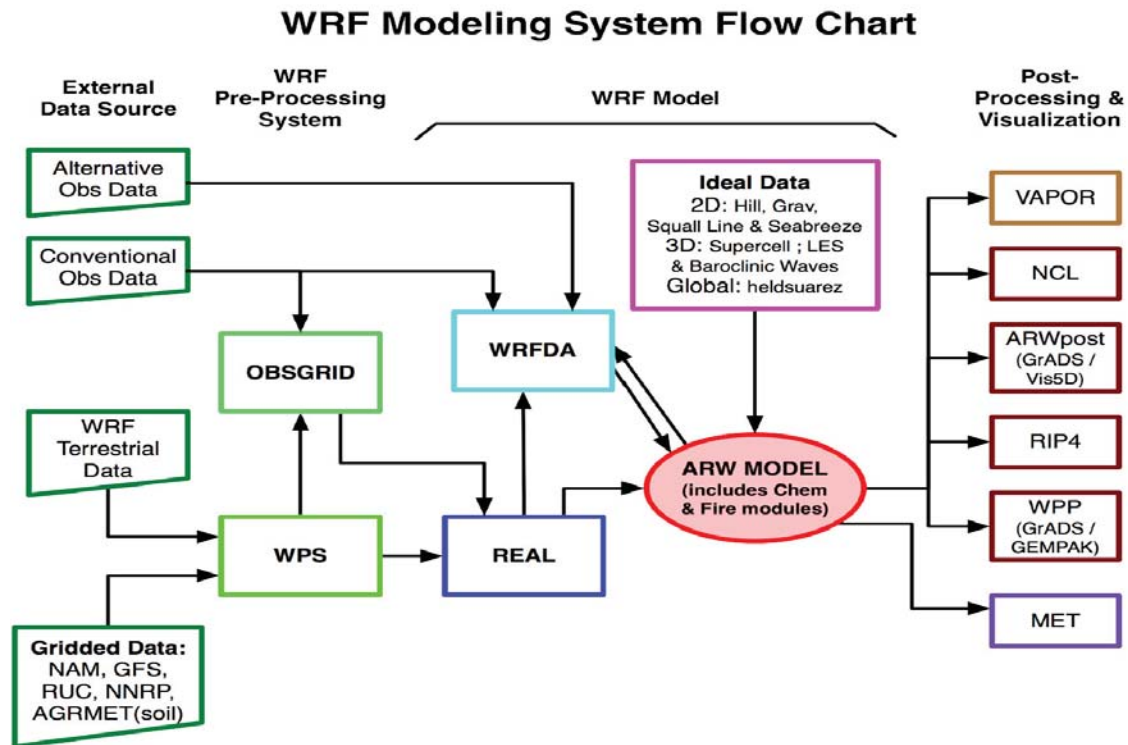


Figura 3.1: Diagrama de flujo del modelo WRF. Fuente: ARW Manual del usuario [75].

- Física de superficie: Modelos de superficie de multi-capas, que van desde modelos térmicos simples hasta modelos complejos de humedad y vegetación, incluyendo cubierta de nieve y hielo marino.
- Física de capa límite planetaria: Predicción de energía cinética turbulenta o esquemas K no locales.
- Física de radiación atmosférica: Esquemas de onda corta y larga con múltiples bandas espectrales y un esquema simple de onda corta. Efectos en nubes y flujos en superficie también están incluidos.

La figura 3.1 muestra también el diagrama de flujo del modelo WRF, que consiste de principalmente de:

- Sistema de pre-procesamiento WPS.
- WRF-Var.
- ARW.
- Post-procesamiento.

WPS (WRF Preprocessing system). Este programa se utiliza principalmente para simulación de datos reales. Sus funciones incluyen: 1. Definición de dominios de simulación, 2. Interpolación de datos terrestres (tales como terreno, uso de suelo, y tipos de suelo); y 3. Desempaquetado e interpolación de datos meteorológicos de otro modelo para el dominio de simulación.

WRF-Var. Este programa es opcional, pero puede utilizarse para agregar observaciones en los análisis interpolados creados por el WPS. También puede utilizarse para actualizar la condición inicial del modelo WRF cuando WRF se corre en modo cíclico.

ARW. Este es el componente principal y clave del modelo, está compuesto por varios programas de inicialización para simulaciones idealizadas y de datos reales, así como del programa de integración numérica. Este también incluye un programa para hacer anidamiento en un solo sentido.

Post-procesamiento. Es el conjunto de interfaces gráficas independientes del modelo, cuya elección queda a criterio del usuario. Entre estas se encuentran VAPOR (Visualization and Analysis Platform for Ocean, Atmosphere and Solar Researchers), NCL (NCAR Command Language), así como los populares GrADS y Vis5D.

3.2 Simulación de eventos con el modelo WRF.

Como se mencionó anteriormente, al ser uno de los objetivos del presente trabajo la simulación correcta de la precipitación en superficie en función de las distintas parametrizaciones microfísicas y evaluar los efectos que tienen en los sistemas de mesoescala, se utilizó el modelo de mesoescala WRF versión 3.1.1 con el núcleo ARW utilizando solamente anidamiento

en un solo sentido (o llamado *one-way nesting*) con tres anidamientos (72, 24, 8 km.) en primera instancia. Dichos anidamientos se pueden observar en la figura 3.2 con respecto al dominio padre.

Se utilizaron los análisis finales (FNL) del sistema de asimilación de datos globales (GDAS por sus siglas en inglés) para las condiciones iniciales y laterales y cuya resolución espacial es de 1° y resolución temporal de 6 horas. Las parametrizaciones utilizadas para el modelo fueron las siguientes:

- Cumulus: Kain - Fritsch.
- Capa superficial: Eta (Teoría de similaridad)
- Modelo de superficie: Noah LSM
- Capa límite: Mellor - Yamada - Janjic
- Radiación de onda corta: Dudhia MM5
- Radiación de onda larga: RRTM
- Microfísica: WSM3, WSM5, Lin y Thompson

El dominio más interno tuvo como centro aproximado las coordenadas 15°51'43" N, 97°04' 18" W -2° en longitud, cerca de Puerto Escondido, esto se hizo para mover el dominio al centro donde se suscitó el evento de precipitación extrema. El tamaño del dominio horizontal fue fijo, con 96 puntos de Norte a Sur y 108 puntos de Oeste a Este; en la vertical se consideraron 27 niveles (eta) sin escalar (tal y como se hace operativamente) y $\delta t = 48s$. Todas las simulaciones empezaron 18 horas antes de la inferencia del evento de precipitación extrema con base en las imágenes satelitales de *Plymouth*, teniendo 6 horas de "iniciación" (o *spin up*) más 12 horas de pronóstico [76].



Figura 3.2: Dominios utilizados para simulaciones.

Adicionalmente, se llevó a cabo una simulación sin topografía con el fin de observar el impacto que ésta tiene tanto en los sistemas de mesoescala así como en la cantidad de precipitación en superficie.

Dado que en el presente trabajo se analizan los efectos de las parametrizaciones microfísicas en eventos de precipitación extrema, es necesario revisar las características fundamentales de las mismas, y se presentan en el siguiente apartado.

3.3 Microfísica del modelo WRF.

La parametrización de microfísica a escala de malla es la emulación en los modelos de los procesos de nubes y precipitación que eliminan el exceso de humedad atmosférica producido

directamente por los campos de viento, temperatura y humedad pronosticados sobre la base de la dinámica. El ascenso orográfico y la convergencia a gran escala son dos ejemplos del forzamiento dinámico que puede producir la saturación [76].

La microfísica del modelo WRF incluye procesos de precipitación, vapor de agua y nubes explícitamente resueltos. El modelo es capaz de contener cualquier número de variables de razón de mezcla de masa y cantidades tales como número de concentración. En las versiones del núcleo ARW, la microfísica se lleva a cabo al final del paso en tiempo como un proceso de ajuste y así pues, no proporciona tendencias. La razón de lo anterior es que el ajuste de condensación debe hacerse al final del paso en tiempo para garantizar que el balance de saturación final es adecuado para la temperatura y humedad actualizada.

El número de variables de humedad dependen de la opción microfísica que se seleccione en el modelo, y dependiendo de dicha selección, se incluyen procesos de hielo solamente o de fase mezclada. Los procesos de fase mezclada son los que resultan de la interacción de partículas de hielo y agua, como cuando se produce graupel o granizo. Como regla general, para mallas menores a 10 km, donde se pueden resolver corrientes ascendentes, se debe usar esquemas de fase mezclada, particularmente en situaciones de convección o formación de hielo. Para mayores resoluciones espaciales, el cómputo adicional de estos esquemas no es apropiado puesto que el escarchamiento no está bien resuelto. A continuación se presentan las características de los esquemas utilizados.

3.3.1 Esquema WRF Single Moment 3-class (WSM3).

Este esquema sigue la parametrización propuesta por Hong [77] que incluye parametrizaciones de sedimentación de hielo y otras fases de hielo. Una de las mayores diferencias con otros métodos es que se utiliza una relación diagnóstica para la concentración de hielo que está basada en el contenido de masa en vez de la temperatura. Los procesos de cómputo están descritos en Hong & Lim 2006 [78]. De manera análoga a las parametrizaciones WSM5 y WSM6, los procesos de congelación/fusión se calculan durante la fase de caída para aumentar la exactitud en el perfil vertical de calentamiento de estos procesos. El orden de los procesos también está optimizado para disminuir la sensibilidad del esquema al paso en tiempo del modelo. El esquema WSM3 predice tres categorías de hidrometeoros: vapor, agua/hielo en nube y lluvia o nieve, por lo que es llamado un esquema simple de hielo. También supone, como Dudhia [79], agua de nube y lluvia para temperaturas sobre el punto de congelación, y hielo en nube y nieve para temperaturas por debajo del mismo. Este esquema es computacionalmente eficiente para la inclusión de procesos de hielo, aunque carece de agua supercongelada y razones graduales de fusión.

3.3.2 Esquema WSM5.

Este esquema es similar al esquema simple de hielo WSM3. Sin embargo, el vapor, lluvia, nieve, hielo en nube y agua en nube se separan en cinco arreglos distintos. Así pues, permite que exista agua superenfriada y una fusión gradual de la nieve que cae por debajo de la capa de fusión. Los detalles pueden encontrarse en Hong [77], y Hong & Lim [78]. El ajuste a la saturación lo toma de Dudhia [79] y Hong [80] al tratar los procesos de saturación de agua

y hielo por separado, distinto al esquema de Purdue Lin y Goddard [81]. Este esquema es eficiente en mallas intermedias entre la mesoescala y de alta resolución de nubes.

3.3.3 Esquema de Purdue Lin.

En esta parametrización se incluyen seis clases de hidrometeoros: vapor de agua, agua de nube, lluvia, hielo en nube, nieve y graupel. Todos los términos de producción están basados en Lin et al. [82] y Rutledge & Hobbs [83] con algunas modificaciones, incluyendo el ajuste a la saturación de Tao [81] y sedimentación de hielo. Este es un esquema microfísico relativamente sofisticado en el modelo WRF y es más apropiado para uso en estudios de investigación. El esquema está tomado del modelo de nube de Purdue, y los detalles pueden encontrarse en Chen & Sun [84].

3.3.4 Esquema de Thompson.

Esta es una parametrización “en bruto” que se ha desarrollado para utilizarse con WRF u otros modelos de mesoescala. En comparación con parametrizaciones más antiguas de un sólo momento, el nuevo esquema incorpora un gran número de mejoras tanto en procesos físicos como en código computacional al emplear muchas técnicas encontradas en esquemas más sofisticados de segundo momento que utilizan tablas de valores. En comparación con otras microparametrizaciones “en bruto”, la distribución de tamaños de nieve supuesta, depende tanto en el contenido de agua congelada y de la temperatura, y está representada como la suma de distribuciones gamma y exponencial. Más aún, la nieve supone una forma no esférica con una densidad que varía inversamente con el diámetro así como se encuentra

en las observaciones y en contraste con casi todas las microparametrizaciones “en bruto” que suponen nieve esférica con densidad constante.

Las características de esta versión en comparación a Thompson 2004 [85] incluyen:

- Distribución gamma generalizada para cada hidrometeoro.
- Nieve con densidad variable, no esférica y distribución de tamaños ajustados a observaciones.
- Esquemas de ajuste a la saturación más adecuados.
- Parámetro de forma variable en la distribución gamma para gotitas de agua basado en observaciones.
- Tabla de valores para el congelamiento de gotas de agua.
- Tabla de valores para la transferencia de hielo en nube a nieve.
- Procesos de evaporación y deposición/sublimación mejorados.
- Eficiencia de colección variable para la lluvia, nieve, y graupel.

3.4 Comparación de resultados simulados.

Se utilizó la base de datos de precipitación CMORPH con el fin de comparar las simulaciones resultantes del modelo. CMORPH (CPC MORPHing technique) produce análisis de precipitación global (60°N a 60°S) a muy alta resolución espacial y temporal (0.07277° lat/lon, 30 min)[86]. Esta técnica utiliza estimaciones de precipitación que han sido derivadas exclusivamente a partir de observaciones de satélites de microondas de órbita baja, y cuyas características son enviadas a través de propagación espacial que se obtiene íntegramente a partir de datos de satélites geoestacionarios IR. Con respecto a la resolución espacial, a pesar de que los estimados de precipitación están disponibles en una malla con espaciamiento de 8 km (en el ecuador), la resolución de los estimados derivados de satélite es mayor, aproximadamente del orden de $12\text{km} \times 15\text{ km}$. Así pues, la resolución más fina se obtiene vía interpolación [87].

Entonces, a partir de los resultados de las simulaciones, se obtuvieron los datos para las estaciones antes mencionadas, sin embargo, dado que el modelo aproxima el punto donde se encuentra la estación al punto de malla más cercano, se realizó una interpolación bilineal para determinar el valor de precipitación en el punto exacto donde se encuentra la estación.

Capítulo 4

Análisis de casos seleccionados

A continuación se presentan tanto los resultados de los análisis sinópticos así como de las simulaciones realizadas con el modelo WRF sólo para 3 casos del año 2008. Dado que ya es conocido el hecho que en el nivel de 700 hPa se tiene la máxima amplitud de los fenómenos ondulatorios tropicales [88, 89, 90], se trabajó exclusivamente con el campo de vientos en dicho nivel [91]. Este capítulo está organizado de la siguiente forma: La primera parte presenta la situación sinóptica de los casos seleccionados, la segunda los análisis sinópticos de dichos casos y la tercera los resultados de las simulaciones realizadas con el modelo WRF.

4.1 Situación sinóptica.

4.1.1 Caso 7. Del 3 al 6 de Junio de 2008.

Como se mencionó anteriormente, el campo de viento en 700 hPa propio del desarrollo sinóptico de este evento se presenta en las figuras 4.1 a 4.4.

El reporte del Centro Nacional de Huracanes de Estados Unidos (NHC por sus siglas en inglés), indica que *los días 29 y 30 de Mayo del 2008, se presentó en el Océano Pacífico del Este la tormenta tropical Alma* (figura 4.2 inferior); *ésta fué la primera tormenta en formarse en el Océano Pacífico Nororiental y que tocara tierra en la costa del Pacífico en Centroamérica desde que se comenzaron los registros en 1949. Este sistema se formó sin la asistencia de una onda tropical y se originó a partir de una vaguada estacionaria* (no se indica en qué nivel) *que se estableció en la parte Este de la cuenca a finales de Mayo. Con respecto al informe emitido, esta baja pudo haberse iniciado por una perturbación que se propagó hacia el Este, como lo sugieren los diagramas de Hovmoller de imágenes satelitales. El área de baja presión se movió hacia el Este influenciada por un gran sistema ciclónico que se encontraba en el área. La ubicación de la génesis fue más al Este que ningún otro ciclón tropical del Pacífico del norte en todos los registros; se declaró como tal el 29 de Mayo a las 00Z* (figura 4.2 inferior) *a 85 millas náuticas Oeste Noroeste de Cabo Blanco, Costa Rica ($9^{\circ}55'46.12''N$, $84^{\circ}57'22.18''$)[92].*

Del 31 de Mayo al 1 de Junio de 2008 se presentó la tormenta tropical Arthur en el Mar Caribe (figura 4.3 central). *Arthur se originó con los remanentes de la tormenta tropical Alma en los niveles bajos y medios en combinación con una onda tropical al Noroeste del Mar Caribe. Esta onda tropical entró al este del Mar Caribe el 27 de Mayo de 2008* (figura 4.2 superior). *Tres días después, la onda tropical entra al Oeste del Caribe. El 30 de Mayo de 2008* (figura 4.3 superior), *los remanentes de Alma cruzan Honduras hacia el noroeste del Mar Caribe, causando el desarrollo de una nueva baja superficial aproximadamente a 75 millas náuticas al sureste de Belice* [93].

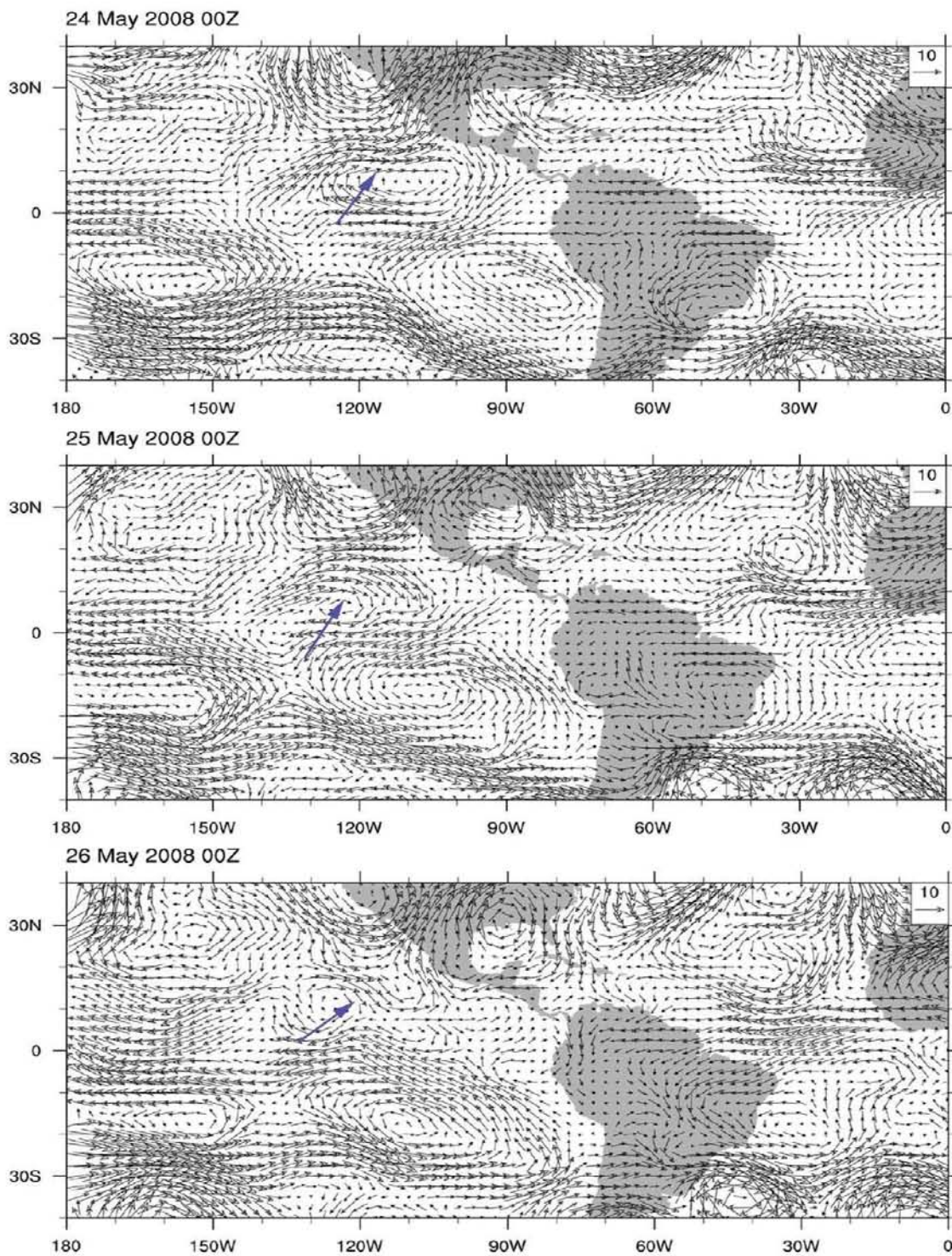


Figura 4.1: Campo de viento en 700 hPa para el Caso 7 para los días 24, 25 y 26 de Mayo de 2008 a las 00Z.

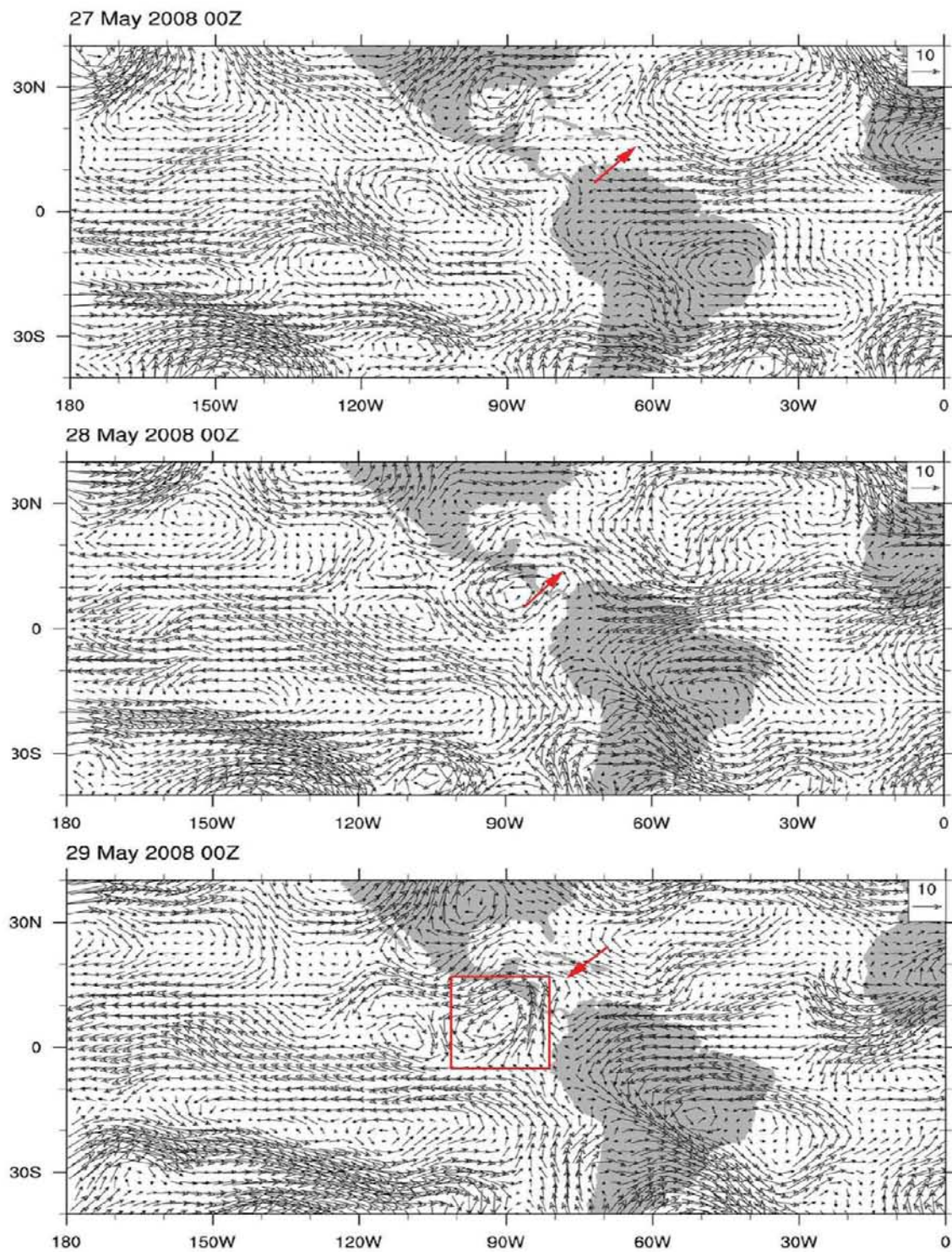


Figura 4.2: Campo de viento en 700 hPa para el Caso 7 para los días 27, 28 y 29 de Mayo de 2008 a las 00Z.

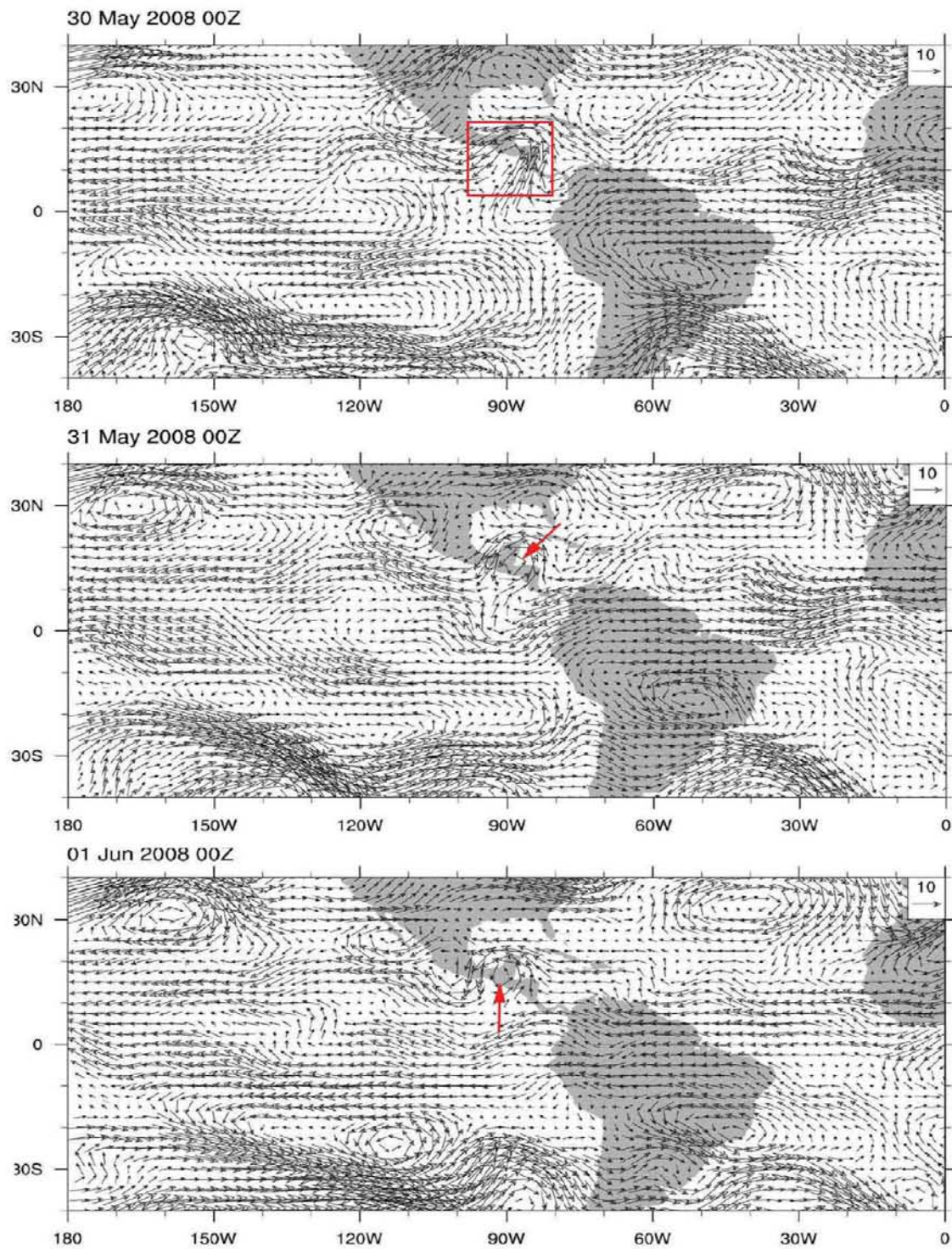


Figura 4.3: Campo de viento en 700 hPa para el Caso 7 para los días 30 y 31 de Mayo, así como 1 de Junio de 2008 a las 00Z.

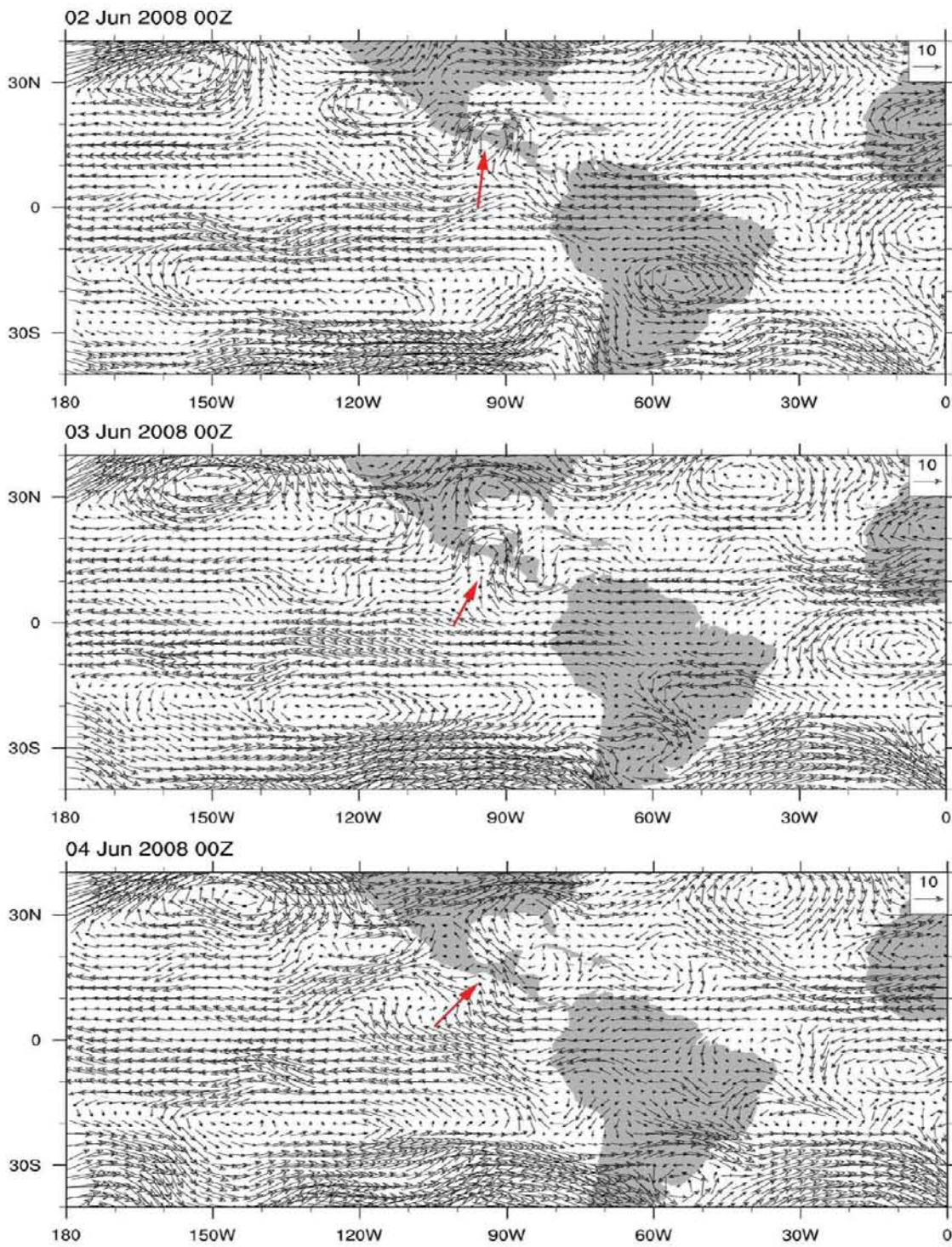


Figura 4.4: Campo de viento en 700 hPa para el Caso 7 para los días 2, 3 y 4 de Junio de 2008 a las 00Z.

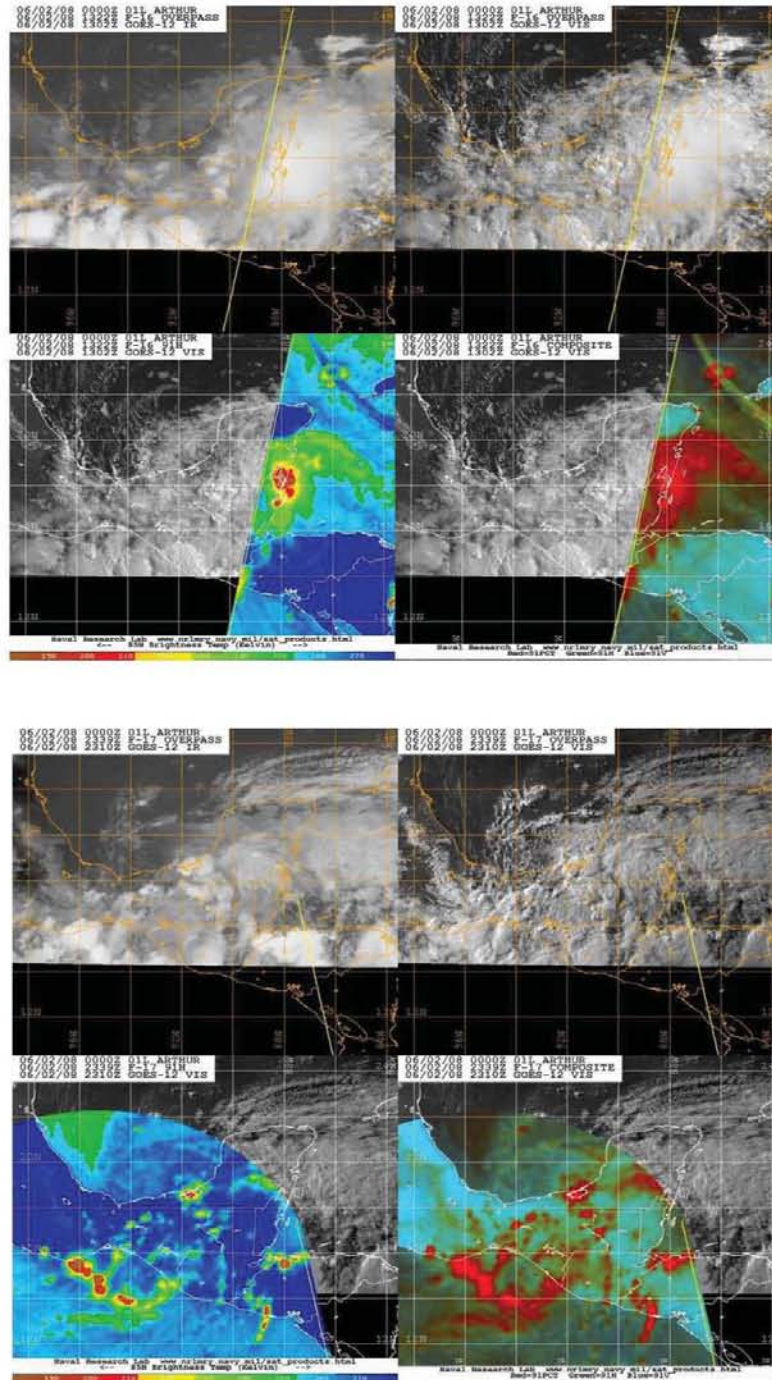


Figura 4.5: Sistemas de mesoescala presentes el 2 de Junio de 2008 de las 00Z a las 23Z (Caso 7) en la zona del Istmo de Tehuantepec. Fuente: NRL Monterey.

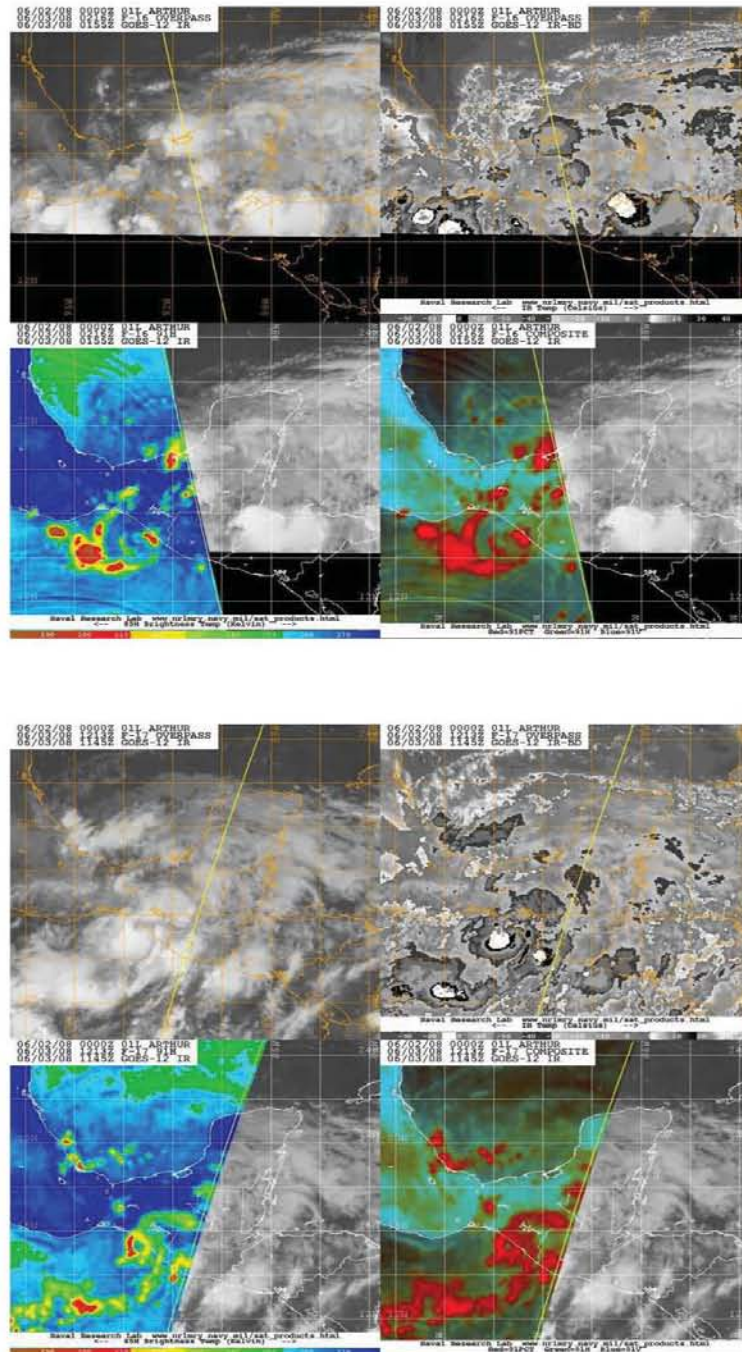


Figura 4.6: Sistemas de mesoescala presentes el 3 de Junio de 2008 de las 02Z a las 12Z (Caso 7) en la zona del Istmo de Tehuantepec. Fuente: NRL Monterey.

Del 1 de Junio al 3 de Junio del 2008, se observa con base en las imágenes de satélite (NRL Monterey, figuras 4.5 y 4.6), que los remanentes de Arthur originan convección en la parte suroeste de la península de Yucatán, dando lugar a un sistema ciclónico en el golfo de Tehuantepec el día 3 de Junio de 2008 a las 12Z (figura 4.6 inferior, imagen inferior derecha). Este último no fue registrado por el NHC. A partir del espectro IR de estas imágenes, se infirió que la hora de la máxima precipitación fue a las 0600 GMT el día 4 de Junio de 2008. En la estación Unión Hidalgo, se registraron 180 mm de precipitación diaria acumulada, excediendo al 100% el valor de 90 mm del percentil 95 de la distribución gamma (Ver tabla 2.1).

Dado que un evento extremo se define como un evento raro basado en un modelo estadístico, que ocurre entre el 1 y 10% del tiempo en una localidad en particular, el presente evento, al exceder el percentil 95 de la distribución gamma cumple este criterio, por lo cual, este caso a estudiar es un evento de precipitación extrema y que tuvo como precursores:

1. Presencia de la tormenta tropical Alma en el Pacífico Oriental (29 y 30 de Mayo de 2008.)
2. Presencia de la tormenta tropical Arthur en el Caribe (31 de Mayo y 1 de Junio de 2008.)

4.1.2 Caso 8. Del 6 al 7 de Julio de 2008.

En este caso, los remanentes de la tormenta tropical Douglas (01 Julio 2008 - 04 Julio de 2008, figura 4.7) reforzaron un flujo de humedad proveniente del Pacífico Central localizado en 12N, 110W. (Ver figura 4.8 central, flecha azul). Posteriormente, los remanentes de la depresión tropical 5E en el Océano Pacífico (05 Julio 2008 - 07 Julio 2008) provocaron convección en la región del istmo de Tehuantepec (figura 4.8 central, flecha roja, y 4.9). A lo anterior se le agregó el flujo proveniente del Mar Caribe con dirección noroeste (figura 4.8 flecha rosa), lo que produjo entonces una fuerte confluencia en el istmo de Tehuantepec. Similarmente como en el caso anterior, se infirió que el evento de precipitación extrema se suscitó el 7 de Julio de 2008 a las 0600 GMT con base en imágenes IR de satélite (*Plymouth*). En Puerto Angel, Oaxaca, se registraron 115.3 mm de precipitación diaria acumulada. Este registro excede también el valor del percentil 95 de la distribución gamma, siendo este de 90 mm (Ver tabla 2.1).

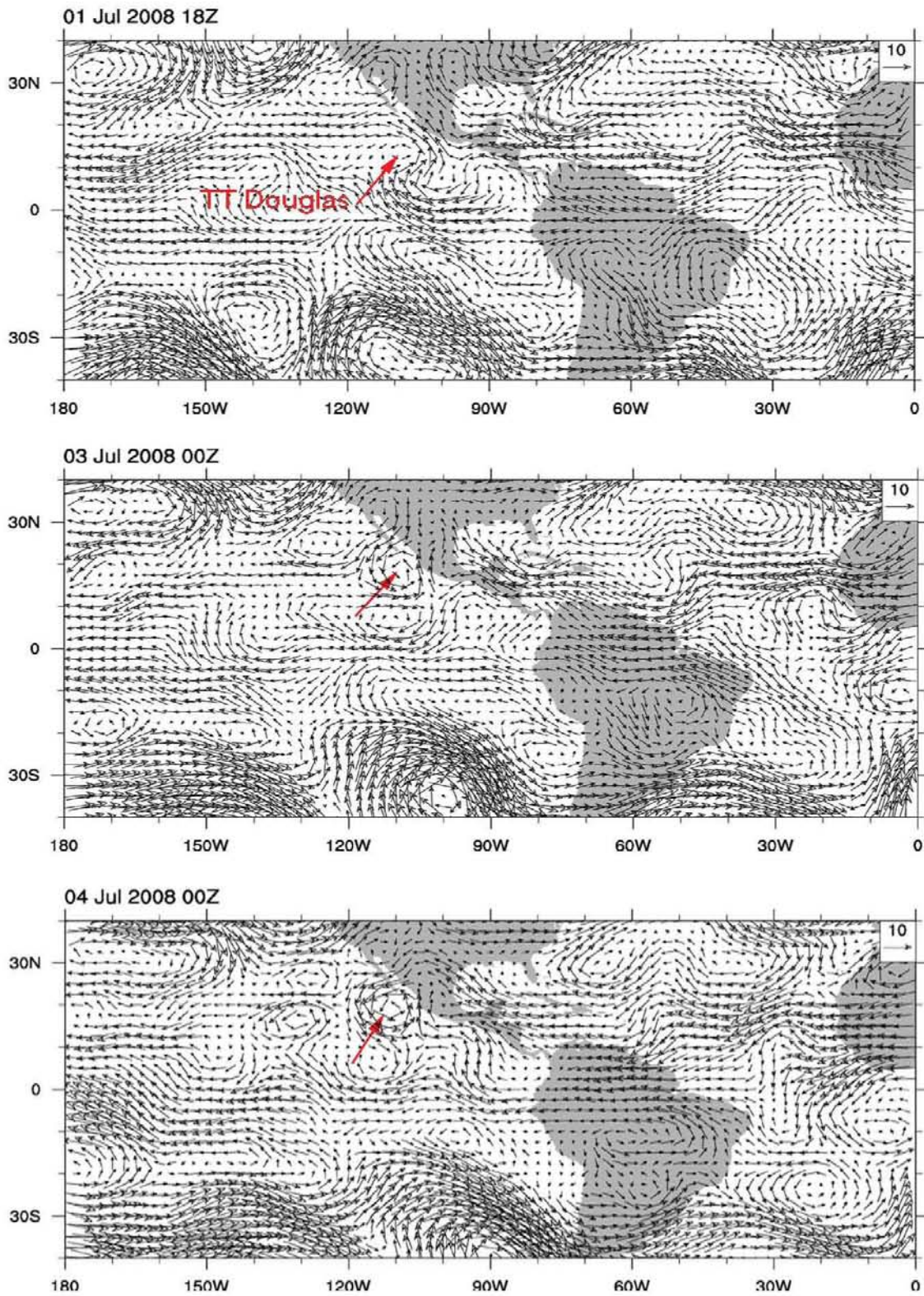


Figura 4.7: Campo de viento en 700 hPa para el Caso 8 para los días 1 de Julio a las 18Z, y 3 y 4 de Julio de 2008 a las 00Z.

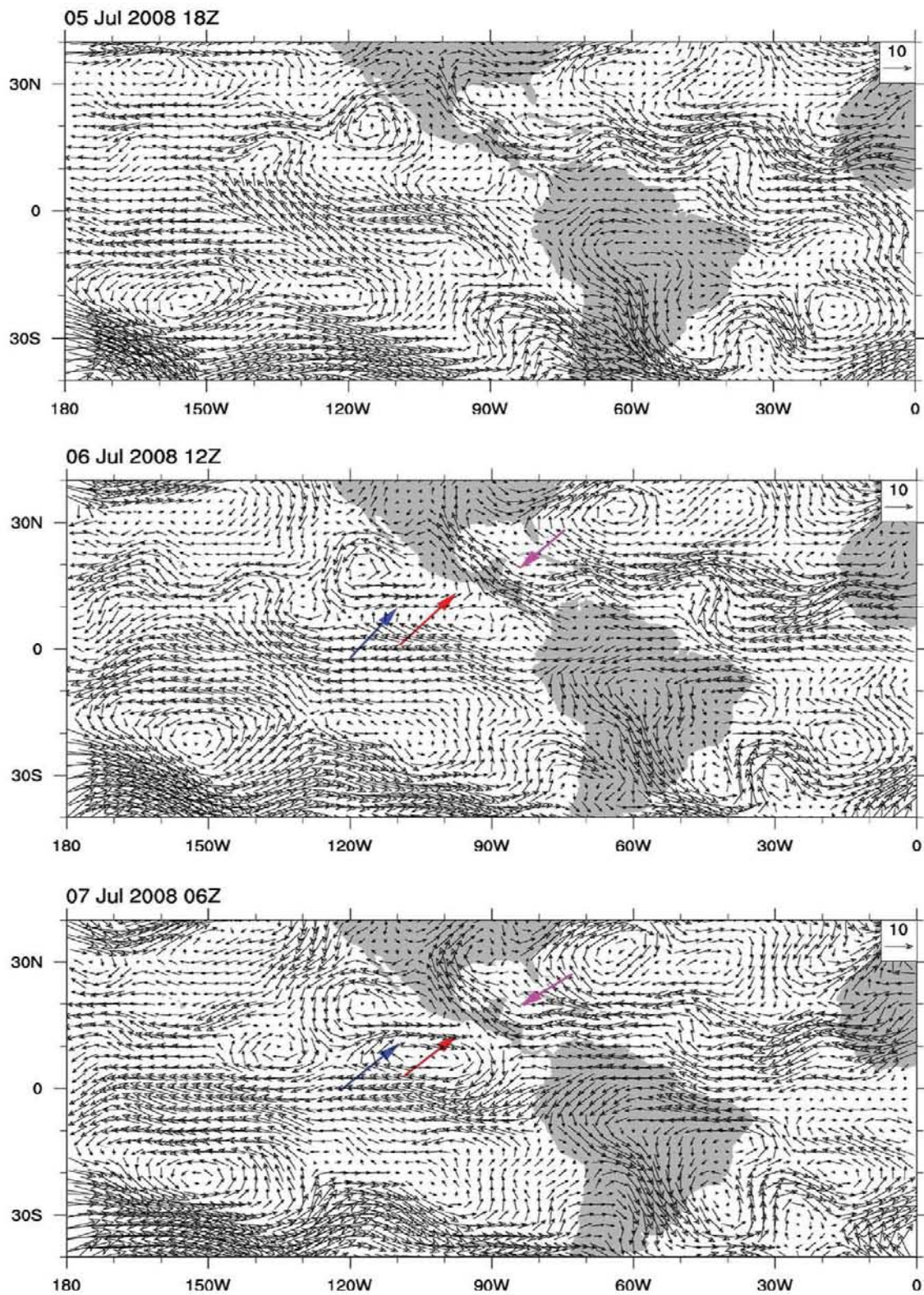


Figura 4.8: Campo de viento en 700 hPa para el Caso 8 para los días 5 de Julio a las 18Z, 6 de Julio a las 12Z y 7 de Julio a las 06Z de 2008.

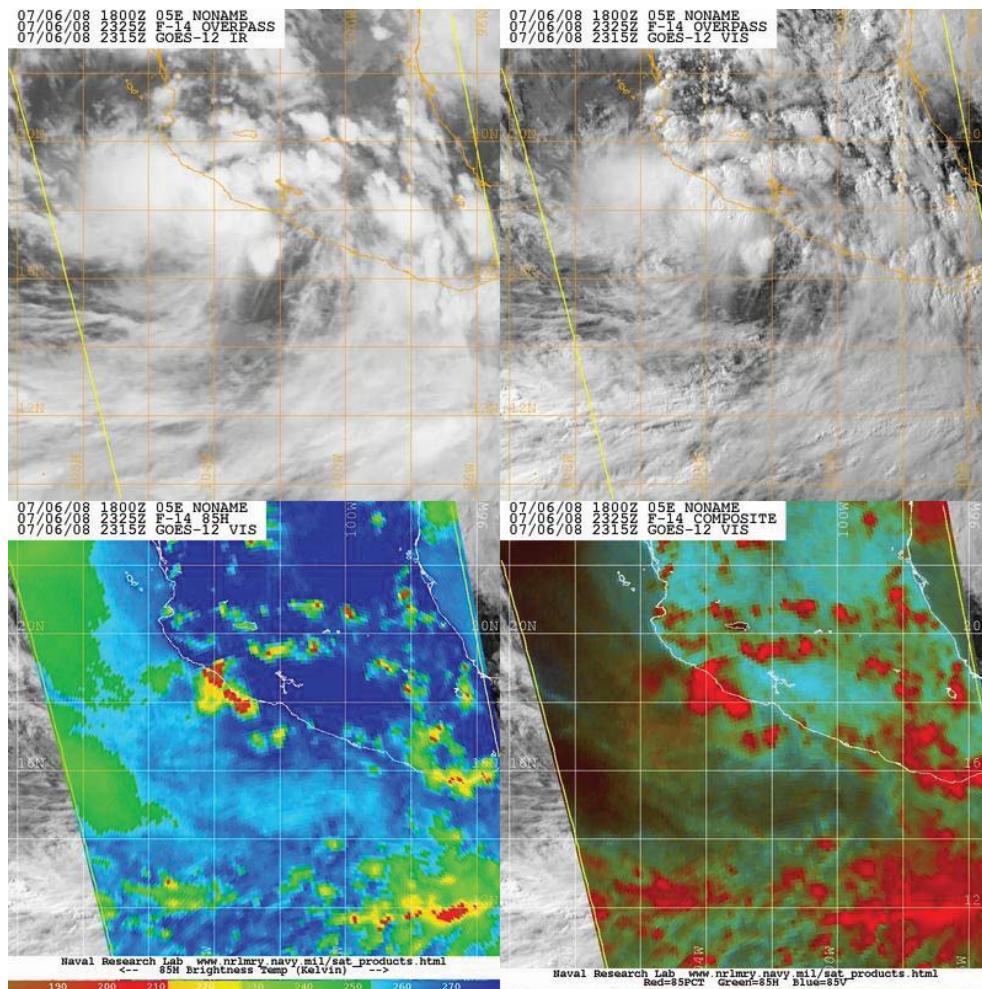


Figura 4.9: Complejos de mesoescala el día 6 de Julio de 2008 en el Pacífico Mexicano (Caso 8).

Fuente: NRL Monterey.

4.1.3 Caso 9. 24 de Septiembre de 2008.

De acuerdo con la información del SMN, este caso está relacionado con una onda tropical (SMN-México, llamada *onda tropical 31*). El reporte del SMN indica que, el día 24 de Septiembre *este sistema se encontraba sobre los estados de Guerrero y Oaxaca, a lo largo de 98W y al sur de 18N, se siguió moviendo hacia el oeste asociada con una baja presión de 1008 hPa localizada cerca de 12N y sobre el eje de la onda, generando una amplia zona de fuerte inestabilidad sobre el sur y sureste del país, favoreciendo así el potencial de lluvias fuertes a intensas con tormentas eléctricas en dichas regiones* [94]. La sucesión de campos de viento a 700 hPa presentado en las figuras 4.10 a 4.12 a partir del 22 de Septiembre de 2008 sugerirían la presencia de una onda tropical de acuerdo al criterio de la V invertida de Riehl. Con base en imágenes de satélite, se observa que no fue un sistema organizado ni tampoco de gran escala lo que hizo que se registraran 215 mm de precipitación en la localidad de Rio Verde en un solo día, registro que excedió significativamente el valor de 50 mm de precipitación diaria acumulada, correspondiente al percentil 95. (Ver tabla 2.1)

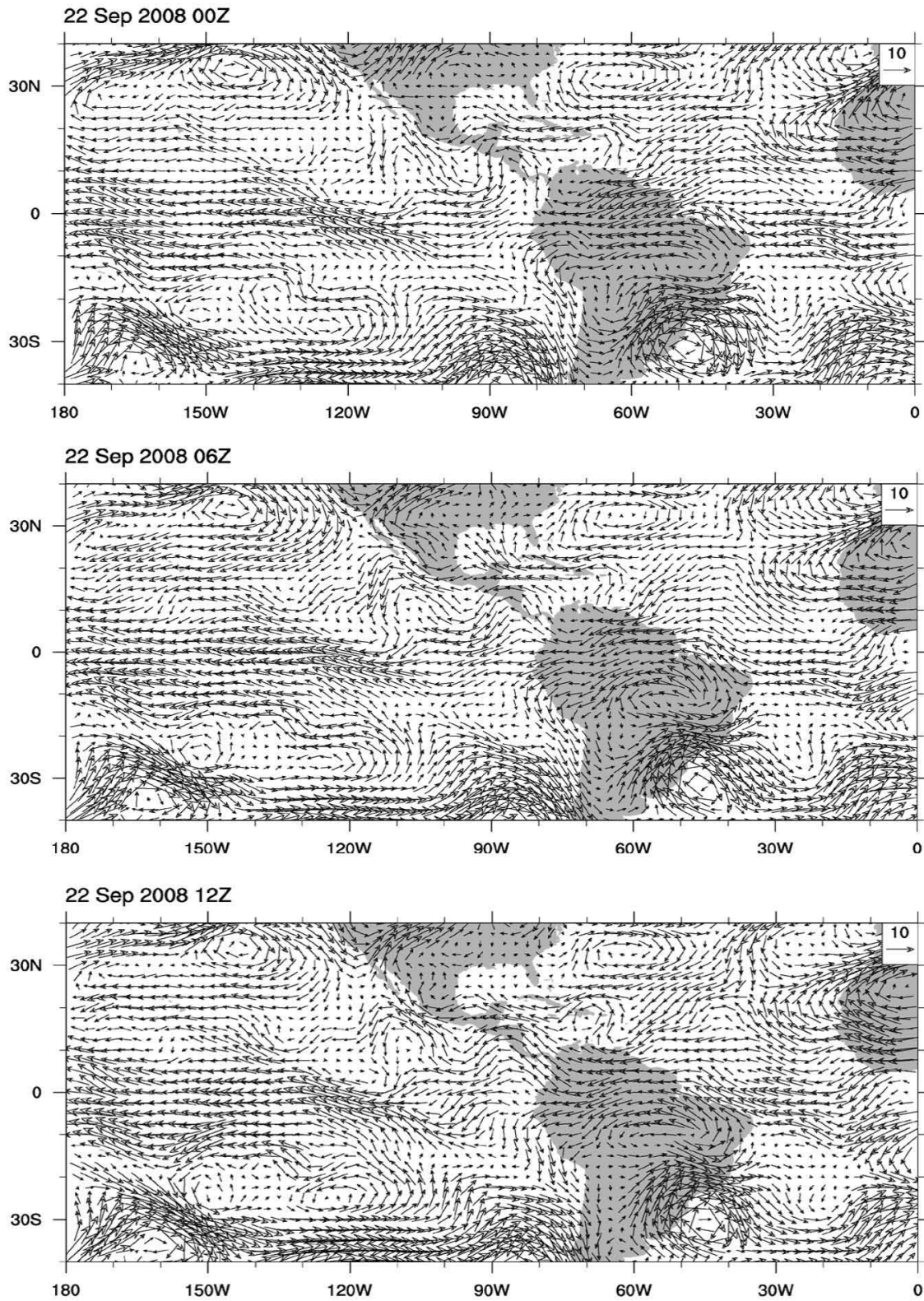


Figura 4.10: Campo de viento en 700 hPa para el Caso 9 para el día 22 de Septiembre de 2008 a las 00Z, 06Z y 12Z.

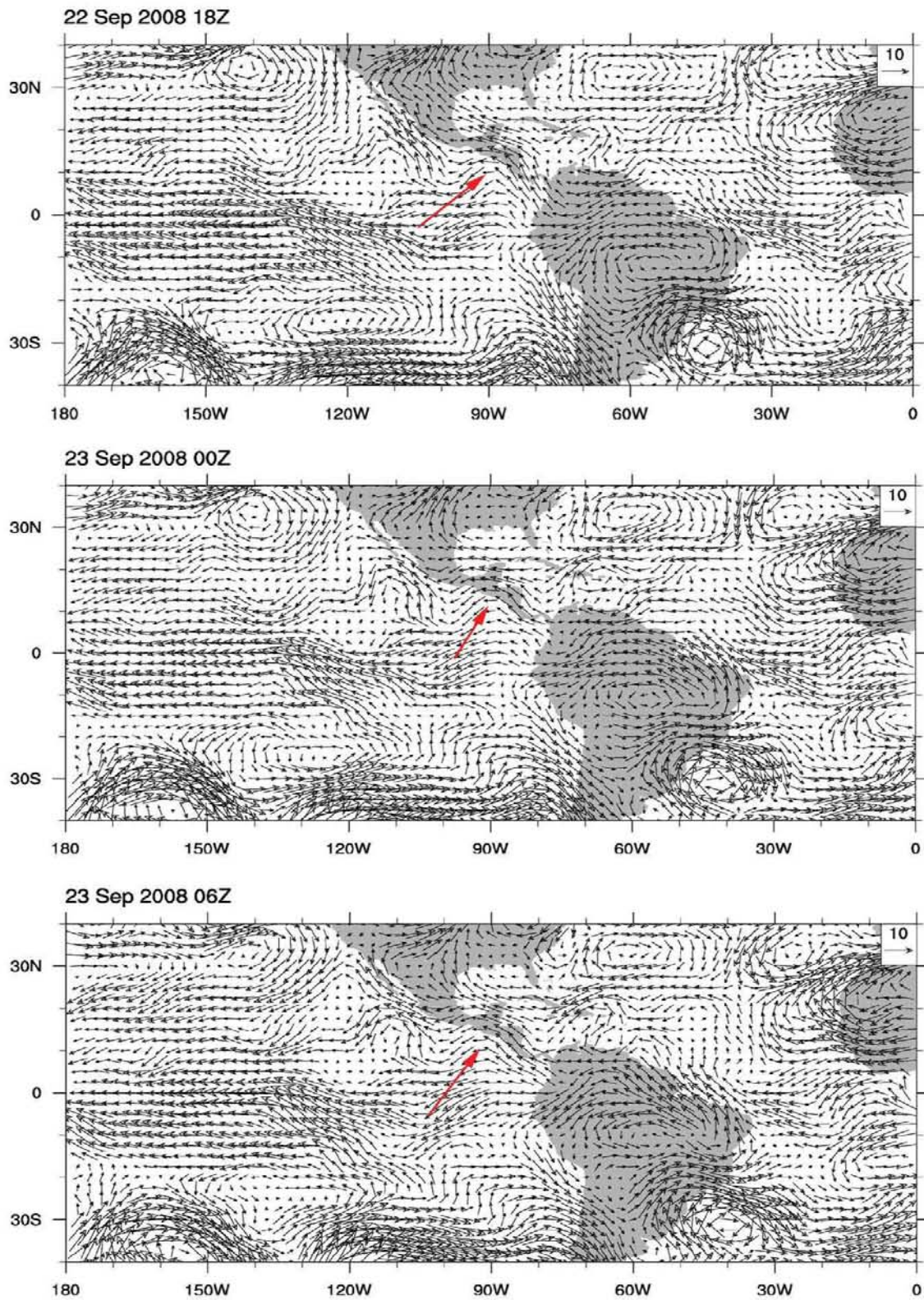


Figura 4.11: Campo de viento en 700 hPa para el Caso 9 para los días 22 de Septiembre a las 18Z y 23 de Septiembre de 2008 a las 00Z y 06Z.

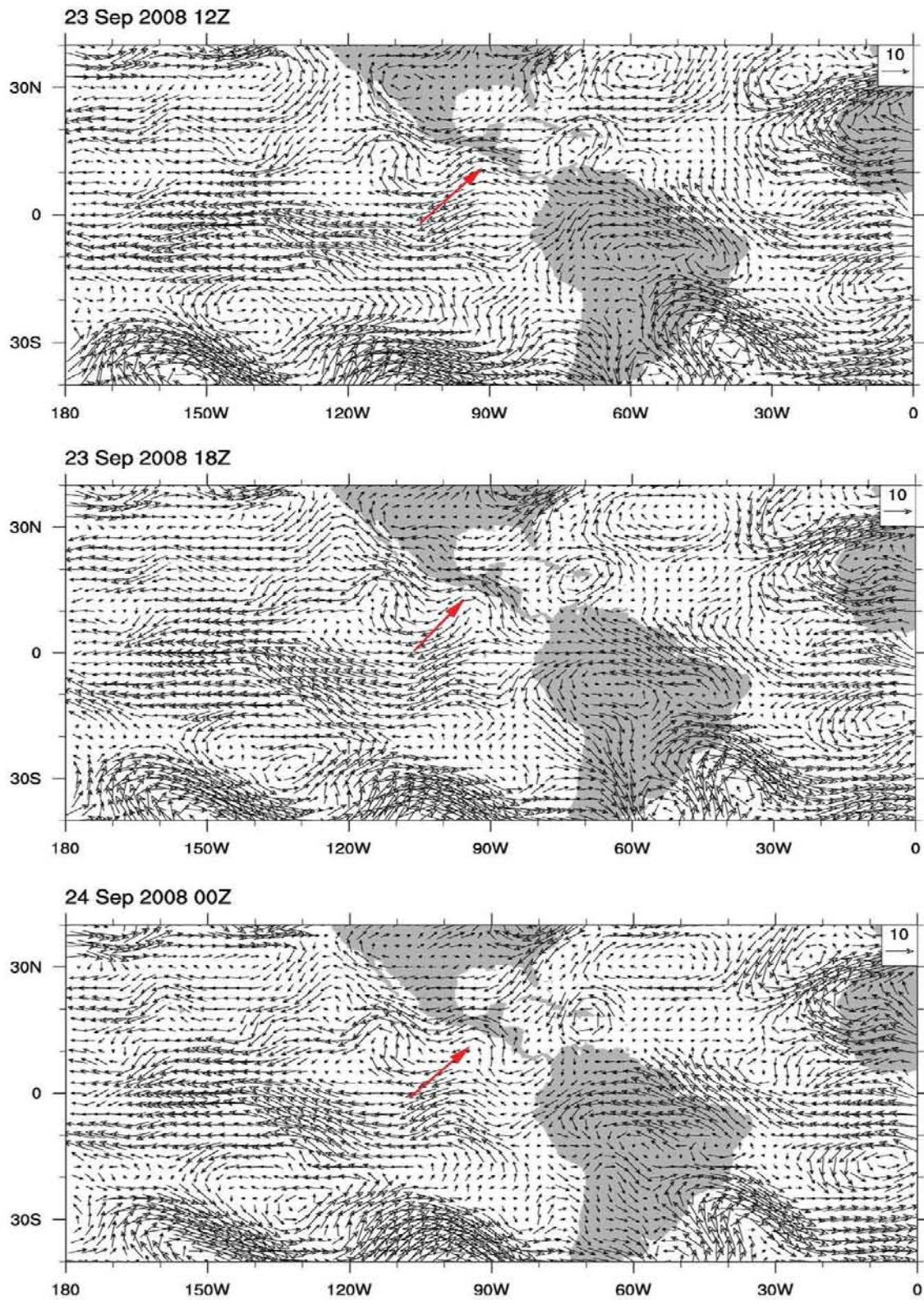


Figura 4.12: Campo de viento en 700 hPa para el Caso 9 para los días 23 de Septiembre a las 12Z y 18Z y 24 de Septiembre de 2008 a las 00Z.

4.2 Análisis sinóptico.

La descripción de los fenómenos ocurridos a escala sinóptica presentados en la sección 4.1, no representa en forma alguna la abstracción de aquello que los haya suscitado, sino solamente permite conocer los efectos y consecuencias de los mecanismos físicos que los originan.

Los reportes meteorológicos operativos citados no presentan en detalle todos los fenómenos involucrados, tampoco explican su origen y en ocasiones son imprecisos.

Por lo anteriormente expuesto, es necesario entonces buscar e identificar aquellos mecanismos sinópticos responsables de causar eventos de precipitación extrema en la costa de Oaxaca. Para tal fin se llevó a cabo un análisis basado en la siguiente metodología:

1. Observación de similitudes en los casos tratados a partir de los campos de vientos en 700 hPa.
2. Propuesta de hipótesis sobre las causas.
3. Uso de técnicas matemáticas para eliminación de hipótesis.
4. Conclusión sinóptica

4.2.1 Observación de similitudes.

Para el caso 7, se han considerado las siguientes características a partir de la información presentada en las figuras 4.1 a 4.4:

- El día 24 de Mayo de 2008 a las 00Z, existe un flujo con dirección hacia el Este proveniente del Pacífico Central ubicado en (15°N, 115°W) (figura 4.1 flecha azul), posible

precursor de la futura ciclogénesis en Centroamérica. Este flujo intenso representó una anomalía climatológica, con magnitud de vientos entre 15 y 20 m/s.

- Una vez generado el ciclón tropical (29 de Mayo de 2008 a las 00Z), empieza la interacción con ondas del Este provenientes del Mar Caribe. Estas modularon la trayectoria del ciclón tropical hacia el Este, cruzando Centroamérica aproximadamente en 15°N. El ciclón tropical se identificó en el Pacífico Oriental como tormenta tropical Alma y posteriormente en el Caribe como tormenta tropical Arthur.
- Los remanentes de esta tormenta originaron un flujo con dirección norte en el Golfo de Tehuantepec el día 3 de Junio de 2008 a las 00Z (figura 4.4 central).

El caso 8 presenta como similitud al caso anterior que:

- Existe un flujo proveniente del Pacífico Central localizado en (12°N, 110°W) (figura 4.8 flecha azul), aunque la intensidad del viento es mucho menor que en el caso 7.
- La interacción con los fenómenos provenientes del Caribe produce confluencia en el istmo de Tehuantepec (figura 4.8 inferior, flecha roja).

A diferencia de los dos casos anteriores, el caso 9 no presenta el flujo del oeste, sino que parece ser sólo producto de una onda tropical (o mejor identificada como onda del este).

Lo que más resalta de estos casos es la existencia de un jet en el Pacífico Central responsable de confluencia en la costa de Oaxaca para los dos primeros casos. A continuación se discuten las posibles causas.

4.2.2 Hipótesis sinópticas.

Casos 7 y 8.

La bibliografía sugiere que los fenómenos que pueden producir un jet en el Pacífico central pueden ser debidos a la Oscilación Madden-Julian [53, 95] o a ondas de Rossby-Gravedad mezcladas [31, 96], cuyas características se han visto en la sección 1.3.5 y 1.3.3 respectivamente.

La *oscilación* Madden-Julian, presenta anomalías vientos zonales del oeste en el Pacífico Occidental e Índico, y aunque las observaciones indican que lo anterior no puede ser un mecanismo físico que esté presente en longitudes propias del Pacífico Oriental [97], Maloney et al. establecen que durante ciertas fases de la oscilación, ocurre una modulación de la actividad convectiva en el Pacífico Oriental cerca de México y Centroamérica. En el Pacífico Oriental, anomalías de vientos de occidente acompañan periodos de convección intensa además de presentarse anomalías de signo opuesto en los niveles superiores en el ecuador. Estas variaciones de viento están en fase con las ondas de Kelvin de la oscilación Madden-Julian provenientes del Pacífico Occidental [53, 95]. Molinari et al. sugieren también que estas perturbaciones de la OMJ así como las variaciones en la cizalla que conllevan, pueden crear periodos de inestabilidad en el Mar Caribe y el Pacífico Oriental a través del cambio de signo del gradiente meridional de vorticidad potencial [98].

Los diagramas de Hovmoller mostrados en las figuras 4.13 y 4.14 que el Doctor Matthew Wheeler del *Bureau of Meteorology Research Centre of Australia* realiza y que gentilmente proporcionó para el presente trabajo, muestran las anomalías de radiación saliente de onda larga (ROL) sin filtrar, y sobrepuestas, las ondas ecuatoriales tales como la oscilación

Madden-Julian (azul), las ondas de ecuatoriales de Rossby con $n=1$ (negro) y las ondas de Kelvin (verde). Los contornos de valores negativos se presentan como sólidos y los positivos con línea discontinua. Estos diagramas de monitoreo en tiempo real y de predicción se realizan conforme lo establecido en Wheeler & Weickmann [57].

Como puede observarse en la figura 4.13, el caso 7 (Del 3 al 6 de Junio de 2008) se encuentra localizado justo después de un evento de OMJ en fase activa y el caso 8 (6 y 7 de Julio de 2008) cae efectivamente dentro de la identificación de OMJ (figura 4.14), lo cual sustenta la hipótesis de que estos casos fueron originados por la presencia de la oscilación Madden-Julian en el Pacífico Oriental.

Por otra parte, las ondas de Rossby-gravedad mezcladas son ondas atrapadas ecuatorialmente que tienen la característica de llevar energía hacia el este aunque sus “valles y crestas” se propagan hacia el oeste siendo estas las probables causantes de dicho jet en el Pacífico. Si esta fuera la causa de los eventos de precipitación extrema, entonces bastaría con encontrar las características de dichas perturbaciones así como su estructura.

Caso 9.

Dado que las características de este caso son que no había un jet presente en el Pacífico Oriental como en los casos anteriores, no coincidió con una fase de la Oscilación Madden-Julian (como puede apreciarse en la figura 4.14) y por el reporte del SMN [94], se supone así que este evento fue causado por una onda tropical del Este.

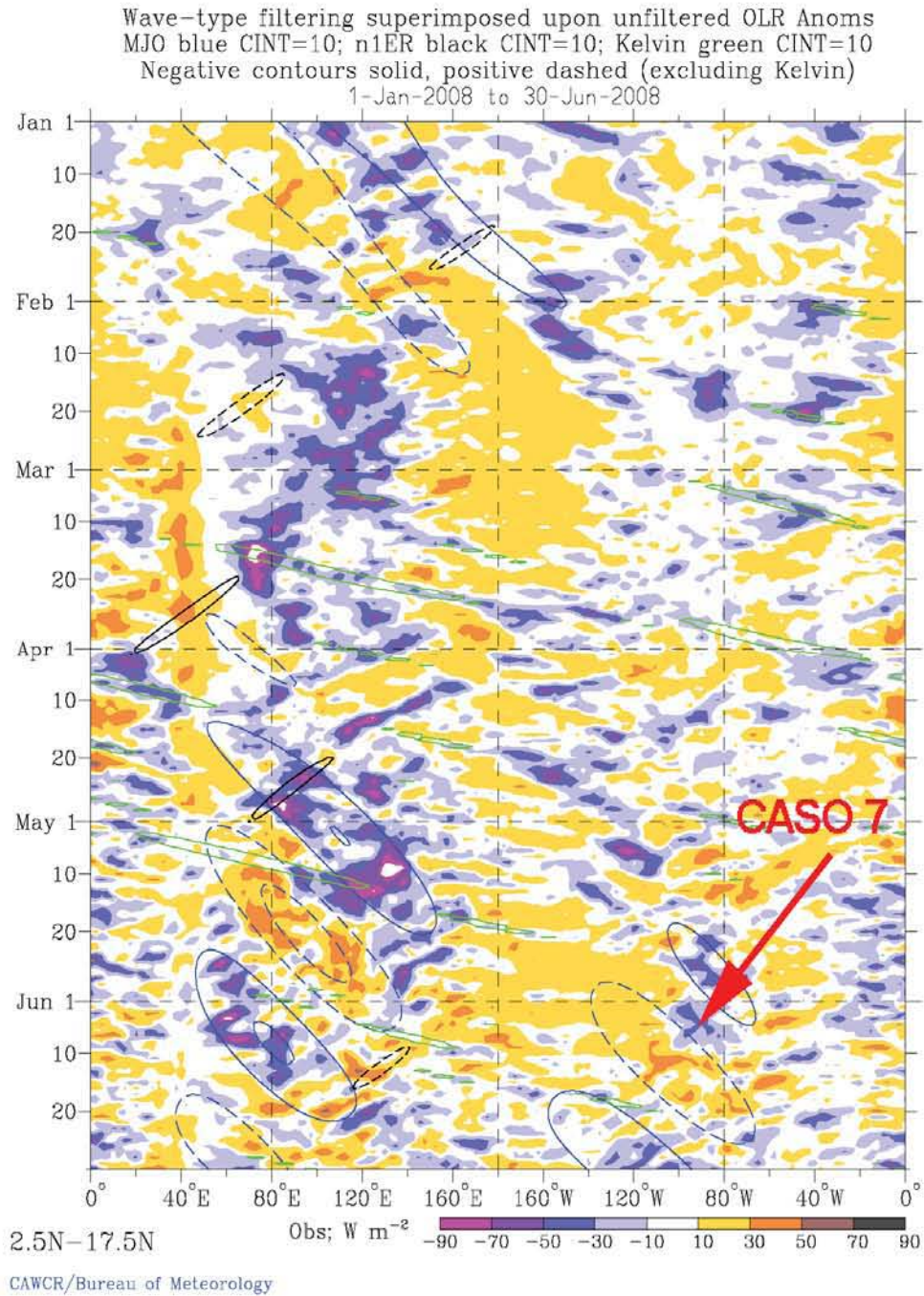


Figura 4.13: Anomalías de ROL promediadas de 2.5 a 17.5 N donde pueden apreciarse los eventos extremos correspondientes al caso 7. Imagen cortesía de Matt Wheeler. Ver texto para detalles.

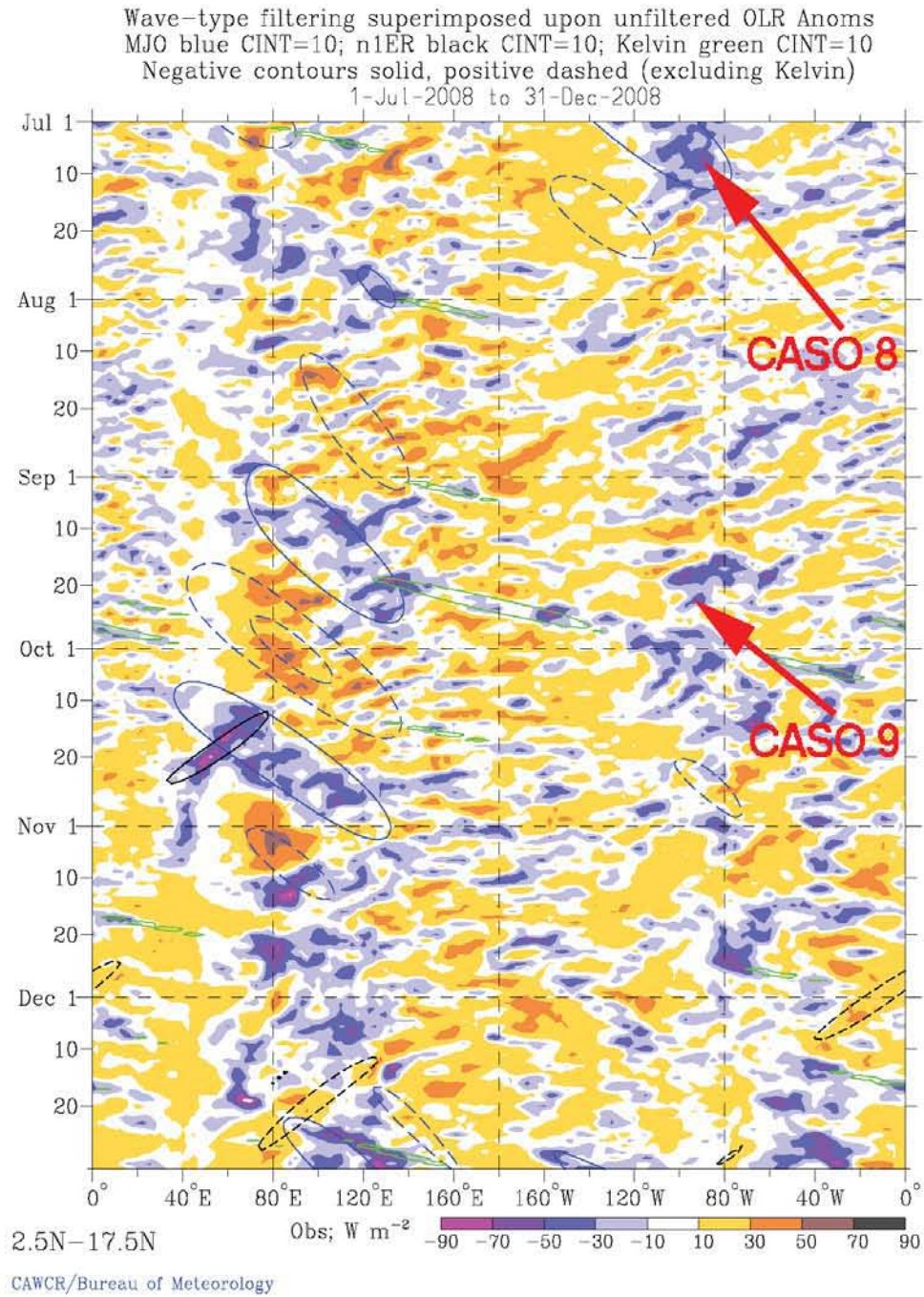


Figura 4.14: Anomalías de ROL promediadas de 2.5 a 17.5 N donde pueden apreciarse los eventos extremos correspondientes al caso 8 y 9. Imagen cortesía de Matt Wheeler. Ver texto para detalles.

4.2.3 Eliminación de hipótesis.

Casos 7 y 8.

Con el fin de identificar las causas de los dos primeros casos, se realizó un análisis espectral espacio-temporal. Como ya se había mencionado, esta técnica es particularmente útil para el estudio de ondas que se propagan zonalmente puesto que descompone un campo de datos dependientes del tiempo y longitud en componentes de frecuencia y número de onda, así como también en fluctuaciones medias zonales [55].

El presente análisis está basado en la técnica propuesta por Wheeler & Kiladis [23] con datos de la variable omega en 500 hPa extraída del reanálisis 1 de NCEP-NCAR entre las latitudes 15°S y 15°N dentro del periodo del 01 de Mayo al 31 de Septiembre de los años 2000 a 2008, cubriendo así tanto el área de interés como el periodo de tiempo analizado. Los resultados se muestran en la figura 4.15, donde se observan los contornos del logaritmo de la potencia en las componentes simétrica (parte superior) y antisimétrica (parte inferior). En cada gráfico también se encuentran superpuestas las curvas de dispersión de las ondas ecuatoriales con número de onda meridional par e impar. Al observar las áreas significativas que coinciden con las curvas de dispersión, se observan señales de ondas de ($n=-1$) Kelvin, $n=1$ Rossby ecuatorial (RE), $n=0$ Rossby-gravedad mezcladas (RGM), $n=0$ inercia-gravedad hacia el este (IGE), $n=1$ inercia-gravedad hacia el oeste (IGO), y $n=2$ IGO.

Las curvas de dispersión que describen mejor las características de frecuencia-número de onda de estas ondas, tienen profundidades equivalentes en el rango de $h = 12, 25, 50$ m.

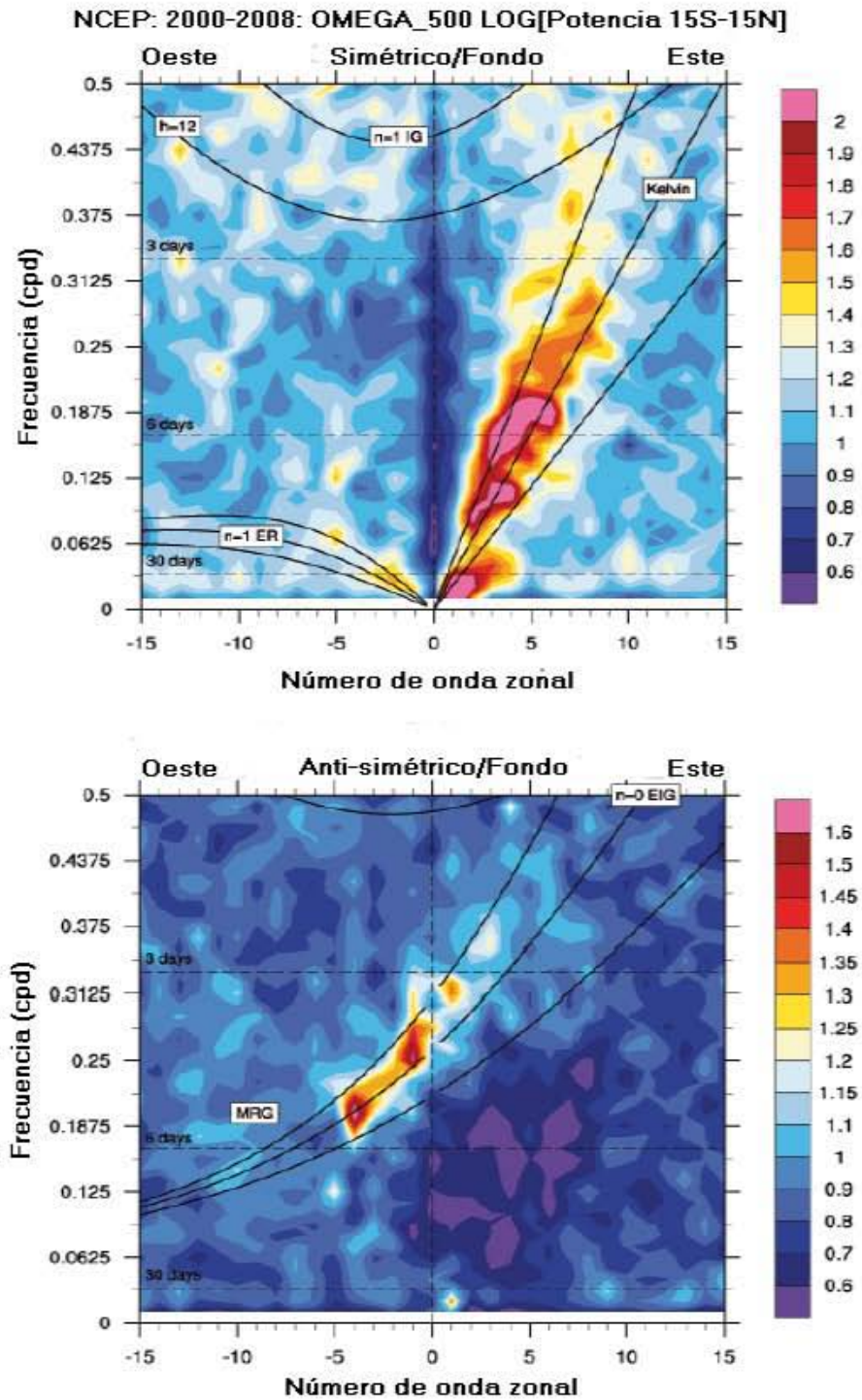


Figura 4.15: Espectro de potencia espacio-temporal de la variable omega en 500 hPa para el periodo del 01 de Mayo al 30 de Agosto del 2000 al 2008 para latitudes ecuatoriales entre 15S y 15N. Parte superior, componente simétrica, parte inferior, componente antisimétrica.

En la parte superior de la figura 4.15, que presenta la parte simétrica ecuatorial, es posible observar tanto la oscilación Madden-Julian así como ondas de Kelvin que se propagan hacia el este. La parte antisimétrica muestra la presencia de ondas de Rossby gravedad mezcladas. Como puede observarse, el valor de potencia más alto se tiene para aquellas ondas que viajan hacia el oeste con frecuencia de 5 días aproximadamente y con número de onda entre 3 y 5.

Todo lo anterior nos ha indicado hasta ahora nada más que la importancia de los fenómenos ondulatorios tropicales que finalmente afectan a México, sin embargo, este tipo de diagramas al considerar un cinturón de latitudes en un largo periodo de tiempo, no es suficiente para asegurar la presencia de un solo fenómeno en la latitud donde se presentó dicho jet, por lo cual se procedió a realizar un último análisis espectral con la serie de tiempo de la componente meridional del viento en 700 hPa limitada entre el 1 de Mayo y el 30 de Septiembre de 2008 para la latitud de 12.5N y longitud de 110W. A este análisis se le agregaron los intervalos de confianza del 5% y 95% (con líneas gris punteada y roja respectivamente) con el fin de no confundir las señales de mayor amplitud con ruido.

El resultado se muestra en la figura 4.16, donde podemos apreciar que los valores de varianza por encima del intervalo de confianza del 95% se encuentran a los 9.5, 6 y 5.2 días, lo cual, al comparar con la figura 4.15 (parte antisimétrica) se observa que estos valores caen dentro del rango de las ondas de Rossby-gravedad mezcladas eliminando así la posibilidad de que la oscilación Madden-Julian tuviera una influencia en estos periodos de precipitación extrema.

Finalmente, se aplicó un filtro pasabanda entre los números de onda zonales 3 y 5 en el espacio entre las latitudes 40°S y 40°N y entre 180°W hasta 360°W en el campo de viento de

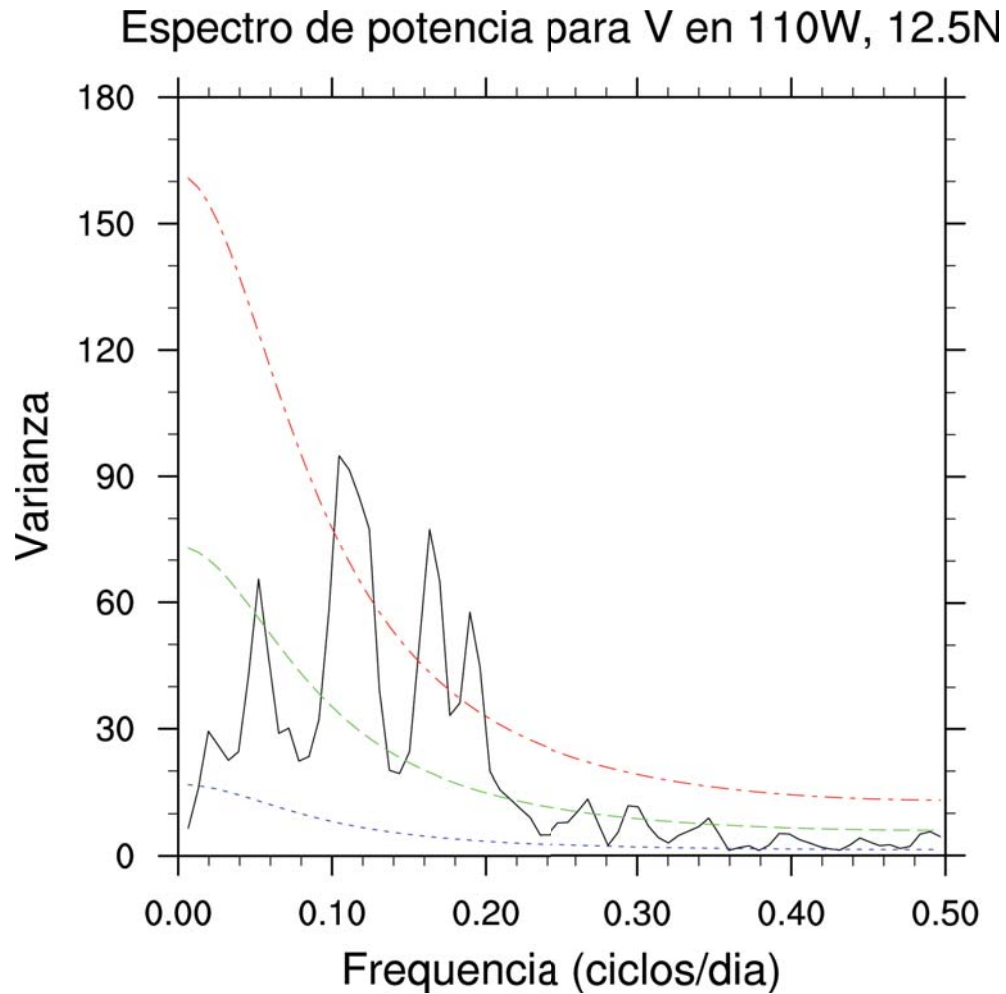


Figura 4.16: Espectro de potencias para 110°W , 12.5°N del 1 de Mayo al 30 de Septiembre de 2008. Las líneas indican los intervalos de confianza entre el 5 y 95 % (gris y rojo respectivamente).

700 hPa para observar las estructuras consideradas. Los resultados se muestran en la figuras 4.17 y 4.18, donde podemos ver efectivamente que las estructuras encontradas corresponden con las ondas de Rossby gravedad mezcladas y cuya referencia se muestra en la figura 1.3c.

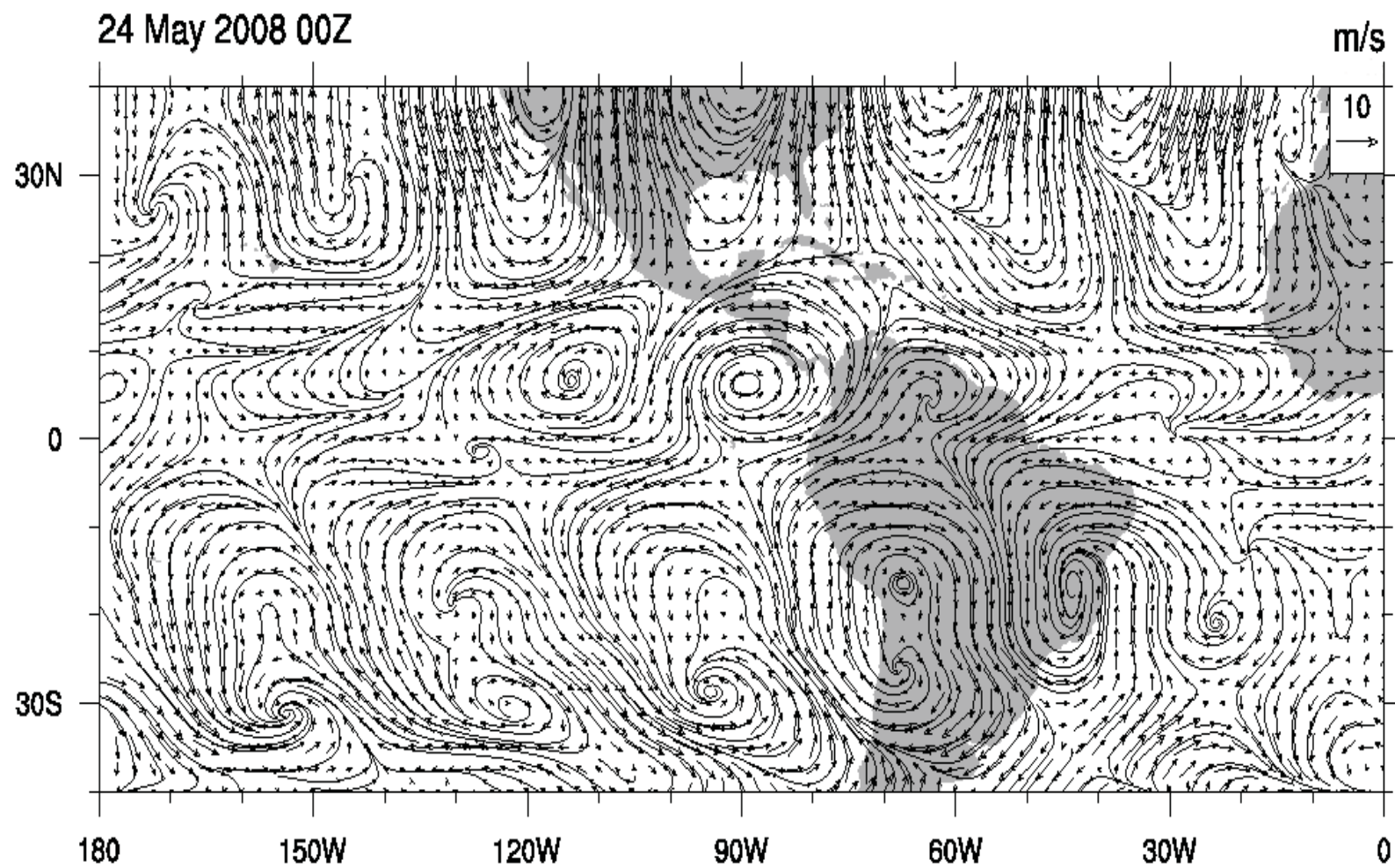


Figura 4.17: Campo de viento y función corriente en 700 hPa con filtrado espacial entre números de onda zonal 4 y 5 mostrando la estructura de las ondas de Rossby-gravedad mezcladas para el caso 7.

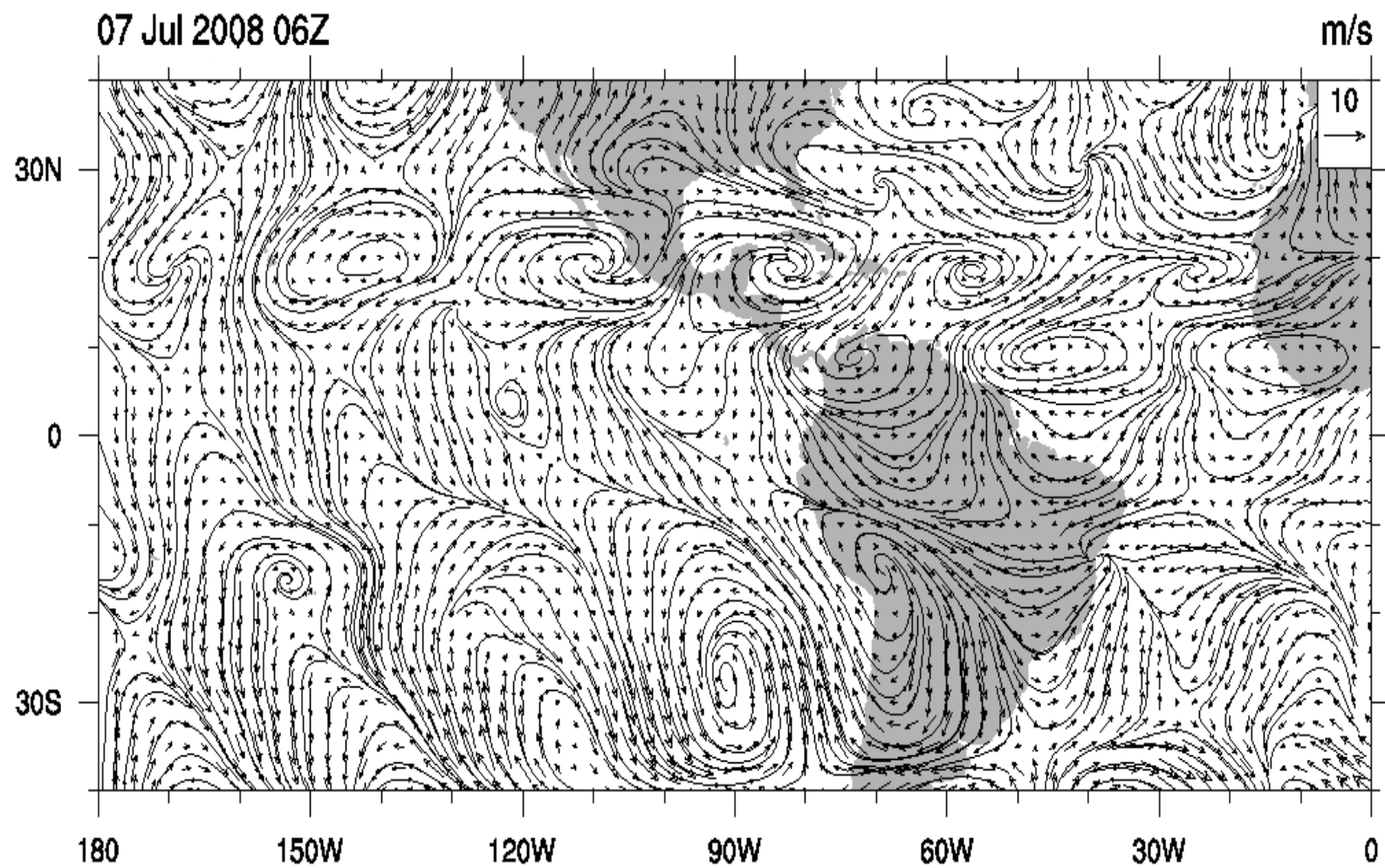


Figura 4.18: Campo de viento y función corriente en 700 hPa con filtrado espacial entre números de onda zonal 4 y 5 mostrando la estructura de las ondas de Rossby-gravedad mezcladas para el caso 8.

Lo anterior entonces sugiere que las ondas de Rossby-gravedad mezcladas al interactuar con ondas del este, producen eventos de precipitación extrema en la costa del Pacífico Mexicano así como en la costa occidental de Centroamérica.

Sin embargo, es necesario hacer énfasis en las siguientes características:

- Las figuras que se muestran están hechas para los días en los que observó el jet en el Pacífico. Por lo anterior, la figura 4.17 se presenta para la fecha del 24 de Mayo de 2008, compárese con la figura 4.1 superior.
- Las figuras teóricas están centradas en el ecuador, y observamos que las obtenidas están fuera del mismo, sin embargo esto se debe a múltiples causas, como son que las estructuras horizontales teóricas están secas, es decir, no están acopladas a la convección; que están obtenidas sobre un canal y que no consideran factores orográficos ni interactúan con otros sistemas.

Caso 9.

Para el último caso tratado, se realizó un filtro pasabanda espacial entre los números de onda zonales entre 5 y 9 sólo con el fin de verificar que se tuviera las estructuras de ondas del este. El resultado se muestra en la figura 4.19 en la que efectivamente se aprecia dicha estructura. Por lo tanto, se reitera nuevamente que las ondas del este en el lado del Pacífico Oriental presentan una fuerte componente para la generación de precipitación en la zona.

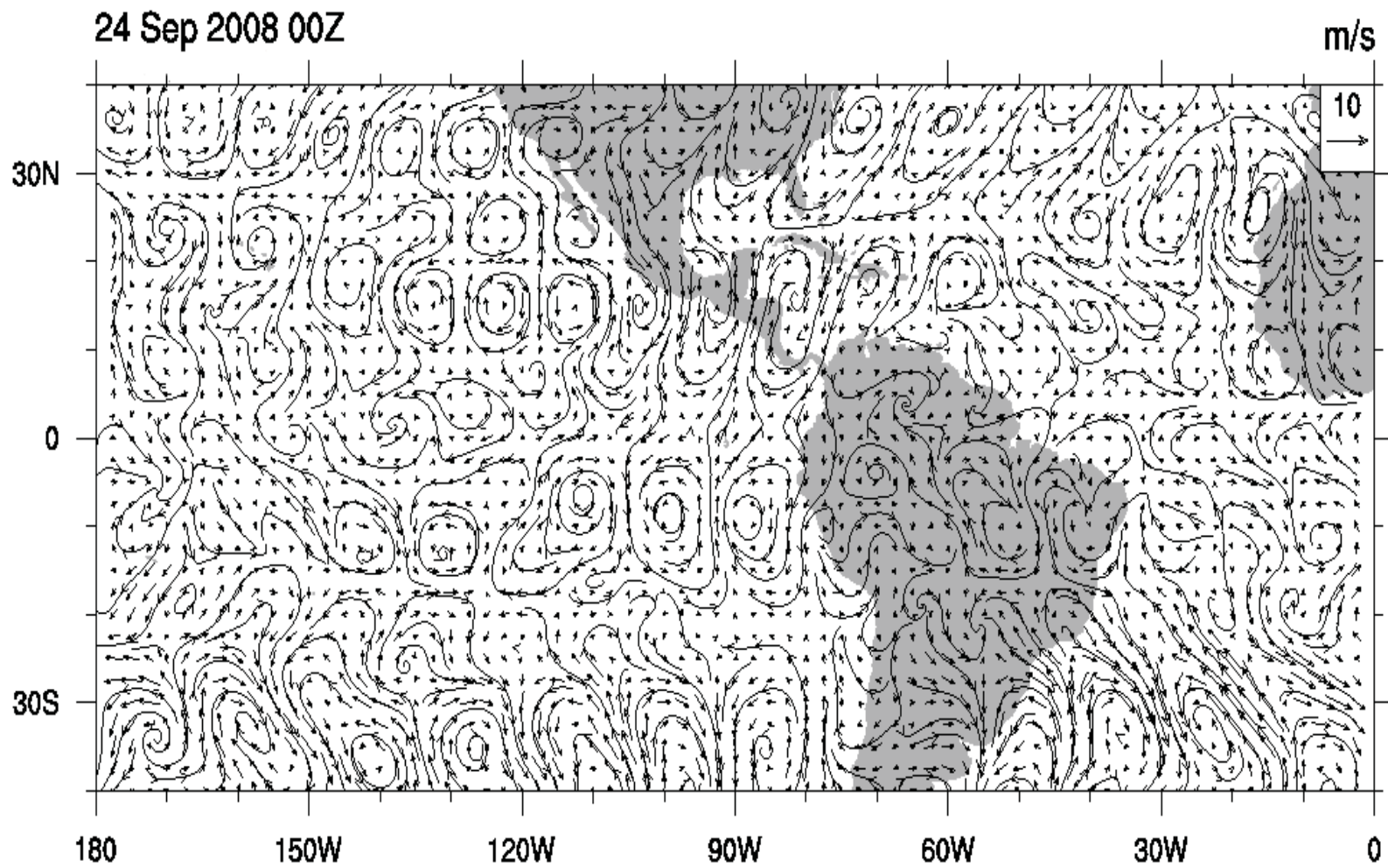


Figura 4.19: Campo de viento y función corriente en hPa con filtrado espacial entre números de onda zonal 5 y 9 mostrando la estructuras de las ondas del este para el caso 9.

4.2.4 Conclusión sinóptica.

A partir de análisis espectrales se pudo discernir la presencia de ondas de Rossby-gravedad mezclada, cuya presencia está asociada a eventos de precipitación extrema tanto para la costa de Oaxaca así como para la costa del Pacífico de Centroamérica.

Estas tienen como características frecuencia de 5 a 6 días, número de onda zonal 4 y una profundidad teórica $h = 25\text{m}$, tal como puede apreciarse en el gráfico 4.15.

Sin embargo, es necesario investigar de manera más exhaustiva los argumentos físicos para establecer si efectivamente la oscilación Madden-Julian puede estar presente en el Pacífico Oriental.

Por otra parte, se confirma que la presencia de ondas del este también produce eventos de precipitación extrema en Oaxaca, sin embargo, para este último caso es necesario investigar qué forzante provoca que éstas se intensifiquen de manera que produzcan eventos extremos.

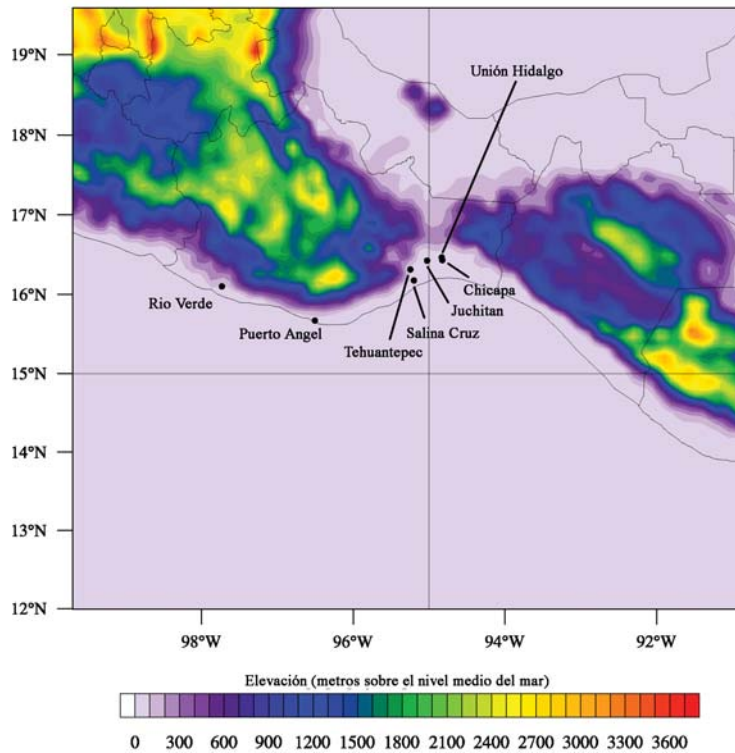


Figura 4.20: Dominio de simulación más interno utilizado para los Casos 7 y 8. La escala de colores corresponde a la topografía utilizada en las simulaciones.

4.3 Resultados de las simulaciones con WRF.

4.3.1 Caso 7. Del 3 al 6 de Junio de 2008.

A partir de imágenes IR de satélite se infirió que la máxima precipitación se observó a las 0600 GMT el día 4 de Junio de 2008. En la estación Unión Hidalgo (ver ubicación en figura 4.20), se registraron 180 mm de precipitación diaria acumulada, excediendo al 100% el valor de 90 mm del percentil 95 de la distribución gamma (Ver tabla 2.1).

Para esta simulación el dominio más interno se muestra en la figura 4.20 con las configuraciones indicadas en la sección 3.3.

Dado que el evento de precipitación extrema se llevó a cabo del 3 al 6 de junio de 2008, se utilizaron como estaciones de referencia aquellas del SIH que estuvieran cerca del lugar

de impacto. Se utilizaron los datos de las estaciones Unión Hidalgo, Chicapa, Juchitán y Tehuantepec (también indicadas en la figura 4.20). Para la comparación con los valores simulados, es necesario notar que las estaciones de Unión Hidalgo y Chicapa están a sólo 5 km aproximadamente de distancia.

Todas las simulaciones, con o sin parametrización microfísica desarrollan un sistema ciclónico de mesoescala que se mantuvo y persistió en tierra. En realidad, el sistema ciclónico observado y que se muestra en la figura 4.6 panel inferior derecho, tocó tierra aproximadamente a las 2315 GMT el 3 de Junio de 2008 y se disipó en la Sierra Madre de Chiapas.

La evolución temporal simulada de la función corriente en 700 hPa, en particular para las 0600 GMT del 4 de Junio de 2008 (figura 4.21), muestra aún el vórtice anteriormente mencionado, aunque no una diferencia significativa entre las simulaciones que tienen distinta parametrización de microfísica.

Sin embargo, la simulación sin parametrización de microfísica resulta en una evolución temporal más lenta del vórtice en tierra. Es decir, que la introducción de una parametrización de microfísica produce un efecto tanto rotacional como traslacional en dicho vórtice (veanse las figuras 4.21 sin microfísica y con cualquier microfísica).

Ninguna de estas simulaciones pudo resolver apropiadamente la situación real de mesoescala y por consecuencia, tampoco el patrón espacial de precipitación (figura 4.22), donde se observa la cantidad de precipitación acumulada en 1 hora a las 6 GMT del 4 de Junio de 2008 con respecto a las distintas parametrizaciones.

Al comparar con CMORPH (figura 4.22 imagen superior derecha) vemos un desfase espacial entre lo que fue realidad y las simulaciones realizadas. Imágenes IR de satélite mues-

tran que fue un pulso convectivo aquello que suscitó la precipitación extrema y por lo tanto es difícil que un modelo capture este tipo de episodios. En la zona sur del Golfo de México los patrones de precipitación no son resueltos en absoluto por las simulaciones con las distintas parametrizaciones microfísicas.

Así mismo, la figura 4.22 en las simulaciones con microfísica de Thompson, muestran como la ausencia del factor orográfico permite que el sistema ciclónico se concentre sin producir precipitación en prácticamente ningún otro lugar. Sin embargo, esto tampoco reproduce el patrón espacial observado de precipitación.

Los registros de precipitación (cuyo valor obtenido es el acumulado diariamente) en los puntos donde se tuvieron observaciones muestran gran variabilidad (figura 4.23), a pesar de que algunas estaciones no están separadas por una distancia considerable (tal es el caso de Unión Hidalgo y Chicapa) y todas con muy poca altura sobre el nivel del mar.

Los valores acumulados de CMORPH, a pesar de que también fueron interpolados al punto de observación, muestran valores por debajo de lo observado en todas las estaciones y para todos los tiempos. Esto indica entonces que estos valores están subestimados para las regiones ecuatoriales pero que sin embargo, al menos siguen la tendencia observada (obsérvese la línea amarilla y la línea azul de CMORPH).

Con respecto a la cantidad de precipitación simulada, existen las siguientes diferencias con respecto a la parametrización elegida:

En primer lugar, la parametrización de Lin produce la menor cantidad de precipitación acumulada excepto en la estación de Tehuantepec y no sigue de forma alguna a la tendencia observada. A pesar de que este esquema es relativamente sofisticado, no presenta mayor

ventaja que el esquema WSM3, que a pesar de ser un esquema simple, sigue mejor la tendencia observada, lo que indica entonces que la liberación de calor latente hace que el sistema ciclónico rote más rápido, dicho efecto puede observarse en la figura 4.21 entre las figuras con microfísica de Lin y WSM3.

Por otra parte, no basta solamente con seguir la tendencia, sino que lo haga lo mejor posible, siendo las parametrizaciones WSM5 y Thompson las que lo hacen mejor al menos para la estación Unión Hidalgo, donde se tuvo la mayor precipitación acumulada.

Para las estaciones de Chicapa la parametrización de Thompson y WSM5 exceden los valores observados y en Juchitán, las parametrizaciones de Thompson y WSM3 reproducen dicho comportamiento.

Un caso especial y que da mayor información sobre los eventos sucedidos se aprecia en la estación Tehuantepec. Los valores observados indican que primeramente se tuvo una situación de alta precipitación el primer día (aprox. 50 mm), se mantuvo en relativa calma el segundo día (aprox. 10 mm) y en el tercer día se registraron 190 mm, lo cual solo puede ser producto de un pulso convectivo en la zona. En esta situación, el modelo no fue capaz en absoluto de simular tal evento lo que nos indica que los procesos convectivos no pueden ser resueltos adecuadamente.

Esto es resultado de causas como: Mal condicionamiento inicial ó malas condiciones de frontera y falta de información de radiosondeos para la zona de estudio (asimilación de datos). Por lo anterior, no es posible determinar para este caso la parametrización microfísica que mejor se adapte al evento simulado.

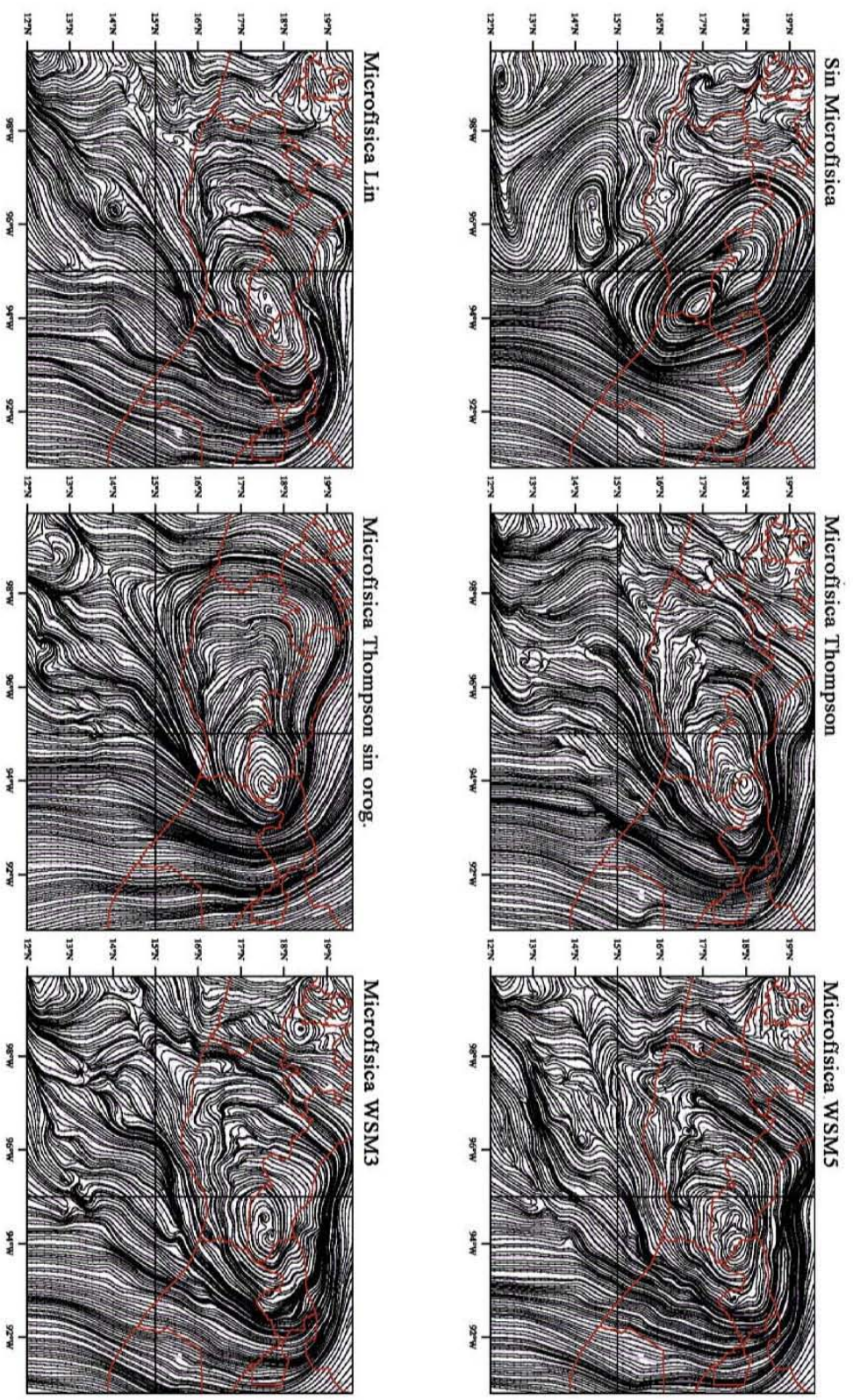


Figura 4.21: Panel de función corriente a las 0600 GMT 4 de Junio de 2008 (Caso 7).

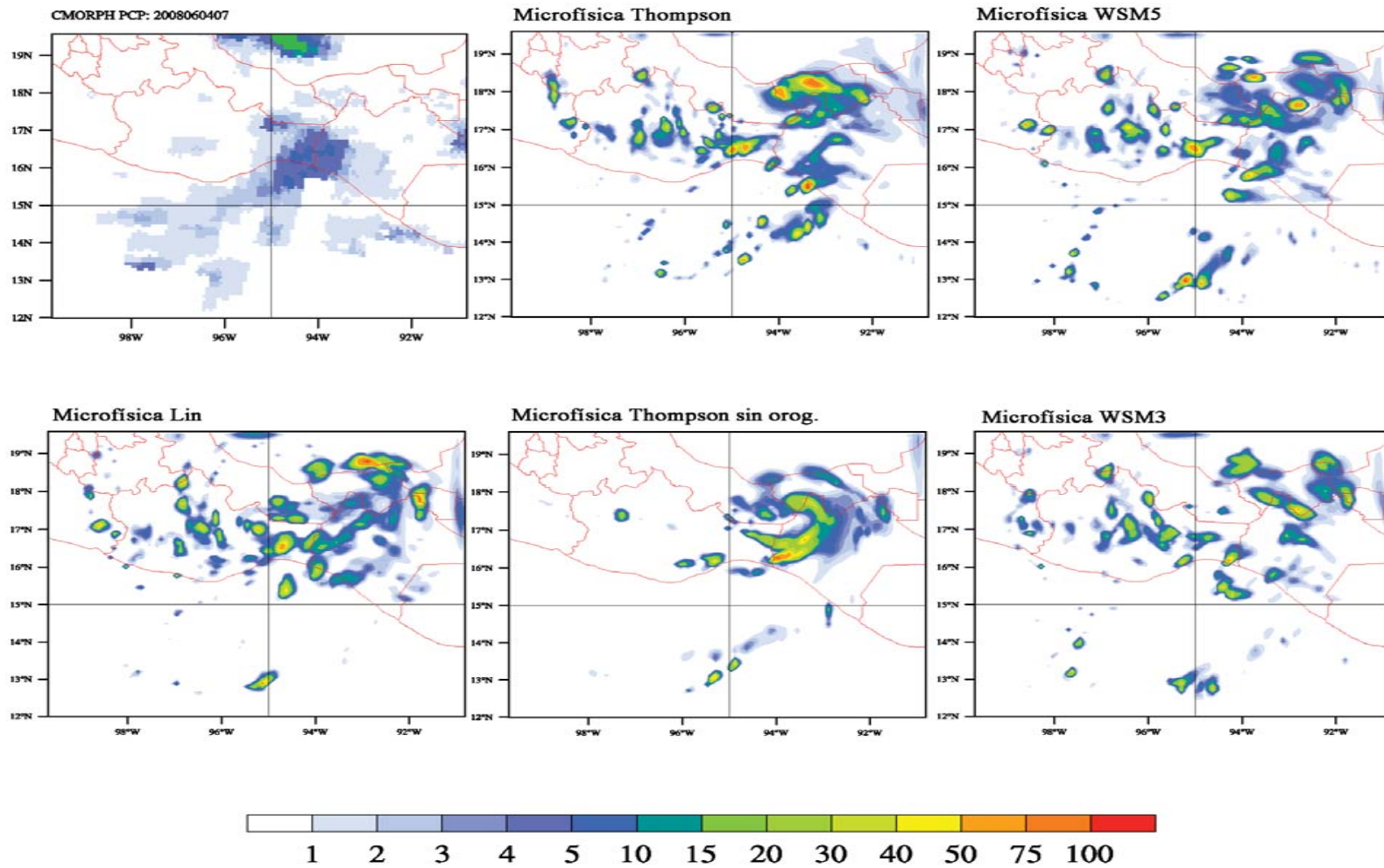


Figura 4.22: Panel de patrones espaciales de precipitación a las 0600 GMT 4 de Junio de 2008 (Caso 7) mostrando diferencias entre distintas parametrizaciones microfísicas. (Unidades en mm/hr).

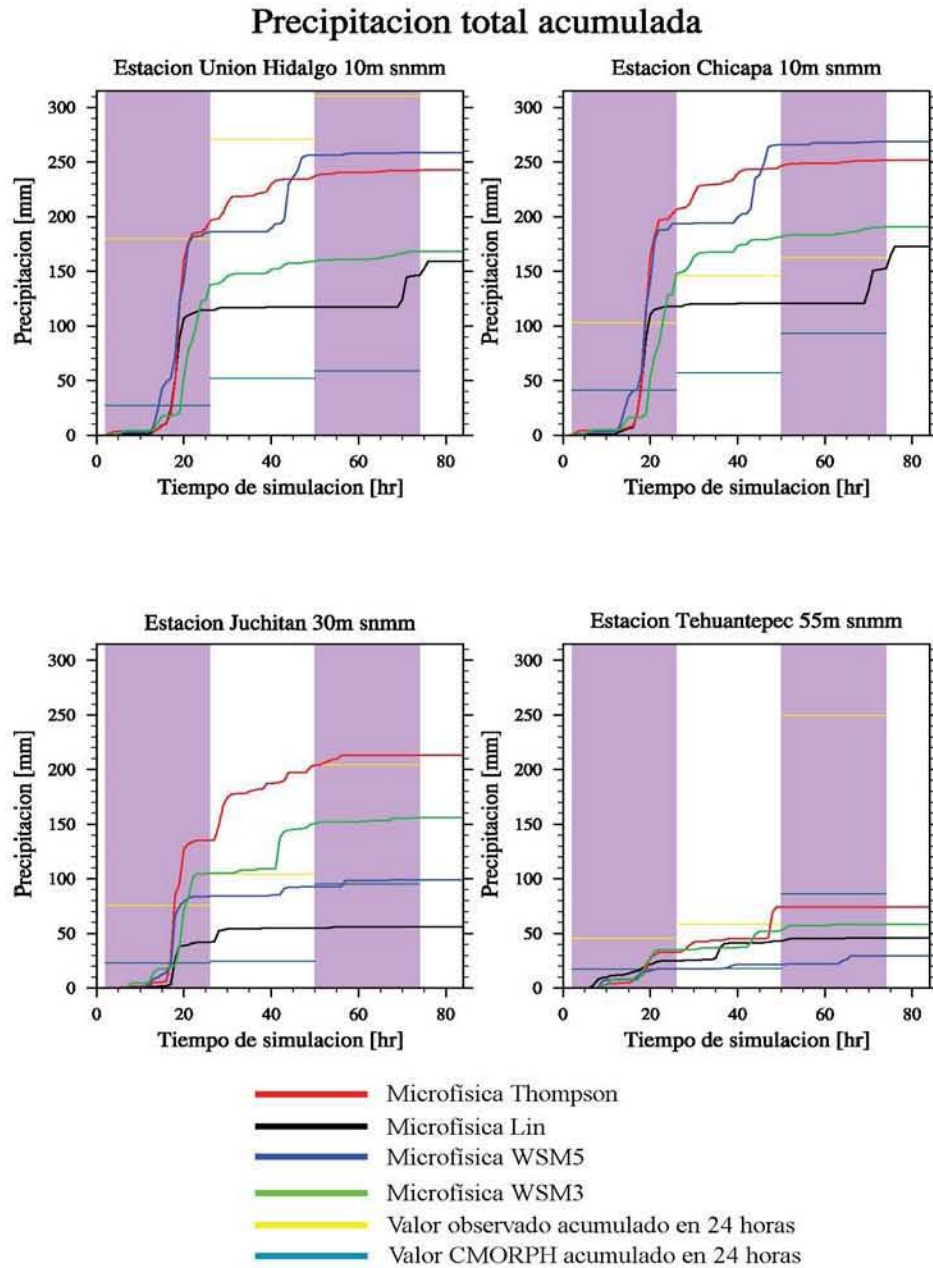


Figura 4.23: Series de tiempo para la precipitación total acumulada en las estaciones indicadas (Caso 7). Los sectores purpuras y blancos muestran periodos de 24 horas para los cuales se tuvieron los valores observados y de CMORPH.

4.3.2 Caso 8. Del 6 al 7 de Julio de 2008.

Con base en imágenes de satélite, se infirió que el evento de precipitación extrema se suscitó el 7 de Julio de 2008 a las 0600 GMT. En Puerto Angel Oaxaca, se registraron 115.3 mm de precipitación acumulada en 24 horas. Este registro excede también el valor de 90 mm correspondiente al percentil 95 de la distribución gamma.

Para este caso, el dominio de simulación más interno fue el mismo que se utilizó en el caso anterior, igualmente configurado como se indica en la sección 3.3. Se consideraron las estaciones de Puerto Angel, Salina Cruz, Juchitán y Tehuantepec (ver ubicación en figura 4.20) para los análisis de precipitación acumulada y la comparación con las simulaciones.

Primeramente, observamos que en el panel de función corriente a 700 hPa (figura 4.24), la zona de confluencia generada por la situación sinóptica está bien simulada y no se observa diferencia significativa entre las simulaciones con diferentes parametrizaciones microfísicas y ni siquiera con aquella que no tiene microfísica, al menos al tiempo en que se suscitó la precipitación extrema (0600 GMT 7 de julio de 2008). Esto sugiere que el sistema de mesoescala (dinámica) dominó sobre la convección.

El patrón espacial de precipitación (figura 4.25) muestra que las parametrizaciones de Lin y Thompson coinciden de mejor manera con las observaciones de satélite para el área del golfo de Tehuantepec en comparación con las otras.

Por otra parte, las parametrizaciones de Thompson con y sin orografía no muestran una diferencia significativa en este caso puesto que el flujo es prácticamente laminar (como puede verse en la figura 4.24) y que la precipitación se presenta mayormente en la costa del golfo de Tehuantepec (figura 4.25).

Con respecto a las estaciones, que sólo proporcionan la precipitación acumulados en 24 horas, los valores observados concuerdan mejor con los resultados de la parametrización de Thompson exceptuando la estación de Tehuantepec. Es necesario remarcar que los valores de CMORPH están subestimados en esta región geográfica tal y como sucedió en el caso anterior.

Puesto que en el presente caso, el valor de CMORPH es mayor al reportado, se especula que dicho valor de CMORPH no es confiable.

Contrario al caso 7, la parametrización de Lin ahora es la que mayor precipitación produce para todos los casos, excediendo minimamente en 50 mm los valores observados.

Los resultados de las simulaciones con la parametrización de Thompson muestran resultados muy similares a los observados para las estaciones de Puerto Angel y Juchitán, pero que exceden significativamente a los observados en Salina Cruz y Tehuantepec.

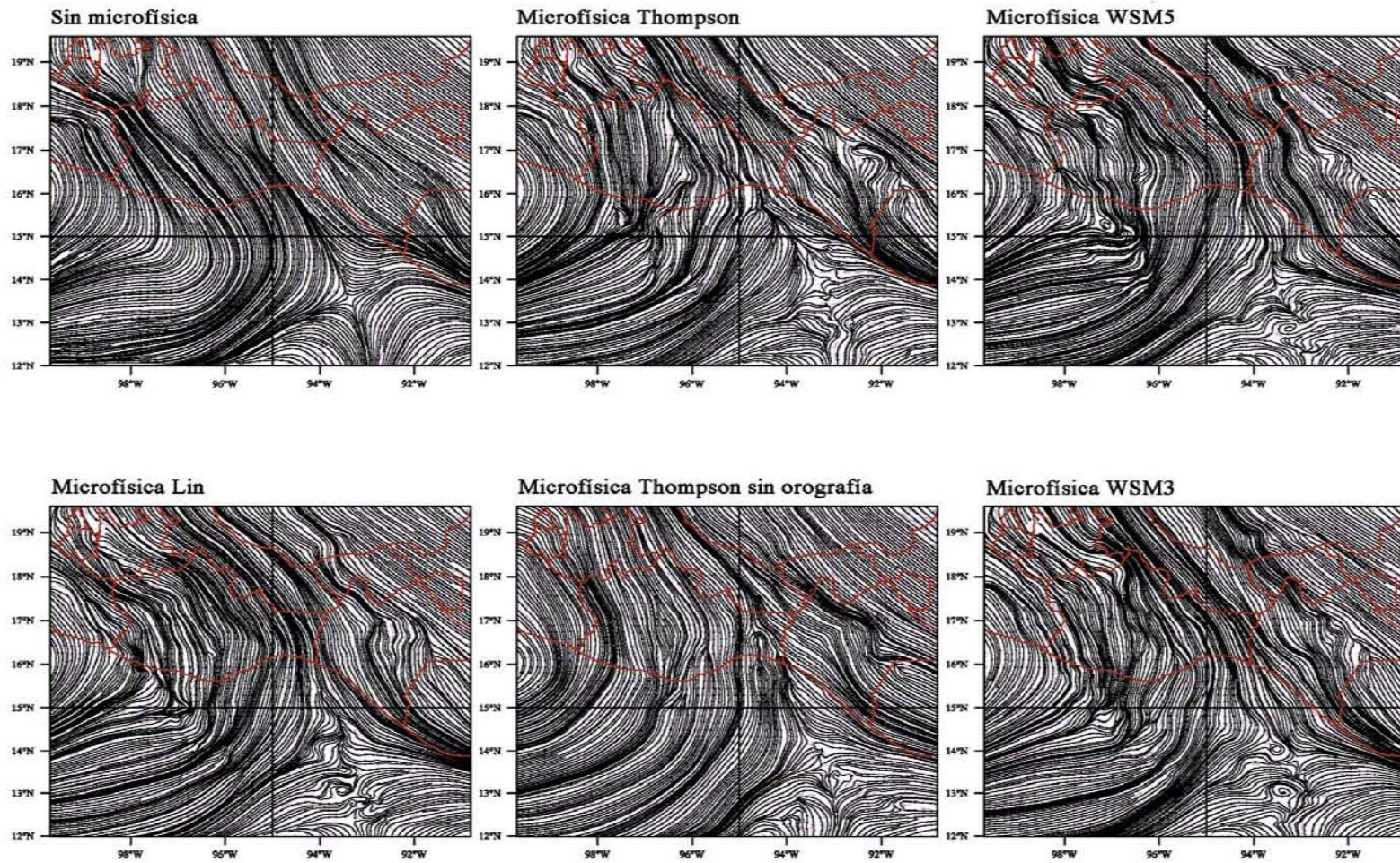


Figura 4.24: Panel de función corriente a las 0600 GMT 7 Julio de 2008 (Caso 8).

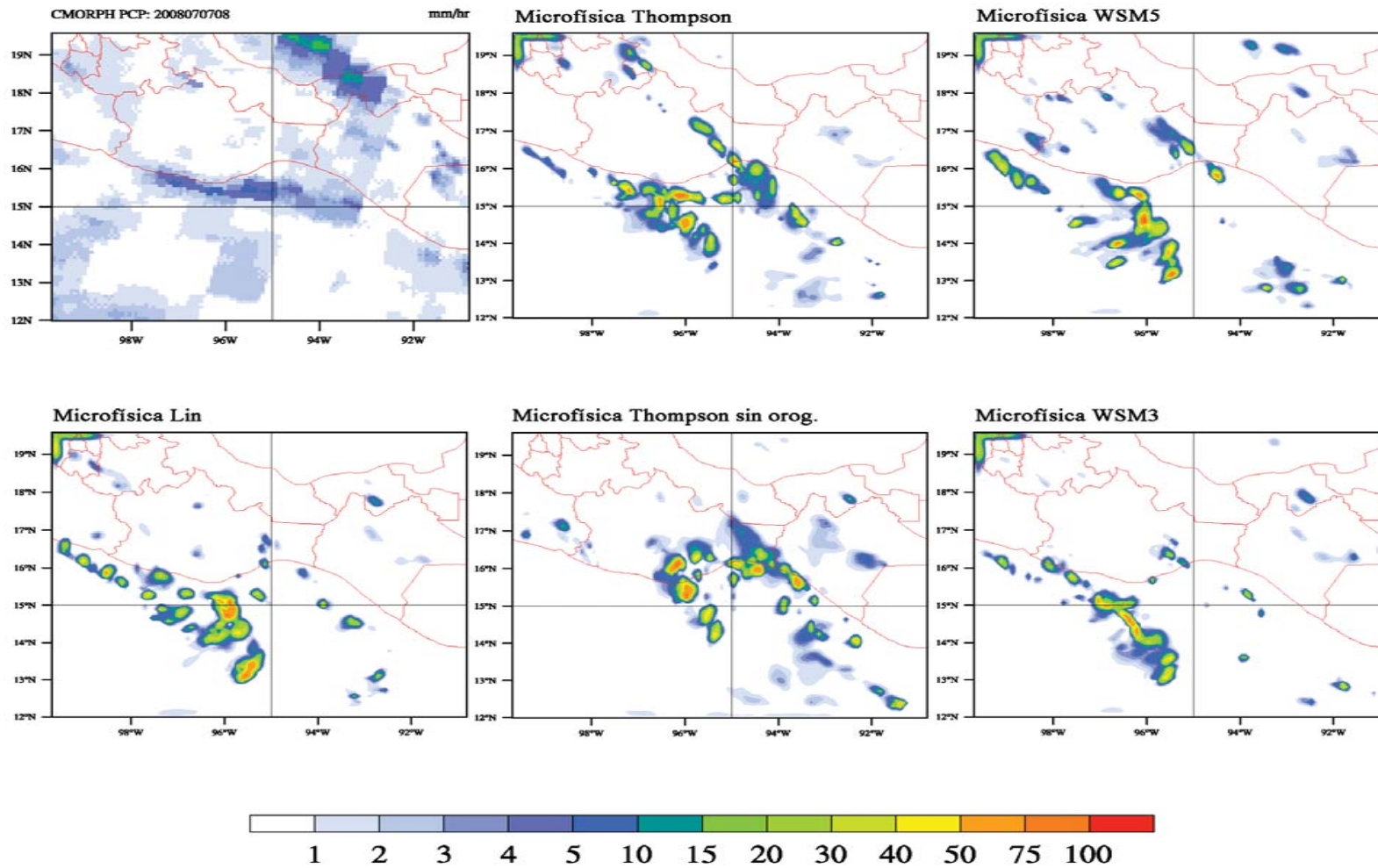


Figura 4.25: Panel de patrones espaciales de precipitación a las 0600 GMT 7 Julio de 2008 (Caso 8) mostrando diferencias entre distintas parametrizaciones microfísicas. (Unidades en mm/hr).

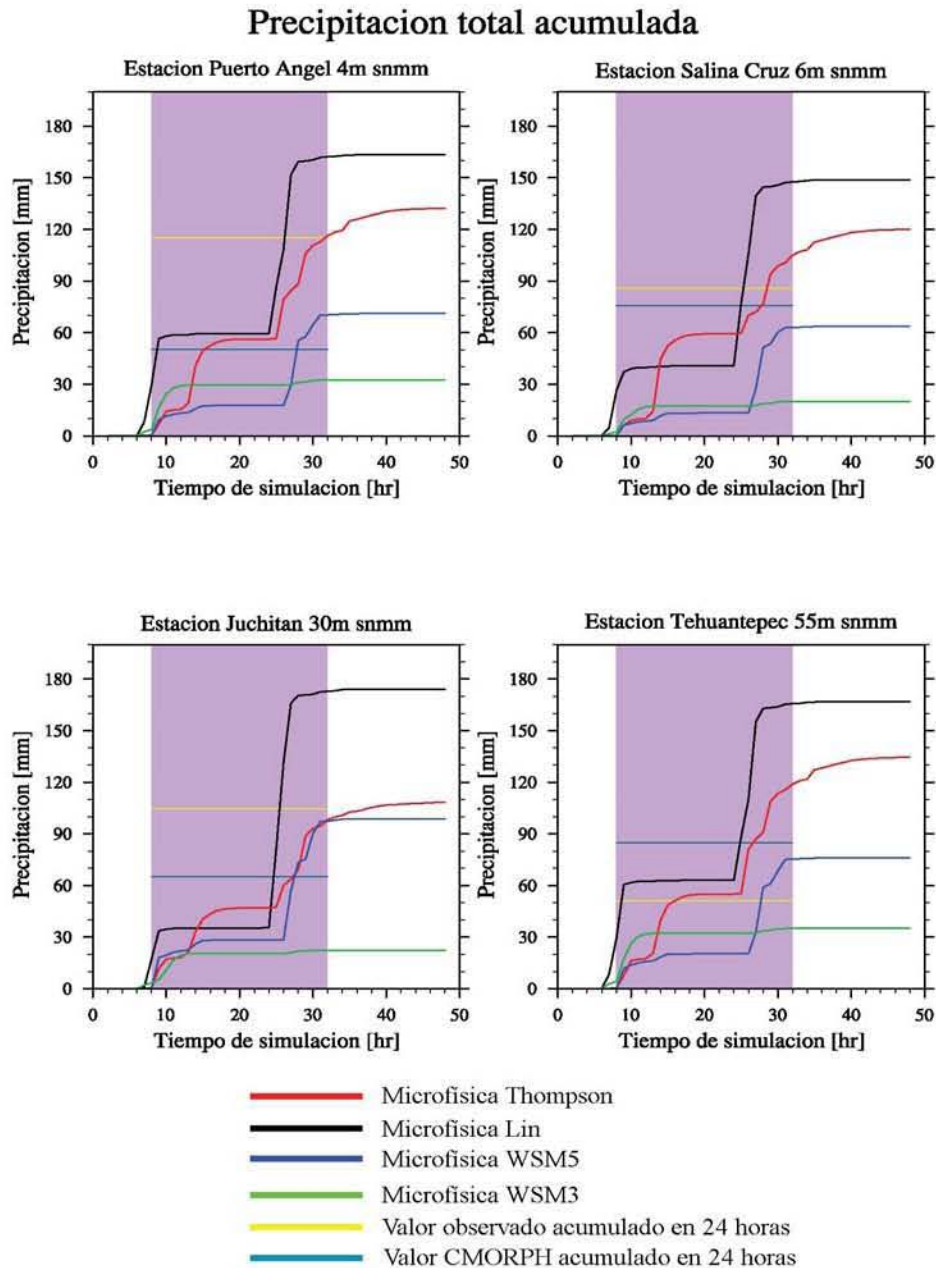


Figura 4.26: Series de tiempo para la precipitación total acumulada en estaciones indicadas (Caso 8). Los sectores purpuras y blancos muestran periodos de 24 horas para los cuales se tuvieron los valores observados y de CMORPH.

Es importante enfatizar que las suposiciones que se hacen a las parametrizaciones de microfísica son importantes para el desarrollo de los sistemas de mesoescala. La función corriente sin microfísica tampoco muestra el sistema ciclónico que se generó posteriormente a las 1200 GMT 07 de Julio de 2008 al sur de Puerto Angel (15.5N, 96.5W), como puede apreciarse en la figura 4.27. Por otra parte, al comparar con los estimados de CMORPH, se puede apreciar que el patrón espacial de precipitación está ligeramente corrido hacia la izquierda a las 1300 GMT del 07 de Julio de 2008 (figura 4.28). Es también necesario remarcar que en el área del Golfo de México, la precipitación no es resuelta correctamente tal y como puede apreciarse en la figura 4.25.

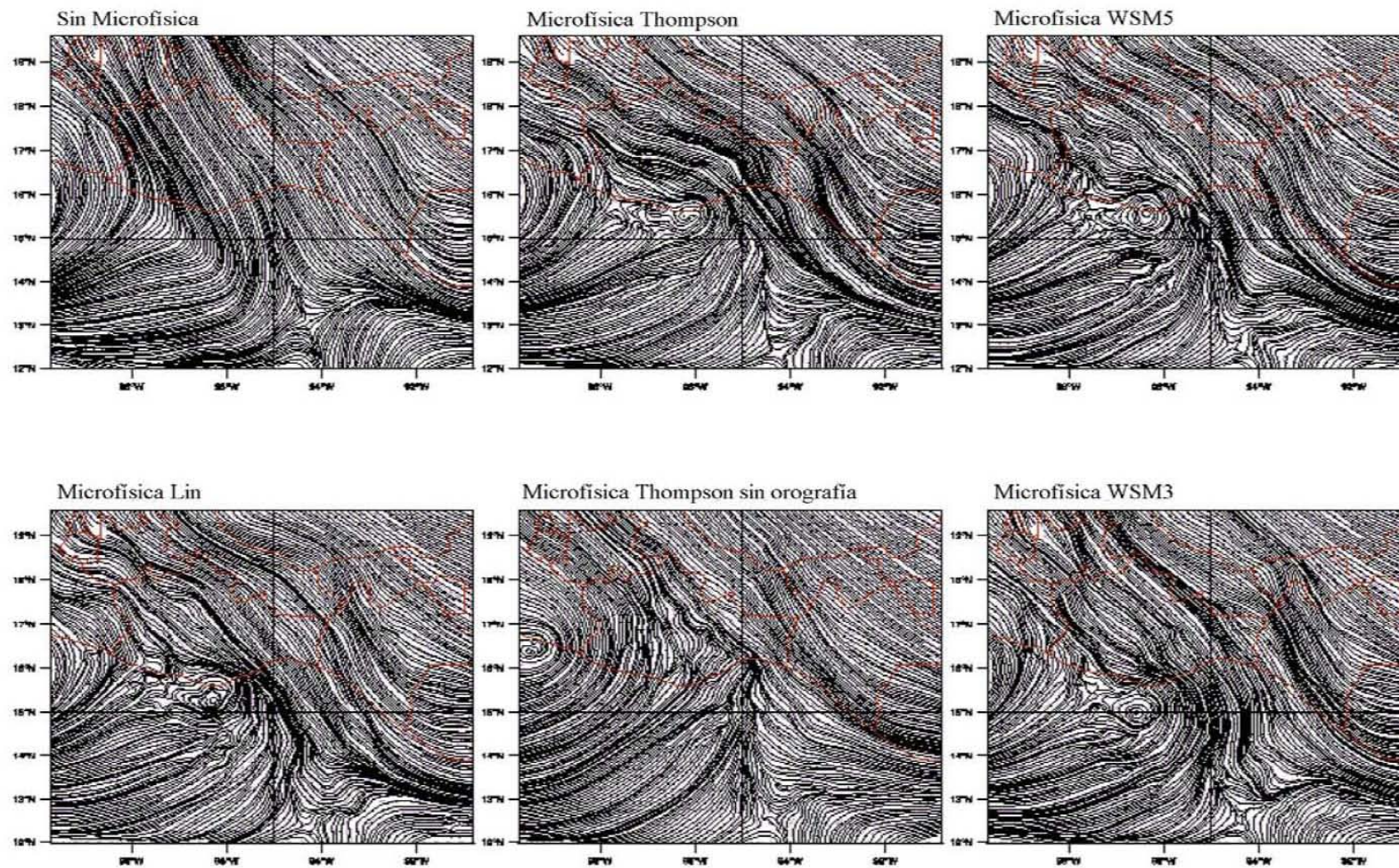


Figura 4.27: Panel de función corriente a las 1200 GMT 7 Julio de 2008 (Caso 8).

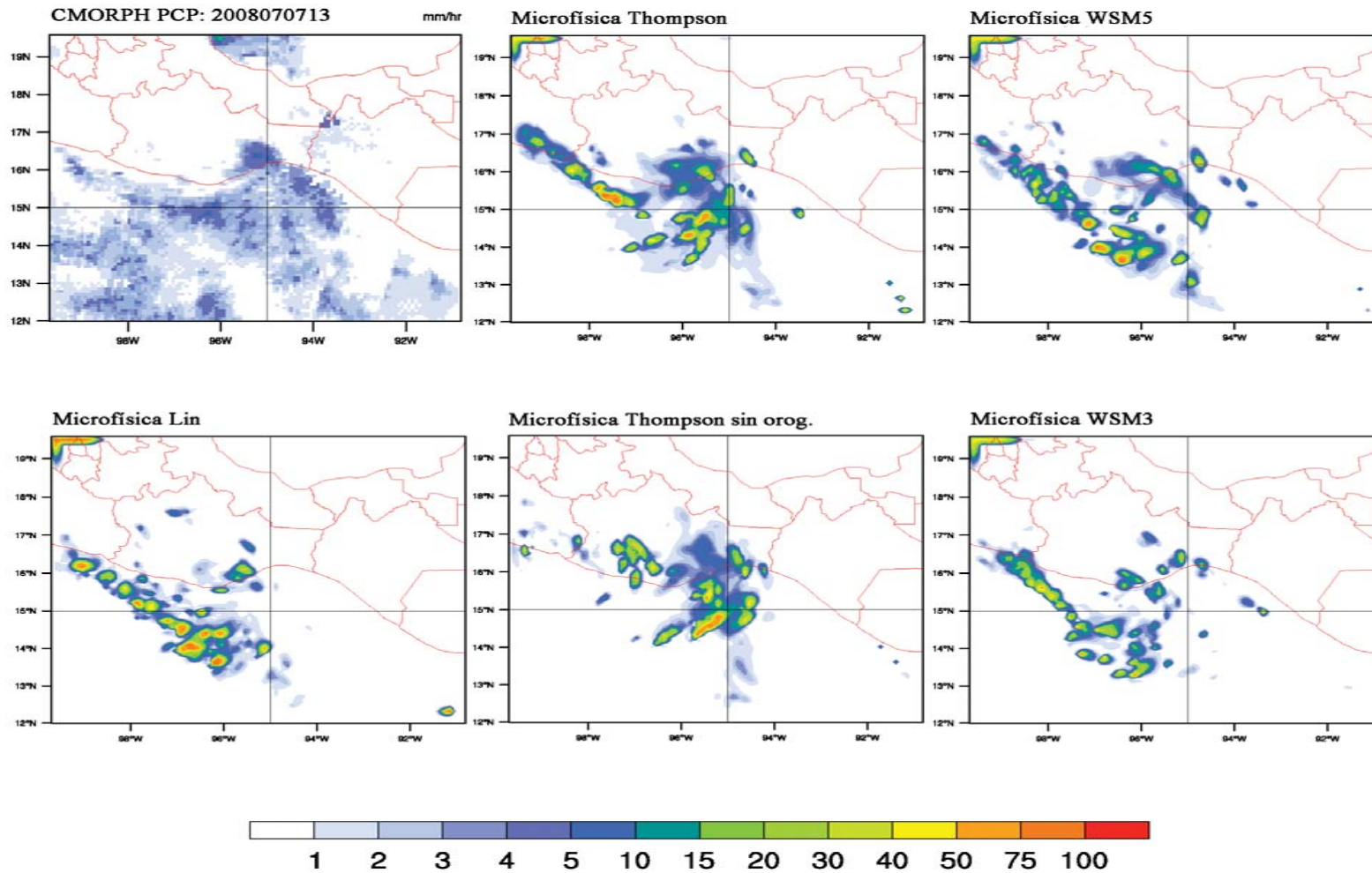


Figura 4.28: Panel de patrones espaciales de precipitación a las 1300 GMT 7 Julio de 2008 (Caso 8) mostrando diferencias entre distintas parametrizaciones microfísicas. (Unidades en mm/hr).

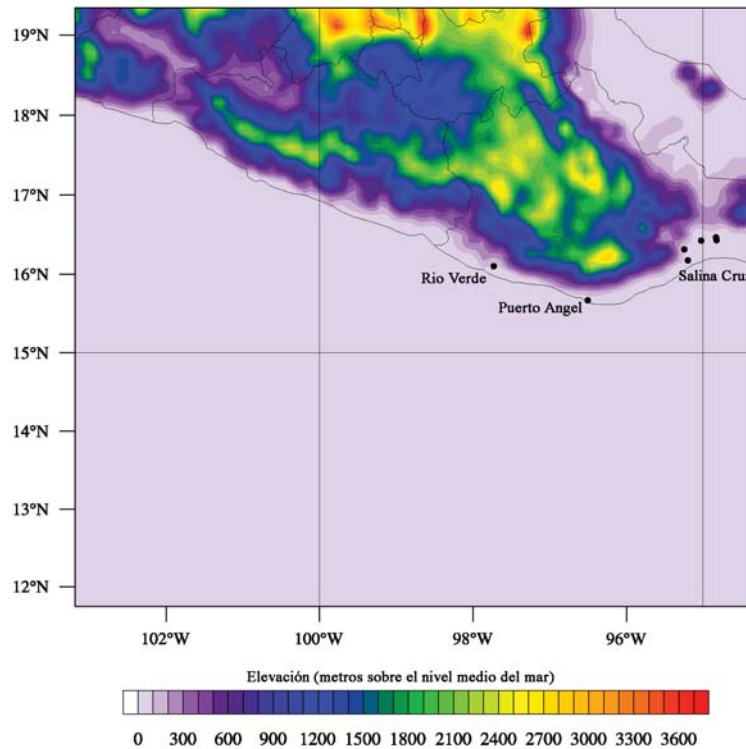


Figura 4.29: Dominio de simulación más interno utilizado para el Caso 9.

4.3.3 Caso 9. 24 de Septiembre de 2008.

Con base en imágenes de satélite se observó que no fue un sistema organizado ni tampoco de gran escala lo que hizo que se registraran 215 mm de precipitación en la localidad de Rio Verde en un solo día. Este registro excedió también el valor de 50 mm de precipitación diaria acumulada correspondiente al percentil 95.

Para este caso, el dominio de simulación más interno se muestra en la figura 4.29, igualmente configurado como se indica en la sección 3.3. Ahora solamente se consideró la estación de Rio Verde para el análisis de precipitación acumulada.

El panel de función corriente para las 2100 GMT del 23 de Septiembre de 2008 en 700 hPa (fig. 4.30), muestra que todas las simulaciones son similares entre las distintas simulaciones con microfísica, sin embargo, existe una diferencia notoria en la convergencia del

flujo localizado en 13.5°N, 98.5°W. Este “punto silla” que se aprecia en todos los paneles, se encuentra más al sur en la simulación de Thompson sin orografía, sin embargo esto resulta de tener un flujo laminar sin barreras que empuja al punto silla más al sur.

De igual forma, las áreas de precipitación, localizadas a la derecha de este punto (figura 4.31), son también responsables de tal comportamiento. Al tener distintos criterios en cuanto a los procesos de autoconversión, la microfísica WSM5 y Thompson generan más precipitación que la de WSM3. Aunado a lo anterior, la convergencia está más reforzada con la microfísica de Lin y WSM3, y suavizada con la microfísica de Thompson y WSM5. De esta forma se observa que las suposiciones microfísicas perturban al sistema de mesoescala.

Así mismo, en el panel de patrones espaciales de precipitación (figura 4.31), en los casos de simulación con parametrización de Thompson, el caso sin orografía produce precipitación muy cerca de la costa, esto debido al cambio de superficie ó contraste mar-tierra, mientras que con orografía la precipitación se observa en las partes altas de la sierra. Aquí entonces es posible apreciar como el forzamiento orográfico domina en las simulaciones.

Todas las simulaciones son capaces de generar precipitación en la localidad de Rio Verde (figura 4.31), sin embargo, los valores de precipitación simulados son muy bajos en comparación con la única estación disponible (figura 4.32) y con base en esto, ninguna parametrización microfísica fue capaz de reproducir ni de aproximar siquiera el valor observado.

Aquí la parametrización de Lin fue la que más precipitación produjo, sin embargo, el valor de 120 mm acumulados en 24 horas es menos de la mitad de lo observado.

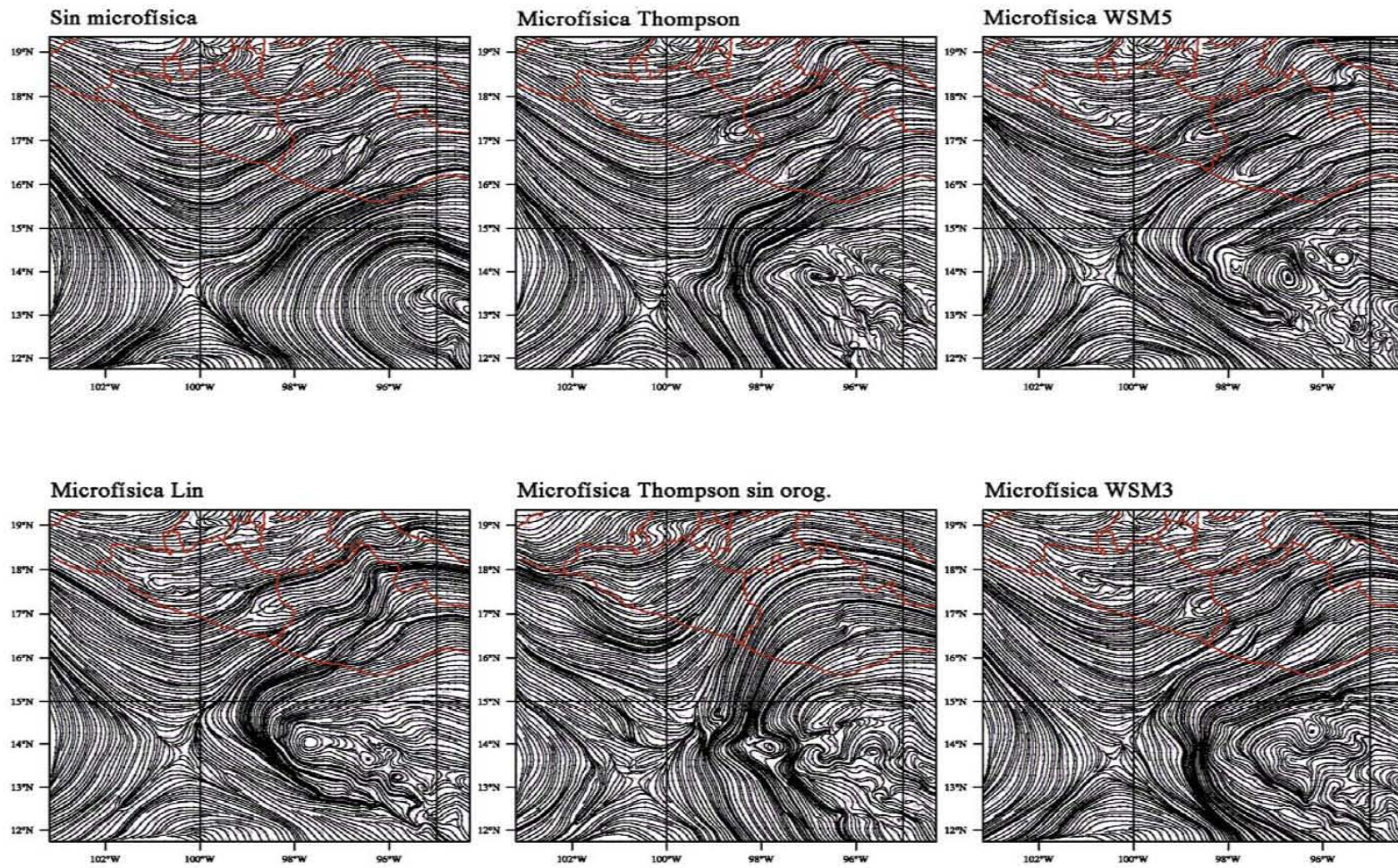


Figura 4.30: Panel de función corriente a las 2100 GMT 23 de Septiembre de 2008 (Caso 9).

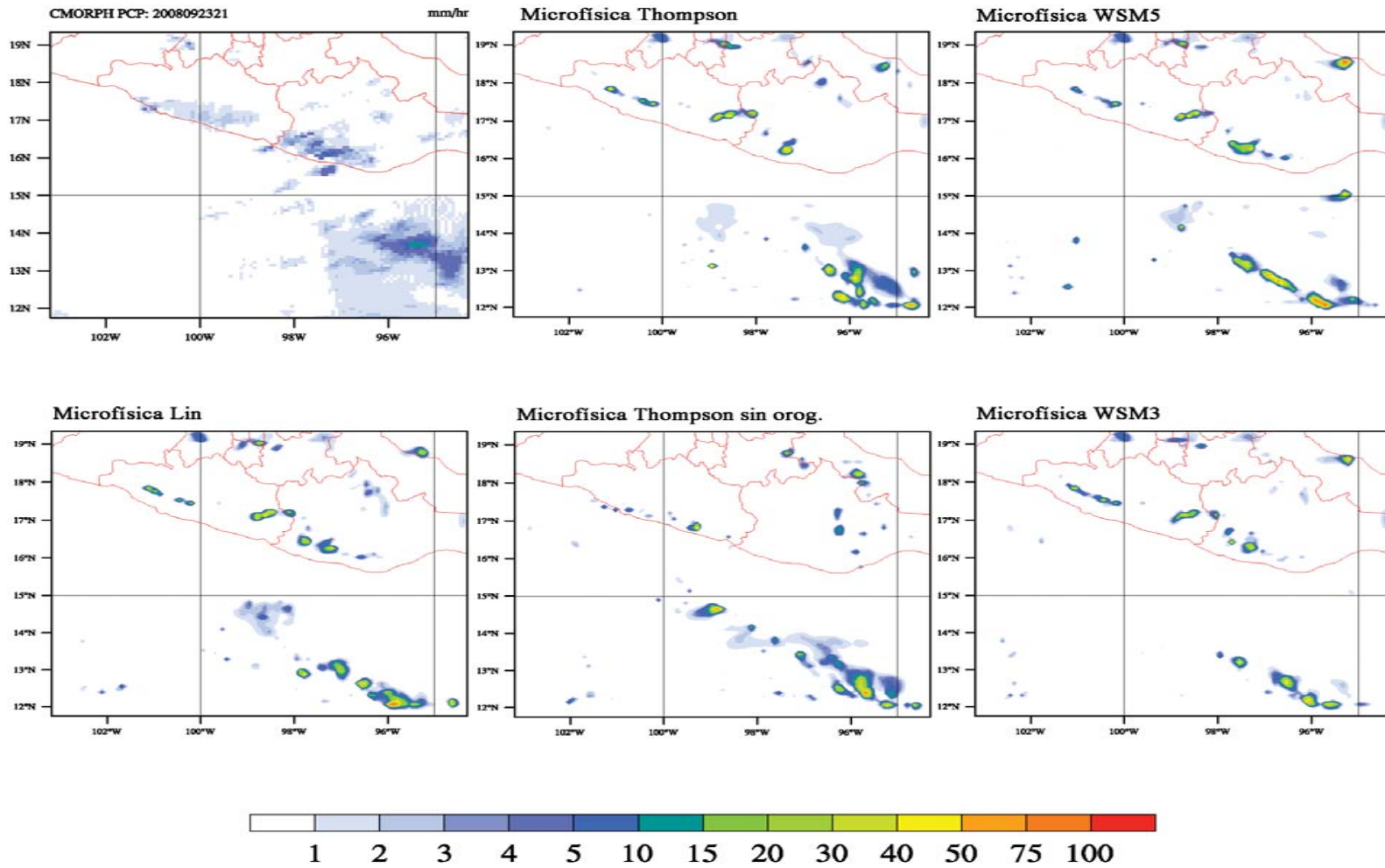


Figura 4.31: Panel de patrones espaciales de precipitación a las 2100 GMT 23 de Septiembre de 2008 (Caso 9) mostrando diferencias entre distintas parametrizaciones microfísicas.

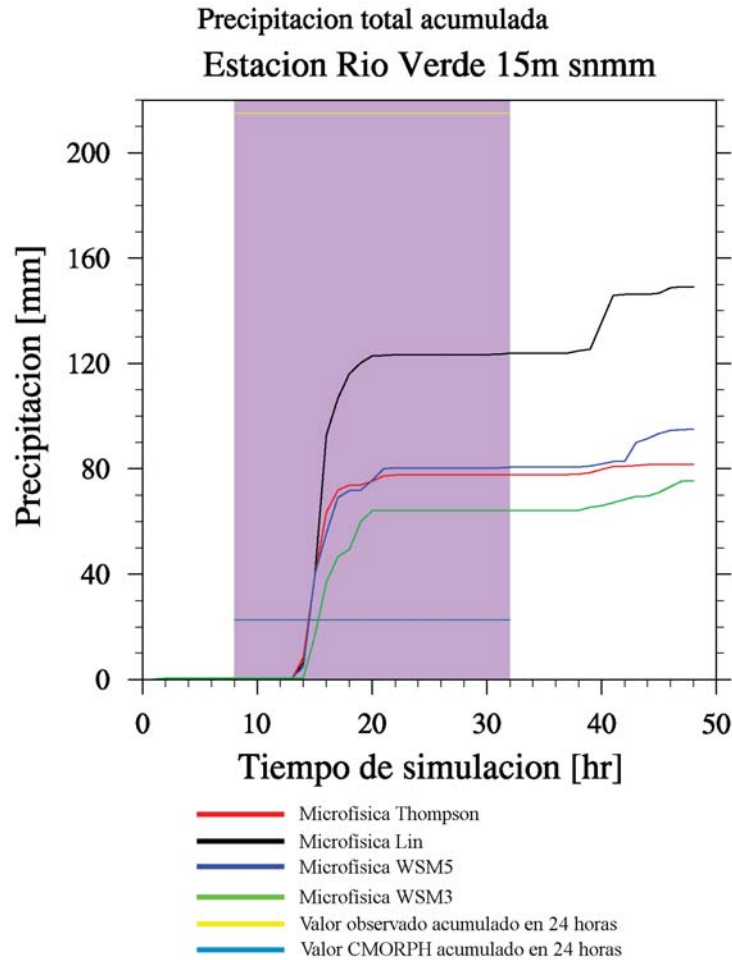


Figura 4.32: Serie de tiempo para la precipitación total acumulada en la estación de Rio Verde (Caso 9). El sector purpura el periodo de 24 horas para el cual se tuvieron los valores observados y de CMORPH.

Dado que una onda del este aumenta la convección [88], ningún esquema de parametrización microfísica pudo reproducir en absoluto este efecto en la precipitación, lo que implica entonces que los campos de humedad en la zona del Golfo de México y el Istmo de Tehuantepec no están bien definidos a pesar del hecho que los análisis de FNL contienen ya tienen todos los datos disponibles.

4.4 Conclusión de simulaciones.

Las simulaciones de eventos de precipitación extrema en Oaxaca al considerar convección explícita y microfísica parametrizada no fueron capaces de capturar y simular la convección local adecuadamente. Dado que la convección es el mecanismo principal para el desarrollo de las tormentas en el área, ningún esquema de parametrización microfísica fue capaz de reproducir precipitación extrema. La presencia de diferentes parametrizaciones de microfísica en los sistemas de mesoescala que originaron tales eventos mostró que:

- Existen cambios en la evolución temporal de los sistemas ciclónicos a través de efectos traslacionales y rotacionales.
- Desarrollo de las zonas de confluencia cerca de las zonas convectivas.
- Distintos valores de precipitación acumulada dependiendo del esquema en presencia de actividad convectiva.

Sin embargo, para esta área geográfica, cuando los flujos provienen del Pacífico, es posible obtener muy buenos resultados con el esquema de Thompson.

Finalmente, ninguna de estas simulaciones pudo capturar los efectos del aumento de la convección debido a ondas del este. Esto se menciona debido a que al comparar con los estimados de CMORPH no se obtiene precipitación principalmente en el Golfo de México, sugiriendo así que las condiciones iniciales en el área deben de mejorarse para obtener mejores pronósticos en ambas cuencas.

Capítulo 5

Conclusiones

En el presente trabajo hemos podido constatar la importancia de los fenómenos tropicales para la zona del Pacífico Oriental Mexicano y Golfo de Tehuantepec. Al analizar solamente eventos de precipitación extrema para la zona costera de Oaxaca de manera sinóptica, se pudo determinar que:

- La presencia de ondas de Rossby-gravedad mezcladas en el Pacífico Nororiental, con frecuencia de 5 a 6 días, número de onda zonal 4 y $h = 25\text{m}$, está asociada a eventos de precipitación extrema tanto para la costa de Oaxaca así como para la costa del Pacífico en Centroamérica.
- Las ondas del este producen eventos de precipitación extrema en la costa de Oaxaca.

Al simular tales eventos con el modelo de mesoescala WRF considerando convección explícita y distintos esquemas de microfísica parametrizada, se determinó que:

- Las simulaciones de eventos de precipitación extrema en Oaxaca no fueron capaces de capturar y simular la convección local adecuadamente.

- Al ser la convección el mecanismo principal para el desarrollo de las tormentas en el área, ningún esquema de parametrización microfísica fue capaz de reproducir precipitación extrema.

La inserción de los distintos esquemas de microfísica afectó a los sistemas de mesoescala que originaron tales eventos, mostrando que:

- Existen cambios en la evolución temporal de los sistemas ciclónicos a través de efectos traslacionales y rotacionales.
- Se aumentan las zonas de confluencia cerca de las zonas convectivas.
- Dependiendo del esquema se tienen distintos valores de precipitación acumulada en presencia de actividad convectiva.
- Para flujos provenientes del Pacífico, es posible obtener muy buenos resultados con el esquema de Thompson.

Finalmente, cabe mencionar que ninguna de estas simulaciones pudo capturar los efectos del aumento de la convección debido a ondas del este. Al comparar con los valores de CMORPH, no se obtuvo precipitación, principalmente en el Golfo de México, lo que sugiere que las condiciones iniciales en el área deben de mejorarse para obtener mejores resultados en ambas cuencas así como también definir el campo de temperatura de la superficie del mar con el fin de observar el papel que desempeña en la convección.

Por otra parte, quedan más puntos por investigar a partir de estos resultados, por ejemplo:

- El forzante que provoca la intensificación de las ondas del este en el istmo de Tehuantepec de forma que produzcan eventos de precipitación extrema, así como el mecanismo

que provoca que éstas crucen Centroamérica.

- El mecanismo físico que establece la presencia de la oscilación Madden-Julian en el Pacífico Nororiental.
- Investigación de los mecanismos de formación de nubes convectivas para la zona con el fin de mejorar las parametrizaciones microfísicas.

Con lo anterior se ha cumplido entonces los objetivos establecidos de identificar los patrones sinópticos que causan eventos extremos en la costa de Oaxaca así como también la identificación de la parametrización de Thompson como las más adecuada para tales eventos.

Referencias

- [1] American Meteorological Society. (2010). Glossary of Meteorology. *Precipitation*. <http://www.ametsoc.org/pubs/glossmeteor.html>
- [2] Trenberth, K. E., Rasmussen, R. E., Parsons, D. B. (2003). The changing character of precipitation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 84, 1205-1217.
- [3] Stensrud, D. J. (2007). *Parameterization Schemes*. Cambridge University Press. 480 páginas.
- [4] Méndez Pérez, J. M. (2003). Un Estudio de Eventos Hidrometeorológicos Extremos en la República Mexicana. Tesis de Maestría. Posgrado en Ciencias de la Tierra. Centro de Ciencias de la Atmósfera. UNAM.
- [5] Fritsch, J. M., R. J. Kane and C.R. Chelius (1986). The contribution of mesoscale convective weather systems to the warm-season precipitation in the United States. *J. Appl. Met.* 25 (10); 1333-1345.
- [6] García, E. (2003). Investigaciones Geográficas. *Boletín del Instituto de Geografía.*, UNAM. No 50, pp 67-76.

- [7] Ramos Soto, A. L. et al. (2008). Turismo y Economía en el Estado de Oaxaca. *Tur y Des.* 1(3). <http://www.eumed.net/rev/turydes/03/rsgb.htm>.
- [8] Alvarado Juárez, A. M. Migración y pobreza en Oaxaca. *El Cotidiano, Revista de la Realidad Mexicana Actual.* <http://www.elcotidianoenlinea.com.mx/pdf/14808.pdf>.
- [9] INEGI. SCNM: Sistema de Cuentas Nacionales de México: Producto Interno Bruto por entidad federativa 2005-2009: Año base 2003. 2010. 357p. Segunda Versión.
- [10] Standard & Poor's. Fundamento: Estado de Oaxaca, México. <http://www2.standardandpoors.com/portal/site/sp/es/la/page.article/2,1,7,0,1069424853819.html>
- [11] Renard, R. J., and W. N. Bowman (1976). The climatology and forecasting of Eastern North Pacific Ocean Tropical cyclones. NEPRF Tech. Pap. 7-76, 79 pp.
- [12] INEGI 2005. Información por entidad. Oaxaca. Población. Número de habitantes. <http://cuentame.inegi.org.mx/monografias/informacion/oax/poblacion/default.aspx?tema=me&e=20>
- [13] World Wildlife Fund. The state of Oaxaca. <http://www.worldwildlife.org/what/wherewework/mexico/thestateofoaxaca.html>
- [14] INEGI 2005. Información por entidad. Oaxaca. Población. Diversidad. <http://cuentame.inegi.org.mx/monografias/informacion/oax/poblacion/diversidad.aspx?tema=me&e=20>

-
- [15] Schmal, J. P. (2006). Oaxaca: A land of diversity. Houston, TX. Houston Institute for Culture.
- [16] Intergovernmental Panel of Climate Change 2007. Climate Change 2007 The Physical Science Basis. Fourth Report Assessment, Working Group 1. Cambridge.
- [17] COMET. UCAR. Meteorología Tropical. <http://www.meted.ucar.edu/tropical/textbook/>
- [18] Charney, J. G., 1963: A note on large-scale motions in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, 20, 607-609.
- [19] Holton, J. R., 1969: A note on the scale analysis of tropical motions. *J. Atmos. Sci. J. Atmos. Sci.*, 26, 770-771.
- [20] Riehl, H., J. Malkus, 1958: *On the heat balance in the equatorial through zone*. *Geophysica*, 6, 503-538.
- [21] Kiladis G. N., M. C. Wheeler, P. T. Haertel, K. H. Straub, and P. E. Roundy (2009), Convectively coupled equatorial waves. *Rev. Geophys.*, 47. RG2003.
- [22] Matsuno T. 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*. 44, 25-42.
- [23] Wheeler M. and Kiladis G. N., 1999: Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber-frequency domain. *J. Atmos. Sci.* 56, 374-399.

-
- [24] Madden, R., P. Julian, 1971.: *Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific*. J. Atmos. Sci., 28, 702-708.
- [25] Madden, R., P. R. Julian, 1972: *Description of global scale circulation cells in the tropics with 40-50 day period*. J. Atmos. Sci., 29, 1109-1123.
- [26] Philander, S. G. H., 1990: El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation. Inc., 289 pages.
- [27] McPhaden, M. J., 2002: El Niño and La Niña: Causes and Global Consequences. *Encyclopedia of global Environmental Change*, Anonymous John Wiley and Sons, LTD, 353-370.
- [28] Riehl, H., 1945: Waves in the easterlies and the polar front in the tropics, Misc. Rep. 17, 79 pp., Dep. of Meteorol., Univ. of Chicago, Chicago, Ill.
- [29] Dunn, G. E., 1940: *Cyclogenesis in the Tropical Atlantic*, Bull. Am. Meteorol. Soc., 21, 215-229.
- [30] On the formation of typhoons, *J. Meteorol.*, 5, 247-264.
- [31] Yanai, M. and T. Maruyama, 1966: Stratospheric wave disturbances propagating over the equatorial pacific. J. Met. Soc. Japan, 44, 291-194.
- [32] Zangvil, A., 1975: Temporal and spatial behavior of large scale disturbances in tropical cloudiness deduced from satellite brightness data, *Mon. Weather Rev.*, 103, 904-920.
- [33] Zangvil, A. and M. Yanai, 1981: Upper tropospheric waves in the tropics. Part II:

- Association with clouds in the wavenumber-frequency domain. *J. Atmos. Sci.*, 38, 939-953.
- [34] Yanai, M. and M. Murakami, 1970a: A further study of tropical wave disturbances by the use of spectrum analysis, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 48, 185-197.
- [35] Yanai, M. and M. Murakami, 1970b: Spectrum analysis of symmetric and anti-symmetric equatorial waves, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 48, 331-347.
- [36] Takayabu, Y. N., and T. S. Nitta, 1993: 3-5 day-period disturbances coupled with convection over the tropical Pacific Ocean, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 71, 221-246.
- [37] Dunkerton, T. J., and M. P. Baldwin, 1995: Observation of 3-6 day meridional wind oscillations over the tropical Pacific, 1973-1992: Horizontal structure and propagation, *J. Atmos. Sci.*, 52, 1585-1601.
- [38] Liebmann, B., and H. H. Hendon, 1990: Synoptic-scale disturbances near the equator., *J. Atmos. Sci.*, 47, 1463-1479.
- [39] Roundy, P.E., and W. M. Frank, 2004: A climatology of waves in the equatorial region, *J. Atmos. Sci.*, 61, 2105-2132.
- [40] Reed, R. J., and E. E. Recker, 1971: Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the equatorial western Pacific, *J. Atmos. Sci.*, 28, 1117-1133.
- [41] Tam, C. Y. and T. Li., 2006: Origin and dispersion characteristics of the observed tropical summertime synoptic scale waves over the western Pacific. *Mon. Weather Rev.*, 134, 1630-1646.

- [42] Holton, J. R., 1971: A diagnostic model for equatorial wave disturbances: The role of vertical shear of the mean zonal wind, *J. Atmos. Sci.*, 28, 55-64.
- [43] Norquist, D. C., E. E. Recker, and R. J. Reed, 1977: The energetics of African wave disturbances as observed during phase III of GATE, *Mon. Weather. Rev.*, 105, 334-342.
- [44] Holland, G. J., 1995: Scale interaction in the western Pacific monsoon, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 56, 57-59.
- [45] Hsieh, J.-S. and K. H. Cook, 2007: A study of the energetics of African easterly waves using a regional climate model, *J. Atmos. Sci.*, 64, 421-440.
- [46] Thorncroft, C. D., N. M. J. Hall, and G. N. Kiladis, 2008: Three dimensional structure and dynamics of African easterly waves. Part III: Genesis, *J. Atmos. Sci.*, 65, 3596-3607.
- [47] Kiladis, G. N., C. D. Thorncroft and N. M. Hall, 2006: Three dimensional structure and dynamics of African easterly waves. Part I: Observations, *J. Atmos. Sci.*, 63, 2212-2230.
- [48] Mo, K., and R. W. Higgins, 1998: Tropical convection and precipitation regimes in the western United States, *J. Clim.*, 10, 3028-3046.
- [49] Jones, C., 1: Occurrence of extreme precipitation events in California and relationships with the Madden-Julian Oscillation, *J. Clim.*, 13, 3576-3587.
- [50] Bond, N. A., and G. A. Vecchi, 2003: The influence of the Madden-Julian Oscillation on precipitation in Oregon and Washington, *Weather Forecasting*, 18, 600-613.
- [51] Liebmann, B., H. H. Hendon, and J. Glick, 1994: The relationship between tropical

- cyclones of the western Pacific and Indian oceans and the Madden-Julian Oscillation., *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 72, 401-411.
- [52] Nieto Ferreira, R., W. H. Schubert, and J. J. Hack, 1996: Dynamical aspects of twin tropical cyclones associated with the Madden-Julian Oscillation. *J. Atmos. Sci.*, 53, 929-945.
- [53] Maloney, E. D. and D. L. Hartmann, 2000: Modulation of eastern north Pacific hurricanes by the Madden-Julian oscillation. *J. Climate.*, 13, 1451-1460.
- [54] Ferranti, L., T. N. Palmer, F. Molteni, and E. klinker: 1990, Tropical-extratropical interaction associated with the 30-60 day oscillation and its impact on medium and extended range prediction, *J. Atmos. Sci.*, 47, 2177-2199.
- [55] Hayashi, Y. 1982: Space-time spectral analysis and its applications to atmospheric waves. *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 156-171.
- [56] Takayabu, Y. N., 1994: Large-scale cloud disturbances associated with equatorial waves. Part I: Spectral features of the cloud disturbances, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 72, 433-448.
- [57] Wheeler, M., and Weickmann, Klaus, 2001: Real-Time monitoring and prediction of modes of coherent synoptic to intraseasonal tropical variability. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 2677-2694.
- [58] Wilks, Daniel S. (2006). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Elsevier. Amsterdam.

- [59] Mosiño, P. A. and Garcia E. (1981). The variability of rainfall in Mexico and its determination by means of the gamma distribution. *Geogr. Ann.* 63 A:1-2.
- [60] Magaña V. et al. (2003). Diagnosis and prognosis of extreme precipitation events in the Mexico City basin. *Geofisica Internacional* 41 Num 2, 247-259.
- [61] Vázquez A. J. (2007). Variabilidad de la precipitación en la república mexicana. Tesis de Maestría. CCA. UNAM.
- [62] Diario Oficial de la Federación. 29 de Agosto de 2003. Primera Sección, pp 2-4.
- [63] Diario Oficial de la Federación. 7 de Septiembre de 2005. Primera Sección, pp 52, 53.
- [64] Diario Oficial de la Federación. 10 de Octubre de 2005. Primera Sección, pp 3.
- [65] Diario Oficial de la Federación. 18 de Octubre de 2005. Primera Sección, pp 4.
- [66] Diario Oficial de la Federación. 20 de Agosto de 2007. Primera Sección, pp 2.
- [67] Diario Oficial de la Federación. 5 de Noviembre de 2008. Primera Sección, pp 2.
- [68] Diario Oficial de la Federación. 24 de Junio de 2008. Primera Sección, pp 3,4.
- [69] Diario Oficial de la Federación. 23 de Julio de 2008. Primera Sección, pp 2.
- [70] Diario Oficial de la Federación. 14 de Octubre de 2008. Primera Sección, pp 4,5.
- [71] Multivariate ENSO Index. http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/#ref_wt1
- [72] Kalnay et al. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 77, 437-470.

- [73] NRL Monterey Marine Meteorology Division. <http://www.nrlmry.navy.mil/TC.html>
- [74] Skamarock, William C., et. al., 2008: A description of the advanced research WRF Version 3. NCAR Technical Note TN-475+STR. http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arw_v3.pdf
- [75] ARW Version 3. Modeling System User's Guide. July 2009. NCAR. http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_V3/contents.html
- [76] COMET. UCAR. Funcionamiento de los modelos de mesoescala. http://meted.ucar.edu/mesoprim/models/_es/print.htm
- [77] Hong, S.-Y., J. Dudhia, and S.-H. Chen, 2004: A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation, *Mon. Wea. Rev.*, 132, 103-120.
- [78] Hong, S.-Y. and J.-O. J. Lim, 2006: The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6), *J. Korean Meteor. Soc.*, 42, 129-151.
- [79] Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model, *J. Atmos. Sci.*, 46, 3077-3107.
- [80] Hong, S.-Y., H.-M. H. Juang, and Q. Zhao, 1998: Implementaton of prognostic cloud scheme for a regional spectral model, *Mon. Wea. Rev.*, 126, 2621-2639.
- [81] Tao, W.-K., J. Simpson, and M. McCumber, 1989: An ice-water saturation adjustment, *Mon. Wea. Rev.*, 117, 231-235.

- [82] Lin, Y.-L., R. D. Farley, and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Climate. Appl. Meteor.*, 22, 1065-1092.
- [83] Rutledge, S. A., and P. V. Hobbs, 1984: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. XII: A diagnostic modeling study of precipitation development in narrow cloud-frontal rainbands. *J. Atmos. Sci.*, 20, 2949-2972.
- [84] Chen, S.-H., and W.-Y. Sun, 2002: A one-dimensional time dependent cloud model. *J. Meteor. Soc. Japan*, 80,99-118.
- [85] Thompson, G., R. M. Rasmussen, and K. Manning, 2004: Explicit forecast of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 519-542.
- [86] Joyce, R.J., J.E. Janowiak, P. A. Arkin, and P. Xie (2004). CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *L. Hydromete.*, 5, 487 - 503.
- [87] NOAA CPC Morphing Technique "CMORPH". http://www.cpc.noaa.gov/products/janowiak/cmorph_description.html
- [88] Reed, R.J., and E. E. Recker (1971), Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the equatorial western Pacific, *J. Atmos. Sci.*, 28, 1117-1133.
- [89] Reed, R.J., D. C. Norquist, and E. E. Recker (1977), The structure and properties of

- African wave disturbances as observed during phase III of GATE, *Mon. Weather Rev.*, *105*, 317-333.
- [90] Thompson, R. M., Jr., S. W. Payne, E. E. Recker, and R. J. Reed (1979), Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the Intertropical Convergence Zone of the Eastern Atlantic, *J. Atmos. Sci.*, *36*, 53-72.
- [91] The balancing act of geostrophic adjustment. Referencia en línea. http://www.met.educar.edu/nwp/pcu1/d_adjust/
- [92] Brown, Daniel P. Tropical Cyclone Report. Tropical Storm Alma. 29 - 30 May 2008. National Hurricane Center, 7 Julio 2008.
- [93] Blake, Eric S. Tropical Cyclone Report. Tropical Storm Arthur. 31 Mayo - 1 Junio 2008. National Hurricane Center, 28 Julio 2008.
- [94] Servicio Meteorológico Nacional. Comisión Nacional del Agua. México. Discusión meteorológica del día 24 de Septiembre de 2008.
- [95] Aiyer, A. and Molinari, J., 2008: MJO and Tropical Cyclogenesis in the Gulf of Mexico and Eastern Pacific: Case study and idealized numerical modeling. *J. Atmos. Sci.* *65*, 2691 - 2704.
- [96] Magaña, V., and M. Yanai, 1995: Mixed Rossby-gravity waves triggered by lateral forcing. *J. Atmos. Sci.*, *52*, 1473-1486.
- [97] Zhang, Chidong, 2005: Madden - Julian oscillation. *Reviews of geophysics*, *43*, 36 pp.

-
- [98] Molinari J., D. Knight, M. Dickinson, D. Vollaro, and S. Skubis, 1997: Potential vorticity, easterly waves, and Eastern Pacific tropical cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 2699-2708.