



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA

**Respuesta del Campo Simulado de Precipitación en México a Cambios en los
Valores Prescritos de Temperatura Superficial del Mar y a la Parametrización de
Cúmulus Utilizada.**

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

JUAN CARLOS GUILLERMO MONTIEL

TUTOR:

DR. BENJAMÍN MARTÍNEZ LÓPEZ

CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., Agosto 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

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

Respuesta del Campo Simulado de Precipitación en México a Cambios en los Valores Prescritos de Temperatura Superficial del Mar y a la Parametrización de Cúmulus Utilizada.

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
JUAN CARLOS GUILLERMO MONTIEL

JURADO EXAMINADOR :

DR. BENJAMÍN MARTINÉZ LÓPEZ
DR. ERNESTO DOS SANTOS CAETANO NETO
DR. IGNACIO ARTURO QUINTANAR ISAÍAS
DR. CARLOS ABRAHAM OCHOA MOYA
DR. WILLIAM DAVID CABOS NARVAEZ

Dedicada

A mis dos pilares más importantes:

Mi novia Mariana.

Mi hermana Yithxiel.

A la memoria de:

Mi padre.

Mi tío Fermín.

“La experiencia es la evidencia y las cuestiones mi fortaleza”. HDS.

Agradecimientos.

Gracias a mi asesor, el Dr. Benjamín Martínez López por la confianza depositada desde los cursos propedéuticos, por su apoyo y guía durante mi formación académica, por el tiempo dedicado a la realización de este trabajo. Gracias por siempre fomentar mi crecimiento académico y personal.

Agradezco a los miembros del jurado por el tiempo dedicado a la revisión de este trabajo. A los Doctores Arturo Quintanar y William David Cabos, miembros también de mi comité de evaluación semestral, por los aportes y sugerencias cada semestre. Al Dr. Carlos Abraham Ochoa por brindarme la configuración inicial para los experimentos, por el acceso a sus datos y principalmente por su apoyo para resolver muchas dudas surgidas durante el proceso. Al Dr. Ernesto dos Santos Caetano, por sus pertinentes observaciones. Toda la ayuda que me han brindado es invaluable.

Doy las gracias a la Universidad Nacional Autónoma de México, al programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra y al Centro de Ciencias de la Atmósfera. A todos los profesores que contribuyeron en mi formación académica. A Araceli Chaman y colaboradores de la coordinación del posgrado, por toda su ayuda. Agradezco al CONACYT por la beca que me brindó para cursar mis estudios de maestría. A la sociedad mexicana, muchas gracias.

A mi novia, Mariana, sin su apoyo el camino habría sido más difícil. Gracias infinitas por tu tiempo, por tu paciencia y por todo el amor brindado. Gracias por darme ánimos en los momentos más críticos. Este logro también es tuyo.

A mi hermana, Yithxiel, compañera de camino a pesar de la distancia.

A mis amigos y compañeros durante estos dos años, siempre haciendo más amenos los momentos: Ana, Julio, Javier, Diana, Carlos, Orlando, Arturo; bueno, las risas no han faltado. A Joel por su amistad y toda su ayuda.

A mis amigos del Tren. A todos, gracias por su amistad.

A mi tía Francisca y mi prima Liz.

A todas las personas que en diferentes etapas han formado parte, durante este largo camino, y en la medida correspondiente han contribuido para llegar hasta este momento, mi total agradecimiento.

“Respuesta del Campo Simulado de Precipitación en México a Cambios en los Valores Prescritos de Temperatura Superficial del Mar y a la Parametrización de Cúmulus Utilizada”

Resumen

En este trabajo se estimó la sensibilidad del campo de precipitación simulado por el modelo WRF a diversas parametrizaciones de Cúmulus y a cambios en la formulación de la Temperatura Superficial del Mar (SST, por sus siglas en inglés) usada como condición de superficie del modelo. Con este fin, se utilizó el modelo para ejecutar una serie de experimentos durante el periodo 1995-2000. Estos experimentos se dividieron en dos grupos de acuerdo a la formulación de la SST empleada en cada uno: atmosférico y oceánico. En el primer grupo, el modelo fue forzado en la superficie con valores prescritos de la SST, variables en tiempo y en espacio, provenientes del reanálisis de ERA-Interim (ERA-I). En el segundo conjunto, el campo de la SST fue calculado con un modelo simple de capa de mezcla unidimensional (OML-1D), disponible en WRF, utilizando diferentes formas de configurar el espesor inicial de la capa de mezcla. Para cada tipo de formulación de la SST se utilizaron las parametrizaciones de Cúmulus (CP) Kain-Fritsch (KF) y Grell-Fraitas (GF), mientras que Tiedtke (TK) solo se utilizó en el grupo atmosférico. Las condiciones iniciales y de frontera en todos los experimentos fueron a partir de ERA-I.

La evaluación de los resultados se centró principalmente sobre el campo de la precipitación, aunque también se realizó un análisis, poco profundo, sobre la evolución de la SST, el campo de la temperatura a dos metros (T2) y el flujo de humedad integrado verticalmente (VIMF, por sus siglas en inglés). El campo simulado en cada uno de los experimentos fue comparado contra un experimento de referencia (simulado con WRF) además de su comparación contra un conjunto de bases observacionales. Además, en este trabajo se incluyeron los datos de precipitación provenientes de dos simulaciones del modelo REMO, una de carácter atmosférico y otra en que se utilizó el acoplamiento a un modelo oceánico. Los resultados fueron evaluados de forma cualitativa y cuantitativa utilizando técnicas estadísticas tanto en tiempo como en espacio. De forma temporal se utilizaron diferentes escalas tales como precipitación promedio 1995-2000, fenómenos interanuales como la canícula o fases de ENSO, y ciclos anuales. Especialmente, el análisis fue sobre todo el dominio, México-Centroamérica y regiones específicas al interior de la República Mexicana. Todo lo anterior se muestra en mapas, gráficas XY y diagramas de Taylor.

Los resultados muestran que la magnitud de la SST simulada con el módulo OML-1D es mucho mayor a la observada en los datos provenientes de ERA-I. Lo anterior, es consistente para todos los experimentos del grupo oceánico (excepto cuando se utilizó un término de relajación), sin importar cual haya sido la configuración inicial del modelo de capa de mezcla. A pesar de esto, la variabilidad interanual simulada en este estado más cálido es comparable a la mostrada en los datos de ERA-I. El efecto del aumento de la magnitud de la SST sobre la T2 fue determinado, principalmente sobre el océano, por el parámetro *sst_skin*, independientemente de la CP utilizada. Por ejemplo, cuando no se tuvo activa la *sst_skin* la magnitud de la T2 sobre el océano fue muy superior a los valores de ERA-I, por otra parte, cuando se activó este parámetro los valores de la T2 fueron más consistentes con los de ERA-I.

En lo que respecta a la precipitación, en general el campo simulado con el modelo WRF fue sobreestimado. El análisis determinó dos características principales. En primer lugar, se observó que sobre el océano existe

una fuerte sensibilidad al uso del módulo OML-1D, incrementando significativamente la precipitación, con respecto de las simulaciones donde no se utilizó el módulo, sobre una franja en el trópico norte de ambos océanos, siendo esto más evidente en el océano Pacífico. La segunda característica es que la precipitación sobre tierra responde directamente a la CP utilizada. En lo que respecta a la segunda característica, la mayoría de los análisis mostraron que al utilizar KF y TK se sobreestimó, en mayor medida, la precipitación con respecto de las observaciones. La mejor representación se observó al utilizar GF, con resultados comparables e incluso superiores en algunos casos (es decir, valores más cercanos a las observaciones) a los obtenidos en el experimento de referencia. En la mayoría de los análisis de la precipitación el mejor desempeño se observó en los datos provenientes de REMO, siendo este mejor en los datos provenientes de la simulación de REMO acoplado a un modelo oceánico. Lo anterior es importante de resaltar, ya que muestra la importancia de utilizar modelos acoplados para simular la evolución del campo de precipitación sobre nuestro territorio.

Índice general

| | |
|--|----|
| Índice de Figuras | ix |
| Índice de Tablas | xv |
| 1. INTRODUCCIÓN | 1 |
| 1.1 Objetivos | 4 |
| 1.2 Hipótesis..... | 4 |
| 2. MARCO TEÓRICO | 5 |
| 2.1 La Precipitación en México..... | 5 |
| 2.2 Impacto Global de ENSO | 7 |
| 2.2.1 El efecto de ENSO en México | 11 |
| 2.3 La Canícula..... | 11 |
| 2.4 Predicción Numérica de la Atmósfera..... | 12 |
| 2.4.1 Modelo WRF..... | 14 |
| 2.4.2 Técnicas de evaluación de un modelo de PNT | 21 |
| 3. DATOS Y MÉTODOS | 24 |
| 3.1 Datos..... | 24 |
| 3.1.1 Condiciones iniciales y de frontera | 24 |
| 3.1.2 Datos de observaciones..... | 25 |
| 3.1.3 Datos del modelo REMO | 26 |
| 3.2 Experimentos Numéricos | 28 |
| 3.3 Metodología para la Evaluación de los Resultados | 31 |
| 3.3.1 Evaluación puntual | 33 |
| 3.3.2 Evaluación espacial..... | 33 |
| 3.3.3 Evaluación temporal..... | 33 |
| 3.3.4 Diagramas de Taylor | 33 |
| 4. RESULTADOS | 34 |
| 4.1 Temperatura Superficial del Mar | 34 |
| 4.2 Análisis Espacial en Todo el Dominio | 37 |
| 4.2.1 Temperatura a dos metros..... | 37 |
| 4.2.2 Flujo de humedad integrado verticalmente..... | 40 |
| 4.2.3 Precipitación promedio | 43 |
| 4.3 Análisis Espacial sobre la República Mexicana y Centroamérica | 47 |
| 4.3.1 Precipitación promedio | 47 |

| | | |
|-----------|--|------------|
| 4.3.2 | Análisis cuantitativo: precipitación promedio..... | 51 |
| 4.3.3 | Fenómenos que afectan a la República Mexicana y Centroamérica | 54 |
| 4.4 | Análisis Regional: Precipitación y Temperatura a dos metros | 64 |
| 4.4.1 | Análisis sobre la región 1..... | 65 |
| 4.4.2 | Análisis sobre la región 2..... | 74 |
| 4.4.3 | Resumen de métricas para todas las regiones..... | 83 |
| 5. | DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES..... | 99 |
| 6. | ANEXOS | 106 |
| | ANEXO I: Diferencias de la T2 para cada año | 106 |
| | ANEXO II: Flujo de Humedad Integrado Verticalmente: Medias Mensuales Multianuales..... | 118 |
| | ANEXO III: Promedios Zonales y Diagrama de Taylor..... | 142 |
| | ANEXO IV: Canícula..... | 144 |
| | ANEXO V: Anomalías de Precipitación en Eventos ENSO..... | 159 |
| | ANEXO VI: Ciclos Anuales de Precipitación y T2..... | 171 |
| | ANEXO VII. Diagramas de Taylor | 176 |
| | VII.I Diagramas de Taylor: 1995-2000. | 176 |
| | VII.II Diagramas de Taylor: Invierno Fases ENSO..... | 179 |
| | VII.III Diagramas de Taylor: Verano Fases ENSO | 184 |
| | Bibliografía..... | 189 |

Índice de Figuras

| | |
|--|----|
| 2-1. Distribución espacial de la precipitación promedio anual en México en el periodo 1941-2008. (Imagen tomada de "Cuarta comunicación nacional ante la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el cambio climático.")..... | 6 |
| 2-2. Eventos intensos de EN en el periodo 1950-2018. Inferior.- Utilización del índice ONI de acuerdo a la metodología considerada por la NOAA. Superior.- Índices obtenidos a partir de reconstrucción de las anomalías, considerando una climatología de 1950-2018. Los meses mostrados representan el mes centrado del promedio trimestral de las anomalías. | 8 |
| 2-3. Mapa esquemático indicando la ubicación y estacionalidad de los efectos sobre tierra favorecidos por diferentes fases de ENSO, de acuerdo al trabajo de Davey, Brookshaw e Ineson (2014). Superior: Efectos de El Niño. Inferior: Efectos de La Niña. (Imagen adaptada de Davey, Brookshaw e Ineson (2014)). | 10 |
| 2-4. Procesos físicos representados por parametrizaciones en un modelo de PNT. (Tomada de Bauer 2015)..... | 13 |
| 2-5. Flujo de trabajo del sistema de modelación del WRF. (Adaptada de wrf user page en http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/model.html) | 16 |
| 2-6. Interacción entre los diferentes esquemas de parametrización dentro del modelo WRF. (Tomada de Dudhia 2014). | 17 |
| 2-7. Representación gráfica de las opciones de considerar el valor de la SST en el modelo WRF. Izquierda: Opción uno. Centro: Opción dos. Derecha: Opción tres utilizando el módulo OML-1D. (Adaptada de Priscilla A. Mooney. WRF Sensitive to Coupling 2016 COAWST Training)..... | 21 |
| 3-1. Dominio de WRF utilizado. Proyección Mercator, resolución espacial 25 km..... | 29 |
| 3-2. Espesor inicial prescrito (en metros) para la capa de mezcla a partir de HYCOM. Superior: Espesor utilizado en E3GH1. Inferior: Espesor promedio del periodo 2003-2017 utilizando en experimentos "E3GHM". | 31 |
| 3-3. Regiones analizadas de la República Mexicana. | 32 |
| 4-1. Comparación de la evolución de la SST (°C) calculada por cada experimento en dos puntos sobre el Océano Atlántico. Panel superior: Atlántico Central. Panel inferior: Atlántico Norte. | 35 |
| 4-2. Comparación de la evolución de la SST (°C) calculada por cada experimento en dos puntos sobre el Océano Pacífico. Panel superior: Pacífico Central. Panel inferior: Pacífico Norte. | 36 |
| 4-3. Diferencia de la T2 (°C) entre los experimentos atmosféricos y los datos de ERA-I. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC..... | 38 |
| 4-4. Diferencia de la T2 (°C) entre los experimentos oceánicos y los datos de ERA-I. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10. | 39 |
| 4-5. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos atmosféricos. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC..... | 41 |
| 4-6. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos oceánicos. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10. | 42 |
| 4-7. Precipitación promedio de las observaciones (mm/día). a) ERA5, b) CMAP, c) TRMM, d) CMORPH..... | 43 |
| 4-8. Precipitación promedio de los experimentos atmosféricos (mm/día). a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC, f) E409. | 44 |
| 4-9. Precipitación promedio de los experimentos oceánicos (mm/día). a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f)E3GHMwS, g) E3GHMr10, h) E375. | 45 |
| 4-10. Promedios zonales de la precipitación. Panel superior: Experimentos atmosféricos. Panel inferior: Experimentos oceánicos..... | 47 |
| 4-11. Precipitación promedio de las observaciones sobre la porción terrestre de México y Centroamérica (mm/día). a) ERA5, b) CHIRPS, c) TRMM, d) CMORPH, e) CRU, f) LIVNEH, g) GPCC, h) CMAP..... | 48 |
| 4-12. Precipitación promedio de los experimentos atmosféricos sobre la porción terrestre de México y Centroamérica (mm/día). a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC, f) E409. | 49 |
| 4-13. Precipitación promedio de los experimentos oceánicos sobre la porción terrestre de México y Centroamérica (mm/día). a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f)E3GHMwS, g) E3GHMr10, h) E375. | 50 |
| 4-14. Diagramas de Taylor de la región México-Centroamérica respecto a ERA5. Panel superior: Tierra-Océano. Panel central izquierdo: tierra. Panel central derecho: océano. Panel inferior: Valor de la precipitación promedio (mm/día). .52 | |

| | |
|---|----|
| 4-15. Canícula año 1998 correspondiente a las observaciones (mm/día). a) ERA5, b) CHIRPS, c) TRMM, d) CMORPH, e) CRU, f) LIVNEH, g) GPCC. | 55 |
| 4-16. Canícula año 1998 correspondiente a los experimentos atmosféricos (mm/día). a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC, f) E409. | 56 |
| 4-17. Canícula año 1998 correspondiente a los experimentos oceánicos (mm/día). a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GHMr10, h) E375. | 57 |
| 4-18. Anomalías de la precipitación en las observaciones: invierno El Niño (mm/día). a) ERA5, b) CHIRPS, c) CRU, d) LIVNEH, e) GPCC. | 58 |
| 4-19. Anomalías de la precipitación en los experimentos atmosféricos: invierno El Niño (mm/día). a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC, f) E409. | 59 |
| 4-20. Anomalías de la precipitación en los experimentos oceánicos: invierno El Niño (mm/día). a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GHMr10, h) E375. | 60 |
| 4-21. Anomalías de la precipitación en las observaciones: verano El Niño (mm/día). a) ERA5, b) CHIRPS, c) CRU, d) LIVNEH, e) GPCC. | 62 |
| 4-22. Anomalías de la precipitación en los experimentos atmosféricos: verano El Niño (mm/día). a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC, f) E409. | 63 |
| 4-23. Anomalías de la precipitación en los experimentos oceánicos: verano El Niño (mm/día). a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GHMr10, h) E375. | 64 |
| 4-24. Ciclo Anual de la precipitación en la Región 1 (mm/día). Panel superior: grupo atmosférico. Panel inferior: grupo oceánico. | 66 |
| 4-25. Ciclo Anual de la T2 sobre la Región 1 (°C). | 67 |
| 4-26. Diagramas de Taylor para la Región 1 en el periodo 1995-2000. Panel superior izquierdo: evaluación temporal. Panel superior derecho: evaluación espacial. Panel inferior: valor de la precipitación promedio (mm/día). | 69 |
| 4-27. Diagramas de Taylor para el invierno sobre la Región 1. Panel superior izquierdo: invierno promedio. Panel superior derecho: invierno NO. Panel inferior izquierdo: invierno EN. Panel inferior derecho: invierno LN. | 71 |
| 4-28. Valores promedios de la precipitación en invierno sobre la Región 1 (mm/día). Panel superior: EN y LN comparados con invierno promedio. Panel inferior: EN y LN comparados con NO. | 72 |
| 4-29. Diagramas de Taylor para el verano sobre la Región 1. Panel superior izquierdo: verano promedio. Panel superior derecho: verano NO. Panel inferior izquierdo: verano EN. Panel inferior derecho: verano LN. | 73 |
| 4-30. Valores promedios de la precipitación en verano sobre la Región 1 (mm/día). Panel superior: EN y LN comparados con verano promedio. Panel inferior: EN y LN comparados con NO. | 74 |
| 4-31. Ciclo Anual de la precipitación en la Región 2 (mm/día). Panel superior: grupo atmosférico. Panel inferior: grupo oceánico. | 75 |
| 4-32. Ciclo Anual de la T2 sobre la Región 2 (°C). | 76 |
| 4-33. Diagramas de Taylor para la Región 2 en el periodo 1995-2000. Panel superior izquierdo: evaluación temporal. Panel superior derecho: evaluación espacial. Panel inferior: valor de la precipitación promedio (mm/día). | 78 |
| 4-34. Diagramas de Taylor para el invierno sobre la R2. Superior Izquierda: invierno promedio. Superior Derecha: invierno NO. Inferior izquierda: invierno EN. Inferior Derecha: invierno LN. | 80 |
| 4-35. Valores promedios de la precipitación en invierno sobre la Región 2 (mm/día). Panel superior: EN y LN comparados con invierno promedio. Panel inferior: EN y LN comparados con NO. | 81 |
| 4-36. Diagramas de Taylor para el verano sobre la Región 2. Panel superior izquierdo: verano promedio. Panel superior derecho: verano NO. Panel inferior izquierdo: verano EN. Panel inferior derecho: verano LN. | 82 |
| 4-37. Valores promedios de la precipitación en verano sobre la Región 2 (mm/día). Panel superior: EN y LN comparados con verano promedio. Panel inferior: EN y LN comparados con NO. | 83 |
| 4-38. Resumen de la diferencia de precipitación en cada región para el periodo 1995-2000 por cada grupo de experimentos. | 85 |
| 4-39. Resumen de la correlación en cada región para la evaluación temporal, periodo 1995-2000. Panel izquierdo: grupos de experimentos. Panel derecho: tipos de parametrización. | 87 |
| 4-40. Resumen de la correlación en cada región para la evaluación espacial, periodo 1995-2000. Panel izquierdo: grupos de experimentos. Panel derecho: tipos de parametrización. | 87 |

| | |
|---|----|
| 4-41. Resumen de la correlación en cada región para el invierno ENSO por cada grupo de experimentos. Panel superior izquierdo: invierno promedio. Panel superior derecho: invierno NO. Panel inferior izquierdo: invierno EN. Panel inferior derecho: invierno LN. | 89 |
| 4-42. Resumen de la correlación en cada región para el invierno ENSO por cada tipo de parametrización. Panel superior izquierdo: invierno promedio. Panel superior derecho: invierno NO. Panel inferior izquierdo: invierno EN. Panel inferior derecho: invierno LN. | 90 |
| 4-43. Resumen de la diferencia de precipitación en cada región para el invierno ENSO por cada grupo de experimentos. Panel superior izquierdo: invierno promedio. Panel superior derecho: invierno NO. Panel inferior izquierdo: invierno EN. Panel inferior derecho: invierno LN. | 91 |
| 4-44. Resumen de la diferencia de precipitación en cada región para el invierno ENSO por cada tipo de parametrización. Panel superior izquierdo: invierno promedio. Panel superior derecho: invierno NO. Panel inferior izquierdo: invierno EN. Panel inferior derecho: invierno LN. | 92 |
| 4-45. Resumen de la correlación en cada región para el verano ENSO por cada grupo de experimentos. Panel superior izquierdo: verano promedio. Panel superior derecho: verano NO. Panel inferior izquierdo: verano EN. Panel inferior derecho: verano LN. | 95 |
| 4-46. Resumen de la correlación en cada región para el verano ENSO por cada tipo de parametrización. Panel superior izquierdo: verano promedio. Panel superior derecho: verano NO. Panel inferior izquierdo: verano EN. Panel inferior derecho: verano LN. | 96 |
| 4-47. Resumen de la diferencia de precipitación en cada región para el verano ENSO por cada grupo de experimentos. Panel superior izquierdo: verano promedio. Panel superior derecho: verano NO. Panel inferior izquierdo: verano EN. Panel inferior derecho: verano LN. | 97 |
| 4-48. Resumen de la diferencia de precipitación en cada región para el verano ENSO por cada tipo de parametrización. Panel superior izquierdo: verano promedio. Panel superior derecho: invierno NO. Panel inferior izquierdo: verano EN. Panel inferior derecho: verano LN. | 98 |

| | |
|---|-----|
| A1 1. Diferencia de la T2 (°C) entre los experimentos atmosféricos y los datos de ERA-I Año 1995. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC. | 106 |
| A1 2. Diferencia de la T2 (°C) entre los experimentos oceánicos y los datos de ERA-I Año 1995. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10. | 107 |
| A1 3. Diferencia de la T2 (°C) entre los experimentos atmosféricos y los datos de ERA-I Año 1996. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC. | 108 |
| A1 4. Diferencia de la T2 (°C) entre los experimentos oceánicos y los datos de ERA-I Año 1996. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10. | 109 |
| A1 5. Diferencia de la T2 (°C) entre los experimentos atmosféricos y los datos de ERA-I Año 1997. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC. | 110 |
| A1 6. Diferencia de la T2 (°C) entre los experimentos oceánicos y los datos de ERA-I Año 1997. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10. | 111 |
| A1 7. Diferencia de la T2 (°C) entre los experimentos atmosféricos y los datos de ERA-I Año 1998. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC. | 112 |
| A1 8. Diferencia de la T2 (°C) entre los experimentos oceánicos y los datos de ERA-I Año 1998. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10. | 113 |
| A1 9. Diferencia de la T2 (°C) entre los experimentos atmosféricos y los datos de ERA-I Año 1999. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC. | 114 |
| A1 10. Diferencia de la T2 (°C) entre los experimentos oceánicos y los datos de ERA-I Año 1999. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10. | 115 |
| A1 11. Diferencia de la T2 (°C) entre los experimentos atmosféricos y los datos de ERA-I Año 1995. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC. | 116 |
| A1 12. Diferencia de la T2 (°C) entre los experimentos oceánicos y los datos de ERA-I Año 1995. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10. | 117 |

| | |
|---|-----|
| A2 1. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos atmosféricos. Media multianual de enero. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC. | 118 |
| A2 2. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos oceánicos. Media multianual de enero. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10. ... | 119 |
| A2 3. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos atmosféricos. Media multianual de febrero. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC..... | 120 |
| A2 4. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos oceánicos. Media multianual de febrero. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10. | 121 |
| A2 5. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos atmosféricos. Media multianual de marzo. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC. | 122 |
| A2 6. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos oceánicos. Media multianual de marzo. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10. | 123 |
| A2 7. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos atmosféricos. Media multianual de abril. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC. | 124 |
| A2 8. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos oceánicos. Media multianual de abril. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10. | 125 |
| A2 9. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos atmosféricos. Media multianual de mayo. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC. | 126 |
| A2 10. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos oceánicos. Media multianual de mayo. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10. | 127 |
| A2 11. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos atmosféricos. Media multianual de junio. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC. | 128 |
| A2 12. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos oceánicos. Media multianual de junio. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10. | 129 |
| A2 13. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos atmosféricos. Media multianual de julio. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC..... | 130 |
| A2 14. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos oceánicos. Media multianual de julio. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10. | 131 |
| A2 15. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos atmosféricos. Media multianual de agosto. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC. | 132 |
| A2 16. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos oceánicos. Media multianual de agosto. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10. | 133 |
| A2 17. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos atmosféricos. Media multianual de septiembre. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC. | 134 |
| A2 18. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos oceánicos. Media multianual de septiembre. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10. | 135 |
| A2 19. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos atmosféricos. Media multianual de octubre. Superior Izquierda: E1K. Superior Derecha: E2K. Centro Izquierda: E2T. Centro Derecha: E2G. Inferior: EOC..... | 136 |
| A2 20. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos oceánicos. Media multianual de octubre. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10. | 137 |
| A2 21. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos atmosféricos. Media multianual de noviembre. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC. | 138 |
| A2 22. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos oceánicos. Media multianual de noviembre. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10. | 139 |
| A2 23. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos atmosféricos. Media multianual de diciembre. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC..... | 140 |

| | |
|--|-----|
| A2 24. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos oceánicos. Media multianual de diciembre. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10. | 141 |
| | |
| A3 1. Promedios zonales de la precipitación en las observaciones. | 142 |
| A3 2. Diagramas de Taylor de la región México-Centroamérica respecto a TRMM. Panel superior: tierra-océano. Panel central izquierdo: tierra. Panel central derecho: océano. Panel inferior: Valor de la precipitación promedio (mm/día). | 143 |
| | |
| A4 1. Canícula año 1995 correspondiente a las observaciones (mm/día). a) ERA5, b) CHIRPS, c) CRU, d) LIVNEH, e) GPCC. | 144 |
| | |
| A4 2. Canícula año 1995 correspondiente a los experimentos atmosféricos (mm/día). a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC, f) E409. | 145 |
| A4 3. Canícula año 1995 correspondiente a los experimentos oceánicos (mm/día). a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f)E3GHMwS, g) E3GHMr10, h) E375. | 146 |
| A4 4. Canícula año 1996 correspondiente a las observaciones (mm/día). a) ERA5, b) CHIRPS, c) CRU, d) LIVNEH, e) GPCC. | 147 |
| | |
| A4 5. Canícula año 1996 correspondiente a los experimentos atmosféricos (mm/día). a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC, f) E409. | 148 |
| A4 6. Canícula año 1996 correspondiente a los experimentos oceánicos (mm/día). a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f)E3GHMwS, g) E3GHMr10, h) E375. | 149 |
| A4 7. Canícula año 1997 correspondiente a las observaciones (mm/día). a) ERA5, b) CHIRPS, c) CRU, d) LIVNEH, e) GPCC. | 150 |
| | |
| A4 8. Canícula año 1997 correspondiente a los experimentos atmosféricos (mm/día). a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC, f) E409. | 151 |
| A4 9. Canícula año 1997 correspondiente a los experimentos oceánicos (mm/día). a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f)E3GHMwS, g) E3GHMr10, h) E375. | 152 |
| A4 10. Canícula año 1999 correspondiente a las observaciones (mm/día). a)ERA5, b)CHIRPS, c) TRMM, d) CMORPH, e) CRU, f) LIVNEH, g) GPCC. | 153 |
| A4 11. Canícula año 1999 correspondiente a los experimentos atmosféricos (mm/día). a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC, f) E409. | 154 |
| A4 12. Canícula año 1999 correspondiente a los experimentos oceánicos (mm/día). a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f)E3GHMwS, g) E3GHMr10, h) E375. | 155 |
| A4 13. Canícula año 2000 correspondiente a las observaciones (mm/día). a)ERA5, b)CHIRPS, c) TRMM, d) CMORPH, e) CRU, f) LIVNEH, g) GPCC. | 156 |
| A4 14. Canícula año 2000 correspondiente a los experimentos atmosféricos (mm/día). a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC, f) E409. | 157 |
| A4 15. Canícula año 1998 correspondiente a los experimentos oceánicos (mm/día). a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f)E3GHMwS, g) E3GHMr10, h) E375. | 158 |
| | |
| A5 1. Anomalías de la precipitación en las observaciones: invierno neutral (mm/día). a) ERA5, b) CHIRPS, c) CRU, d) LIVNEH, e) GPCC. | 159 |
| A5 2. Anomalías de la precipitación en los experimentos atmosféricos: invierno neutral (mm/día). a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC, f) E409. | 160 |
| A5 3. Anomalías de la precipitación en los experimentos oceánicos: invierno neutral (mm/día). a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f)E3GHMwS, g) E3GHMr10, h) E375. | 161 |
| A5 4. Anomalías de la precipitación en las observaciones: invierno La Niña (mm/día). a) ERA5, b) CHIRPS, c) CRU, d) LIVNEH, e) GPCC. | 162 |
| A5 5. Anomalías de la precipitación en los experimentos atmosféricos: invierno La Niña (mm/día). a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC, f) E409. | 163 |

| | |
|---|-----|
| A5 6. Anomalías de la precipitación en los experimentos oceánicos: invierno La Niña (mm/día). a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f)E3GHMwS, g) E3GHMr10, h) E375. | 164 |
| A5 7. Anomalías de la precipitación en las observaciones: verano neutral (mm/día). a) ERA5, b) CHIRPS, c) CRU, d) LIVNEH, e) GPCC. | 165 |
| A5 8. Anomalías de la precipitación en los experimentos atmosféricos: verano neutral (mm/día). a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC, f) E409. | 166 |
| A5 9. Anomalías de la precipitación en los experimentos oceánicos: verano neutral (mm/día). a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f)E3GHMwS, g) E3GHMr10, h) E375. | 167 |
| A5 10. Anomalías de la precipitación en las observaciones: verano La Niña (mm/día). a) ERA5, b) CHIRPS, c) CRU, d) LIVNEH, e) GPCC. | 168 |
| A5 11. Anomalías de la precipitación en los experimentos atmosféricos: verano La Niña (mm/día). a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC, f) E409. | 169 |
| A5 12. Anomalías de la precipitación en los experimentos oceánicos: verano La Niña (mm/día). a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f)E3GHMwS, g) E3GHMr10, h) E375. | 170 |
| | |
| A6 1. Ciclos Anuales en la Región 3. Panel superior: precipitación grupo atmosférico (mm/día). Panel central: precipitación grupo oceánico (mm/día). Panel inferior: temperatura a dos metros (°C). | 171 |
| A6 2. Ciclos Anuales en la Región 4. Panel superior: precipitación grupo atmosférico (mm/día). Panel central: precipitación grupo oceánico (mm/día). Panel inferior: temperatura a dos metros (°C). | 172 |
| A6 3. Ciclos Anuales en la Región 5. Panel superior: precipitación grupo atmosférico (mm/día). Panel central: precipitación grupo oceánico (mm/día). Panel inferior: temperatura a dos metros (°C). | 173 |
| A6 4. Ciclos Anuales en la Región 6. Panel superior: precipitación grupo atmosférico (mm/día). Panel central: precipitación grupo oceánico (mm/día). Panel inferior: temperatura a dos metros (°C). | 174 |
| A6 5. Ciclos Anuales en la Región 7. Panel superior: precipitación grupo atmosférico (mm/día). Panel central: precipitación grupo oceánico (mm/día). Panel inferior: temperatura a dos metros (°C). | 175 |
| | |
| A7 1. Diagramas de Taylor para la Región 3 en el periodo 1995-2000. Panel superior izquierdo: evaluación temporal. Panel superior derecho: evaluación espacial. Panel inferior: valor de la precipitación promedio (mm/día). | 176 |
| A7 2. Diagramas de Taylor para la Región 4 en el periodo 1995-2000. Panel superior izquierdo: evaluación temporal. Panel superior derecho: evaluación espacial. Panel inferior: valor de la precipitación promedio (mm/día). | 177 |
| A7 3. Diagramas de Taylor para la Región 4 en el periodo 1995-2000. Panel superior izquierdo: evaluación temporal. Panel superior derecho: evaluación espacial. Panel inferior: valor de la precipitación promedio (mm/día). | 177 |
| A7 4. Diagramas de Taylor para la Región 6 en el periodo 1995-2000. Panel superior izquierdo: evaluación temporal. Panel superior derecho: evaluación espacial. Panel inferior: valor de la precipitación promedio (mm/día). | 178 |
| A7 5. Diagramas de Taylor para la Región 6 en el periodo 1995-2000. Panel superior izquierdo: evaluación temporal. Panel superior derecho: evaluación espacial. Panel inferior: valor de la precipitación promedio (mm/día). | 178 |
| A7 6. Diagramas de Taylor para el invierno sobre la Región 3. Panel superior izquierdo: invierno promedio. Panel superior derecho: invierno NO. Panel inferior izquierdo: invierno EN. Panel inferior derecho: invierno LN. | 179 |
| A7 7. Valores promedios de la precipitación en invierno sobre la Región 1 (mm/día). Panel superior: EN y LN comparados con invierno promedio. Panel inferior: EN y LN comparados con NO. | 179 |
| A7 8. Diagramas de Taylor para el invierno sobre la Región 4. Panel superior izquierdo: invierno promedio. Panel superior derecho: invierno NO. Panel inferior izquierdo: invierno EN. Panel inferior derecho: invierno LN. | 180 |
| A7 9. Valores promedios de la precipitación en invierno sobre la Región 4 (mm/día). Panel superior: EN y LN comparados con invierno promedio. Panel inferior: EN y LN comparados con NO. | 180 |
| A7 10. Diagramas de Taylor para el invierno sobre la Región 5. Panel superior izquierdo: invierno promedio. Panel superior derecho: invierno NO. Panel inferior izquierdo: invierno EN. Panel inferior derecho: invierno LN. | 181 |
| A7 11. Valores promedios de la precipitación en invierno sobre la Región 5 (mm/día). Panel superior: EN y LN comparados con invierno promedio. Panel inferior: EN y LN comparados con NO. | 181 |

| | |
|--|-----|
| A7 12. Diagramas de Taylor para el invierno sobre la Región 1. Panel superior izquierdo: invierno promedio. Panel superior derecho: invierno NO. Panel inferior izquierdo: invierno EN. Panel inferior derecho: invierno LN..... | 182 |
| A7 13. Valores promedios de la precipitación en invierno sobre la Región 6 (mm/día). Panel superior: EN y LN comparados con invierno promedio. Panel inferior: EN y LN comparados con NO. | 182 |
| A7 14. Diagramas de Taylor para el invierno sobre la Región 7. Panel superior izquierdo: invierno promedio. Panel superior derecho: invierno NO. Panel inferior izquierdo: invierno EN. Panel inferior derecho: invierno LN..... | 183 |
| A7 15. Valores promedios de la precipitación en invierno sobre la Región 7 (mm/día). Panel superior: EN y LN comparados con invierno promedio. Panel inferior: EN y LN comparados con NO. | 183 |
| A7 16. Diagramas de Taylor para el verano sobre la Región 2. Panel superior izquierdo: verano promedio. Panel superior derecho: verano NO. Panel inferior izquierdo: verano EN. Panel inferior derecho: verano LN. | 184 |
| A7 17. Valores promedios de la precipitación en verano sobre la Región 3 (mm/día). Panel superior: EN y LN comparados con verano promedio. Panel inferior: EN y LN comparados con NO. | 184 |
| A7 18. Diagramas de Taylor para el verano sobre la Región 4. Panel superior izquierdo: verano promedio. Panel superior derecho: verano NO. Panel inferior izquierdo: verano EN. Panel inferior derecho: verano LN. | 185 |
| A7 19. Valores promedios de la precipitación en verano sobre la Región 4 (mm/día). Panel superior: EN y LN comparados con verano promedio. Panel inferior: EN y LN comparados con NO. | 185 |
| A7 20. Diagramas de Taylor para el verano sobre la Región 5. Panel superior izquierdo: verano promedio. Panel superior derecho: verano NO. Panel inferior izquierdo: verano EN. Panel inferior derecho: verano LN. | 186 |
| A7 21. Valores promedios de la precipitación en verano sobre la Región 5 (mm/día). Panel superior: EN y LN comparados con verano promedio. Panel inferior: EN y LN comparados con NO. | 186 |
| A7 22. Diagramas de Taylor para el verano sobre la Región 6. Panel superior izquierdo: verano promedio. Panel superior derecho: verano NO. Panel inferior izquierdo: verano EN. Panel inferior derecho: verano LN. | 187 |
| A7 23. Valores promedios de la precipitación en verano sobre la Región 6 (mm/día). Panel superior: EN y LN comparados con verano promedio. Panel inferior: EN y LN comparados con NO. | 187 |
| A7 24. Diagramas de Taylor para el verano sobre la Región 7. Panel superior izquierdo: verano promedio. Panel superior derecho: verano NO. Panel inferior izquierdo: verano EN. Panel inferior derecho: verano LN. | 188 |
| A7 25. Valores promedios de la precipitación en verano sobre la Región 7 (mm/día). Panel superior: EN y LN comparados con verano promedio. Panel inferior: EN y LN comparados con NO. | 188 |

Índice de Tablas

| | |
|--|----|
| 3-1. Configuraciones de dominio y parametrizaciones importantes de la configuración base. Entre paréntesis la opción correspondiente a cada parametrización en WRF. | 29 |
| 3-2. Experimentos realizados y su nomenclatura. Se muestran los cambios respecto a la configuración base: 1 representa parámetro activado, 0 parámetro desactivado. KF=Kain-Fritsch, TK=Tiedtke, GF=Grell-Freitas..... | 30 |

1. INTRODUCCIÓN

Los modelos de Predicción Numérica del Tiempo (PNT; véase definición en el capítulo 2.4) son actualmente una herramienta de gran relevancia para analizar el estado del tiempo a corto plazo. Estos análisis se centran, principalmente, en los campos de temperatura, vientos y precipitación con la finalidad de brindar a la sociedad información confiable que ayude a la planificación de sus labores cotidianas. En nuestro país, el modelo Weather Research and Forecasting (WRF; Skamarock et al., 2008), es el más utilizado para estudios de este tipo. En particular, una simulación adecuada de los fenómenos meteorológicos extremos es importante debido a los impactos sociales y económicos que pueden tener tanto los periodos de sequías, como las altas precipitaciones en nuestro país generadas por el paso de tormentas tropicales y huracanes provenientes del Atlántico y del Pacífico.

Se han realizado diversos estudios utilizando el modelo WRF para estimar su desempeño al simular ciertas variables meteorológicas sobre nuestro país. Algunos de estos trabajos se centran en regiones específicas, principalmente en el Valle de México. Por ejemplo, en un estudio realizado por Zhang et al. (2009) se validaron los resultados del modelo WRF-Chem, encontrando que los campos de temperatura en superficie, humedad relativa y velocidad del viento fueron resueltos razonablemente bien, presentando grandes errores en la dirección del viento y subestimando la variación diurna de temperatura y humedad relativa; Magaña, López y Vázquez (2013) realizaron una evaluación del pronóstico de precipitación utilizando el modelo MM5, encontrando una habilidad limitada del modelo para pronosticar este campo con errores en la magnitud de la precipitación y su distribución espacial; López-Bravo (2018) estudiaron el efecto del cambio de uso de suelo en el pronóstico de temperatura y precipitación, encontrando que el uso de una base de datos más actualizada mejora la capacidad del WRF para capturar ciclos diurnos de temperatura y humedad, mostrando sesgos importantes en valores extremos de temperatura, además de pronosticar valores bajos de humedad cerca de la superficie durante la noche respecto a datos observados; finalmente Jurado (2017) estudió la sensibilidad del WRF a condiciones iniciales y de frontera de diferente resolución espacial, encontrando que el modelo representó adecuadamente el ciclo diurno de temperatura, pero no fue capaz de capturar la magnitud de la variabilidad. Sus resultados también mostraron que la habilidad del modelo para simular la magnitud de la velocidad del viento fue muy baja, tanto espacial como temporalmente. Finalmente, el campo de precipitación mostró una calidad deficiente, subestimando constantemente la magnitud.

Un punto importante a resaltar es el hecho que, en general, en México el modelo WRF es ejecutado en modo atmosférico, es decir, el campo de la temperatura superficial del mar (SST por sus siglas en inglés) es prescrito o no es considerado, omitiendo la interacción con el océano y su influencia en los flujos de calor. Lo anterior

implica una relajación de la temperatura calculada en el nivel inferior de la atmósfera hacia la SST prescrita en el océano (Haney, 1971), dando como resultado un flujo de calor que bien podría diferir de sus valores observados. Hasta donde nuestro conocimiento nos permite, esto no está aún estudiado para nuestro país y tampoco es conocido si este tipo de forzamiento tiene algún impacto que pudiera afectar la capacidad de un modelo de PNT para reproducir realísticamente los campos de precipitación y su evolución en la República Mexicana. Se desconoce la magnitud de los errores introducidos asociados a esta limitante al ejecutar el WRF en modo atmosférico, sin embargo Dorman et al. (2007) señala que los flujos turbulentos de calor superficial y las variaciones de la SST son parámetros importantes que caracterizan intercambios intensos de energía océano-atmósfera. Con respecto a la importancia de incluir el efecto de un océano activo en un modelo de PNT, Nicholls y Decker (2015) estudiaron el impacto del acoplamiento océano-atmósfera en ciclones invernales que impactaron la costa noreste de Estados Unidos, utilizando el acoplamiento con un modelo simple de capa de mezcla unidimensional 1D (Pollard et al., 1972) y con un modelo oceánico tridimensional 3D (ROMS, Regional Ocean Modelling System; Shchepetkin y McWilliams, 2005; Haidvogel et al., 2008). Sus resultados mostraron que el campo de precipitación exhibió poca sensibilidad al uso de un modelo acoplado, comparado con el uso de datos estáticos de SST. Asimismo, solo se encontraron pequeñas diferencias utilizando el modelo 1D y el 3D. Mooney et al. (2016) utilizaron una metodología similar para analizar el Huracán Irene (2011), mostrando que el acoplamiento 1D y 3D producen resultados comparables a las observaciones justo después del paso del fenómeno, sin embargo, el modelo 1D no mostró una recuperación hacia las condiciones previas al paso de la tormenta, a pesar de esto, su bajo coste computacional comparado con el acoplamiento 3D, lo posiciona como una alternativa viable para estudios de corto plazo. En nuestro país, por increíble que parezca, no se cuenta con una simulación utilizando WRF que incluya su acoplamiento a un modelo oceánico.

En adición al análisis de la sensibilidad de la precipitación a cambios en los valores prescritos de la SST, es importante analizar también su sensibilidad a las diversas parametrizaciones de Cúmulus (Arakawa y Schubert, 1974) incluidas en el modelo WRF. Una parte importante en los modelos de PNT formulados para simular el clima es la parametrización de la convección por Cúmulus. Los procesos dinámicos que describen la formación y evolución de la convección impactan de forma directa en el estado del tiempo, controlando la ubicación y la intensidad de la precipitación simulada. Además, la parametrización de Cúmulus ejerce una fuerte influencia en el balance de la radiación atmosférica y los procesos asociados a ella.

Diversos estudios han documentado que la simulación de la precipitación es sensible a la elección del esquema de Cúmulus. Por ejemplo, Giorgi y Shields (1999) probaron una serie de esquemas de Cúmulus sobre un conjunto de modelos regionales, concluyendo que los esquemas simplificados de humedad explícita y los

esquemas Grell capturaron mejor las características temporales y espaciales de la precipitación sobre los Estados Unidos de América (EUA). En otro estudio, Gochis et al. (2002) demostraron que el esquema Kain-Fritsch fue superior que el esquema Betts-Miller-Janjic, Grell y Kuo para representar la precipitación durante el Monzón de Norteamérica (NAM, por sus siglas en inglés) del año 1999. Adicionalmente, Xu y Small (2002) argumentaron que el esquema Grell tuvo un mejor desempeño que el esquema Kain-Fritsch para representar las variaciones intraestacionales e interanuales de la precipitación en el NAM. Posteriormente, Liang et al. (2004) demostraron que el esquema Kain-Fritsch es superior que el esquema Grell al reducir el sesgo de la precipitación de verano en la región del NAM y a lo largo de la costa este de los EUA; no obstante, el esquema Grell condujo a una mejor representación de la precipitación en el Medio Oeste de los EUA y el océano Atlántico.

Aunque en la actualidad se han desarrollado numerosos esquemas de Cúmulus, cada uno tiene sus propias ventajas y desventajas, dependiendo de la región de interés y sus características particulares. Actualmente no existe un consenso sobre cuál esquema permite una mejor aproximación de la convección. Notoriamente, hasta donde nuestro conocimiento lo permite, no existe un trabajo publicado que analice el uso de diferentes parametrizaciones de Cúmulus sobre toda la República Mexicana.

Considerando los puntos anteriores, este trabajo contribuye a profundizar el conocimiento acerca de los efectos que tienen en la precipitación tanto la parametrización de Cúmulus como la formulación de la condición de frontera en superficie usada para la SST. Primeramente se evaluó el desempeño del modelo WRF para simular el campo de precipitación en nuestro país usando una configuración básica. Posteriormente, se analizó la sensibilidad del campo de precipitación a cambios en la parametrización de Cúmulus y a la formulación de la SST. Para esta última, se usaron valores prescritos de SST y valores de SST calculados utilizando un modelo de capa de mezcla (OML, por sus siglas en inglés), disponible dentro de la física del modelo. La respuesta del campo de precipitación a los cambios en la parametrización de Cúmulus se analizó para cada uno de los dos tipos de formulación de la SST empleados.

El desempeño del modelo WRF fue evaluado tanto en tiempo como en espacio, utilizando técnicas estadísticas que nos permitieron comparar sus resultados contra diversas observaciones disponibles. De manera adicional, se analizó el desempeño de un modelo climático regional ejecutado en modo atmosférico (forzado por valores prescritos de SST) y en modo acoplado con la finalidad de comparar el desempeño de WRF usando las dos formulaciones de SST.

1.1 Objetivos

- **Objetivo General:** Estimar la sensibilidad del campo de precipitación simulado por el modelo WRF a diversas parametrizaciones de Cúmulus y a cambios en la formulación de la temperatura superficial del mar usada como condición de superficie del modelo.
- **Objetivos Particulares:**
 - a) Analizar de forma cualitativa el campo de la precipitación proveniente de diversas bases de observaciones, buscando similitudes y diferencias entre sí que podrían influir en determinar el desempeño del WRF.
 - b) Analizar las opciones de configuración del módulo OML-1D, disponible dentro de la física de WRF, para una simulación en modo climático.
 - c) Estimar el desempeño del módulo OML-1D para representar el campo de la SST.
 - d) Analizar el desempeño del modelo sobre la República Mexicana para los campos de temperatura a dos metros y de precipitación, ante cambios en la parametrización de Cúmulus y diferentes formas de forzar la SST, tanto en forma espacial como temporal.
 - e) Analizar el desempeño del WRF, ante los cambios mencionados, para representar el campo de la precipitación asociado a algunos fenómenos de importancia que afectan a nuestro país.
 - f) Determinar qué parametrización de Cúmulus representa mejor el campo de precipitación sobre nuestro país.

1.2 Hipótesis

- a) Al ejecutar un modelo atmosférico considerando valores prescritos de SST se excluyen los efectos en la atmósfera inducidos por un océano activo, lo cual puede afectar la capacidad del modelo para simular el campo de precipitación. El uso de un modelo simple de capa de mezcla para calcular una SST interactiva, podría permitir en cierto grado la representación de estos efectos sobre la atmósfera, mejorando la simulación del campo de precipitación.
- b) Al utilizar el modelo WRF para simular la precipitación sobre nuestro país, su desempeño depende del tipo de parametrización de Cúmulus utilizada, la cual a su vez depende del tipo de formulación usada para la SST.

2. MARCO TEÓRICO

2.1 La Precipitación en México

La República Mexicana (RM) se encuentra ubicada entre 14° N y 33° N, dividida por el Trópico de Cáncer. Al oeste limita con el océano Pacífico y al este con el Golfo de México y el Mar del Caribe. Debido a la extensión latitudinal de la RM, el trópico marca en forma aproximada una franja de transición, entre la parte meridional del país ubicada dentro de la zona intertropical, que presenta climas húmedos y semihúmedos, y es influenciada por los vientos alisios, y la zona templada, ubicada al norte, con climas áridos y semiáridos, dentro de la zona anticiclónica de alta presión. Debido a lo anterior, los principales grupos climáticos de nuestro país, de acuerdo con el INEGI, son de tipo seco (51.08 % de la extensión territorial), templado (25.9 %), cálido (23.01 %) y frío (0.01 %). A nivel regional, la orografía compleja de nuestro país genera una multitud de microsistemas climáticos particulares (García, 1981; Hernández, Ordoñez y Giménez, 2018), como respuesta a la altitud, la latitud y la influencia oceánica, presentando cambios de climas fríos de alta montaña a zonas costeras con climas calurosos en solo unas decenas de kilómetros. La topografía influye de manera decisiva en la distribución de humedad hacia el interior del país y, como consecuencia, en la distribución espacial de la precipitación, además de fungir como un regulador de la temperatura.

De acuerdo con García (1974), la distribución geográfica de la lluvia presenta grandes diferencias entre una región y otra. Esta distribución se encuentra fuertemente ligada a la orografía y a la interacción regional de diversos componentes de la circulación atmosférica (vientos alisios, zonas de alta presión, zona de convergencia intertropical, entre otros). Existe una asimetría que caracteriza a las dos vertientes de México, siendo la vertiente del Atlántico más húmeda que la de Pacífico, observándose un incremento de la aridez en la dirección sureste-noroeste del país.

La precipitación en nuestro país muestra dos patrones temporales particulares, el primero de ellos es durante la temporada invernal donde la precipitación sobre la mayor parte de nuestro país es baja, mientras que la época lluviosa abarca desde mayo a octubre como consecuencia del desplazamiento hacia el norte de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ, por sus siglas en inglés), lo cual genera que los vientos alisios incursionen a mayores latitudes, por lo que prácticamente todo el país queda bajo su influencia. Dichos vientos soplan con gran intensidad del NE a SW en superficie y de este a oeste en altura, recogiendo humedad de las aguas cálidas superficiales del Golfo de México. Asimismo, la actividad ciclónica contribuye de forma importante en la precipitación del verano (Jáuregui, 1959; García, 1978; Méndez, Nívar y González, 2008). Retomando el trabajo de García (1974), en la vertiente del océano Pacífico, la vertiente del Golfo de México y la porción

noreste de la Altiplanicie Mexicana (AM), así como en las partes más elevadas del sur del país, se presentan precipitaciones máximas en el mes de septiembre. Sobre la AM y en cuencas interiores del sur, el máximo es en los meses de junio o julio. Para la región del extremo noroeste los máximos son en los meses de diciembre o enero, mientras que en el norte, noreste y el noroeste existe un régimen de lluvias uniformemente repartidas a lo largo del año. La figura 2-1 muestra la precipitación promedio anual del periodo 1941 a 2008 (INE, 2009).

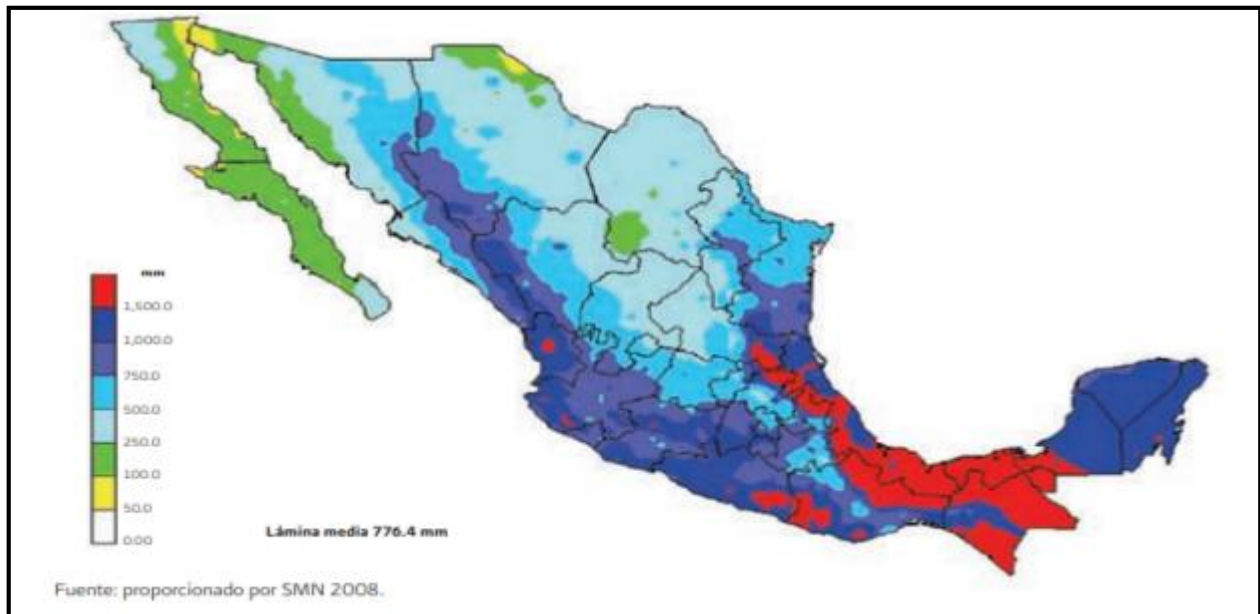


Figura 2-1. Distribución espacial de la precipitación promedio anual en México en el periodo 1941-2008. (Imagen tomada de "Cuarta comunicación nacional ante la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el cambio climático.")

Por su ubicación geográfica, nuestro país es vulnerable al impacto de fenómenos hidrometeorológicos estacionales como tormentas tropicales y huracanes, en verano principalmente, frentes fríos provenientes del norte, principalmente en invierno, además de eventos extremos ocasionados por oscilaciones climáticas tales como el Fenómeno del Niño-Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés), el cual es el fenómeno climático más importante de nuestro planeta (Diaz y Markgraf, 2000) y modula en gran medida la evolución del clima sobre nuestro país. Por ejemplo, en escalas de tiempo interanuales, ENSO influye en la variabilidad del campo de precipitación en el noroeste de México (Pavia, Graef y Fuentes-Franco, 2016). Otro fenómeno importante asociado a la precipitación es la presencia de la canícula o sequía de medio verano, la cual es resultado de la distribución bimodal en la temporada húmeda, principalmente en la porción sur del país y la región de Centroamérica (Magaña, 1998).

2.2 Impacto Global de ENSO

El fenómeno climático El Niño-Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés) es uno de los más importantes del planeta debido a su habilidad para modificar la circulación atmosférica a nivel global (Diaz y Markgraf, 2000), lo que a su vez influye en la temperatura y precipitación en todo el mundo (Ropelewski y Halpert, 1986, 1987 y 1989; Mason y Godadar, 2001; Davey, Brookshaw e Ineson, 2014; por citar algunos). Es un fenómeno climático acoplado entre el océano y la atmósfera (Bjerknes, 1969). A pesar de ser considerado un fenómeno individual, dependiendo las condiciones océano-atmósfera, existen tres fases de ENSO: El Niño, La Niña y la fase Neutral.

- La fase Niño (EN) se presenta por un calentamiento en la superficie oceánica, una anomalía positiva de la SST, en la región central y el este del océano Pacífico Tropical. Esto genera un incremento de la precipitación, principalmente en Perú y Ecuador y un decremento de la precipitación en la costa Asiática, principalmente en Indonesia. Asociado al calentamiento del océano se presenta una disminución en la intensidad de los vientos alisios de la región, donde incluso, puede modificarse la dirección de estos.
- El caso opuesto es la fase Niña (LN), donde se genera un enfriamiento de la superficie oceánica, en la misma región, es decir, con anomalías negativas de la SST. Los patrones de precipitación se invierten, con incremento en Indonesia y una disminución sobre la región central del océano Pacífico Tropical. Los vientos a lo largo del ecuador tienden a incrementar su intensidad, en su dirección normal.
- Cuando las anomalías de SST, en la región, se encuentran muy cercanas al valor promedio, se considera una fase Neutral (NO).

Para determinar la fase actual de ENSO se utilizan índices de referencia. El principal indicador de monitoreo de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) es el ONI (Oceanic Niño Index; disponibles en https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php). Si la anomalía del promedio de los últimos tres meses de la SST es igual o mayor a 0.5 se consideran las condiciones para EN, la condiciones de LN se presenta cuando la anomalía es igual o menor a -0.5. Si el ONI exhibe valores de fase cálida o fría durante al menos cinco valores consecutivos, se declara la presencia de un evento Niño o Niña, según sea el caso.

Las anomalías mencionadas anteriormente, son calculadas dentro de la región definida como Niño 3.4 (entre 5° y -5° latitud, -170° y -120° longitud), considerando una climatología de 30 años, la cual es actualizada cada cinco años, es decir, los valores calculados de ONI durante 1950-1955 fueron basados en la climatología de 1936 a 1965, para el periodo 1956-1960 se consideró el periodo de 1941-1970, y así sucesivamente. Algunos

eventos importantes de EN durante el periodo 1950-2018 (1957-1958, 1972-1973, 1982-1983, 1997-1998, 2015-2016) son mostrados en el panel inferior de la figura 2-2, para la generación del gráfico se utilizaron los índices disponibles en la página referida anteriormente. Analizando la metodología propuesta por la NOAA, surgió la inquietud de cuánto podrían variar estos índices si en lugar de considerar una climatología centrada, se considerará una climatología durante todo el periodo. ¿La intensidad de los eventos EN podría variar, ya sea disminuir o aumentar? Para responder a esta pregunta, se reconstruyeron los índices, utilizando los valores mensuales de la base ERSST.v5 SST, en el periodo 1950-2018 (obtenidos de <https://climexp.knmi.nl/select.cgi?id=someone@somewhere&field=ersstv5>) para la misma región. Se calculó la climatología del periodo y posteriormente se calcularon las anomalías en todo el periodo. Dada la existencia de una tendencia en los datos, se utilizó el método de Descomposición de Modos Empíricos (EEMD; Ensemble Empirical Mode Decomposition; utilizada por Martínez et al., 2018), con el objetivo de eliminar dicha tendencia. Finalmente se calcularon las medias móviles trimestrales (de la misma forma que el ONI), y se extrajeron los mismos eventos significativos para su comparación, mostrados en el panel superior de la figura 2-2.

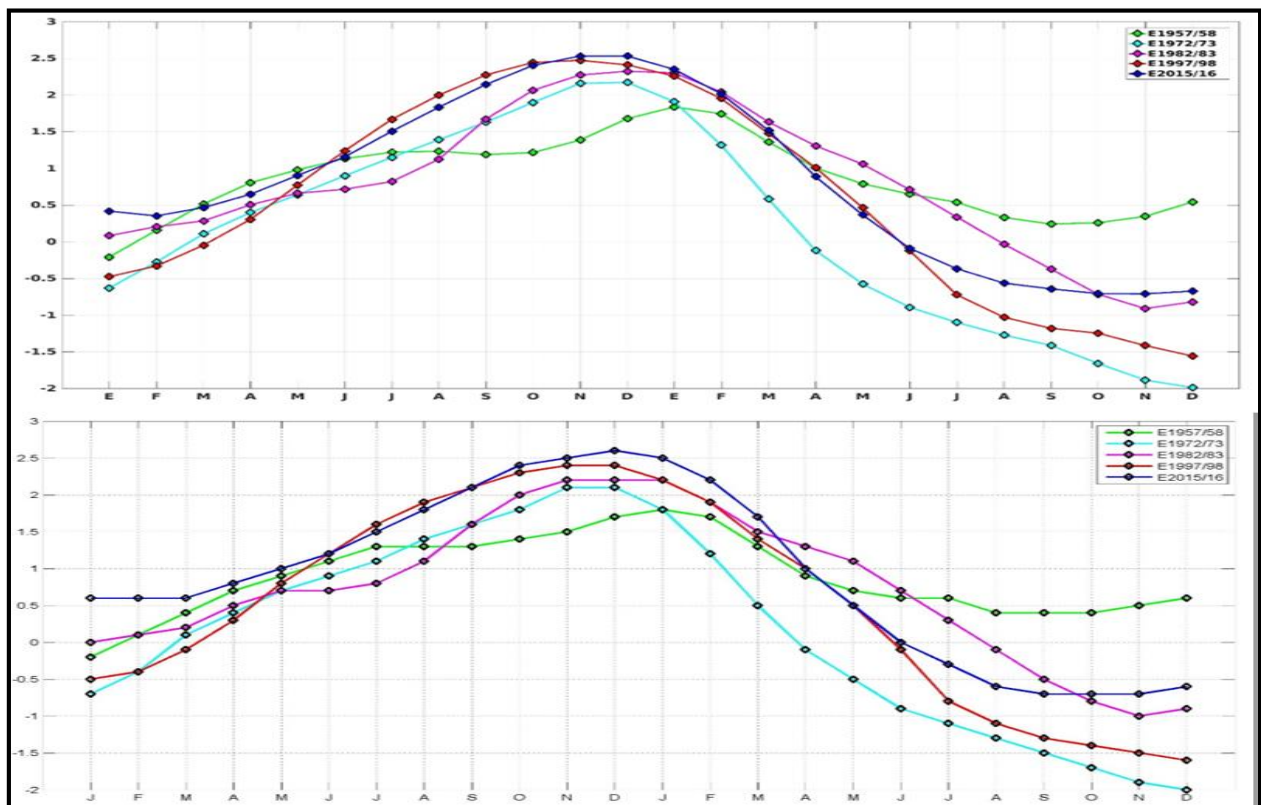


Figura 2-2. Eventos intensos de EN el periodo 1950-2018. Inferior.- Utilización del índice ONI de acuerdo a la metodología considerada por la NOAA. Superior.- Índices obtenidos a partir de reconstrucción de las anomalías, considerando una climatología de 1950-2018. Los meses mostrados representan el mes centrado del promedio trimestral de las anomalías.

De manera general puede apreciarse que el comportamiento en cada evento mostrado se mantiene, sin embargo, es posible apreciar pequeñas variaciones en los valores máximos y mínimos en cada uno de los eventos, principalmente en los eventos de 1997-1998, con nuestros promedios se alcanza su valor máximo un mes antes, respecto a los datos de la NOAA, y el 2015-2016 donde los primeros tres valores del evento son inferiores a 0.5 (en NOAA son superiores), además de que durante el periodo noviembre-marzo el índice reconstruido generó valores semejantes al mismo periodo del evento 1997-1998, en tanto que el índice ONI mostró que en ese lapso el evento 2015-2016 fue superior al otro.

Es importante apreciar, en ambos métodos, que no existe un patrón de comportamiento definido en ENSO. Un evento fuerte de EN no significa, forzosamente, que genere las condiciones de un evento LN (fuerte o débil), al menos en el intervalo de dos años analizado.

Los efectos de ENSO sobre los patrones climáticos de una zona ocurren de forma directa sobre las regiones cercanas al Pacífico Tropical, donde este fenómeno se genera, como se mencionó anteriormente. Sin embargo, ENSO puede influir en los patrones de temperatura y precipitación en diferentes regiones del planeta, debido a mecanismos de teleconexión (Trenberth et al., 1998). Como respuesta al calentamiento o enfriamiento del océano, los gradientes de presión cambian, por lo tanto, se modifican los patrones atmosféricos del viento, alterando la ubicación e intensidad de la precipitación tropical. Para un evento EN, cuando se incrementa el valor de la SST existe una mayor actividad convectiva, causada por el incremento de la temperatura y la humedad del aire, liberando calor hacia la atmósfera, por consecuencia, el aire que fluye hacia los polos es más intenso. Estos cambios en la circulación atmosférica pueden causar una cascada de cambios notables, tales como, la ubicación de la corriente en chorro, modificar la trayectoria e intensidad de tormentas tropicales y huracanes, modificación de los patrones de temperatura y precipitación en diferentes regiones del mundo, entre otros. Como se mencionó anteriormente, cada evento de EN o LN tiene características únicas, tanto temporal como en intensidad, es decir, no existen eventos iguales.

Existen numerosos estudios que abordan el impacto de estos mecanismos de teleconexión en los patrones de precipitación y temperatura, tanto a nivel global como regional. Los primeros trabajos fueron realizados por Ropelewski y Halpert (1986; 1987; 1989), para precipitación, encontrando 19 regiones en el planeta, donde el efecto de ENSO, en fase EN o LN, era sustancial. Para el campo de temperatura Halpert y Ropelewski (1992) encontraron 12 regiones donde EN y LN ejercían influencia. Tanto para la precipitación como para la temperatura, la señal y estacionalidad de los efectos de ENSO varían considerablemente con la ubicación de la región. En otro estudio Mason y Goddard (2001) concluyeron que sólo entre el 20 y 30% de las partes continentales experimentan posibilidades significativamente mayores de precipitaciones estacionales, por encima o por debajo de lo normal, durante al menos una parte del año, sin embargo, dado que los efectos de

ENSO se generan en diferentes épocas del año, la fracción terrestre global afectada en cualquier temporada en particular esta entre el 15 y 30 %, durante un evento ENSO. Otra conclusión es que a nivel mundial, los eventos de EN se asocian predominantemente con precipitaciones estacionales por debajo de lo normal, mientras que, los eventos de LN resultan en precipitaciones por encima de lo normal. En 2012, Yang y DelSole analizaron la temperatura y precipitación sobre la parte terrestre de cada continente. Sus resultados concuerdan con los de estudios previos, respecto al efecto de ENSO en diferentes regiones del planeta, sin embargo, la concordancia entre la intensidad de los patrones calculados a partir de las observaciones y modelos varió en cada región. A pesar de esto, se determinó que los modelos climáticos (acoplados, para este estudio) tienen la habilidad de representar los efectos de ENSO. En 2014, Davey, Brookshaw e Ineson utilizaron una metodología basada en tablas de contingencia, calculadas a partir de datos históricos, como una forma de proveer un punto de vista probabilístico. Sus resultados los esquematizaron en mapas, mostrando el tipo de efecto de EN y LN, para diferentes regiones del planeta, así como la estacionalidad de estos efectos (la distribución espacial es aproximada), como se muestra en la siguiente figura.

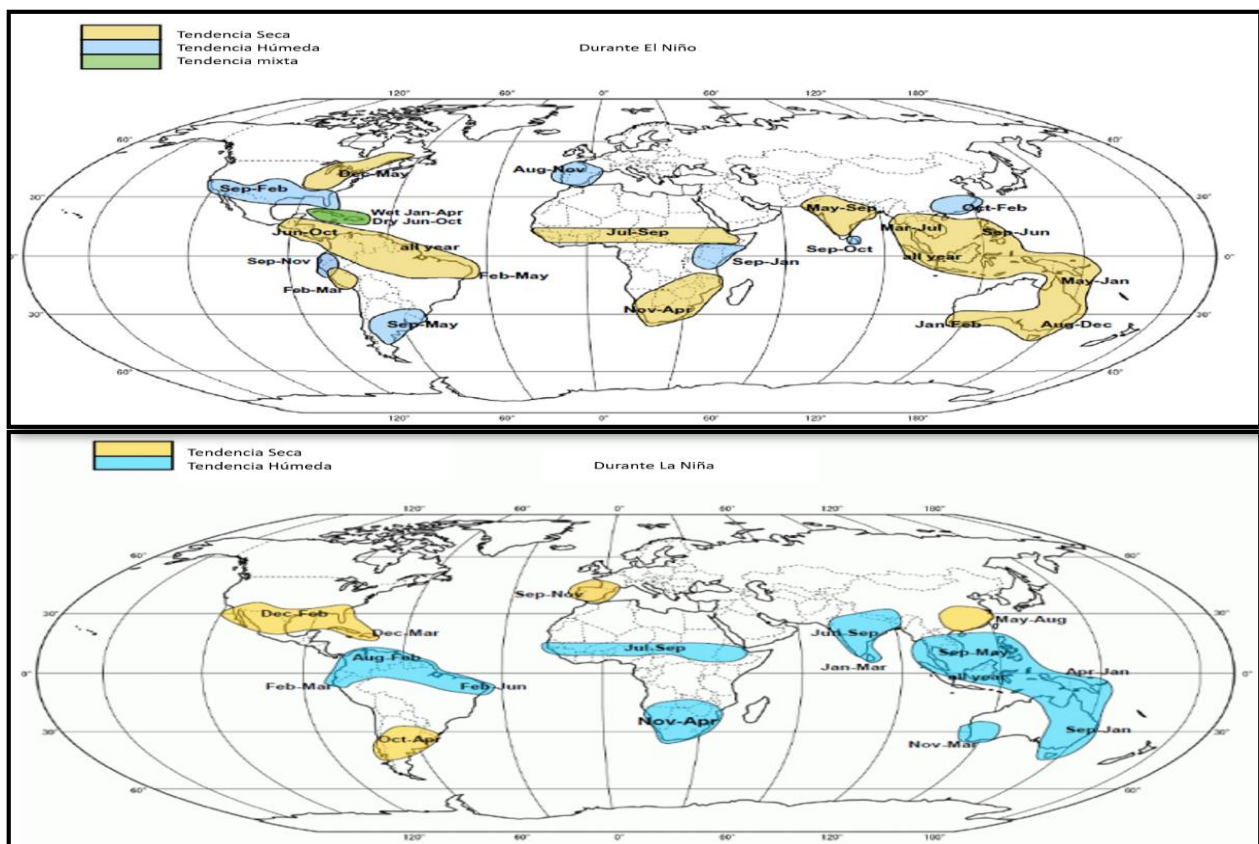


Figura 2-3. Mapa esquemático indicando la ubicación y estacionalidad de los efectos sobre tierra favorecidos por diferentes fases de ENSO, de acuerdo al trabajo de Davey, Brookshaw e Ineson (2014). Superior: Efectos de El Niño. Inferior: Efectos de La Niña. (Imagen adaptada de Davey, Brookshaw e Ineson (2014)).

2.2.1 El efecto de ENSO en México

Nuestro país se encuentra dentro de las regiones que son afectadas por ENSO. El efecto sobre los patrones de precipitación y temperatura no son homogéneos en todo el territorio nacional, varía dependiendo la región y la temporada del año, mostrando respuestas diferentes a eventos EN y LN.

En general, ENSO causa efectos diferenciados en México. Por ejemplo, EN se asocia con lluvias en invierno y sequías en verano en algunas regiones, mientras que LN tiende a generar lluvias arriba de lo normal en verano. El noroeste del país responde claramente al fenómeno de ENSO, principalmente con relación a las lluvias de invierno, sin embargo, al parecer esta relación se ha debilitado recientemente (Pavia, 2009). Algunos trabajos estudiando el impacto de ENSO en México fueron realizados por Pavia, Graef y Reyes en 2006, Bravo et al., 2010 y Magaña et al., 2003.

Otro efecto de ENSO en nuestro país es la modulación de la actividad de ciclones tropicales. Algunos trabajos sugieren que durante un evento EN los ciclones en el Atlántico Tropical tienen una tendencia a disminuir, mientras que durante LN tienden a incrementarse (Jáuregui, 1967). Cuando el número de ciclones tropicales en el Atlántico se incrementa, existe una tendencia a que disminuyan en el Pacífico, y viceversa.

2.3 La Canícula

Como se mencionó previamente, la lluvia en el verano muestra una distribución bimodal, es decir, se presentan dos valores máximos de precipitación en junio y septiembre, mientras que existe un descenso en junio y agosto. A esta disminución se le conoce como canícula o sequía de medio verano (MSD, por sus siglas en inglés; Mid-Summer Drought). La intensidad de este evento no es el mismo para todos los años, la disminución puede ser mínima en algunos años o presentar un déficit importante en otros.

Magaña et al., (1999; 2003) plantean que este fenómeno está relacionado con las fluctuaciones en la SST sobre la región noreste del Pacífico Tropical, que a su vez son moduladas por los efectos de la radiación solar entrante, los vientos de baja intensidad y la precipitación. Además de la presencia predominante de masas de aire seco que subsiden desde grandes alturas, en el seno de una celda de alta presión, como una prolongación hacia el este del anticiclón semipermanente del Pacífico. Durante los meses de la canícula (Julio-Agosto), se genera una intensificación de los vientos alisios que provoca una intensa precipitación sobre toda la costa centroamericana del Caribe, este incremento se relaciona con un fortalecimiento de la Corriente en Chorro de Niveles Bajos en el Caribe (CLLJ; Caribbean Low-Level Jet) (Magaña, 2003).

Las áreas más afectadas por la canícula en México son el Istmo de Tehuantepec, las planicies costeras del Golfo de México, además de múltiples porciones ubicadas en el Altiplano Mexicano (Vidal, 2005) y parte de la región sur de los Estados Unidos (Brown, Warnecke y McKinney, 2006). De acuerdo con Small, De Szoeki y Xie (2007), la presencia de la MSD coincide con fuertes precipitaciones sobre la Sierra Madre Occidental (SMO).

2.4 Predicción Numérica de la Atmósfera

El clima terrestre es un sistema dinámico extremadamente complejo, conformado por cinco componentes principales: la atmósfera, la hidrósfera, la criósfera, la superficie terrestre y la biosfera, existiendo entre ellos una interacción a través de procesos físicos, químicos, biológicos y geológicos (IPCC, 2001). Conocer más acerca de esta dinámica ha sido uno de los principales retos que la ciencia ha afrontado, tanto en el pasado como en la actualidad. Esta premisa ha incentivado la formulación de modelos matemáticos que permitan representar y simular la dinámica del clima terrestre, considerándolo como un sistema en el cual las relaciones existentes entre todas sus partes se basan en el intercambio de momento, masa y energía (McGuiffe y Henderson, 2005). Actualmente, los modelos numéricos son una de las principales herramientas para estudiar el clima, siendo capaces de reproducir de una forma aceptable los principales procesos que rigen el sistema climático. En nuestros días, existe una amplia variedad de modelos numéricos, con diferente nivel de complejidad, que van desde modelos sencillos que consideran a la atmósfera y el océano como fluidos ideales hasta modelos complejos que consideran la interacción de procesos físicos entre los diferentes componentes del sistema terrestre. Además es posible hacer el acoplamiento de modelos, donde cada uno represente un componente del sistema, por ejemplo: océano-atmósfera, atmósfera-litosfera u océano-atmósfera-litosfera.

De acuerdo a Warner (2010), toda actividad que implique la simulación numérica de procesos atmosféricos puede denominarse Predicción Numérica del Tiempo (PNT). Considerando lo anterior, nos referiremos a los modelos numéricos atmosféricos como modelos de PNT. Estos modelos pueden ser de tipo climático o para pronóstico del estado del tiempo meteorológico.

Los modelos de PNT se basan en la resolución numérica de las ecuaciones que expresan los principios físicos de la dinámica atmosférica. Las ecuaciones de Navier-Stokes, la ecuación de continuidad de masa, la primera ley de la termodinámica y la ley de los gases ideales representan el conjunto de ecuaciones que permiten simular la evolución espacial y temporal del viento, la presión, la densidad y la temperatura en la atmósfera (Kalnay, 2003). Dada su complejidad, estas ecuaciones son discretizadas en mallas tridimensionales en espacio más una dimensión temporal. El valor calculado en cada celda de la malla será representativo de la

región geográfica sobre la cual se encuentre posicionado. Entre menor sea el tamaño de la celda mayor es la resolución del modelo, sin embargo, esto conlleva a un mayor requerimiento de poder de cómputo.

Existen procesos físicos que se generan a escalas muy locales que, sin embargo, tienen un efecto en fenómenos a mayor escala. Un modelo de PNT es incapaz de resolver procesos muy locales ocurridos dentro de una sola celda de malla, debido a que el modelo no puede resolver procesos a una escala menor que su resolución espacial o, en algunos casos, que no ha sido posible representarlos matemáticamente para su solución numérica. Para la inclusión de estos procesos físicos se utilizan los esquemas de parametrización. Estos esquemas permiten capturar efectos radiativos convectivos y difusivos en la atmósfera y la interfase con la superficie (William, 2005). Algunos de los esquemas de parametrización más comunes son: microfísica de nubes, convección profunda, procesos radiativos (onda corta y onda larga), capa límite planetaria, procesos superficiales, entre otros. Es importante considerar que una parametrización es una aproximación al proceso, un esquema puede funcionar correctamente para una región con características específicas pero no ser adecuado para otras regiones. En la figura 2-4 se muestran algunos de los procesos que requieren ser parametrizados.

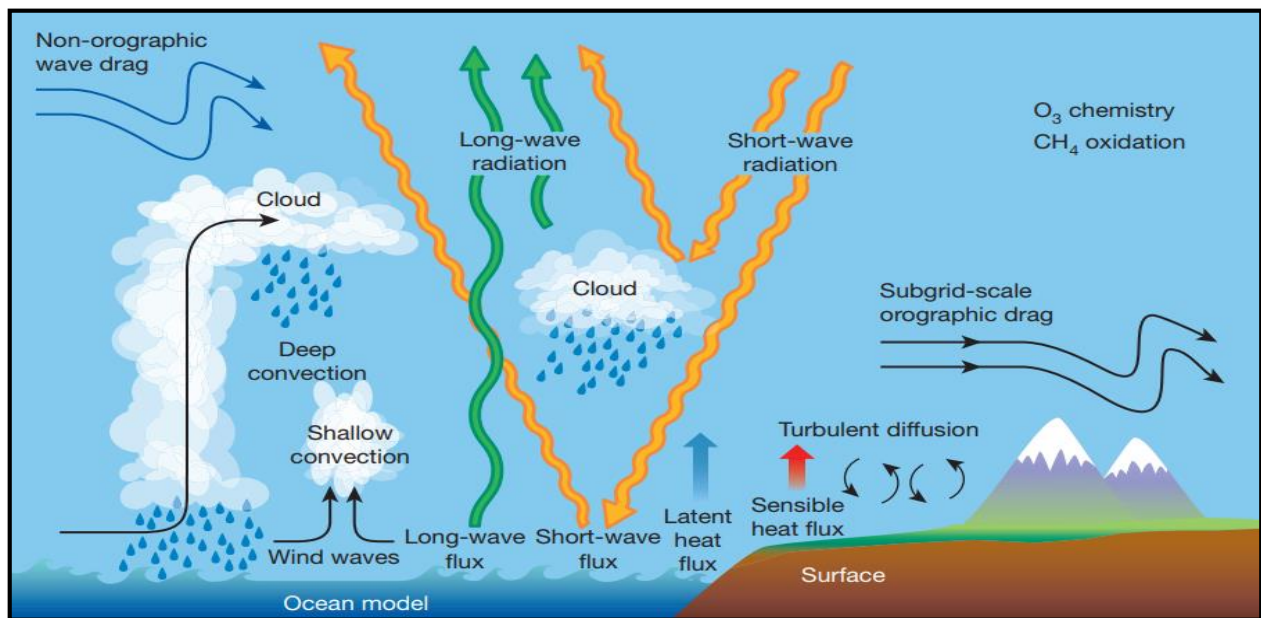


Figura 2-4. Procesos físicos representados por parametrizaciones en un modelo de PNT. (Tomada de Bauer 2015)

De acuerdo a su cobertura y resolución espacial, los modelos de PNT pueden ser clasificados en modelos globales o de circulación general, modelos regionales y modelos de mesoescala. El dominio de los primeros es sobre todo el planeta, con la habilidad de simular fenómenos de escala global. Los modelos regionales simulan las condiciones de zonas geográficas limitadas y son de mayor resolución que un modelo global, por lo tanto, requieren condiciones iniciales y de frontera, mismas que son obtenidas principalmente de modelos

globales. Para la simulación de fenómenos locales se utilizan los modelos de mesoescala, los cuales requieren, normalmente, una alta resolución espacial y temporal.

Nuestro interés se centra en los modelos regionales. Estos operan con el mismo principio físico de un modelo global, pero a una resolución mayor, es decir, con un menor espacio entre celdas de malla (principalmente horizontal). Como el dominio es menor al global este aumento de resolución disminuye los requerimientos de cómputo que serían necesarios para correr un modelo global a esta misma resolución. El incremento de la resolución espacial y temporal permite una mejor representación de las características topográficas (como la orografía y líneas de costa) y de los procesos locales asociados a ellas. Por ejemplo, variaciones de la temperatura respecto a la altitud en una cadena montañosa, la precipitación orográfica, flujos de humedad, entre otros. Como se mencionó anteriormente, un modelo regional es forzado por información obtenida de un modelo global o por datos de reanálisis, a esto se le denomina condiciones de frontera. En los bordes laterales del dominio los principales forzantes son las componentes del viento (zonal, meridional y vertical), la temperatura, la densidad del aire, la humedad, entre otros. En el nivel inferior, si se considera, se prescribe el valor de la SST. La calidad de estas condiciones impacta de forma importante en los resultados. La mala calidad de los datos suministrados como condición de frontera de un modelo global introducirá errores que podrían ser ampliados en el modelo regional.

2.4.1 Modelo WRF

El WRF (Skamarock et al., 2018) es un modelo de PNT de área limitada, no hidrostático (con una opción hidrostática), sensible a las características del terreno. Sus aplicaciones pueden ser tanto para la investigación meteorológica como para la predicción numérica del tiempo. Puede ser utilizado para simular fenómenos atmosféricos en cualquier región del planeta, en escalas sinóptica, regional o de mesoescala.

El desarrollo de este modelo ha sido un esfuerzo conjunto de diversas organizaciones estadounidenses como la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), el NCAR (National Center for Atmospheric Research), el National Centers for Environmental Prediction (NCEP), por mencionar solo a algunos. Actualmente, la actualización y soporte es provisto por el MMM (Meso-scale and Microscale Meteorology Laboratory) del NCAR. Uno de los objetivos en la creación del modelo WRF es brindar una herramienta que permita un mejor entendimiento, de la comunidad científica mundial, de los procesos atmosféricos globales y regionales, por lo tanto su código es abierto y de acceso libre. Algunas de sus principales características son:

- Capacidad de anidamiento múltiple de dominios.

- Dinámica no hidrostática, lo que permite realizar simular fenómenos muy regionales a una alta resolución espacial y temporal.
- Capacidad de asimilación de datos.
- Uso de múltiples esquemas de parametrizaciones físicas.

El modelo cuenta con dos núcleos dinámicos, para resolver las ecuaciones que rigen la atmósfera: el ARW (Advanced Research WRF) y el NMM (Nonhydrostatic Meso-scale Model). En este trabajo se utilizó el núcleo ARW en su versión 3.8.1. Este núcleo integra un conjunto de ecuaciones de Euler compresibles y no hidrostáticas (opcionalmente puede configurarse como hidrostático) con variables escalares conservativas. En la vertical utiliza coordenadas de presión hidrostática, siguiendo la configuración de la orografía, con una superficie de presión constante en el límite superior. Las ecuaciones son discretizadas sobre una malla de tipo Arakawa-C utilizando un esquema de integración temporal Runge-Kutta de tercer orden.

Los programas que componen el sistema de modelación de WRF se muestran en la figura 2-5. El modelo permite ejecutar simulaciones idealizadas de casos ya incluidos (el flujo sobre una montaña, ondas baroclínicas, corrientes de gravedad, entre otros), esta opción no requiere del sistema de preprocesamiento, para lo cual se utiliza el módulo *ideal.F*.

Para la simulación de casos reales es necesario un flujo de trabajo más completo, iniciando con el sistema de preprocesamiento WPS (WRF Preprocessing System), el cual prepara los archivos de entrada que serán utilizados por el núcleo ARW. Este componente consta de tres módulos, que se describen brevemente a continuación (para cada módulo se utiliza el nombre de su ejecutable).

- El primer módulo, *geogrid.exe*, permite definir el área geográfica del dominio (o dominios si se utilizan anidamientos), tanto en resolución como en el tipo de proyección cartográfica a utilizar, asignando valores de latitud y longitud a cada punto de la malla. Interpola los datos estáticos al dominio (tales como orografía, uso de suelo, albedo, entre otros).
- *Ungrib.exe* interpola los campos meteorológicos dependientes del tiempo, provenientes de otros modelos o datos de reanálisis, al dominio de la simulación.
- Finalmente, *metgrid.exe* interpola horizontalmente los campos extraídos de los datos de inicialización del modelo sobre el dominio (o dominios) definidos en el primer módulo.

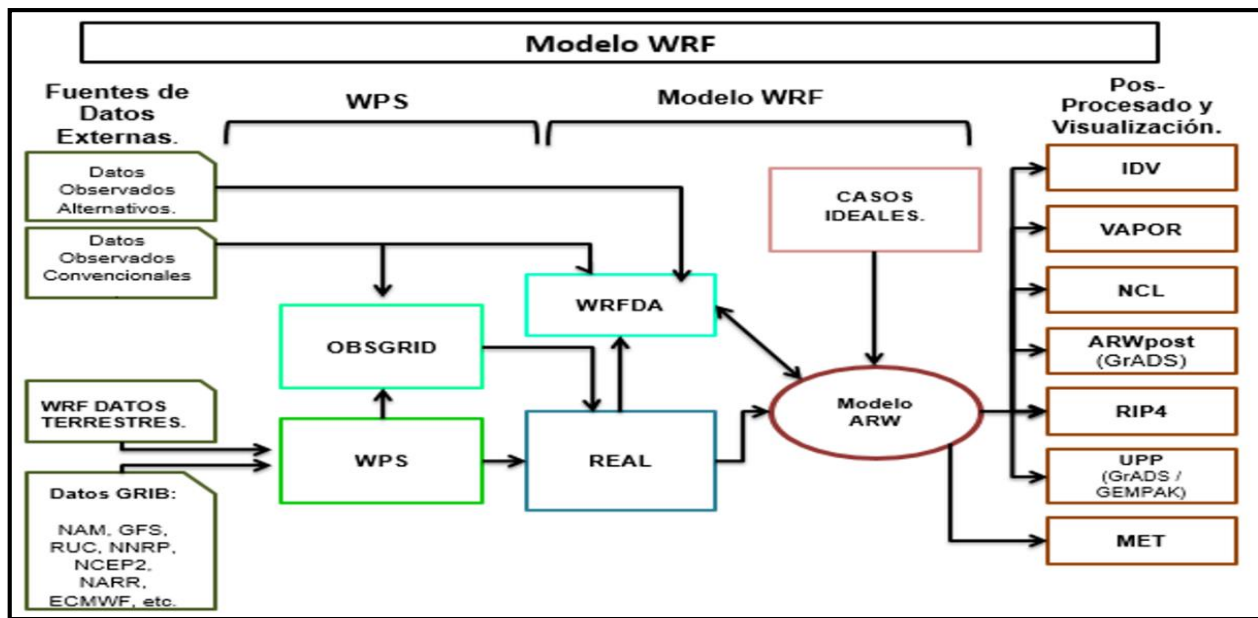


Figura 2-5. Flujo de trabajo del sistema de modelación del WRF. (Adaptada de wrf user page en <http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/model.html>)

De manera alternativa puede ser utilizado el módulo WRF-DA, el cual permite realizar asimilación de datos, es decir, incorporar observaciones disponibles a las condiciones iniciales y de frontera, utilizando técnicas 3D y 4D; este módulo no es utilizado en nuestro trabajo.

El componente más importante del sistema de modelación de WRF es el núcleo dinámico (ARW para nuestro trabajo), compuesto por tres módulos (a utilizarse dos, dependiendo si es un caso real o ideal). Se describe brevemente cada módulo.

- Las condiciones iniciales para casos ideales son calculados por el módulo *ideal.exe*, de acuerdo al caso elegido.
- Para casos reales las condiciones iniciales y de frontera son generadas por el modulo *real.exe*. Los datos generados, en niveles de presión, por WPS, son interpolados al sistema de coordenadas vertical del WRF.
- Los datos generados por *ideal.exe* o *real.exe* son el insumo para *wrf.exe*. En este módulo se encuentran las ecuaciones físicas que componen el núcleo, llevando a cabo la integración numérica del dominio (o dominios) sobre un horizonte temporal definido. En *wrf.exe* se encuentran los esquemas de parametrizaciones comentados anteriormente.

El formato estándar utilizado para los resultados de WPS y WRF es netCDF, el cual puede ser manipulado y visualizado por diferentes herramientas gráficas, como NCL, GrADS, VAPOR, Matlab, Python, NCO, CDO, etc.

2.4.1.1 Esquemas de parametrización en el modelo WRF

Los procesos físicos que pueden ser parametrizados en WRF se pueden dividir en esquemas, para cada una de ellas existen varias opciones, yendo desde opciones simples y eficientes hasta opciones sofisticadas y costosas computacionalmente. La parametrización adecuada dependerá del objetivo del estudio y las características específicas de cada región. A continuación se describen brevemente algunas de ellas.

- Microfísica.- Esquemas que van desde la física simplificada, adecuados para estudios de casos ideales, hasta esquemas complejos, que incorporan procesos de mezcla de fases, que consideran explícitamente procesos de precipitación, vapor de agua y nubes.
- Cúmulus.- Esquemas de ajuste y flujo de masa para la simulación de fenómenos de mesoescala.
- Física de superficie.- Modelos de superficie multicapas que van desde un simple modelo termal hasta modelos completos de vegetación y humedad del suelo, incluyendo cobertura de nieve y hielo marino.
- Capa Límite Planetaria.- Esquemas de predicción de energía cinética turbulenta o esquemas no locales.
- Radiación atmosférica.- Esquemas de radiación de onda corta y onda larga con múltiples bandas espectrales y un esquema simple de onda corta adecuado para aplicaciones meteorológicas (tiempo y clima). Dentro de estos esquemas se incluyen los efectos de las nubes y los flujos de la superficie.

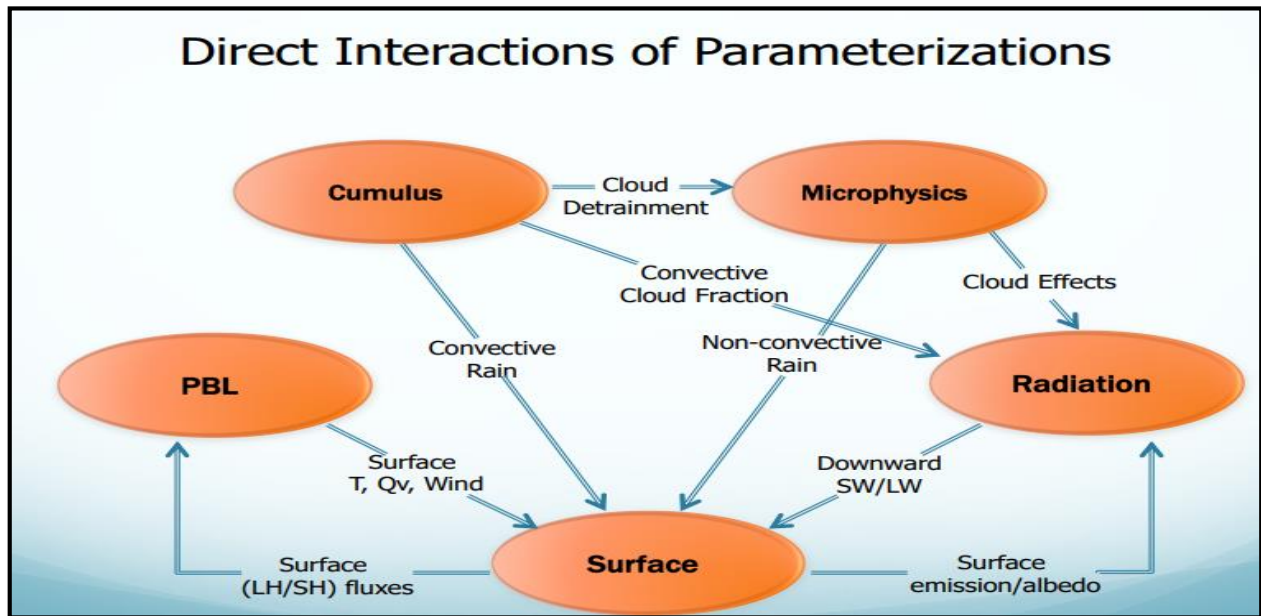


Figura 2-6. Interacción entre los diferentes esquemas de parametrización dentro del modelo WRF. (Tomada de Dudhia 2014).

Existe una interacción directa entre cada uno de estos esquemas (como se aprecia en la figura 2-6) a través de las variables de estado del modelo y sus tendencias, y a través de los flujos superficiales. Los resultados obtenidos son, por lo tanto, susceptibles a la elección del esquema utilizado.

2.4.1.2 Esquemas de parametrización por Cúmulus.

A pesar de la importancia que representa cada uno de los esquemas de parametrizaciones, un estudio detallado de cada una de ellos y sus diferentes combinaciones es un trabajo arduo y costoso computacionalmente, tanto en tiempo de proceso como en almacenamiento digital. En este trabajo nos centramos en la sensibilidad del modelo a diferentes parametrizaciones de Cúmulus. Dada la amplitud del dominio a utilizar, los fenómenos de convección son importantes, tanto en zona continental como en oceánica. Para ello, es importante hacer una revisión teórica de este esquema.

Una parte importante de los modelos, principalmente climáticos, por su resolución, es la parametrización de la convección por Cúmulus. La convección tropical tiene un rol importante en la simulación correcta de la circulación global, principalmente en las celdas de Hadley y Walker (Hourdin et al., 2006). En la actualidad no existe un consenso sobre cual esquema permite una mejor aproximación de convección. Debido a que esta es un fenómeno que está directamente relacionado con otros esquemas, como la microfísica y los cambios de fase, y su génesis se encuentra ligada a la capa límite, hay quienes consideran que no debería ser tomada como un esquema de parametrización independiente, sino una configuración conjunta de esquemas que incluya estos fenómenos (Arakawa et al., 2011).

Cada esquema considera una forma particular para resolver la convección, siendo algunos similares entre sí, pero en general todos comparten el principal punto en la solución: la utilización de la Energía Potencial Convectiva Disponible (CAPE, por sus siglas en inglés). De acuerdo a la teoría de la parcela (Emanuel, 1994), el CAPE se define como la energía que podría ser liberada al elevar una parcela hasta su Nivel de Equilibrio. En un principio, la parcela tiene un ascenso siguiendo la adiabática seca hasta alcanzar el Nivel de Condensación por Ascenso, donde la temperatura de la parcela alcanzará el punto de rocío y la humedad contenida comenzará a condensarse, teniendo como resultado la liberación de calor latente. El ascenso de la parcela será ahora por la adiabática saturada hasta el Nivel de Convección Libre (NCL), es decir, cuando la densidad en la parcela sea menor que su entorno. El valor de esta energía puede ser calculado de acuerdo a la siguiente ecuación.

$$CAPE = g \int_{NCL}^{NE} \frac{\theta(z) - \bar{\theta}(z)}{\bar{\theta}(z)} dz$$

Ec. 2-1

Donde θ es la temperatura potencial de la parcela y $\bar{\theta}$ es la temperatura potencial del ambiente, z es la altura y g es la gravedad.

Por otra parte, se encuentra la energía que es necesario aportar a la parcela para que alcance el NCL, definida como Inhibición Convectiva (IC). Con frecuencia este valor no es alcanzado, teniendo como resultado que el CAPE no sea liberado. Se le llama mecanismo de disparo (trigger en inglés) cuando la parcela adquiere la energía suficiente para superar la IC. Los esquemas de convección deben calcular la liberación de esta energía, y la cantidad de liberación, cuanta precipitación se genera, además de cómo se reestabilizará la atmósfera posterior a este proceso. También deben ser representados los procesos de convección somera, los Cúmulus de poco grosor, los cuales a pesar de que no producen precipitación si tienen efectos importantes en el balance radiativo.

Las parametrizaciones por Cúmulus pueden dividirse en subtipos (Stensrud, 2009): por su forma de tratar el CAPE y por su mecanismo de disparo. En un esquema de control de capa profunda se considera que la convección consume el CAPE, generado por la circulación, de forma eficiente y rápida, por lo tanto, el entorno siempre se encuentra cercano a un estado de neutralidad. En este tipo de esquemas, el CAPE no puede permanecer latente en la atmósfera, es decir, siempre es liberado. Para un esquema de control de nivel bajo (capa de mezcla más superficial), se considera que la convección profunda es determinada por los procesos (generados en niveles superficiales) que contribuyen a su iniciación. En consecuencia, estos esquemas permiten la acumulación de CAPE, durante periodos largos, hasta que se den las condiciones que generen el mecanismo de disparo. De igual forma, los esquemas de control de nivel bajo, permiten representar, en diversas formas, el transporte de masa entre los niveles verticales que se encuentran asociados a la convección. Debido a lo anterior, estos también son llamados esquemas de parametrizaciones de flujo de masa.

Como se mencionó anteriormente, el modelo WRF presenta un amplio conjunto de esquemas para parametrizar la convección por Cúmulus. En este trabajo se han utilizado tres esquemas, descritos brevemente a continuación:

- Kain-Fritsch (KF; Kain, 2004) es un esquema de submalla que representa los procesos convectivos (someros y profundos) utilizando un modelo que considera las corrientes verticales de aire húmedo en ambos sentidos y el flujo de masa en estas corrientes, además de considerar la remoción de CAPE cada cierto intervalo temporal. Incluye el *detrainment* de nube, lluvia, hielo y nieve.
- Tiedtke (TK; Tiedtke, 1989) es un esquema de flujo de masa que permite diferentes tipos de convección: no profunda, somera y de nivel medio. Este esquema permite el transporte de momento e incluye *detrainment* por nube y hielo, así como la remoción de CAPE cada cierto intervalo temporal.

- Finalmente el esquema Grell-Freitas (GF; Grell y Freitas, 2014) consiste en una modificación del esquema ensemble Grell-Devenyi. Es definido como un método de ensamble multiparámetro con 144 miembros de submalla. Representa de forma explícita los movimientos ascendentes y descendentes, incluyendo el *detrainment* de hielo y nube.

2.4.1.3 Representación de la SST en modelo WRF

En una simulación climática es de suma importancia considerar el efecto de la SST, y como se mencionó anteriormente, nuestro país se encuentra entre dos grandes masas de agua, por lo que es innegable su efecto en los fenómenos meteorológicos en México. Los océanos tienen un rol importante en la modulación de la variabilidad climática, un ejemplo de esto es el fenómeno ENSO (descrito en el capítulo 2.2). Por tanto, es un hecho, que cambios locales de este campo impactan directamente en los procesos atmosféricos regionales. De acuerdo con Neiman et al. (2013) el campo de SST frecuentemente juega un papel importante en eventos de precipitación extrema en latitudes medias, dado que influye de forma directa en el desarrollo de procesos meteorológicos de mesoescala, tanto en zonas costeras como en su incursión tierra adentro y su interacción con la orografía. La respuesta a un incremento en el valor de la SST es el aumento de la convección y, por ende, de la precipitación (Trenberth y Shea, 2006). Del mismo modo, es importante mencionar que la SST es un factor importante en la ciclogénesis y el ciclo de vida de ciclones tropicales (Bruyère, Holland y Towler, 2012).

Dado que WRF es un modelo de PNT atmosférico, la física incluida no calcula el campo de SST variante en el tiempo. Sin embargo, permite opciones para poder representar su efecto en una simulación. La versión utilizada en este trabajo, WRF-ARW 3.8.1, brinda tres opciones para este campo. La primera opción es prescribir un campo de SST con un valor fijo durante todo el periodo de la simulación, descartando por lo tanto cualquier interacción océano-atmósfera. La segunda opción permite prescribir el campo de SST variable en el tiempo proveniente de bases externas, principalmente de reanálisis, para forzar el nivel inferior del modelo cada cierto intervalo temporal, introduciendo de esta forma la variabilidad temporal del océano dentro de los procesos atmosféricos. La tercera opción admite hacer el acoplamiento de un modelo oceánico a WRF, utilizando desde modelos sencillos hasta modelos robustos.

En este trabajo se utilizó un modelo simple de capa de mezcla unidimensional (OML-1D; Pollard et al., 1972), módulo disponible dentro de WRF, el cual es computacionalmente eficiente, es decir, no requiere amplios recursos de cómputo y tiempo, pero como desventaja solo resuelve los intercambios de calor entre el océano y la atmósfera en sentido vertical, descartando la advección horizontal y los gradientes de presión. El modelo OML-1D requiere un espesor inicial de la capa de mezcla (puede definirse un valor homogéneo en todo el

dominio o utilizar un espesor más realista variante en espacio) y una razón de decaimiento de la temperatura con la profundidad. En el inicio de la simulación se prescribe una condición inicial del campo de SST, posteriormente el modelo calcula la evolución de la temperatura y espesor de la capa de mezcla, tomando la temperatura promedio de la capa como el valor de la SST en cada paso de tiempo. Es importante tomar en cuenta que esta opción no es compatible con la opción uno y dos. En la siguiente imagen se muestra de forma esquemática cada una de las opciones descritas.

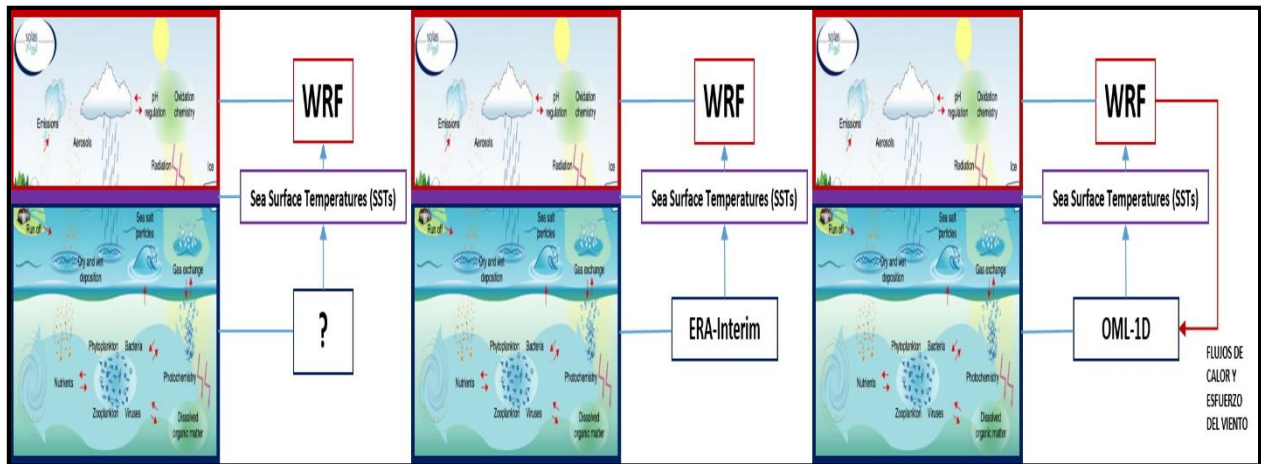


Figura 2-7. Representación gráfica de las opciones de considerar el valor de la SST en el modelo WRF. Izquierda: Opción uno. Centro: Opción dos. Derecha: Opción tres utilizando el módulo OML-1D. (Adaptada de Priscilla A. Mooney. WRF Sensitive to Coupling 2016 COAWST Training).

Adicionalmente, se tiene la opción de calcular el valor de la SST Skin de acuerdo con la metodología de Zeng y Beljaars (2005), que busca representar de mejor forma el ciclo diario de la SST como respuesta al efecto de los vientos en superficie y cambios en los flujos radiativos. Lo anterior es importante tomando en cuenta la baja resolución temporal en la que se encuentran disponibles los datos de la SST. Esta configuración es compatible con la opción dos, descrita líneas arriba.

2.4.2 Técnicas de evaluación de un modelo de PNT

La evaluación del desempeño de un modelo es una parte importante del proceso de modelación, entendida como el proceso a través del cual se analizan las capacidades y restricciones del modelo. La forma más directa es comparar las magnitudes simuladas con estimaciones de las mismas magnitudes, de las mismas variables, basadas en observaciones. Normalmente, para esto se utilizan diagnósticos que determinan qué tan similares o diferentes son los resultados del modelo respecto a los datos de referencia. Por ejemplo, la comparación de medias temporales (mensuales, estacionales, ciclos anuales, etc.) o espaciales (distribución de la

precipitación o la temperatura, por ejemplo). La habilidad de un modelo para reproducir el clima actual brinda mayor certidumbre a la hora de realizar una predicción. Aunque siempre debe tenerse en cuenta que un buen desempeño en la simulación del clima, pasado o presente, no asegura una buena simulación del futuro.

Para cuantificar el desempeño de un modelo es necesario utilizar ciertas métricas estadísticas, a continuación se describen brevemente algunas de ellas (utilizadas en este trabajo).

Raíz del error cuadrático medio (RMSE por sus siglas en inglés): Es la raíz cuadrada del promedio del cuadrado de las diferencias ajustadas individuales, entre el valor calculado con el modelo (f_i) y el valor de la observación (O_i). Es un error “promedio”, debido a que, permite ponderar los errores positivos y negativos, por lo cual, se encuentran incluidos los errores sistemáticos y aleatorios del modelo. Tiene una mayor influencia por errores grandes que por errores pequeños. Su formulación es la siguiente. El total de los datos muestreados están definidos por n .

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [(f_i - O_i)]^2} \quad \text{Ec. 2-2}$$

La desviación estándar (SD, por sus siglas en inglés): Es una medida de dispersión que nos dice cuanto tienden a alejarse los valores concretos del promedio de una variable en una distribución, es decir, el promedio de la distancia de cada valor respecto al promedio.

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n [(e_i - \bar{e})]^2} \quad \text{Ec. 2-3}$$

Coefficiente de correlación de Pearson (r): Es un índice que puede utilizarse para medir el grado de la relación lineal (el grado de ajuste o semejanza) entre dos variables cuantitativas continuas, f_i y O_i . Sus valores varían entre -1 y 1, donde el valor de 1 representa una correlación perfecta, es decir, existe una relación directa, cero no representa ninguna correlación y -1 determina una correlación negativa perfecta, es decir, existe una relación inversa entre los datos.

$$r = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (f_i - \bar{f}) \times (O_i - \bar{O})}{\sqrt{\left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (f_i - \bar{f})^2 \times \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 \right]}} \quad \text{Ec. 2-4}$$

En la ecuación anterior, los términos del dividendo representan a la covarianza, mientras que, los términos del divisor son la varianza de los datos del modelo y observados, respectivamente.

BIAS o Sesgo: Es el promedio de la diferencia entre el valor de los resultados del modelo y las observaciones. Si el valor es positivo, el modelo tiende a sobreestimar la variable analizada, respecto a las observaciones, si el valor es negativo, la tendencia es a subestimar dicha variable. Dado que no se considera un término cuadrático, permite la cancelación de errores positivos y negativos individuales. Normalmente, es utilizado para visualizar el desempeño de un modelo para representar cierta variable (por ejemplo temperatura y precipitación).

$$BIAS = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (f_i - O_i)$$

Ec. 2-5

Diagramas de Taylor

El diagrama de Taylor (Taylor, 2001) permite apreciar de forma visual la calidad de los resultados de un modelo (o varios) en relación a una base de datos tomada como referencia. La habilidad de un modelo para reproducir las observaciones es cuantificada en términos de sus valores de correlación, desviación estándar y RMSE, respecto a una referencia, dado que este diagrama permite agrupar dichas métricas estadísticas en una sola imagen.

3. DATOS Y MÉTODOS

Se realizaron una serie de experimentos numéricos utilizando el modelo WRF, para analizar la respuesta en el campo de precipitación, considerando diferentes parametrizaciones de Cúmulus (CP, por sus siglas en inglés) así como diferentes formas de representar la SST. Los resultados fueron comparados contra bases de observaciones, utilizando diferentes herramientas de procesamiento, en forma gráfica y estadística. A pesar de que el análisis se centra en el campo de precipitación, también se hace un análisis, no tan profundo, sobre la temperatura a dos metros (T2) así como el flujo de humedad integrado verticalmente (VIMF). La evaluación se realiza en todo el dominio simulado, sobre la porción correspondiente a México y Centroamérica (MCA), y en ciertas regiones al interior del país.

3.1 Datos

En este trabajo se han utilizado diferentes bases de datos, tanto para su uso como condiciones de frontera e iniciales, del modelo numérico y el módulo oceánico, como para comparar los resultados obtenidos en cada simulación, además de los datos de dos experimentos realizados utilizando el modelo REMO en modo atmosférico y considerando un océano activo. A continuación se describen brevemente cada una de ellas.

3.1.1 Condiciones iniciales y de frontera

El modelo WRF fue forzado con datos de **ERA-Interim** (ERA-I; Dee., et al 2011). ERA-I pertenece a una serie de proyectos de investigación del ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecast), el cual produce diferentes bases de datos (por ejemplo, ERA-I y ERA-40). ERA es el acrónimo de ECMWF Re-Analysis. Como su nombre lo indica, es una base de datos de reanálisis climática global. Para su generación se utiliza, de forma fija, el sistema de PNT IFS-Cy31r12 (no descrito en este trabajo). El utilizar de forma fija un mismo sistema de PNT permite disminuir la incertidumbre por errores sistemáticos, que podría ser causado, al utilizar diferentes modelos. Este sistema es un sistema de asimilación de datos, considerando la técnica de análisis variacional 4D, con una ventana de 12 horas de análisis. La técnica de asimilación permite combinar datos de observaciones, disponibles, en el sistema de predicción.

Los datos de ERA-I se encuentran disponibles en el rango temporal de 1979 a la actualidad (al menos hasta dos meses antes de la publicación de este trabajo), en cuatro horarios para cada día: 00:00, 06:00, 12:00 y

18:00 horas UTC. La cobertura del reanálisis es global, con una resolución horizontal de 0.703125 grados (80 km aproximadamente) y 60 niveles verticales, con el tope de la atmósfera a 0.1 hPa. A pesar de que, por su cobertura ERA-I no tiene valores nulos, cada celda de su dominio presenta un valor, la calidad de este valor dependerá de la disponibilidad de datos observados en cada región. Los datos fueron obtenidos de la página del RDA (Research Data Archived) perteneciente al UCAR y, dado que se encuentran en niveles de presión y superficie, no requieren un preprocesamiento adicional para utilizarse en WRF.

HYCOM + NCODA Global 1/12° Analysis. Para definir el espesor inicial de la capa de mezcla, con datos más realistas, en el módulo oceánico OML-1D, se utilizó la base de datos del análisis HYCOM GLBa0.08 (datos obtenidos de <http://hycom.coaps.fsu.edu/thredds/catalog/datasets/GLBa0.08/catalog.html>). Los datos corresponden a simulaciones con modelo el dinámico HYCOM 2.2, sobre un dominio limitado entre 47° N y 78° S, cubriendo todas las longitudes del planeta, a una resolución de 1/12° (9 km aproximadamente) y 32 niveles en la vertical. Estos datos se encuentran disponibles del 2003 al 2017 a las 00:00 UTC de cada día. La batimetría del modelo proviene de la base NRL DBDB2. HYCOM fue forzado con datos del NOGAPS (Navy Operational Global Atmospheric Prediction System).

3.1.2 Datos de observaciones

Livneh (Livneh et al., 2015) es una base de promedios diarios y mensuales de temperaturas máximas, temperaturas mínimas y precipitación. Los valores de estas variables fueron obtenidas a partir de estaciones meteorológicas de Canadá, Estados Unidos y México. Debido a lo anterior es de área limitada sobre el dominio determinado como CONUS (conterminous U.S.). La disponibilidad de los datos es en el periodo 1950-2013 a una resolución espacial de 1/16° (6 km aproximadamente), exclusivamente sobre zona continental.

CHIRPS (Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data; Funk et al., 2015) es una base de datos cuasi global, disponible entre latitudes 50° N y 50° S en todas las longitudes, de precipitación diaria, mensual y pentadal (cinco días), a una resolución de 0.05°. Los datos son generados a partir de la estimación satelital de precipitación, en combinación, con observaciones de estaciones meteorológicas. La información se encuentra disponible de 1981 a la actualidad. Los datos se encuentran sólo en la parte terrestre del dominio.

CRU (Climate Research Unit; Harris et al., 2014) es una base de datos global, que cubre todas las zonas continentales del planeta, excepto la Antártida, a una resolución de 0.5°. Los datos se encuentran disponibles

en promedios mensuales (de temperatura y precipitación, entre otros) desde 1901 a la fecha. En este trabajo se utilizó la versión CRU TS v.4.02.

La base **CMAP** (The CPC Merged Analysis of Precipitation; Xie y Arkin, 1997) se genera a partir de una técnica que incorpora datos de pluviómetros en tierra con diversas estimaciones satelitales, en combinación con salidas del modelo de reanálisis NCEP/NCAR, sobre una malla global de 2.5° de resolución en latitud-longitud. Los datos son generados en promedios mensuales y pentadales, utilizando los primeros para nuestro estudio.

GPCC (Global Precipitation Climatology Centre; Schneider et al., 2015) es una base de precipitación global basado en las ~80000 estaciones alrededor del mundo que muestren registro de información en un mínimo de 10 años. Este control de calidad en la información permite la generación de información consistente temporalmente. Los datos son provistos en una malla regular en diferentes resoluciones espaciales: 0.5°, 1.0° y 2.5° de latitud por longitud, exclusivamente sobre la porción terrestre del planeta. La información se encuentra disponible en promedios mensuales. Los datos utilizados corresponden a la resolución de 0.5°.

El **CMORPH** (CPC MORPHing technique; Joyce et al., 2004) es un algoritmo de precipitación de escala global disponible a una resolución de 0.25°, con información disponible en toda longitud entre 60° N y 60° S. Produce análisis de precipitación global a una alta resolución espacial y temporal. Esta técnica utiliza estimaciones de precipitación que se han obtenido exclusivamente a partir de observaciones de microondas de satélites de órbita baja. Las características del campo son analizadas a partir de información espacial obtenida enteramente a partir de datos IR de satélites geoestacionarios.

La Misión **TRMM** (The Tropical Rainfall Measuring Mission; Kummerov et al., 1998) fue un proyecto conjunto entre la NASA y la Agencia de Exploración Aeroespacial de Japón. Su objetivo era la obtención de datos de precipitación y flujos de energía en las regiones tropicales y subtropicales. Debido a esto, los datos se encuentran entre 35° N a 35° S. La misión inicio en 1997 y finalizo en 2015. Los datos se encuentran disponibles en el intervalo de duración de la misión.

ERA5 es el último reanálisis climático producido por el ECMWF. Se encuentra disponible a nivel global con una resolución espacial de 30 km aproximadamente con 137 niveles en la atmósfera hasta una altura de 80 km. Actualmente, los datos se encuentran disponibles a partir del año 1979.

3.1.3 Datos del modelo REMO

En esta sección se describe el sistema de modelación regional acoplada ROM (Sein et al., 2015) el cual se usa para simular los patrones de lluvia sobre un dominio que incluye México y Centroamérica. La componente

oceánica de ROM es un modelo oceánico global, denominado MPI-OM, el cual fue desarrollado en el Instituto Max Planck de Meteorología y ha sido ampliamente utilizado. MPI-OM es un modelo basado en ecuaciones primitivas, formulado en coordenadas z utilizando una malla tipo Arakawa C, con una superficie libre y usando la aproximación hidrostática y de Boussinesq. MPI-OM incorpora un modelo dinámico/termodinámico de hielo marino con una reología de plástico viscoso siguiendo a Hibler (1979) y un esquema de capa límite inferior que permite una mejor simulación del flujo a través de topografía compleja y abrupta.

MPI-OM utiliza una malla curvilínea ortogonal bipolar con resolución espacial variable que permite situar los polos de la misma sobre tierra firme, evitando la singularidad numérica asociada a la convergencia de los meridianos en el Polo Norte geográfico. Una ventaja importante de la malla curvilínea es la posibilidad de compatibilizar una resolución espacial alta en la región de interés en el seno de un dominio global, evitando así los problemas ligados a las fronteras abiertas o cerradas de los modelos oceánicos regionales. Una descripción de MPI-OM se puede encontrar en Marsland et al. (2003). La componente atmosférica de ROM es el modelo regional atmosférico REMO (Jacob, 2001), el cual fue desarrollado originalmente por el Instituto Max Planck de Meteorología de Hamburgo, basado en el Europa-Modell del Servicio Meteorológico Alemán (Majewski, 1991). Las parametrizaciones físicas se obtienen de las versiones 4 y 5 del modelo climático global ECHAM (Roecknar et al., 1996; Roecknar et al., 2003). Las variables pronosticadas por REMO son la presión en superficie, las componentes horizontales del viento, temperatura, vapor de agua, agua líquida y nubes de hielo. Para evitar grandes diferencias en el tamaño de las celdas cercanas a los polos, REMO emplea una malla rotada con el ecuador de la misma en la mitad del dominio del modelo. La discretización horizontal se realiza en la malla C de Arakawa y se definen unas coordenadas verticales híbridas de acuerdo a Simmons y Burridge (1981). La discretización temporal está basado en el método leap-frog con corrección semi-implícita y suavizada por filtro de Asselin. En la región cubierta por REMO, el océano y la atmósfera interaccionan, en tanto que en el resto del océano global, este es forzado por los flujos de energía, momento y masa provenientes de la componente atmosférica del modelo global utilizado como forzamiento.

Las componentes de ROM intercambian información a través del acoplador OASIS, desarrollado por CERFACS (Valcke et al., 2003). Dicho acoplamiento es similar al empleado para los modelos climáticos del MPI: ECHO-G (Legutke y Voss, 1999) y ECHAM5/MPI-OM. La comprensión de las ventajas e inconvenientes que presenta un modelo acoplado sobre otro únicamente atmosférico puede ser especialmente importante para los estudios climáticos en México, dada la influencia que sobre su clima pueden ejercer los mares y océanos circundantes.

Las condiciones de frontera laterales para el modelo atmosférico REMO y las de superficie, fuera del dominio de acoplamiento, para el modelo oceánico MPI-OM se prescribieron utilizando datos del reanálisis ERA-40.

Se contó con los datos de un conjunto de simulaciones realizadas con el sistema ROM, tanto en modo atmosférico como en modo acoplado, para el periodo 1953-2005. En este trabajo se analizan solamente los resultados correspondientes a los experimentos de mayor resolución (25 km) en el periodo 1995-2000. Los datos de la simulación atmosférica son E409 mientras que E375 corresponde a la simulación acoplada océano-atmósfera.

3.2 Experimentos Numéricos

Las simulaciones numéricas fueron realizadas con el modelo WRF-ARW versión 3.8.1 (Skamarock et al., 2018). La configuración inicial (archivos *namelist*) fue proporcionada por el Dr. Carlos Abraham Ochoa Moya, nos referiremos a ella como “configuración base”. El dominio fue configurado con una resolución horizontal de 25 km y 45 niveles verticales, distribuidos desde la superficie hasta los 50 hPa. El centro del dominio está en 20.5° N y -80° W, con una extensión de 440 nodos en la dirección este-oeste y 220 nodos en norte-sur, sobre una proyección tipo Mercator (figura 3-1). Se utilizaron los datos terrestres incluidos en WPS (por ejemplo, estáticos: altura del terreno, categorías de suelo, categorías de uso de suelo; variantes en el año: promedios mensuales de cobertura vegetal, albedo, máximo albedo por nieve, entre otros). Para las categorías de uso de suelo se eligió la base modificada MODIS-IGBP. La resolución de la topografía fue de 30 arco-segundos, obtenida, del modelo digital de elevación global USGS GMTED 2010 (Danielson y Gesh, 2011). El forzamiento de las condiciones iniciales y condiciones de frontera fue a partir de ERA-I. El periodo de simulación fue, de todos los experimentos, de las 00:00 del 20/12/1994 a las 00:00 del 01/01/2001 horarios UTC.

Los experimentos fueron ejecutados dentro del clúster *Poseidón*, alojado en el Centro de Ciencias de la Atmósfera. Como consecuencia al tamaño del dominio y la resolución utilizada, el almacenamiento digital requerido fue amplio, por lo cual se decidió guardar los resultados del modelo en intervalos de 6 horas (00:00, 06:00, 12:00 y 18:00 UTC), generando un archivo por cada salida. El almacenamiento utilizado exclusivamente por los resultados fue de ~45 TB, más el almacenamiento requerido para las condiciones iniciales y las bases de observaciones. El total utilizado fue de 50 TB aproximadamente.

Para la parametrización de procesos físicos, en todos los experimentos, se utilizó el esquema de momento sencillo clase 3 (WSM3, por sus siglas en inglés; Hong, Dudhia y Chen, 2004) para microfísica, para radiación de onda larga el esquema RRTM (Iacono et al., 2008) y el esquema Goddard (Chou y Suarez, 1994) para radiación de onda corta, la capa límite planetaria se parametrizó con el esquema Mellor-Yamada-Janjic (MYJ, Janjic 2002). La CP inicial, incluida en la configuración base, fue KF, posteriormente se utilizaron los esquemas TK y GF. La tabla 3-1 muestra un resumen de las características importantes de la configuración base.

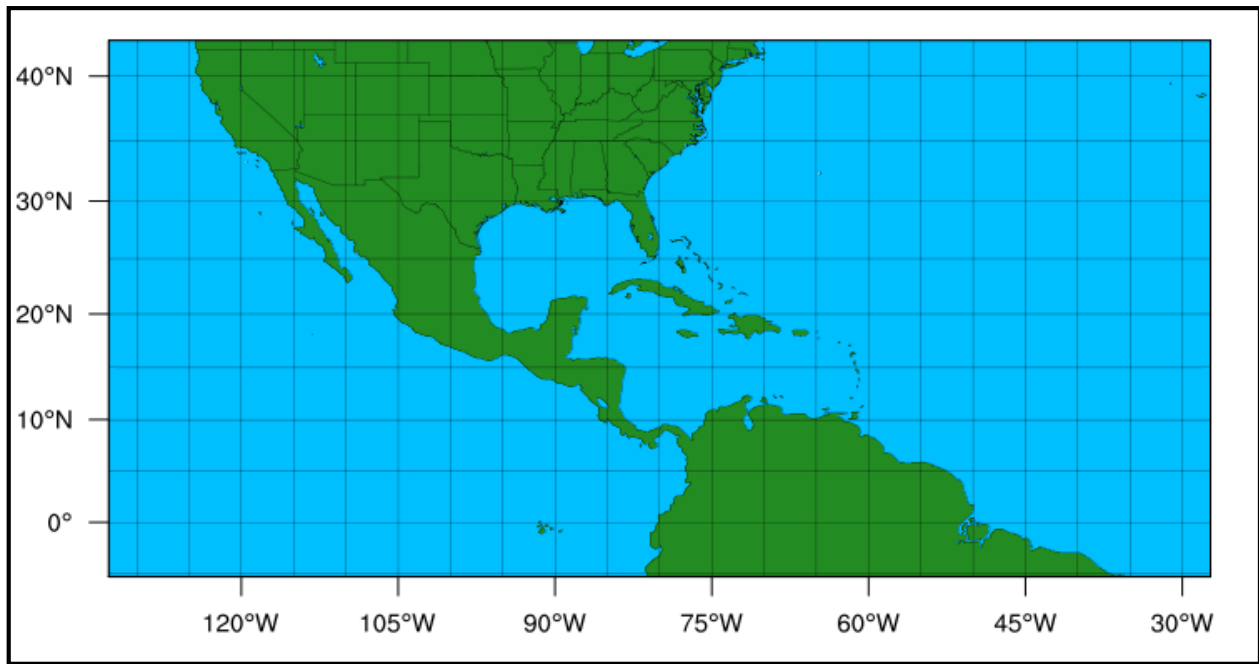


Figura 3-1. Dominio de WRF utilizado. Proyección Mercator, resolución espacial 25 km.

Tabla 3-1. Configuraciones de dominio y parametrizaciones importantes de la configuración base. Entre paréntesis la opción correspondiente a cada parametrización en WRF.

| CONFIGURACIÓN BASE | | | |
|--------------------|--------------|-----------------------|--------------------------------|
| dx , dy | 25 km | mp_physics | WRF Single-Moment 3 (3) |
| e_we | 440 | ra_lw_physics | RRTM scheme (1) |
| e_sn | 220 | ra_sw_physics | Goddard (2) |
| e_vert | 45 | bl_pbl_physics | MYJ scheme (2) |
| ref_lat | 20.5 | cu_physics | Kain-Fritsch Scheme (1) |
| ref_lon | -80 | | |

Los experimentos pueden diferenciarse en dos grupos. En el primero se consideró la opción de prescribir campos variables de SST durante la simulación, provenientes de ERA-I, utilizando la opción *sst_update*, modificando solo la CP. En el segundo grupo se encuentran los experimentos donde se utilizó el módulo oceánico OML-1D, además de utilizar diferentes opciones de CP. También se ha considerado el uso de la opción *sst_skin*. En la tabla 3-2 se muestran los experimentos y los cambios realizados con respecto a la configuración base, así como la nomenclatura utilizada para cada uno. El orden de realización de cada experimento no necesariamente corresponde con el orden mostrado en la tabla.

Como parte del primer grupo se encuentran los resultados denominados EOC, los cuales fueron proporcionados por el Dr. Carlos Ochoa. El experimento para generar estos resultados utilizó la configuración base. La simulación cubrió el periodo de 1979 al 2013 pero, para nuestros fines, sólo tomamos los datos del intervalo 1995-2000, correspondiente al de nuestras simulaciones. En el experimento E1K se utilizó la configuración base, sin ninguna modificación. Para los experimentos “E2” se activó la opción de *sst_skin*. En E2K, E2T y E3G se utilizó KF, TK y GF, respectivamente, como CP.

Tabla 3-2. Experimentos realizados y su nomenclatura. Se muestran los cambios respecto a la configuración base: 1 representa parámetro activado, 0 parámetro desactivado. KF=Kain-Fritsch. TK=Tiedtke, GF=Grell-Freitas.

| | cu_physics | sst_update | sst_skin | oc_phs | HYCOM |
|----------|------------|------------|----------|--------|-------|
| EOC | KF | 1 | 0 | 0 | 0 |
| E1K | KF | 1 | 0 | 0 | 0 |
| E2K | KF | 1 | 1 | 0 | 0 |
| E2T | TK | 1 | 1 | 0 | 0 |
| E2G | GF | 1 | 1 | 0 | 0 |
| E3K | KF | 0 | 1 | 1 | 0 |
| E3G | GF | 0 | 1 | 1 | 0 |
| E3GH1 | GF | 0 | 1 | 1 | 1 |
| E3GHM | GF | 0 | 1 | 1 | 1 |
| E3GHMr10 | GF | 0 | 1 | 1 | 1 |
| E3KwS | KF | 0 | 0 | 1 | 0 |
| E3GwS | GF | 0 | 0 | 1 | 0 |
| E3GHMwS | GF | 0 | 0 | 1 | 1 |

La utilización del módulo OML-1D, opción *sf_ocean_physics*, es la característica principal del segundo grupo. Recordemos que existe incompatibilidad con *sst_update*, por lo cual esta última es desactivada. Utilizamos el prefijo “E3” para su identificación, sin embargo, por la combinación de configuraciones, pueden dividirse en tres subgrupos. En el subgrupo uno y dos, se activó la *sst_skin*. En el primero se encuentran los experimentos donde se utilizaron los parámetros de la capa de mezcla por default: un espesor inicial homogéneo en todo el dominio de 50 m (*oml_hml0*) y una razón de decaimiento de la temperatura de 0.14 K por cada metro de profundidad (*oml_gamma*); los experimentos E3K y E3G utilizaron KF y GF, con CP, respectivamente. En los experimentos del subgrupo dos, el espesor inicial fue prescrito a partir de datos del modelo HYCOM, por lo cual, es variable en espacio. Como CP solo se utilizó GF. El experimento E3GH1 considera un espesor obtenido en un solo tiempo, el 20 de Diciembre del 2003 (panel superior de la figura 3-2). Un espesor promedio del periodo 2003-2017 fue utilizado en E3GHM (panel inferior de la figura 3-2). En E3GHMr10 se usó el mismo espesor que el experimento anterior, pero configurando un tiempo de relajación (un intervalo temporal en el cual los valores calculados tiende hacia los valores originales) de 10 días. Finalmente, en el tercer subgrupo sólo se desactivó la *ssk_skin*. E3KwS es análogo a E3K, E3GwS a E3G y E3GHMwS a E3GHM.

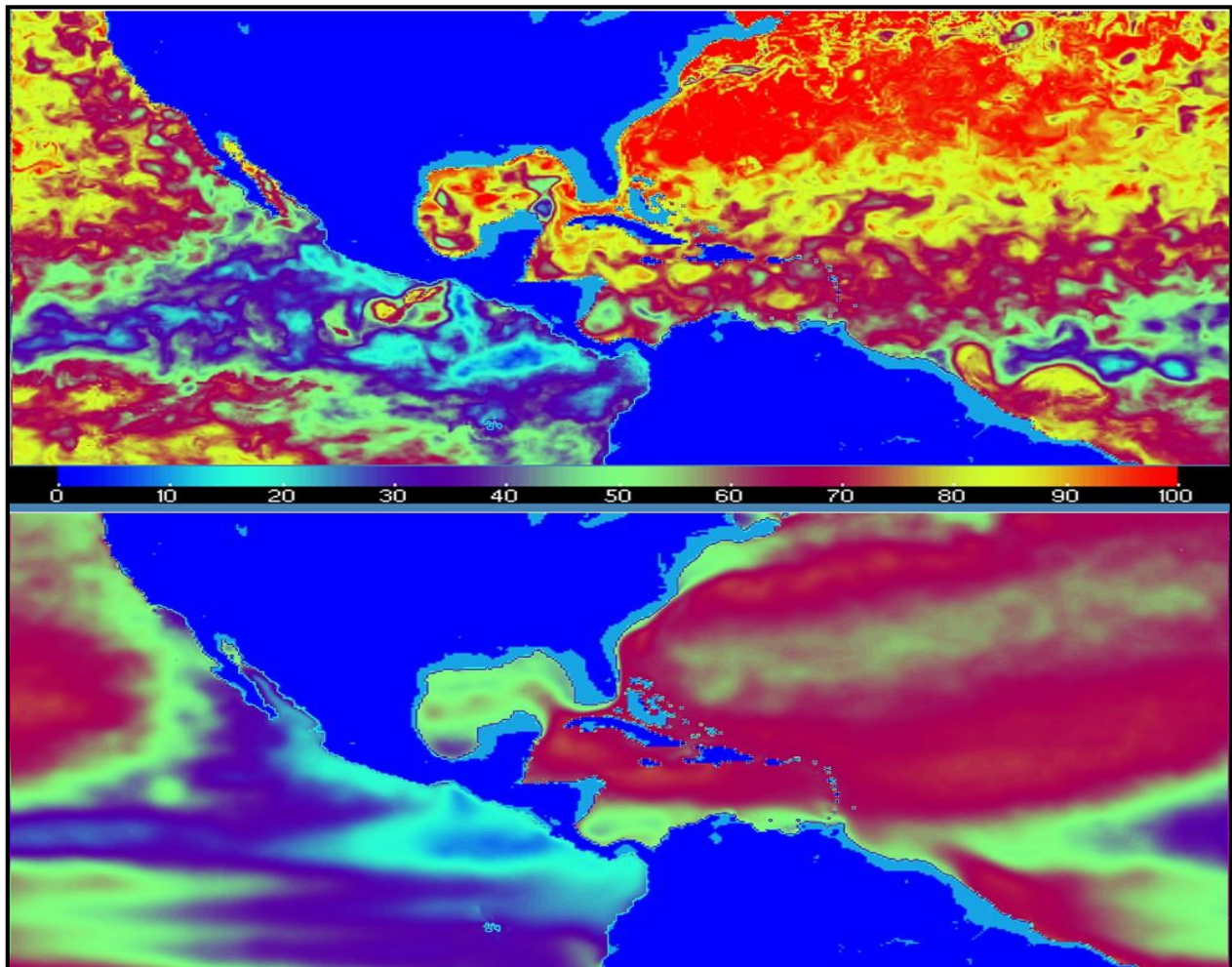


Figura 3-2. Espesor inicial prescrito (en metros) para la capa de mezcla a partir de HYCOM. Superior: Espesor utilizado en E3GH1. Inferior: Espesor promedio del periodo 2003-2017 utilizando en experimentos "E3GHM".

3.3 Metodología para la Evaluación de los Resultados

Los resultados de los experimentos numéricos fueron comparados contra las observaciones. Para ello, la evaluación, de la temperatura y precipitación, se hizo en forma espacial y temporal. Adicionalmente se hizo una evaluación puntual de la evolución de la SST. Debido a que todas las mallas presentan una resolución espacial diferente, el primer paso fue homogeneizar, utilizando la técnica de interpolación bilineal, todas las bases a la misma resolución: 0.25° , valor aproximado de la malla de WRF. Los cálculos estadísticos son representados en gráficas de tipo XY, diagramas de barras, mapas de distribución espacial y diagramas de Taylor. Los procedimientos descritos a continuación fueron realizados utilizando diferentes herramientas de procesamiento de datos netCDF, tales como Matlab, CDO, NCO y NCL.

Las regiones de la RM analizadas, fueron elegidas con el objetivo de estimar el desempeño del modelo en diferentes tipos de clima y orografía, además de distintas extensiones. Dichas regiones se muestran en la figura 3-3. La región 1 (R1) se encuentra distribuida de 18° a 20.5° de latitud y -101° y -98° de longitud, cubre en totalidad los estados: Ciudad de México, Estado de México y Morelos, y partes de estados vecinos. La región 2 (R2) se encuentra sobre el noroeste del país, cubriendo una amplia zona desde la Península de Baja California hasta parte Nuevo León (-115° a -100° longitud, 23.5° - 35°). Para la Península de Yucatán se utilizó la región 3 (R3), de 18° a 22° latitud y -92° a -86° longitud. Sobre el Pacífico, se consideró una región sobre el Golfo de Tehuantepec, la región 4 (R4) limitada por las latitudes -98° y -92°, entre 15° y 18° latitud. Sobre la costa del Golfo de México, se tomó una región entre el norte de Veracruz y el sur de Tamaulipas, principalmente sobre la porción terrestre (R5; 21° a 24° y -100° a 97.5° longitud). Finalmente, dos regiones en la zona norte del país, la R6 se encuentra sobre los límites de Durango, Chihuahua y Coahuila (25° a 28.5° latitud, -106.5° a 102° longitud). La R7 se localiza dentro del área definida por las latitudes 25.5° - 29° y longitudes -101° a -97.5°. La ubicación sobre la RM de estas regiones puede observarse en la figura 3-3.

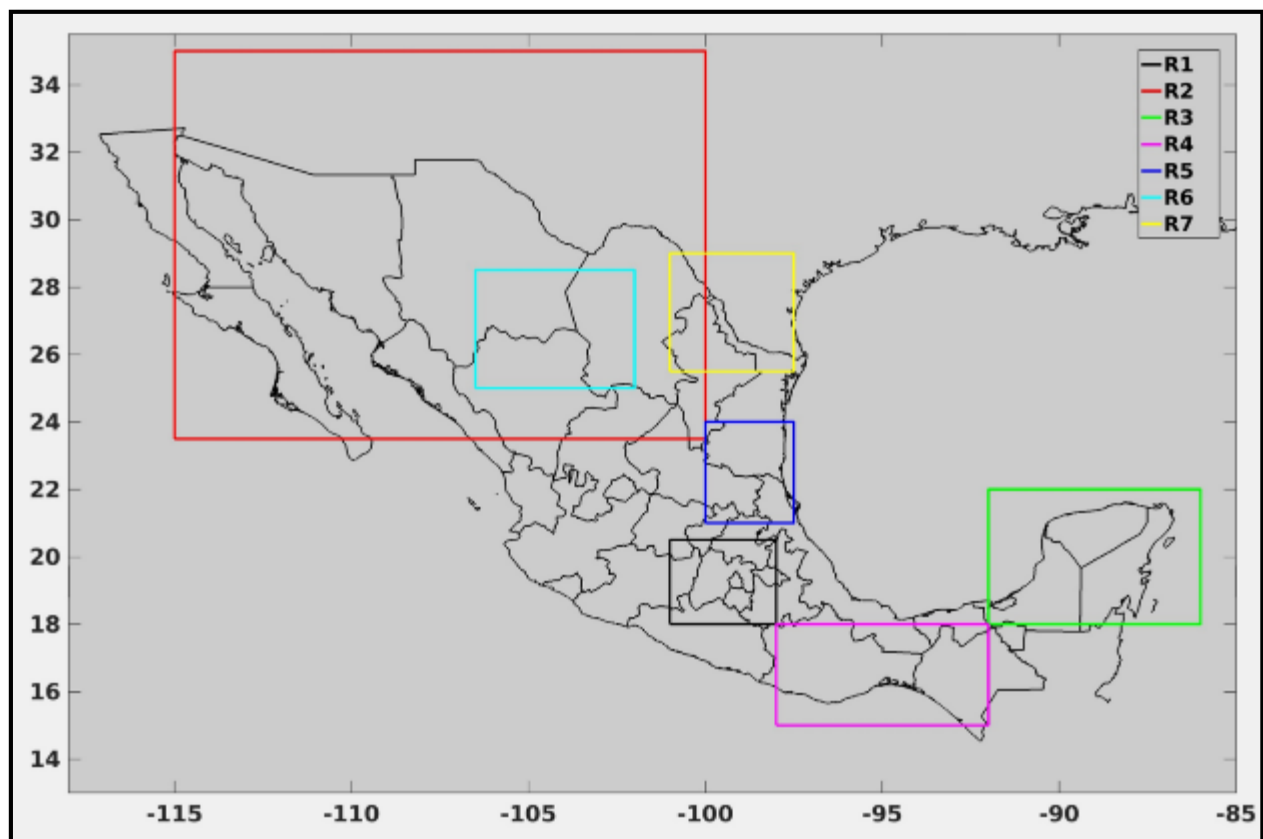


Figura 3-3. Regiones analizadas de la República Mexicana.

3.3.1 Evaluación puntual

Se tomaron cuatro puntos sobre el océano, para analizar la evolución temporal de la SST: dos sobre el océano Pacífico (-111° W y 5° N; -123° W y 30° N) y dos en el océano Atlántico (-35° W y 5° N; y -50° W y 30° N). La técnica utilizada fue la interpolación por vecinos cercanos. Los resultados fueron graficados, para cada dato disponible, en gráficas XY.

3.3.2 Evaluación espacial

La evaluación espacial permite hacer un análisis cualitativo del comportamiento de una variable sobre una región determinada. En este trabajo se hizo esta evaluación en todo el dominio simulado para el sesgo de la temperatura media (respecto de ERA-I), los valores del VIMF y la precipitación promedio diaria.

También se generaron mapas de distribución espacial sobre la región MCA, con información exclusivamente sobre la porción terrestre, para la precipitación promedio, valores calculados de la canícula y anomalías de precipitación para los eventos ENSO en invierno y verano.

3.3.3 Evaluación temporal

Este procedimiento se realizó para cada una de las regiones, calculando los ciclos anuales de precipitación y temperatura. Para lo anterior, se calculó el valor promedio mensual en todos los años del periodo de cada punto de malla dentro de la región respectiva. Posteriormente, para cada mes se obtuvo el promedio de toda la región. Los resultados fueron graficados en series de tiempo.

3.3.4 Diagramas de Taylor

Estos diagramas fueron generados para los datos de precipitación, mostrando valores de SD, RMSE y correlación. Los datos utilizados fueron obtenidos utilizando dos técnicas diferentes (descritas en el capítulo 4.4). Se utilizaron principalmente para un análisis cuantitativo sobre las diferentes regiones de la RM.

4. RESULTADOS

En este capítulo se muestra el análisis de los resultados del modelo WRF y su comparación contra las diferentes bases de observaciones utilizadas, de acuerdo a la evaluación descrita en el capítulo anterior. En primer lugar se encuentra el análisis de la evolución temporal puntual de la SST, posteriormente la T2 y los flujos de humedad sobre todo el dominio. Dado que el análisis de la precipitación es el objetivo principal de este trabajo, su evaluación se realizó a diferentes escalas espaciales: todo el dominio, la porción correspondiente a MCA, y sobre diferentes regiones dentro de la RM. Temporalmente se utilizó el periodo disponible de los experimentos: 1995-2000, se hicieron pruebas tomando el lapso 1996-2000 (no mostradas en este trabajo) sin embargo no se apreciaron diferencias significativas en los resultados, por lo cual se optó por usar datos de los 72 meses del periodo 1995-2000. En el capítulo de Anexos pueden consultarse los resultados complementarios a los aquí mostrados.

4.1 Temperatura Superficial del Mar

A continuación se muestra la evaluación de la SST, como respuesta al uso de diferentes CP y distintas configuraciones del módulo OML-1D sobre los cuatro puntos definidos anteriormente. Se decidió hacer el análisis de forma temporal para apreciar la habilidad del módulo de representar la evolución de la SST. Los valores de referencia son los datos provenientes de ERA-I, ya que estos son los forzantes tanto de los experimentos de tipo atmosférico como de la condición inicial para los experimentos utilizando el módulo oceánico.

En general, todos los experimentos que utilizaron el módulo oceánico (excepto E3GHMr10, el cual será retomado de forma individual posteriormente) mostraron valores de la SST mayores a los de ERA-I. En cada punto analizado se observa un incremento inicial de la SST en un lapso de aproximadamente un año. Este incremento está asociado al ajuste del modelo de capa de mezcla.

Los datos correspondientes al Atlántico Central (panel superior de la figura 4-1) muestran una diferencia significativa entre los valores de referencia y los simulados por OML-1D. La media de las diferencias es de aproximadamente 5° C. Posterior al ajuste inicial, la variabilidad anual de la SST se representa de forma aceptable, mostrando un ligero desfase principalmente en los valores máximos anuales. Esto último es muy notorio en el incremento abrupto del campo de SST registrado en 1998. Las simulaciones con el parámetro activo de *sst_skin* son las que muestran las mayores diferencias con las observaciones. Por el contrario, al

tener desactivada esta opción, se aprecia una notable mejoría en los resultados. Pese a que en E3G la *sst_skin* estuvo activa a diferencia de E3GHMwS, en donde se desactivó, ambas simulaciones muestran un desempeño similar en cuanto a la magnitud de la SST y su variabilidad anual.

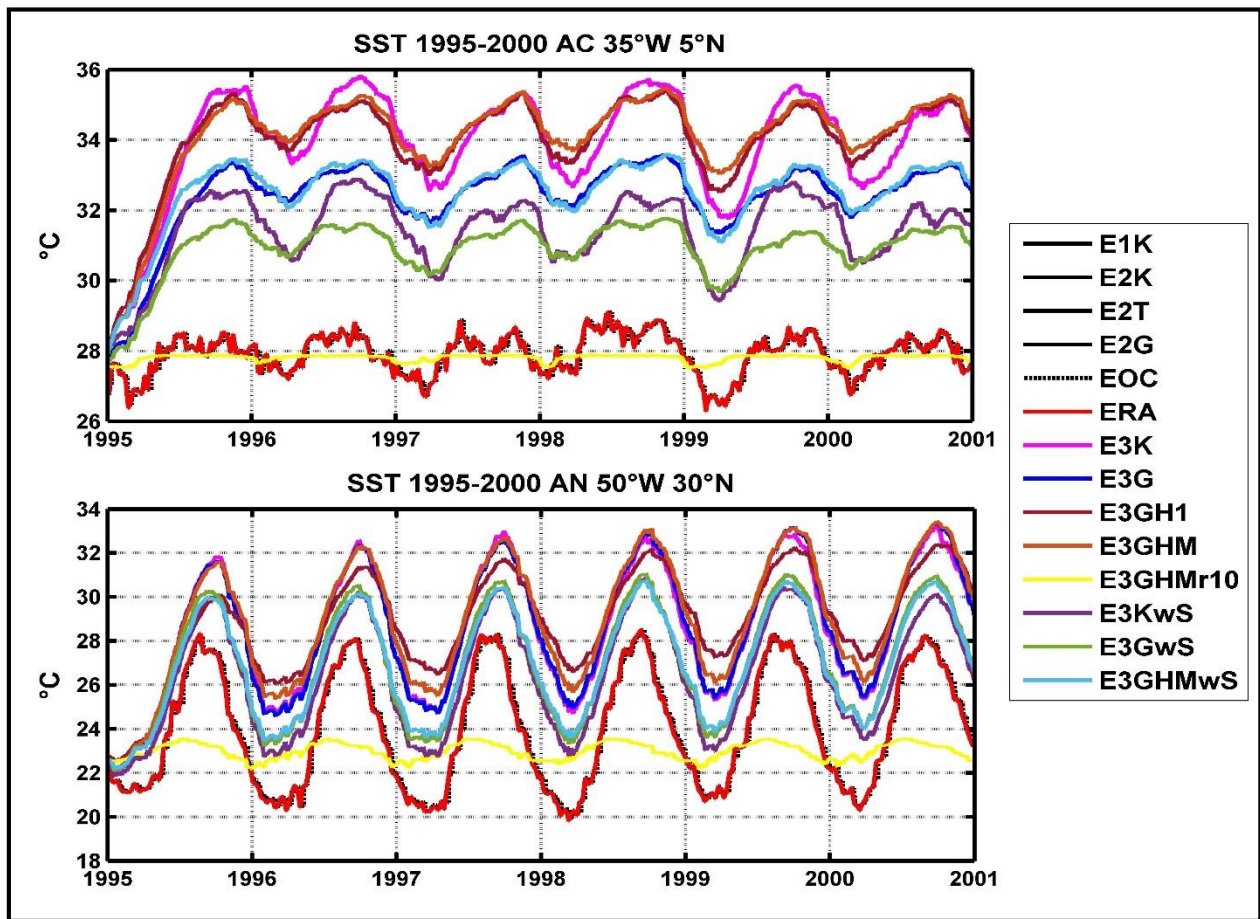


Figura 4-1. Comparación de la evolución de la SST (°C) calculada por cada experimento en dos puntos sobre el Océano Atlántico. Panel superior: Atlántico Central. Panel inferior: Atlántico Norte.

En el Atlántico Norte (panel inferior de la figura 4-1), OML-1D simuló de forma aceptable la fase exhibida por ERA-I. La diferencia entre el valor medio simulado y los datos de referencia es menor, comparada con la diferencia observada en el Atlántico Central. Es notoria la separación de los resultados en dos grupos: los que tienen un mejor desempeño (menor diferencia entre el valor simulado y el de referencia) son los experimentos sin *sst_skin*, los de menor desempeño (mayor diferencia) son los que tuvieron activo el parámetro. Los valores máximos anuales de cada grupo no tienen diferencias notorias entre sí, pero se aprecian diferencias entre los valores mínimos.

En el Pacífico Central (panel superior de la figura 4-2), los resultados tienen características similares a los del Atlántico Central, con una amplia diferencia entre el campo simulado y el de ERA-I (6 °C en promedio). La fase

de la evolución de la SST sugiere que en este punto el módulo se estabiliza más rápido. Los experimentos donde se utilizó GF y se activó el parámetro *sst_skin* son los que sobreestimaron más el valor de la SST, mientras que el conjunto sin *sst_skin* sobreestimó menos (con KF o GF como CP). Note que sin importar en qué conjunto se encuentren, todos los experimentos que utilizaron tanto GF como KF muestran una fase similar.

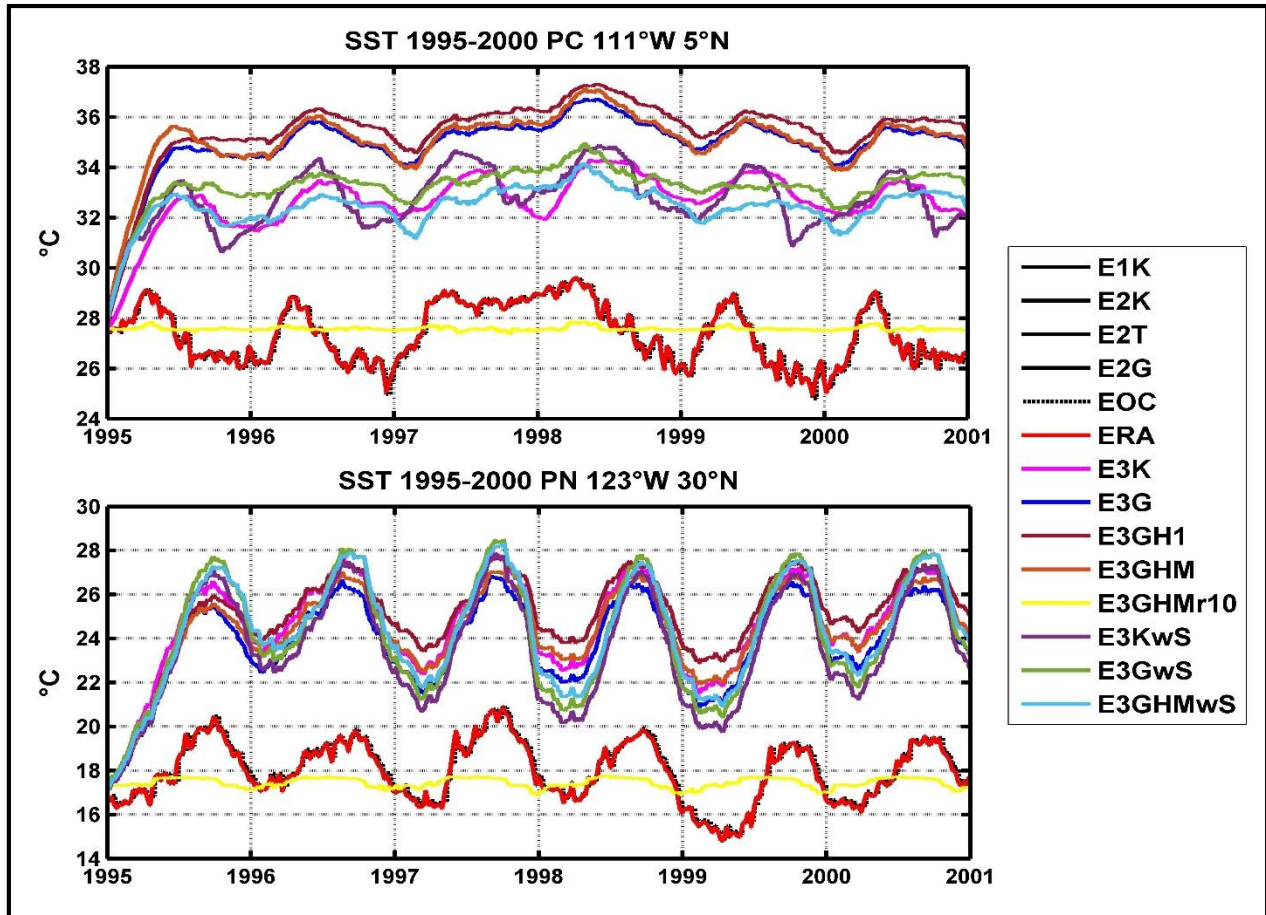


Figura 4-2. Comparación de la evolución de la SST (°C) calculada por cada experimento en dos puntos sobre el Océano Pacífico. Panel superior: Pacífico Central. Panel inferior: Pacífico Norte.

En el punto sobre el Pacífico Norte (panel inferior de la figura 4-2), la fase de la evolución de la SST es capturada en todos los experimentos, pero la magnitud simulada sobrestima marcadamente a la observada. No se aprecia una diferencia clara entre los experimentos con y sin *sst_skin*. En general, el valor medio y la amplitud de la oscilación observada de la SST son sobrestimados. No se observa una diferencia muy marcada entre los valores máximos de cada simulación, en cambio, en la representación de los valores mínimos existen diferencias más notorias.

Retomando el experimento E3GHMr10, el comportamiento es idéntico en los cuatro casos, puesto que cada 10 días los valores son forzados a tender hacia las condiciones iniciales, el campo de la SST se encuentra

restringido en su evolución, por lo tanto no reproduce la variabilidad anual. En el experimento E3GHMr10 es evidente que en las regiones cercanas al ecuador la amplitud varía muy poco a lo largo del año, mientras que más al norte si se aprecia una variación anual. Esta variación anual, sin embargo, es marcadamente menor a la exhibida en los otros experimentos y en las observaciones.

4.2 Análisis Espacial en Todo el Dominio

4.2.1 Temperatura a dos metros

Para este análisis se calculó la diferencia entre el valor promedio temporal de la (T2) simulada y los datos de ERA-I. La diferencia de la T2, para cada año del periodo simulado, puede ser consultada en la sección de Anexos. En primer lugar se muestran los experimentos de tipo atmosférico y posteriormente los de tipo oceánico.

Dentro del grupo de simulaciones de carácter atmosférico (figura 4-3), al utilizar KF y GF el campo de T2 sobre el océano Atlántico fue en general más frío con respecto a ERA-I, salvo una región frente a la franja costera del este de los Estados Unidos de América (EUA) donde la T2 simulada fue mayor que las observaciones. Por su parte, en el océano Pacífico existe una amplia región en la porción central del dominio, frente a las costas del sur de México y Centroamérica, con anomalías positivas y nulas de magnitud variable dependiendo del experimento, y con anomalías negativas al norte y sur de esta región. El uso de GF generó un enfriamiento general sobre todo el Pacífico. Contrario a los experimentos anteriores, al utilizar TK los dos océanos presentaron un calentamiento, con valores nulos sobre ciertas regiones del Atlántico y una región frente a la costa oeste de Norte América.

Los patrones de las anomalías de T2 en tierra son menos visibles. Gráficamente se aprecia que EOC generó principalmente anomalías negativas sobre Norte y Centroamérica, y E1K fue el más frío sobre México; por su parte, en el Amazonas E1K y E2T mostraron un calentamiento importante.

La T2 utilizando el módulo OML-1D (figura 4-4) muestra que existen características particulares para cada uno de los subgrupos considerados dentro de esta categoría. En las simulaciones con *sst_skin* (excepto E3GHMr10), el campo de T2 sobre el océano Atlántico fue en general más frío con respecto de ERA-I, salvo una región en el Atlántico Central frente a Brasil, la cual muestra una diferencia casi nula. En gran parte del océano Pacífico, el modelo de capa de mezcla generó un campo de T2 mayor que el de ERA-I, observándose lo contrario frente a las costas del noroeste de México. Asociado a lo anterior, se observa una franja de valores

nulos entre las dos regiones. Note que existe una región con anomalías negativas de T2 en una zona entre el Golfo de Tehuantepec y parte de América Central.

En la simulación en la cual no se permite la evolución de la capa de mezcla (E3GHMr10; panel h de la figura 4-4) se observó un mayor enfriamiento en el Atlántico, principalmente en su parte norte, así como en el norte del Golfo de México; contrario a los experimentos anteriores, al no permitirse la evolución de la capa de mezcla se presentaron grandes extensiones con anomalías negativas, restringiéndose las positivas a una pequeña región frente a la costa sudamericana.

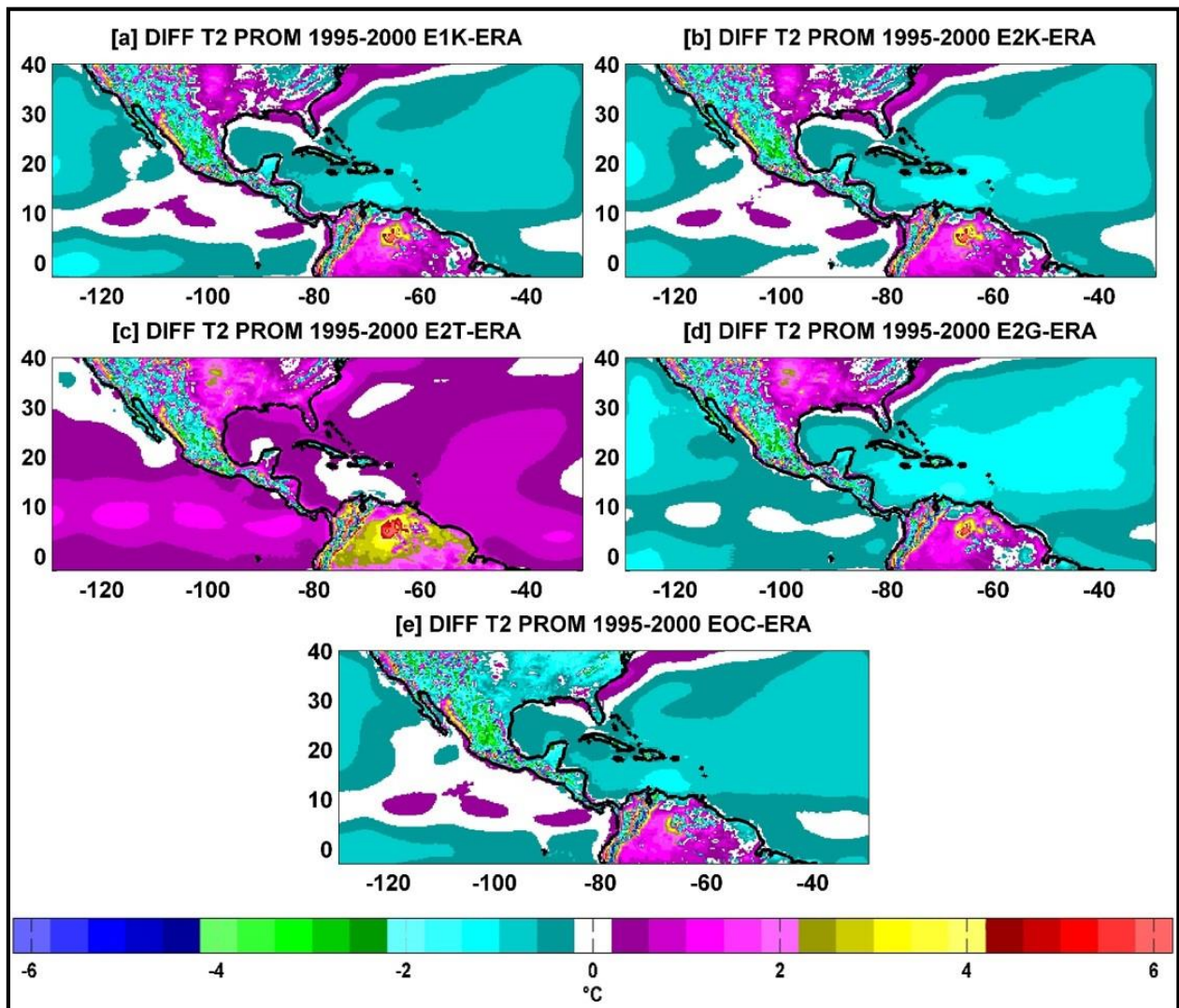


Figura 4-3. Diferencia de la T2 (°C) entre los experimentos atmosféricos y los datos de ERA-I. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC.

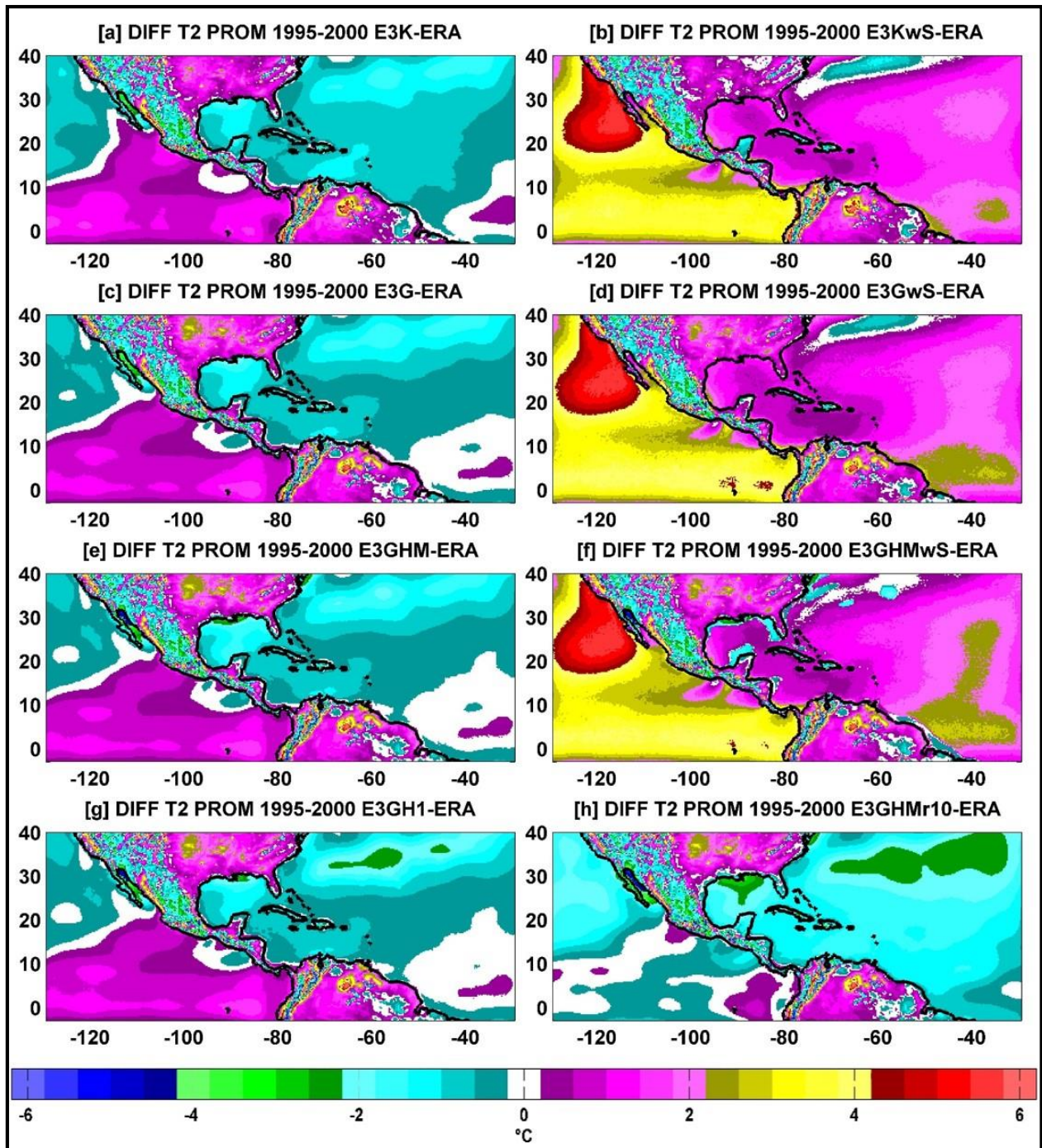


Figura 4-4. Diferencia de la T2 (°C) entre los experimentos oceánicos y los datos de ERA-I. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10.

Al utilizar el módulo OML-1D sin el parámetro *sst_skin* se presentó un calentamiento importante en casi todo el océano. Dicho calentamiento fue de menor magnitud sobre el Atlántico, donde incluso sobre el Atlántico Norte se generó una región con anomalías negativas, rodeado de una zona de transición con anomalías nulas. Por su parte, E3GHMwS generó anomalías negativas en las costas estadounidenses del Golfo de México y al norte de la Península de Yucatán. Por el contrario, el campo simulado de la T2 fue marcadamente mayor que

el observado sobre todo el Pacífico, en particular se generaron anomalías positivas muy grandes frente a las costas del noroeste de México y California. Exceptuando el norte de la Península de Yucatán, el modelo de capa de mezcla no generó cambios importantes sobre la parte continental; visualmente todos los experimentos muestran patrones con anomalías similares.

4.2.2 Flujo de humedad integrado verticalmente

Teniendo en cuenta que el contenido de humedad en el aire juega un rol fundamental en el proceso de precipitación, siendo el análisis de este campo nuestro objetivo principal, es importante visualizar el impacto de las variaciones espaciales de la SST y T2 sobre el vapor de agua en la atmósfera en cada experimento. Esto permite analizar la procedencia y magnitud del transporte de humedad que podría modular la precipitación sobre la RM. Con este fin, se obtuvo el flujo de humedad integrado verticalmente (VIMF, por sus siglas en inglés; Vertically Integrated Moisture Flux) entre la superficie y los 500 hPa sobre todo el dominio. En esta sección se muestran los valores promedio de la magnitud y la dirección del flujo. Los mapas de medias mensuales multianuales pueden ser consultados en la sección de Anexos.

Las simulaciones atmosféricas presentaron valores bajos de humedad sobre el océano Pacífico, con distribuciones espaciales similares (figura 4-5). En gran parte del Pacífico los valores de humedad fueron muy bajos, con excepción de una zona entre el Golfo de Tehuantepec y parte de Centroamérica, y una amplia región al oeste del Pacífico Ecuatorial, donde el valor del campo mostró un incremento moderado; en esta última región EOC generó valores de humedad ligeramente superiores. Estos patrones se replican en los experimentos que utilizaron el módulo OML-1D (figura 4-6), pero con un incremento de humedad en la zona oeste del Pacífico Ecuatorial, este incremento fue superior al utilizar KF.

En todos los experimentos se generó una zona al norte de Colombia con magnitudes significativas de humedad sobre el Atlántico Tropical. Al utilizar KF se generó una segunda zona con alta humedad frente a las costas de Brasil; la distribución espacial y la cantidad de humedad se incrementaron al utilizar el módulo oceánico con esta parametrización. El campo simulado con GF fue consistente para todas las simulaciones; excepto E3GHMr10 que mostró mayor similitud con KF. Por su parte, el experimento E2T fue el más húmedo al amplificar la estructura de la fuente de humedad sobre toda la costa del Atlántico Tropical y una porción importante dentro de la llanura del Amazonas. En general, en la parte continental del dominio simulado no existen diferencias importantes, salvo lo mencionado para E2T.

La dirección del flujo en el océano Atlántico es consistente para los dos grupos de experimentos, independientemente de la magnitud de éste, con dos trayectorias muy visibles. La primera de ellas se dirige hacia el Pacífico a través de América Central, la segunda se dirige hacia el Golfo de México a través del Mar Caribe. Sobre el Pacífico Norte existe similitud entre los dos grupos, sin embargo en los experimentos oceánicos (excepto E3GHMr10) se aprecia una mayor incursión de estos flujos hacia el ecuador. En el ecuador los flujos provenientes del sur, obtenidos al prescribir el valor de la SST, muestran una dirección zonal; mientras que al utilizar el modelo de capa de mezcla (excepto E3GHMr10) los flujos mostraron un comportamiento principalmente meridional. Cuando no se permitió la evolución de la capa de mezcla, el flujo mostró patrones similares a los generados por el grupo atmosférico.

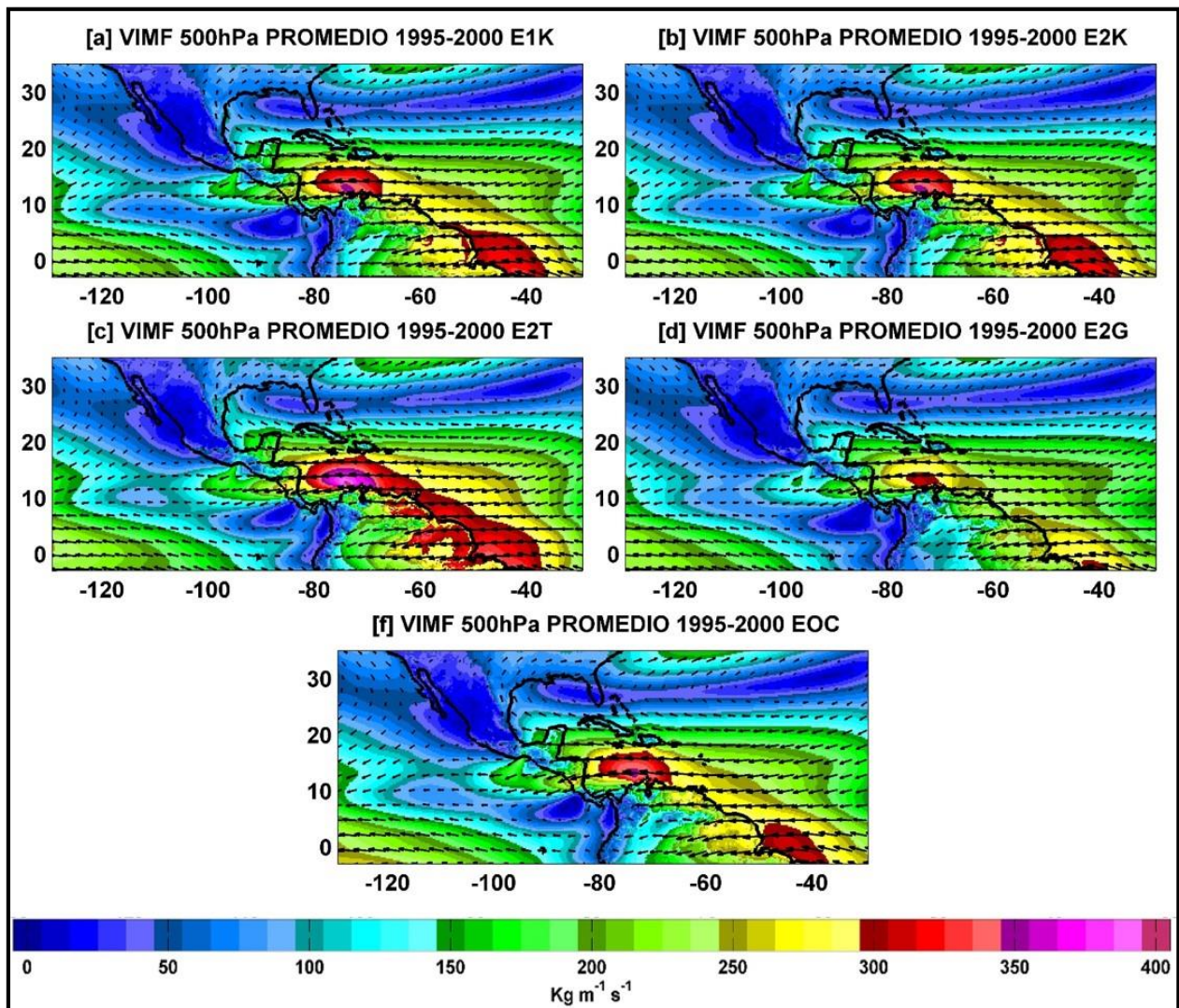


Figura 4-5. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos atmosféricos. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC.

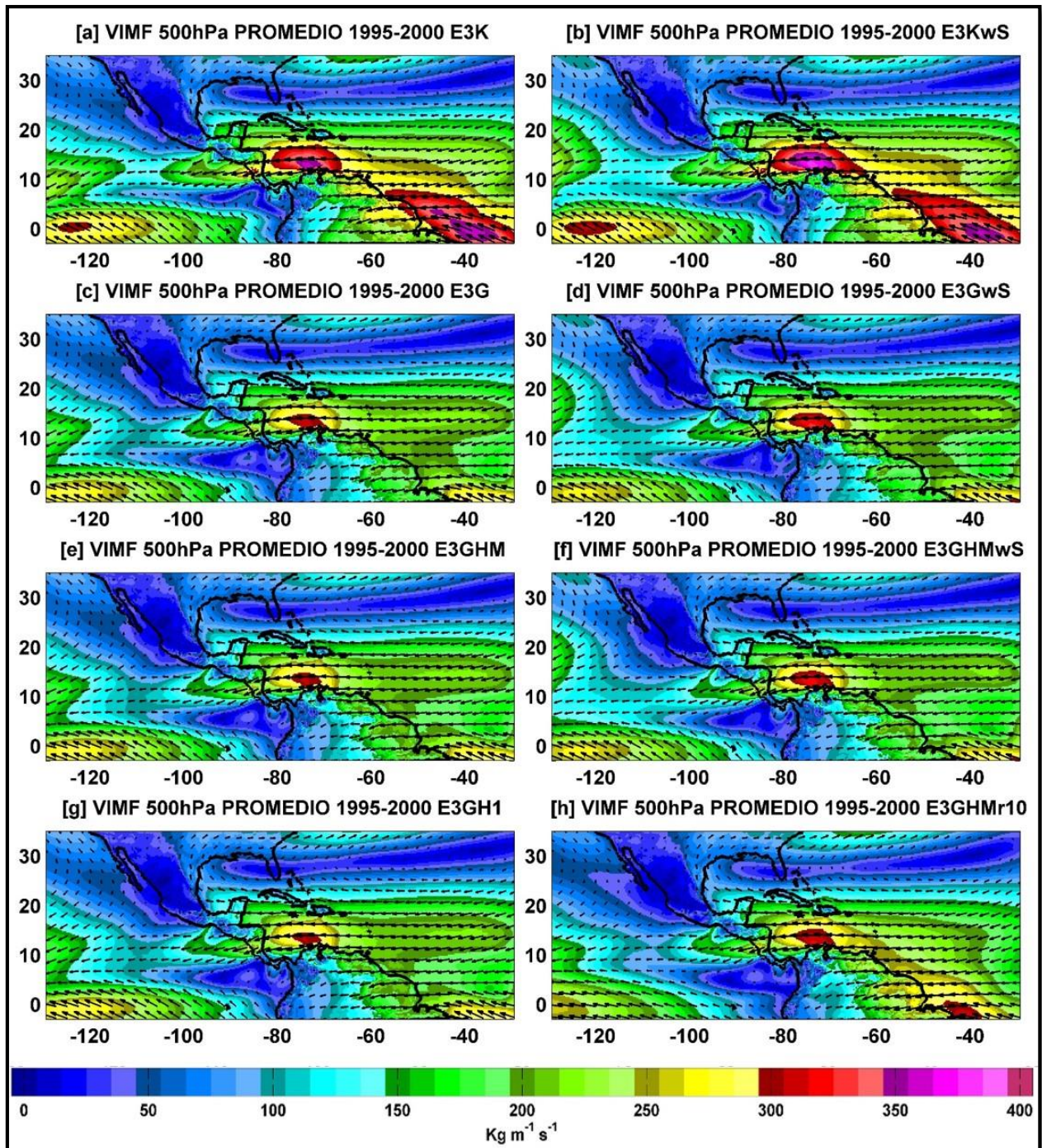


Figura 4-6. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos oceánicos. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10.

4.2.3 Precipitación promedio

Como parte del análisis espacial, se calculó la precipitación promedio del periodo para todos los experimentos. Teniendo en cuenta que las bases de observaciones utilizadas cuentan con limitaciones espaciales de los datos, como la existencia de información exclusivamente sobre la porción terrestre y la cobertura del dominio en la base LIVNEH, en esta sección se muestra solamente las bases de ERA5, CMAP, TRMM y CMORPH. El valor promedio de ERA5 y CMAP se calculó en el periodo de 1995 al 2000 mientras que para TRMM y CMORPH se tomó el periodo 1998-2014. Los resultados de la simulación E3GH1 son muy idénticos a los de E3GHM por lo cual los primeros no son mostrados. En esta sección, el análisis se enfoca principalmente en la distribución del campo de precipitación sobre la parte oceánica.

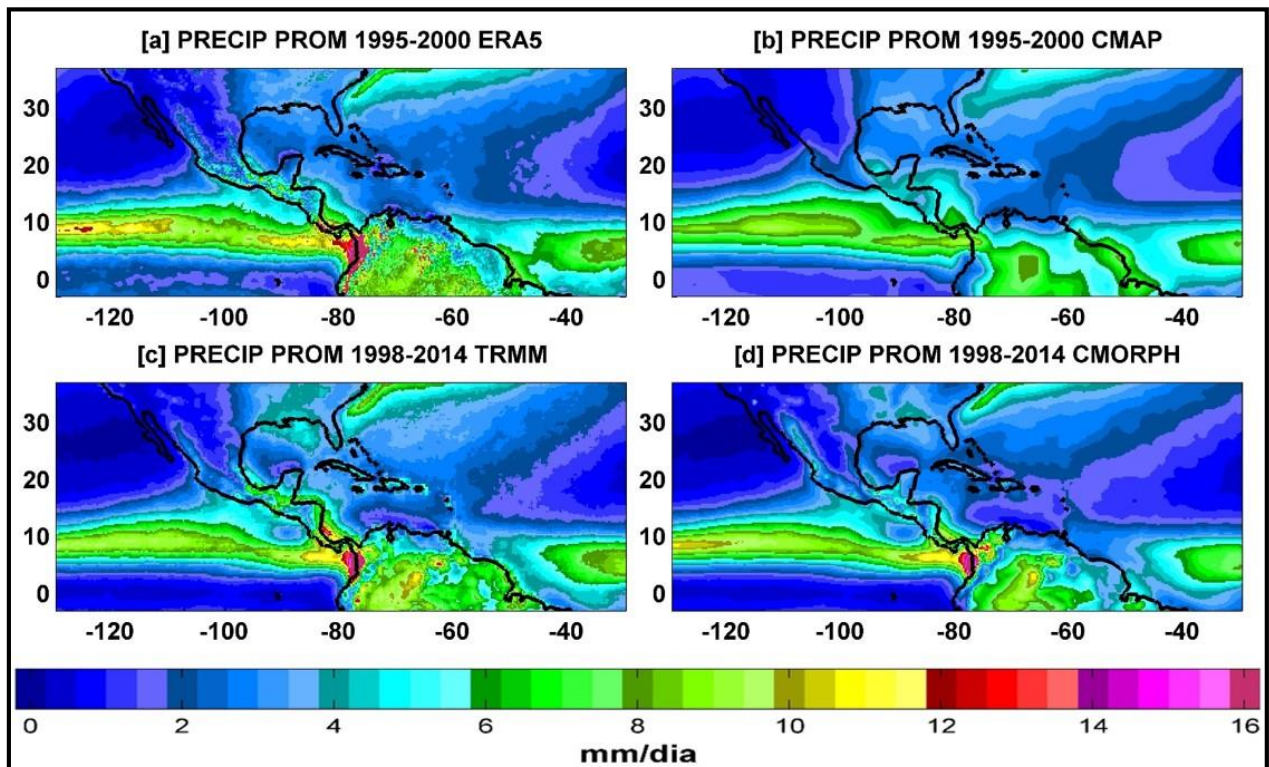


Figura 4-7. Precipitación promedio de las observaciones (mm/día). a) ERA5, b) CMAP, c) TRMM, d) CMORPH.

Los campos de precipitación de las diversas observaciones fueron consistentes tanto en la distribución espacial como en sus valores, a pesar de ser calculados en periodos diferentes (figura 4-7). En CMAP, el patrón de la distribución espacial mostró una estructura más burda, además de que no representó la zona de alta precipitación en la parte de Colombia y Perú observada en las demás bases analizadas. En las cuatro bases se aprecia una franja sobre el océano Pacífico con valores superiores al resto de dicho océano, correspondiente a la ITCZ. Por el contrario, frente a las costas de la Península de Baja California (PBC) existe una zona con

escasa precipitación. En el Atlántico, la precipitación es en general baja, con una región en el Atlántico Central que mostró valores ligeramente superiores (asociada también a la ITCZ) y otra zona en el norte frente a la costa este de los EUA.

Salvo la región en Sudamérica mencionada previamente, la precipitación sobre tierra no tiene diferencias significativas, mostrando valores de medios a bajos en todos los casos. Finalmente, ERA5 mostró una precipitación ligeramente superior sobre el Amazonas pero reproduce de manera satisfactoria las características predominantes del campo de precipitación observado.

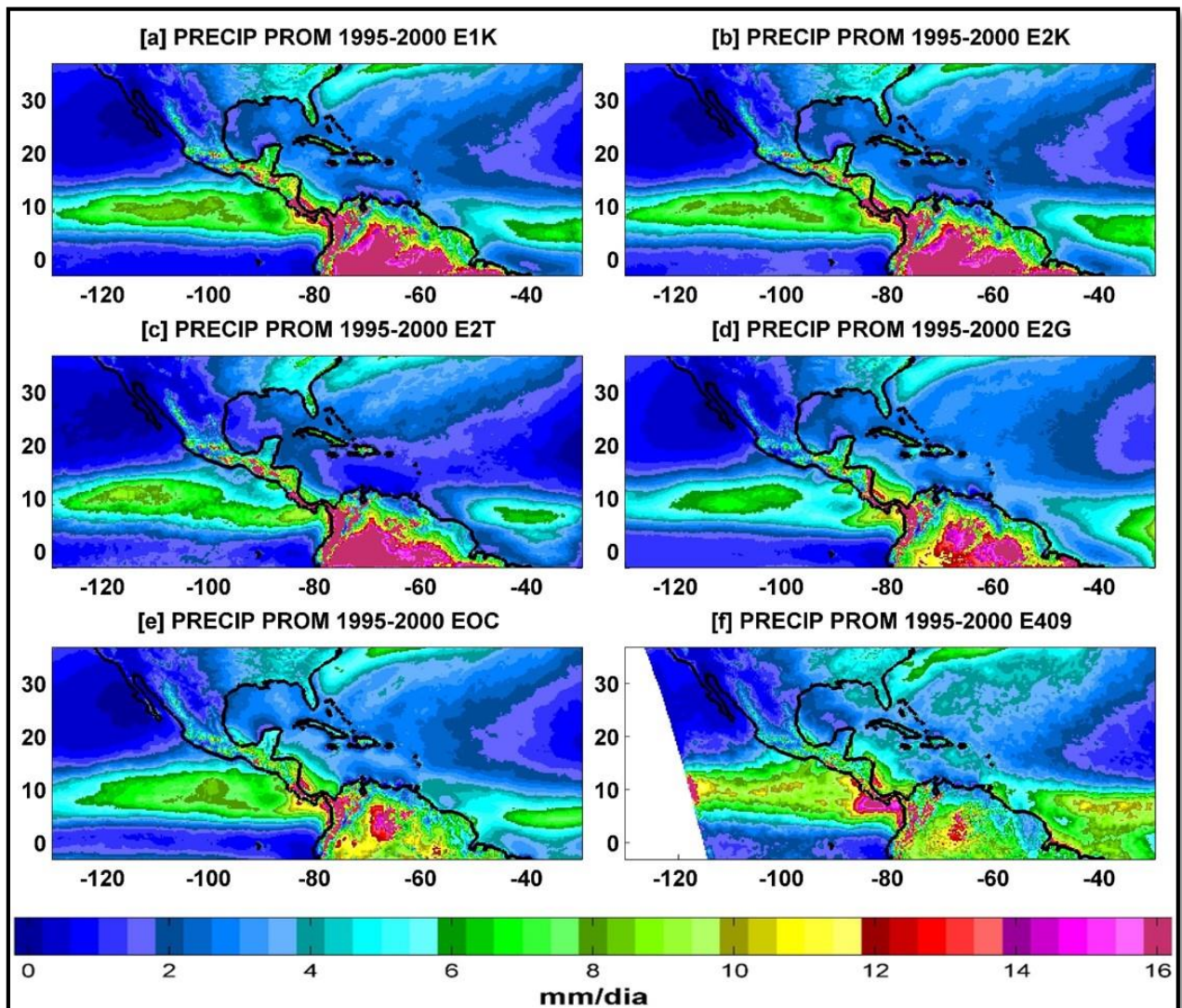


Figura 4-8. Precipitación promedio de los experimentos atmosféricos (mm/día). a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC, f) E409.

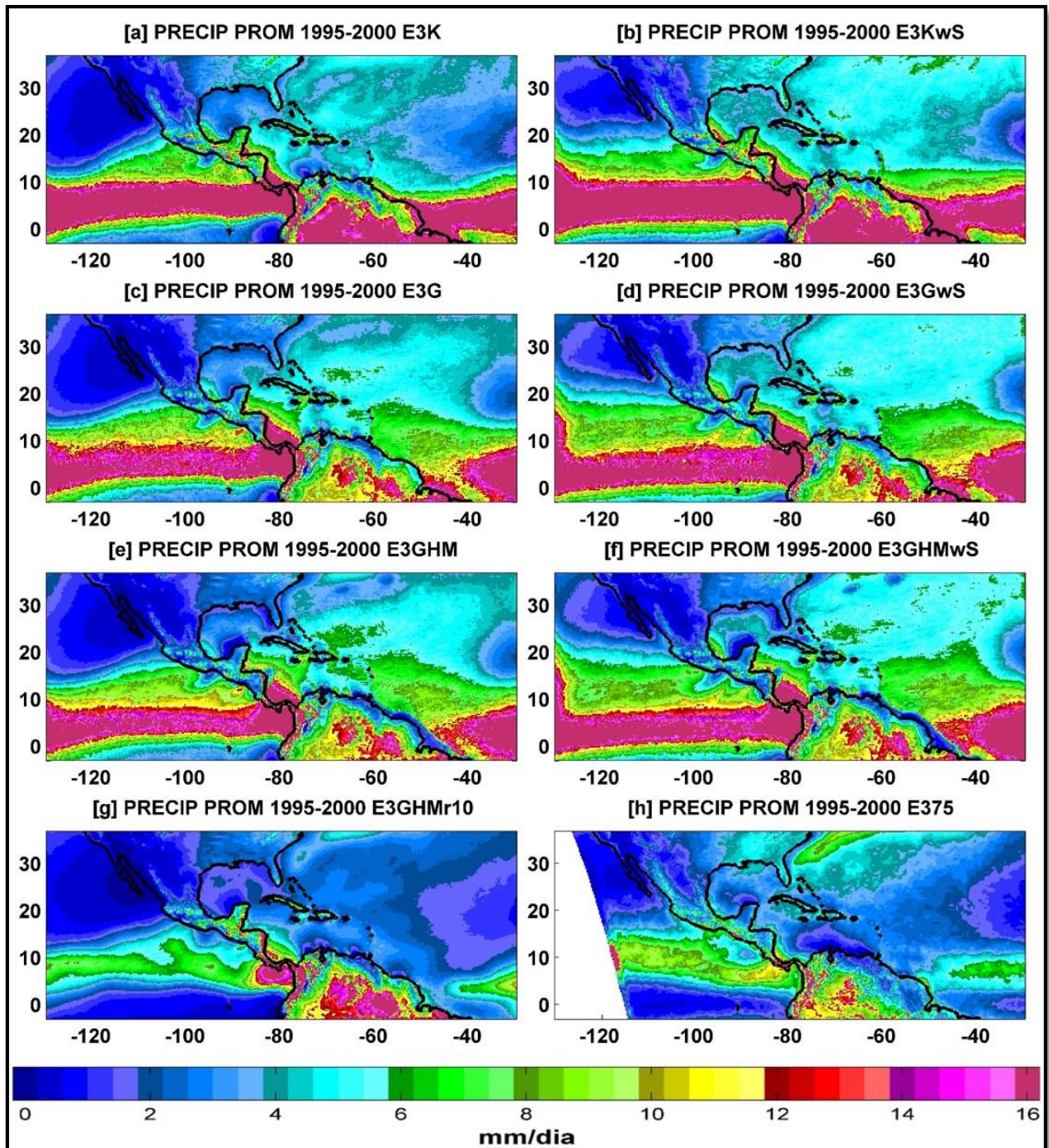


Figura 4-9. Precipitación promedio de los experimentos oceánicos (mm/día). a) E3K, b) E3Kws, c) E3G, d) E3Gws, e) E3GHM, f) E3GHMws, g) E3GHMr10, h) E375.

Los experimentos de carácter atmosférico, incluyendo E409, obtuvieron patrones similares entre sí sobre el océano, con variaciones moderadas en la magnitud simulada (figura 4-8). La franja de precipitación sobre el Pacífico es capturada, pero la estructura y magnitud difiere de lo observado. Lo mismo ocurre para la región en el Atlántico Norte y Central. En los dos casos, E409 generó una mayor precipitación que el resto del grupo. Sobre el continente, la principal diferencia se presenta sobre la región del Amazonas. El campo simulado al

utilizar TK y KF fue muy superior en magnitud a los demás experimentos de este grupo, en cambio EOC y E409 precipitó menos y E2G simuló valores intermedios.

Al utilizar el modelo de capa de mezcla (figura 4-9) se generó un considerable aumento en la magnitud de la precipitación simulada sobre la franja central del Pacífico y el Atlántico (a excepción de E3GHMr10). En las simulaciones sin *sst_skin* este aumento fue ligeramente mayor respecto de los que sí la utilizaron. Indistintamente de la forma en que se represente el espesor de la capa de mezcla, los experimentos que comparten la misma CP obtuvieron resultados similares entre sí. Dentro de este orden de ideas, KF es quien incrementó en mayor medida la magnitud de la lluvia en ambos océanos, además de aumentar la región donde esto sucedió. Por el contrario, GF aumentó ligeramente la precipitación sobre gran parte del océano Atlántico. Sobre la parte terrestre del dominio, los patrones espaciales de la precipitación son muy similares a los simulados por los experimentos atmosféricos, en este contexto al utilizar GF existió una ligera mejoría sobre el Amazonas respecto de E2G.

Contrario a los experimentos oceánicos anteriores, cuando no se permitió la evolución de la capa de mezcla (E3GHMr10, panel *g* de la figura 4-9) el campo obtenido es comparable tanto en tierra como en océano a la simulación E2G (panel *d*, figura 4-8), mientras que la precipitación obtenida de los datos E375 (panel *h*, figura 4-9) es la más baja de todo el conjunto sobre todo el dominio y la más consistente con las observaciones.

4.2.3.1 Promedios zonales de la precipitación

Otra forma de analizar el desempeño del modelo es evaluando su habilidad para simular la precipitación promedio en cada latitud del dominio. Con esta finalidad se calcularon los promedios zonales. Dado que la disponibilidad de información en algunas bases de observaciones es solo en tierra, y que los experimentos donde se utilizó el módulo OML-1D mostraron valores muy elevados de precipitación sobre el océano, los promedios zonales fueron calculados únicamente sobre la parte terrestre del dominio, entre 3° S y 37° N. Para esta comparación se utilizaron las bases CHIRPS, ERA5 y TRMM. La gráfica correspondiente a todas las observaciones puede consultarse en la sección respectiva de los Anexos.

Los resultados muestran fuertes deficiencias del modelo WRF en latitudes correspondientes a Centro y Sudamérica, con una mejoría notoria en latitudes mayores a 23° N aproximadamente, como se observa en la figura 4-10. Se observaron características particulares en cada grupo de modelos, determinadas principalmente por el tipo de CP utilizada. Los experimentos configurados con KF y TK simulaban precipitaciones superiores a los demás resultados en todas las latitudes, principalmente sobre Centro y Sudamérica, siendo mayor la diferencia al utilizar el módulo oceánico. Cuando se utilizó GF los resultados mejoraron, siendo mejor el desempeño al utilizarse en conjunto con el módulo OML-1D (a excepción de

E3GHMr10 que tuvo resultados muy similares a E2G). Al norte de 10° N, todos los experimentos con el modelo WRF muestran un comportamiento similar, con tres picos importantes entre 10° y 15° N. Por otra parte, los datos de REMO generaron los mejores resultados, siendo E375 el que mostró un desempeño superior en todas las latitudes, mientras que E409 mostró una sobreestimación importante entre 10° y 16° N, aproximadamente.

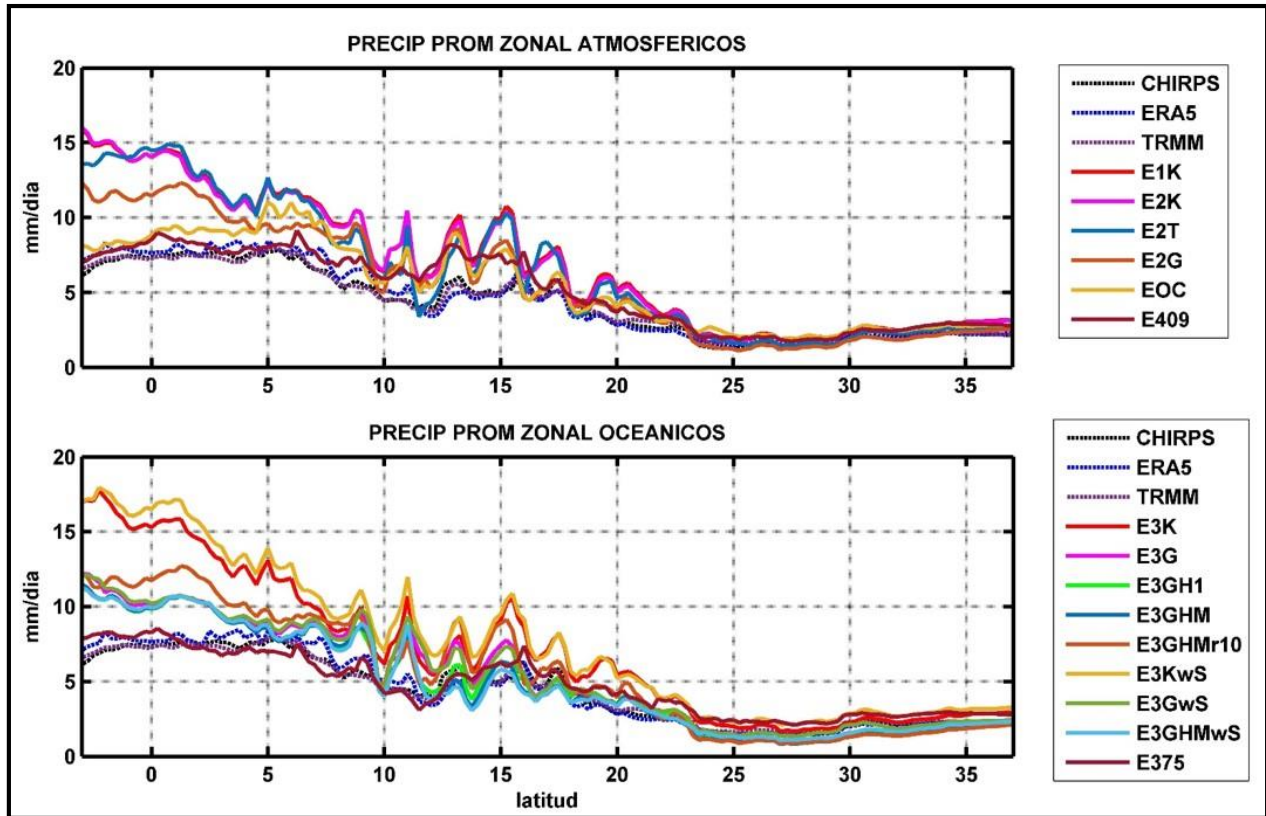


Figura 4-10. Promedios zonales de la precipitación. Panel superior: Experimentos atmosféricos. Panel inferior: Experimentos oceánicos.

4.3 Análisis Espacial sobre la República Mexicana y Centroamérica

4.3.1 Precipitación promedio

Como se mencionó anteriormente, algunas bases de observaciones sólo cuentan con información sobre la porción continental de su dominio. Es por ello que para el análisis cualitativo sobre nuestro país se consideró solo la información en tierra de los experimentos, calculando el valor promedio del campo en todo el periodo. Debe recordarse que para TRMM y CMORPH se utilizó el promedio de 1998-2014.

Las observaciones mostraron estructuras espaciales similares entre sí, con ciertas diferencias principalmente en la magnitud del campo (figura 4-11). La precipitación sobre el norte y noreste del país fue baja en general, con valores superiores sobre dos regiones correspondientes a la Sierra Madre Oriental y Occidental. En la región este de los EUA, ERA5 y CMAP muestran menor precipitación que las demás bases. Sobre la Península de Yucatán (PY) ERA5 fue más seco por el contrario TRMM mostró mayor precipitación. En la región sur de nuestro país, la base CRU mostró algunas zonas de alta precipitación, en tanto que CMORPH y LIVNEH fueron en general más secos. Para Centroamérica no existen diferencias importantes, en general CMORPH y CMAP capturaron menor precipitación, mientras que en las demás observaciones el valor fue ligeramente superior.

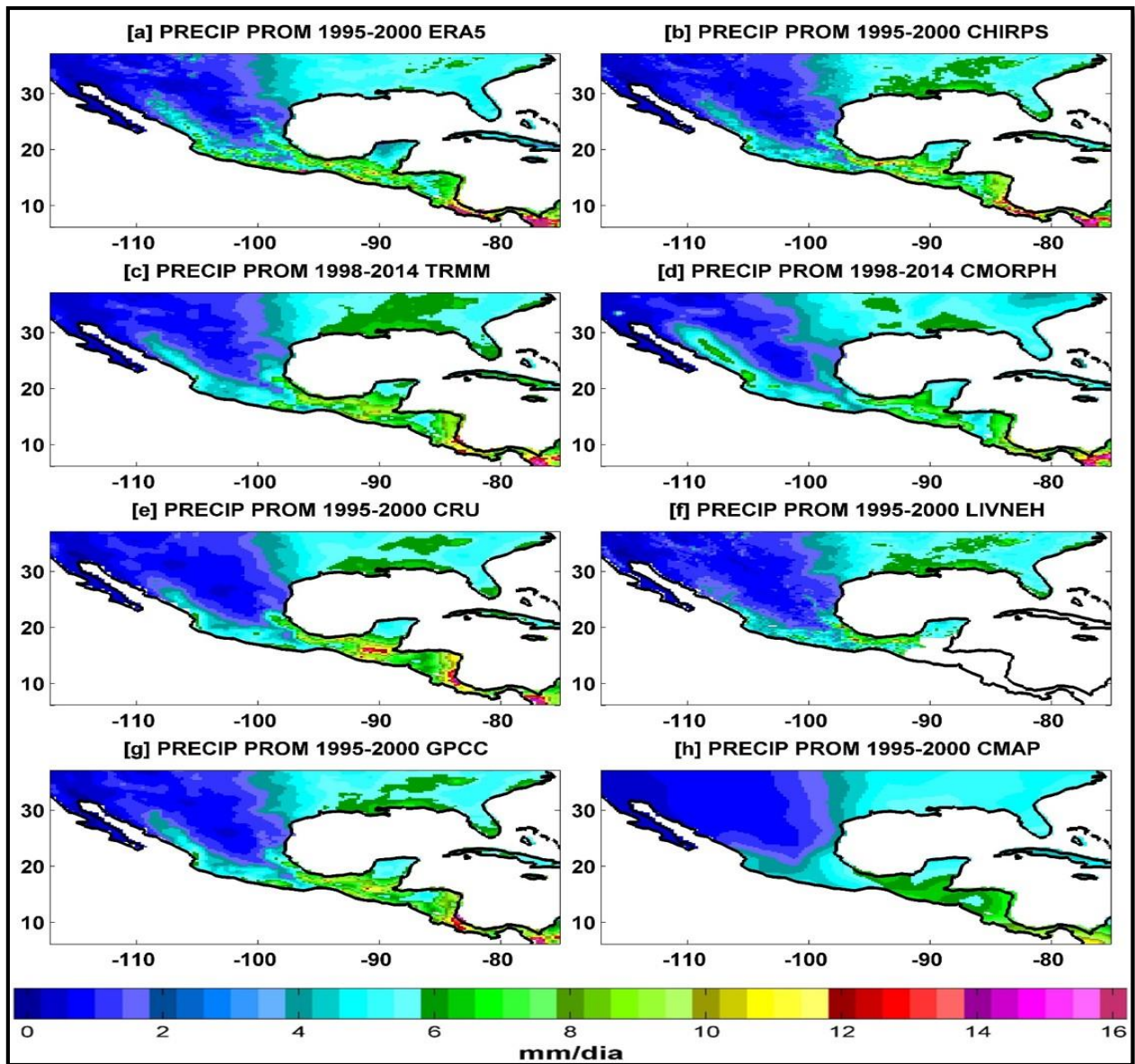


Figura 4-11. Precipitación promedio de las observaciones sobre la porción terrestre de México y Centroamérica (mm/día). a) ERA5, b) CHIRPS, c) TRMM, d) CMORPH, e) CRU, f) LIVNEH, g) GPCC, h) CMAP.

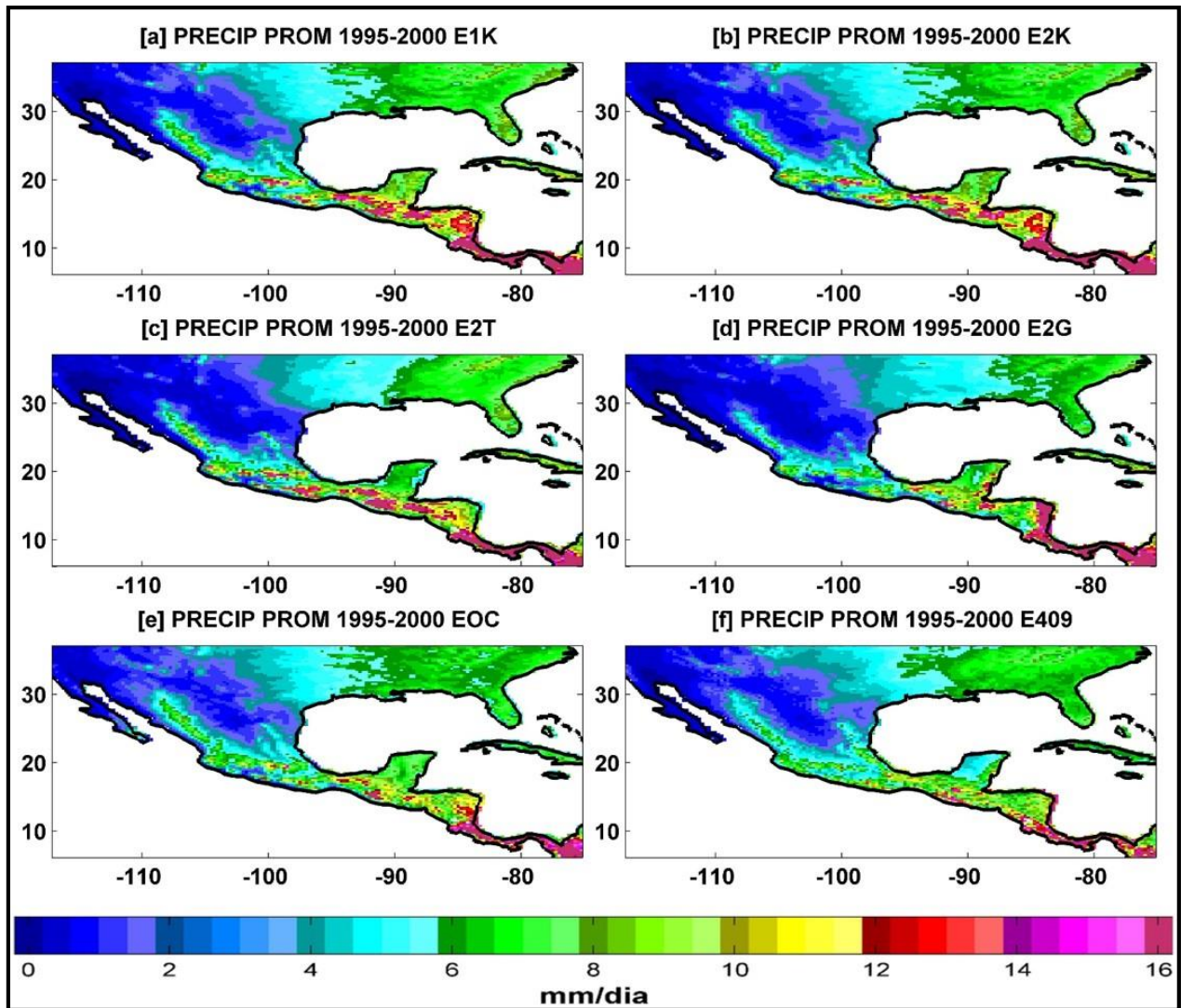


Figura 4-12. Precipitación promedio de los experimentos atmosféricos sobre la porción terrestre de México y Centroamérica (mm/día). a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC, f) E409.

El análisis visual mostró que todos los resultados del grupo atmosférico generaron una sobreestimación de la precipitación, con respecto de las bases de observaciones, en la mayor parte del dominio (figura 4-12). Sobre el centro y sur de la RM, los experimentos configurados con KF y TK generaron valores significativamente altos de precipitación mientras que EOC obtuvo valores de menor magnitud que los experimentos con KF y TK, pero aún superiores a las bases observacionales. De todos los experimentos atmosféricos, la menor precipitación simulada se presentó en E2G y E409.

La precipitación simulada por los experimentos que utilizaron el modelo de capa de mezcla (figura 4-13), mostró resultados semejantes a sus análogos atmosféricos que comparten la misma CP; KF precipitó más que GF. Visualmente, no se aprecia una diferencia entre el uso o no del parámetro *sst_skin*. El experimento donde no se permitió la evolución de la capa de mezcla tiene mayor precipitación, similar a lo mostrado por

E2G. Los datos de REMO E375 mostraron valores del campo de mayor magnitud que los demás experimentos de este grupo, con excepción de la PY donde la precipitación obtenida fue la menor. El mismo comportamiento asociado al tipo de parametrización se replicó sobre América Central.

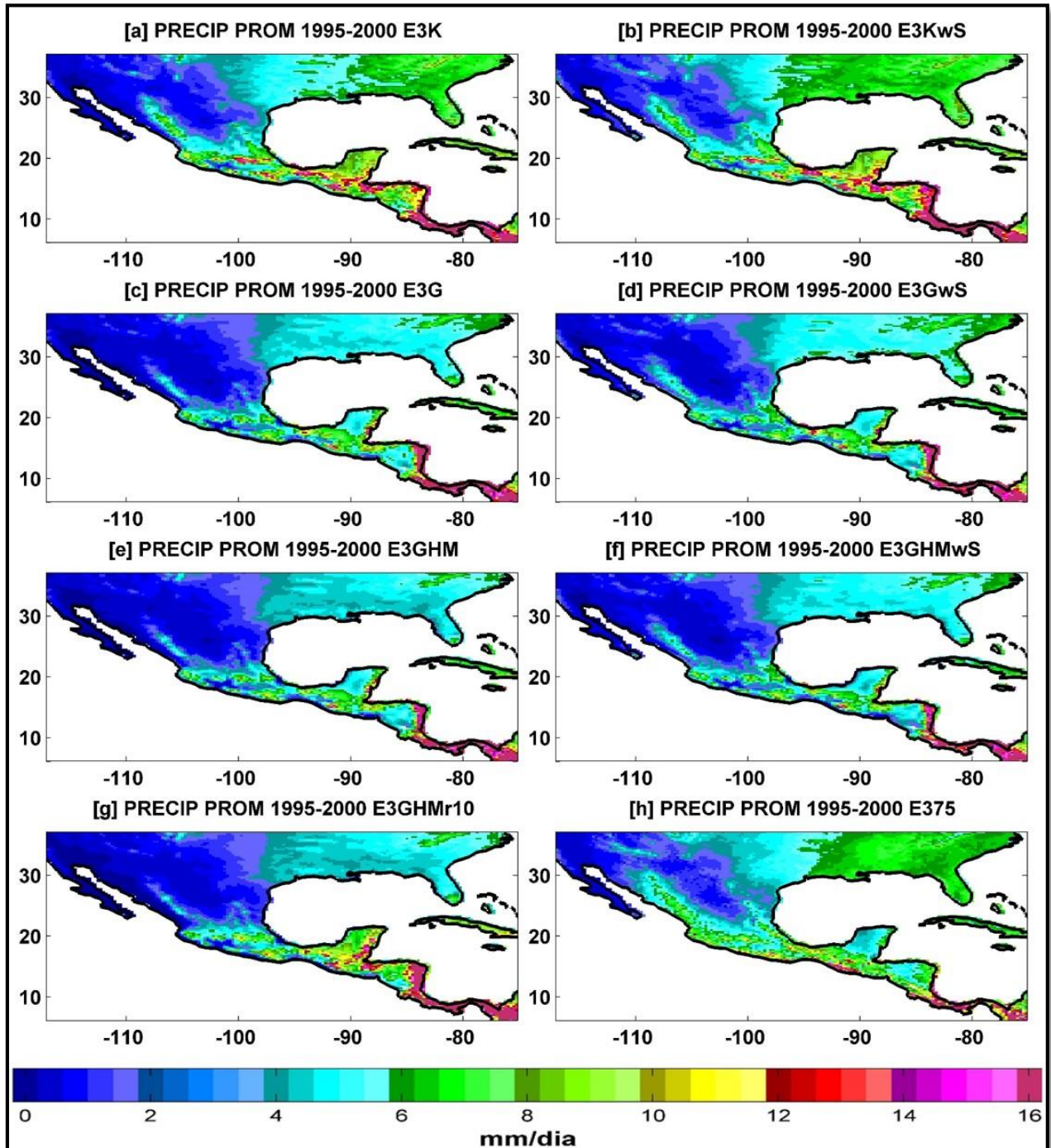


Figura 4-13. Precipitación promedio de los experimentos oceánicos sobre la porción terrestre de México y Centroamérica (mm/día). a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GHMr10, h) E375.

4.3.2 Análisis cuantitativo: precipitación promedio

Para complementar el análisis anterior con un análisis cuantitativo, se utilizó el diagrama de Taylor. Con el objetivo de considerar los datos de REMO en esta evaluación, el dominio sobre MCA fue reajustado al disminuir ligeramente el dominio. Además, sólo se consideraron bases de observaciones que incluyeran información sobre el océano. Los datos utilizados para la generación de los diagramas fueron obtenidos por el método de evaluación espacial (descrito en el capítulo 4.4) para los datos de precipitación sobre todo el dominio (tierra y océano), además de la información exclusivamente sobre la porción terrestre y la porción oceánica. Como datos de referencia se utilizó a ERA5 y TRMM, en esta sección solo se muestran los diagramas respecto de ERA5 mientras que el correspondiente a TRMM puede ser consultado en la sección de Anexos; es importante mencionar que ambos diagramas mostraron valores muy similares entre sí.

Una métrica importante pero que no se encuentra gráficamente en el diagrama de Taylor es el valor promedio del campo. La diferencia entre la magnitud simulada y observada es un indicador del sesgo y cuanto un experimento subestima o sobreestima la magnitud de la variable analizada (precipitación para nuestro caso). Por este motivo, para complementar los diagramas de Taylor, se utilizó una gráfica de barras donde el valor promedio de la precipitación, obtenido de los diferentes diagramas, es superpuesto para cada experimento. La forma de interpretación de esta gráfica se basa en las tonalidades de los colores, las cuales corresponden a una combinación de los colores base con que se define cada tipo de promedio, y el contorno que se definió particularmente para cada tipo de promedio (con tipo de promedio nos referimos a si este valor promedio de precipitación corresponde a los datos sobre tierra, sobre océano o al conjunto tierra-océano). Todos los valores se encuentran escalados a la misma magnitud.

El diagrama de Taylor correspondiente a la información conjunta tierra-océano se muestra en el panel superior de la figura 4-14. Las métricas correspondientes a ERA-1 fueron una SD de ~ 2.5 mm/día y un promedio de la precipitación de ~ 3.7 mm/día. El diagrama muestra la existencia de características particulares determinadas por el uso de parámetros en común. Por un lado, en los experimentos con WRF fue muy notorio que el desempeño del modelo disminuyó cuando se utilizó el modelo de capa de mezcla, mostrando valores de RMSD entre 2.4 y 3.2 mm/día, y una SD de ~ 4 mm/día; estas métricas fueron ligeramente menores cuando se utilizó el módulo oceánico en conjunto con el parámetro *sst_skin* que cuando no se utilizó. El grupo atmosférico generó valores promedio de SD de ~ 3 mm/día con un RMSD promedio de ~ 2 mm/día. Cuando el modelo de capa de mezcla fue restringido en su evolución (E3GHMr10), su desempeño mostró métricas de tipo atmosférico. Por otra parte, cuando se utilizó KF la correlación fue superior en cada grupo, mientras que TK tuvo la peor correlación de todos. En este contexto, los datos de REMO tuvieron una correlación ~ 0.9 , siendo la mejor de todos los experimentos. Finalmente, se observó que los datos del experimento REMO E375

tuvieron la menor diferencia de SD y el valor de RMSD más bajo respecto de las observaciones, siendo este experimento el de mejor desempeño.

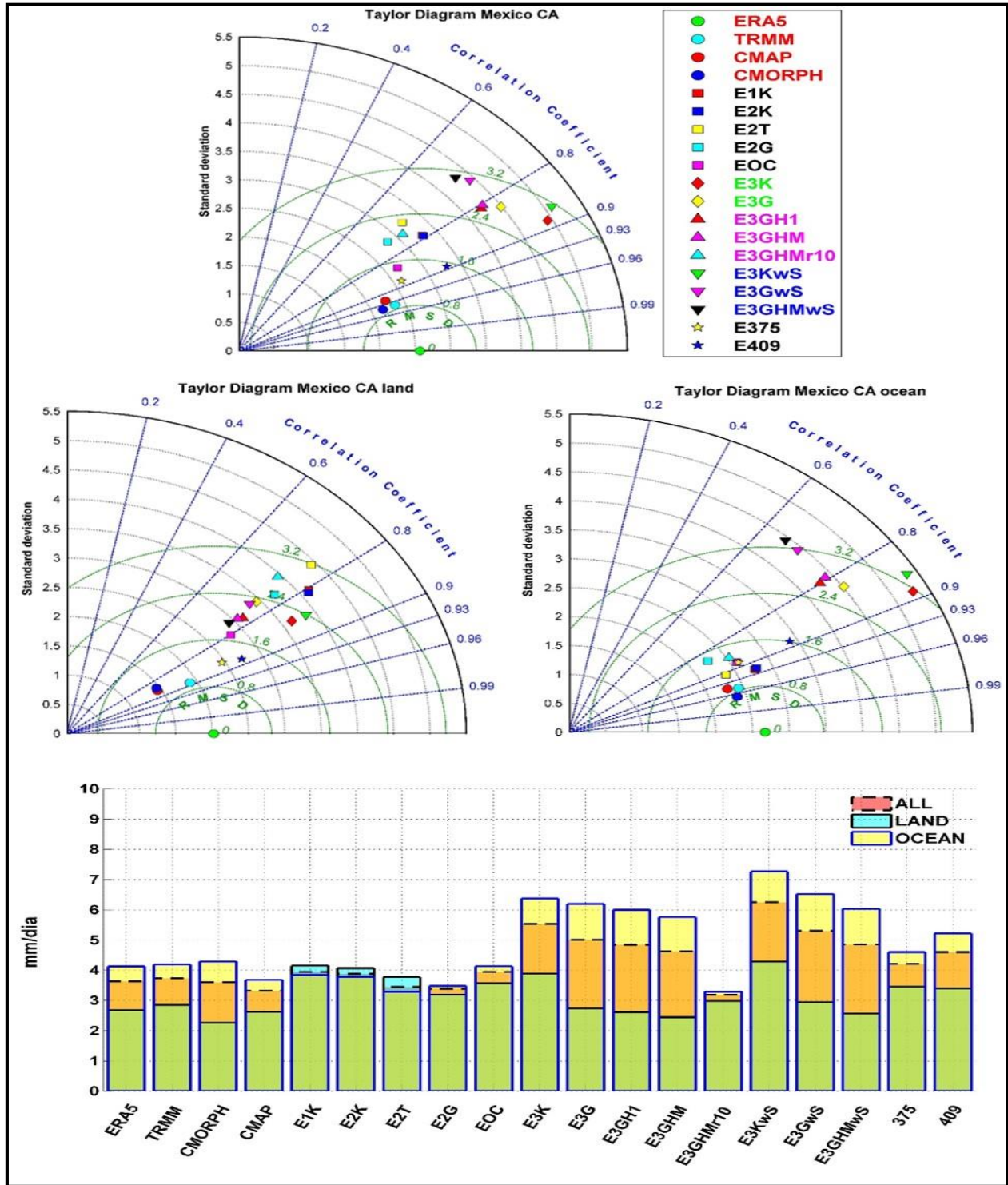


Figura 4-14. Diagramas de Taylor de la región México-Centroamérica respecto a ERA5. Panel superior: Tierra-Océano. Panel central izquierdo: tierra. Panel central derecho: océano. Panel inferior: Valor de la precipitación promedio (mm/día).

Para la precipitación sobre la porción terrestre del dominio se generó el diagrama mostrado en el panel central superior de la figura 4-14. En este, se observa una disminución en el valor de SD para ERA-I (~2 mm/día). Además, se aprecia una modificación importante en las métricas de SD y RMSD en relación al análisis conjunto tierra-océano. Los experimentos donde se utilizó el módulo OML-1D muestran una mejor aproximación, en estas dos métricas, con valores de SD entre 3 y 3.5 mm/día, y un RMSD promedio ~2 mm/día. Por su parte, el conjunto atmosférico tuvo una mayor SD (promedio ~4 mm/día) y valores de RMSD entre 2.4 y 3.2 mm/día. De acuerdo con estas métricas, de los experimento con WRF, el menor desempeño corresponde a E2T mientras que EOC fue el mejor. En lo que respecta a la correlación, los experimentos con KF fueron superiores a los demás (KF en conjunto con OML-1D muestra valores cercanos a 0.85). En los demás experimentos la correlación fue similar, con valores entre 0.7 y 0.8. El desempeño de los datos de REMO fue consistente con el mostrado en el análisis conjunto, con las mejores aproximaciones de SD y RMSD así como los valores de correlación más altos, tanto para E409 como para E375.

El análisis sobre la parte oceánica (panel central derecho, figura 4-14) muestra una distribución de los experimentos sobre el diagrama, de acuerdo a sus métricas, similar al observado en el análisis conjunto. El menor desempeño de acuerdo a los valores de SD y RMSD corresponde a aquellas simulaciones donde se utilizó el módulo oceánico. En estas métricas, el conjunto atmosférico presenta los mejores resultados, siendo estas superiores a los que se observaron en el análisis conjunto. Lo mismo sucede para la correlación, que muestra una distribución similar al análisis conjunto, sin embargo para este caso la peor correlación se observa en los experimentos donde se utilizó GF en conjunto con OML-1D sin el parámetro *sst_skin*. Los datos de REMO mostraron un menor desempeño en comparación con los dos análisis anteriores, manteniéndose E375 como el mejor de ellos.

El valor promedio de la precipitación se muestra en el panel inferior de la figura 4-14. Las observaciones muestran que la precipitación promedio sobre el océano es superior a la observada sobre la parte continental. En general, la mayoría de los experimentos mostró este mismo patrón. Las excepciones a esto se presentan en los E1K, E2K y E2T donde la precipitación fue ligeramente superior sobre la parte terrestre. En el grupo atmosférico, el valor de la precipitación promedio del conjunto tierra-océano muestra una magnitud cercana a las mostradas por las observaciones. Sin embargo, la diferencia entre la precipitación promedio en tierra y sobre océano es mucho menor que la mostrada por las observaciones. Lo anterior también se observa en el experimento E3GHMr10 que, como se ha mencionado, muestra características más del tipo atmosférico. Al utilizar el módulo OML-1D, la magnitud de la precipitación simulada sobre el océano es mucho mayor a la observada, con lo valores máximos de cada subgrupo (con y sin *sst_skin*) cuando se utilizó KF. Como respuesta a lo anterior, el valor promedio de la precipitación tierra-océano se incrementó en cada experimento.

Además, es muy notoria la gran diferencia entre la precipitación simulada exclusivamente sobre el océano y la simulada sobre tierra. En lo que respecta a la precipitación sobre la parte terrestre del dominio, la magnitud simulada es más acorde a la magnitud obtenida de las bases observacionales. En este contexto KF generó una mayor precipitación que GF. Por su parte, el uso de GF en conjunto con el módulo OML-1D simuló una precipitación menor que la obtenida al utilizar la misma CP en el conjunto atmosférico. En lo que respecta a los datos de REMO, el experimento E375 tuvo una buena aproximación a ERA-I, con una mayor precipitación sobre tierra pero valores similares sobre océano y el promedio tierra-océano, mientras que E409 generó una mayor precipitación sobre el océano pero la magnitud sobre tierra fue similar a E375.

4.3.3 Fenómenos que afectan a la República Mexicana y Centroamérica

Hasta este punto, se ha hecho el análisis de valores promedio en todo el periodo. Sin embargo, es importante evaluar el desempeño del modelo sobre fenómenos de menor duración, que generen un impacto sobre nuestro país. Entre estos fenómenos se encuentra la canícula o MSD, y los eventos ENSO.

4.3.3.1 *Análisis de la canícula: año 1998*

La intensidad de la canícula se determinó calculando la diferencia entre el valor promedio de la precipitación de julio y agosto menos el valor promedio de junio y septiembre, para cada uno de los años simulados. En esta sección se muestran la MSD de 1998, los años 1995-1997 y 1999-2000 pueden consultarse en la sección correspondiente de los Anexos. Durante este evento, las observaciones (figura 4-15) mostraron anomalías positivas en el noroeste de México y parte del Altiplano Mexicano, principalmente sobre la SMO donde CMORPH muestra una fuerte precipitación. Sobre la costa del Golfo de México, el estado de Veracruz es dividido con una franja hacia el sur de anomalías positivas que se extiende hacia la región del sureste del país (Tabasco y parte de Chiapas) y la Península de Yucatán. El efecto más importante de la canícula se observó en la región este de México, extendiéndose sobre el norte del estado de Veracruz y sobre la franja costera del norte del Golfo de México, además de una amplia región sobre el centro de la República. Algunas bases capturan valores negativos sobre las costas del Pacífico, extendiéndose hacia el sur del estado de Jalisco; sin embargo todas las bases muestran afectaciones de sequías fuertes sobre una parte del estado de Chiapas. Los resultados difieren sobre Centroamérica, por una parte ERA5 y CRU obtuvieron una disminución de la precipitación en la mayor parte de la región, mientras que las bases restantes presentaron un incremento de la lluvia.

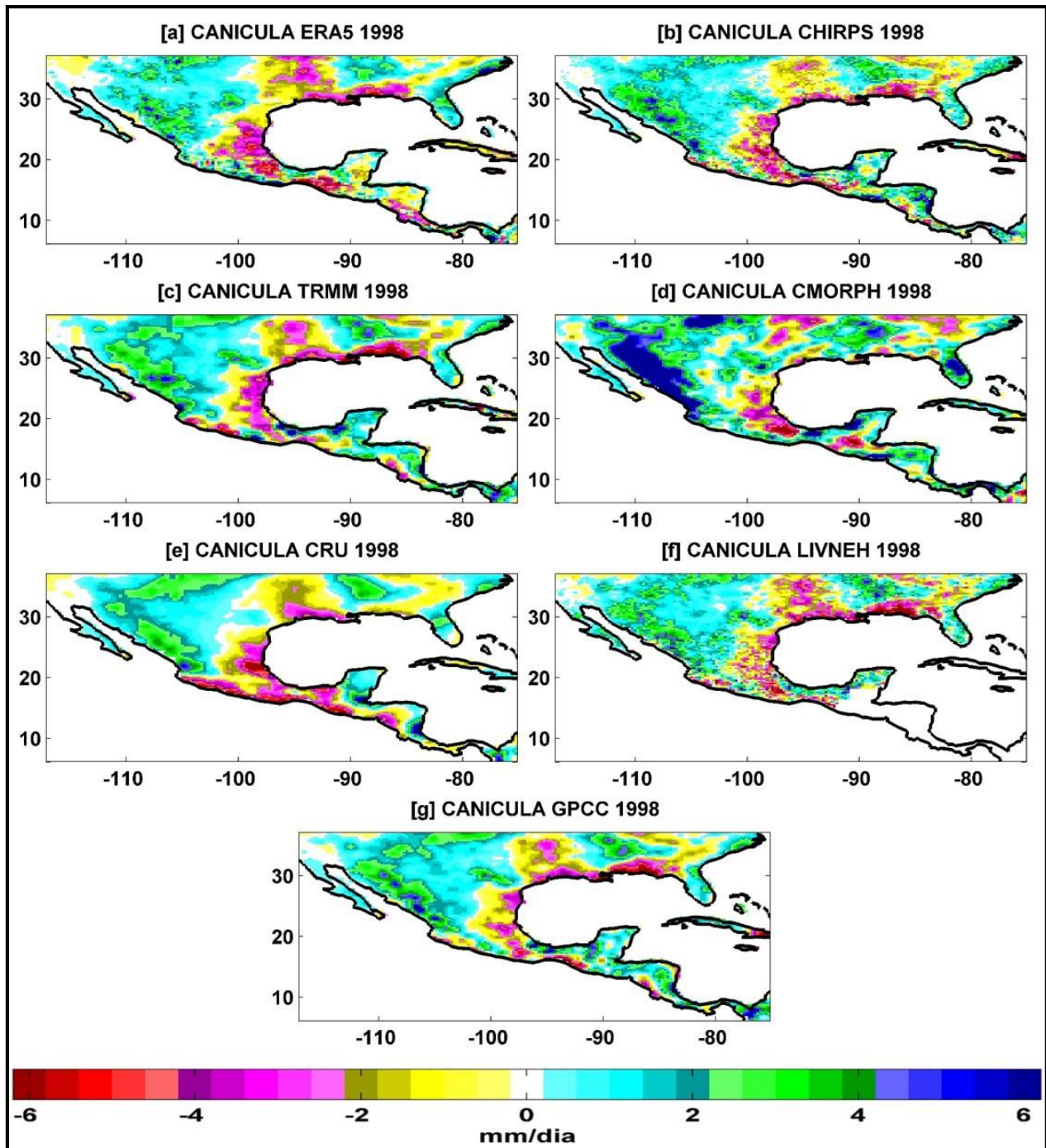


Figura 4-15. Canícula año 1998 correspondiente a las observaciones (mm/día). a) ERA5, b) CHIRPS, c) TRMM, d) CMORPH, e) CRU, f) LIVNEH, g) GPCC.

Los experimentos de tipo atmosférico con WRF, mostrados en la figura 4-16, obtuvieron anomalías negativas sobre el noroeste del país, mientras que en gran parte del Altiplano las anomalías fueron principalmente positivas; en torno a la SMO los experimentos generaron valores altos de precipitación. Los principales efectos de la canícula fueron calculados sobre la región centro del país y ciertas regiones del sur, además de una

amplia zona sobre los EUA. Sobre la mayor parte de la costa mexicana del Golfo de México, las anomalías fueron en general negativas. Cuando se utilizó GF, se generó una zona con menor lluvia sobre parte de la PY. El experimento E409 muestra fuertes deficiencias para capturar este fenómeno al exhibir valores positivos sobre casi todo el territorio mexicano, salvo una pequeña región al centro del país. La parte norte de América Central fue en general más seca, contrario a la porción sur donde la precipitación se incrementó.

El campo simulado al utilizar el módulo OML-1D es semejante al obtenido en el conjunto atmosférico tanto en distribución espacial como en magnitud (figura 4-17). Indistintamente de la configuración inicial de la capa de mezcla utilizada, cuando se usó GF la PY generó una disminución de la precipitación, caso contrario al usar KF que representó un incremento. La anomalía obtenida de E375 fue positiva en casi todo el país durante este evento.

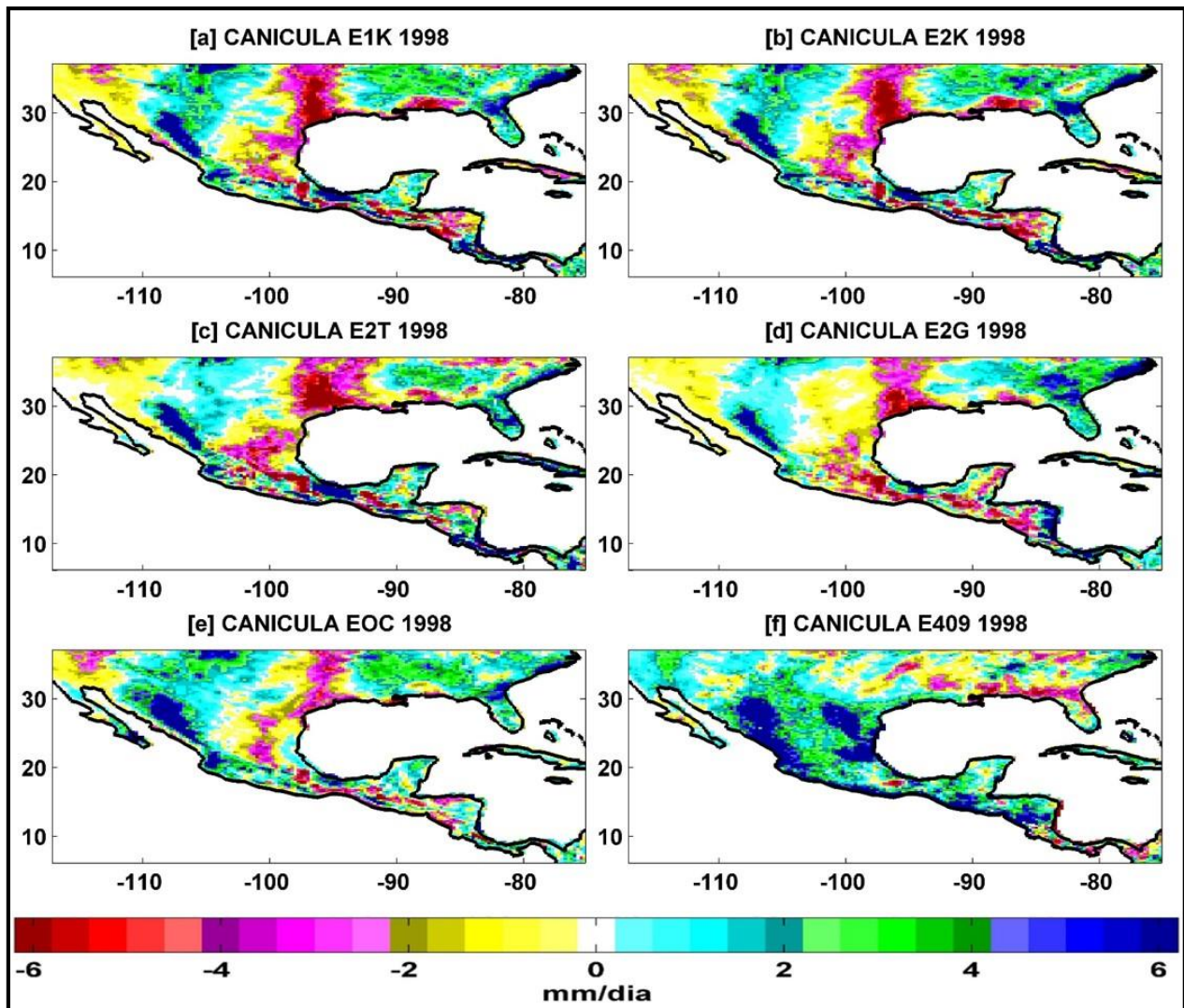


Figura 4-16. Canícula año 1998 correspondiente a los experimentos atmosféricos (mm/día). a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC, f) E409.

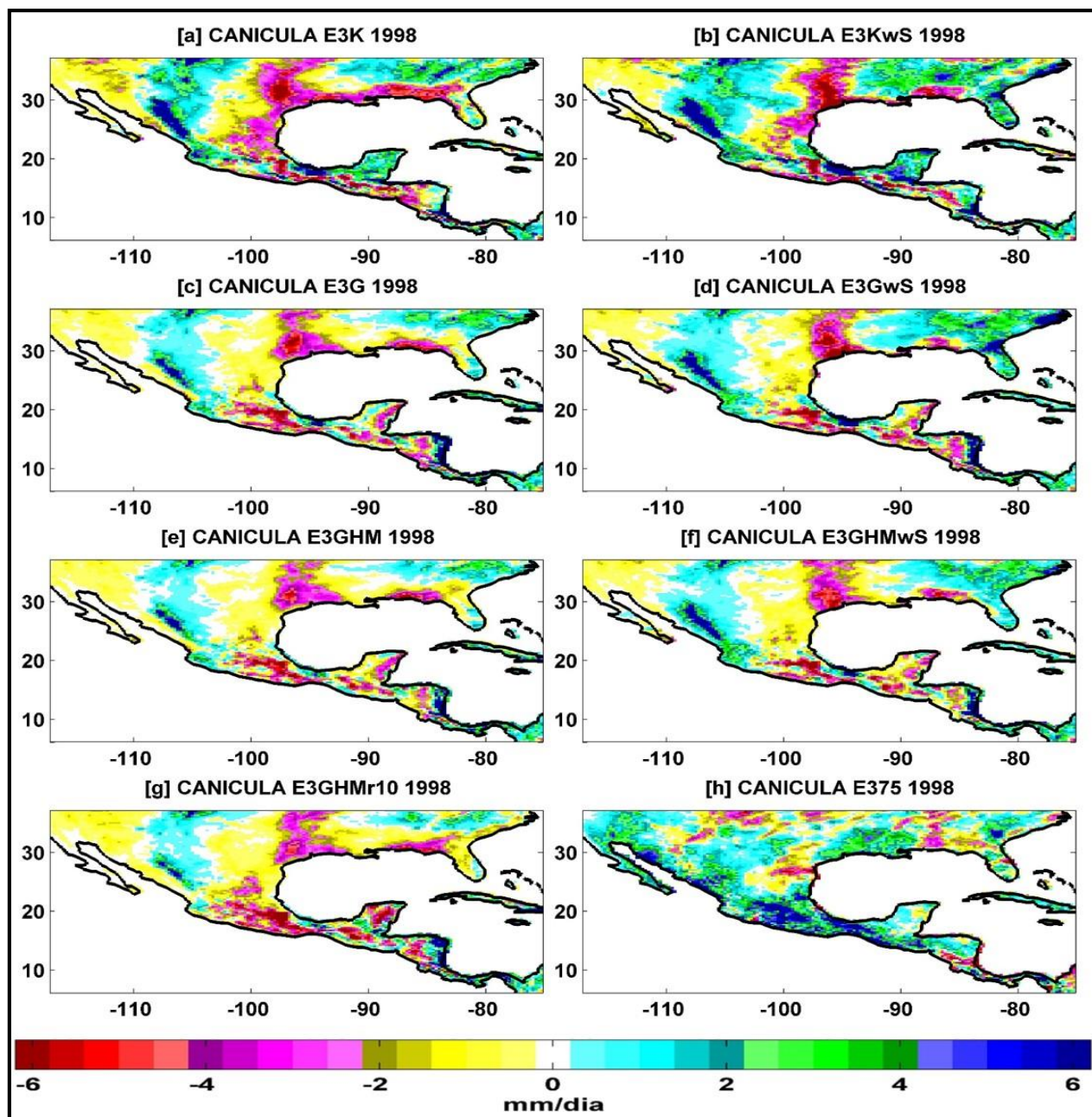


Figura 4-17. Canícula año 1998 correspondiente a los experimentos oceánicos (mm/día). a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GHMr10, h) E375.

4.3.3.2 Efectos de ENSO en la precipitación sobre la República Mexicana

En el periodo de simulación se presentaron eventos ENSO en sus tres fases: positiva, negativa y neutral, siendo el evento EN el de mayor relevancia al ser catalogado como un evento fuerte de acuerdo a los valores del índice ONI. En las siguientes figuras se muestran las anomalías de precipitación para el invierno y verano respectivamente, correspondientes a este evento. El cálculo de estas anomalías fue respecto al valor

promedio de todos los veranos e inviernos del periodo. Es importante mencionar que debido a la limitación temporal de los datos del TRMM y CMORPH (disponibles a partir de 1998), estas bases no fueron consideradas para este análisis.

Durante el invierno de EN las observaciones mostraron dos regiones principales con importantes anomalías positivas de precipitación (figura 4-18). Una de ellas se ubicó sobre el noroeste del país, principalmente sobre el norte de la PBC y la SMO; la segunda sobre una amplia franja en la costa Este de los EUA, desde el Golfo de México hasta el Atlántico Norte. Sobre gran parte de la región central de nuestro país predominaron anomalías pequeñas, tanto positivas como negativas. Se presentó una disminución de la lluvia sobre una pequeña zona ubicada al sur del estado de Veracruz y Tabasco. Para América Central se presentó una importante disminución de la precipitación, sobre todo en la porción sur de esta zona.

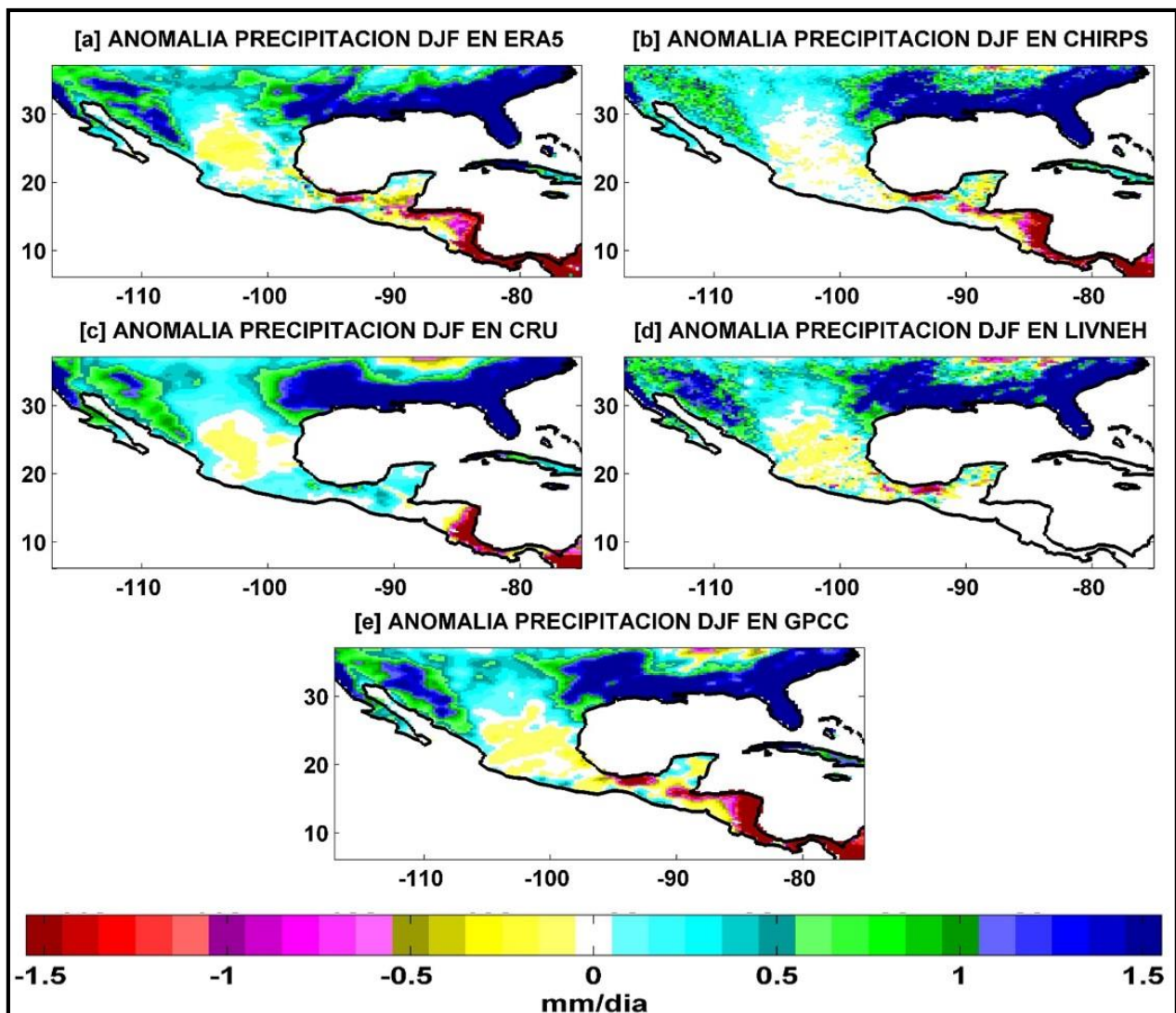


Figura 4-18. Anomalías de la precipitación en las observaciones: invierno El Niño (mm/día). a) ERA5, b) CHIRPS, c) CRU, d) LIVNEH, e) GPCP.

En la mayor parte del país, los experimentos de tipo atmosférico simulan un incremento de la precipitación invernal para el EN de 1998 (figura 4-19). Al utilizar TK se obtuvo una región importante sobre el occidente del país con un incremento de la precipitación, mostrado en menor medida al utilizar KF; en este contexto GF presento la menor magnitud de la anomalía. Todos los experimentos con WRF mostraron patrones similares con anomalías positivas sobre la región este de los EUA y la PY. Sobre esta última región, la excepción fue con E2T, misma que generó algunas regiones con valores positivos. En la mayor parte del país, el experimento atmosférico de REMO generó anomalías positivas pero de magnitud baja, respecto de los demás experimentos. Sobre la costa mexicana del Golfo de México, se generó una región con disminución de la precipitación, mientras que sobre las costas de EUA los resultados discrepan con los demás datos. Todo el conjunto de resultados generó una disminución importante de la lluvia en América Central, principalmente sobre la parte costera del Mar Caribe.

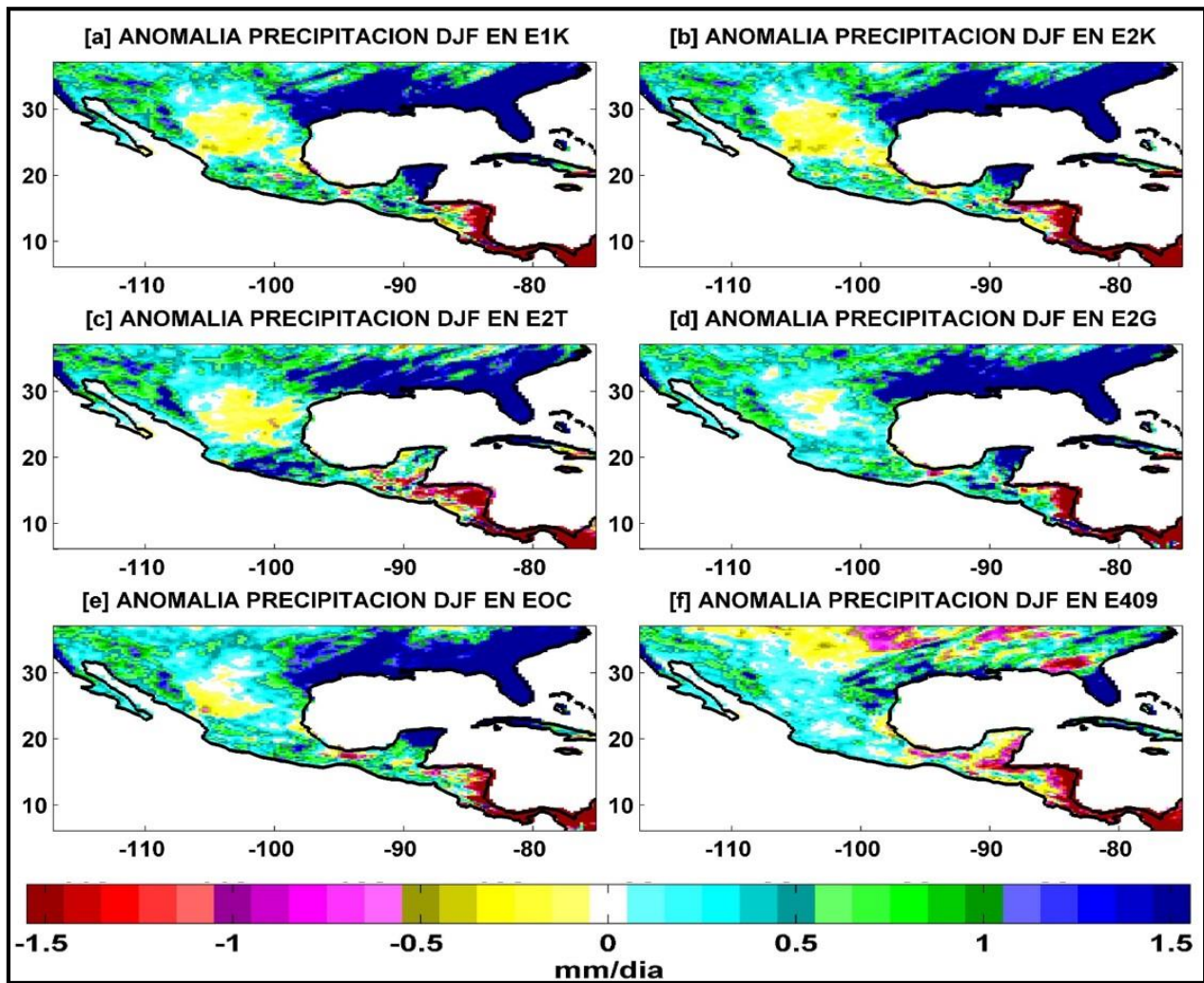


Figura 4-19. Anomalías de la precipitación en los experimentos atmosféricos: invierno El Niño (mm/día). a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC, f) E409.

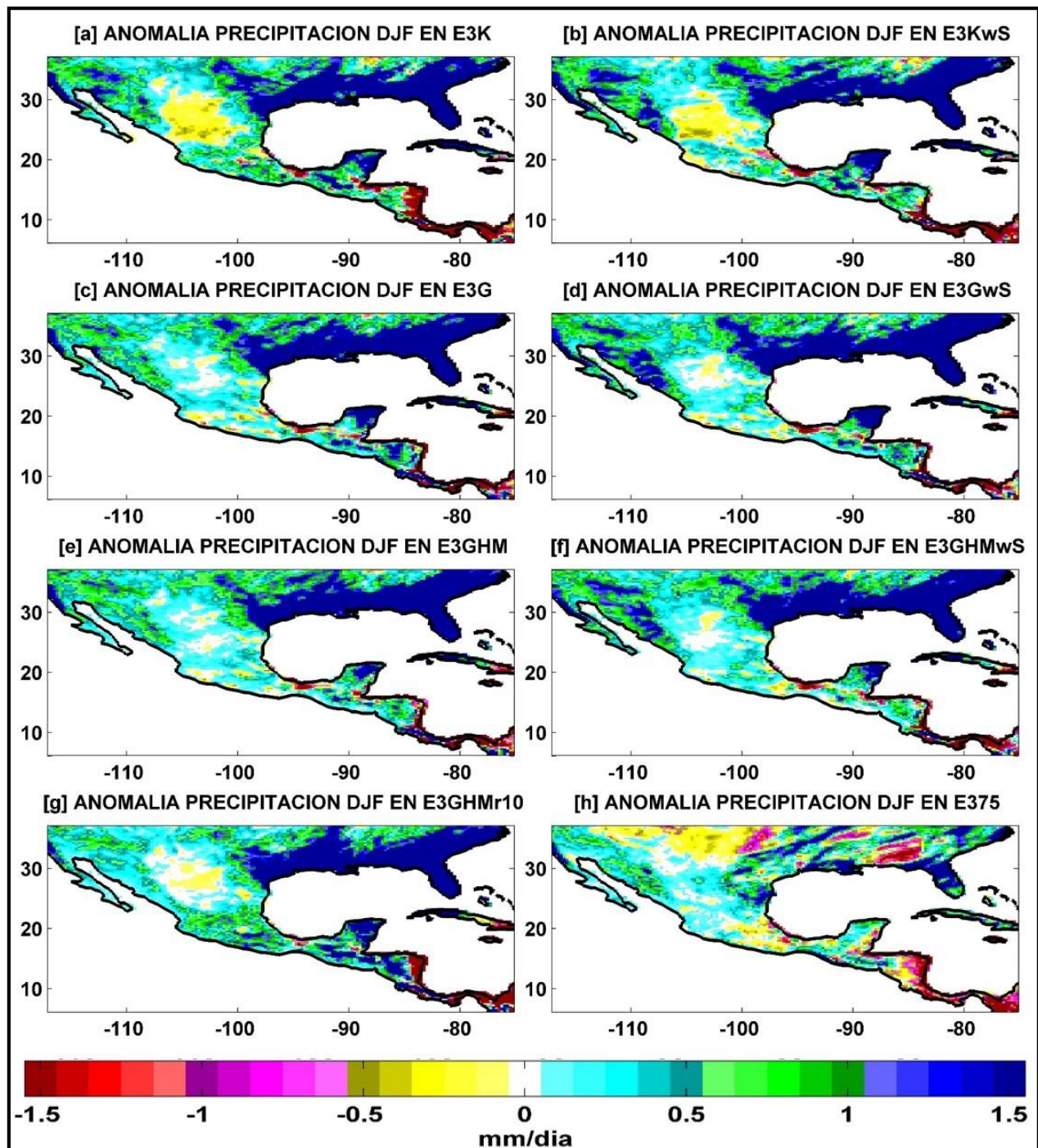


Figura 4-20. Anomalías de la precipitación en los experimentos oceánicos: invierno El Niño (mm/día). a) E3K, b) E3Kws, c) E3G, d) E3Gws, e) E3GHM, f) E3GHMws, g) E3GHMr10, h) E375.

La precipitación obtenida al utilizar el módulo oceánico (figura 4-20) mostró similitudes espaciales y de magnitud con los atmosféricos. Se observó una ligera disminución en la precipitación cuando el parámetro *sst_skin* no fue utilizado, principalmente cuando este se configuró en conjunto con GF. Las principales anomalías negativas se ubicaron en una pequeña zona sobre el sur de Veracruz y parte de Tabasco. La precipitación en E375 disminuyó ligeramente sobre el centro-sur del país, además de una región sobre el

centro de los EUA; en la parte este de los EUA, la precipitación es comparable a E409. Sobre la parte norte de Centroamérica se presentaron anomalías positivas, mientras que al sur la disminución de la lluvia es muy visible.

Durante el verano EN, las observaciones mostraron una disminución importante de la precipitación en la mayor parte del país (figura 4-21). Las principales zonas afectadas se ubicaron sobre gran parte de la costa mexicana del Golfo de México (desde Tamaulipas hasta parte de Campeche) además de una región importante hacia el centro del país. El evento EN afectó también la región costera del Pacífico, desde Nayarit hasta Chiapas y, en menor medida, la región de la SMO. Sobre el noroeste y el AM, las anomalías fueron negativas pero de menor magnitud. Sobre el este de los EUA, los patrones fueron variados, con regiones donde la anomalía fue positiva, mientras que en otras fueron negativas. La costa centroamericana del Pacífico tuvo una importante disminución de la lluvia, por el contrario del lado del Caribe la precipitación fue superior a la media. Los valores de las anomalías y su distribución espacial mostraron ciertas diferencias entre las distintas bases, sin embargo los patrones descritos fueron los dominantes.

Las principales anomalías negativas obtenidas con el grupo atmosférico de WRF se presentaron sobre la SMO, además de toda la zona costera del Pacífico entre Nayarit y Chiapas (figura 4-22). E2T y E2G generaron una disminución importante de la lluvia sobre Campeche y Tabasco, representada en E2K pero con menor magnitud, mientras que en el centro del país (a excepción de EOC) todos simularon una disminución importante de la precipitación. Por otro lado, en la mayor parte de la región este de los EUA se observó un fuerte incremento en la precipitación, a excepción de una región al norte de la costa este de los EUA, donde las anomalías fueron negativas. Todos los experimentos generaron una pequeña zona al sur de Veracruz donde la precipitación fue muy superior que sus alrededores. De igual forma, la PY en su región del Caribe precipitó más que la región del Golfo. Sobre el noroeste de México, predominaron anomalías de baja magnitud con amplias áreas de valores nulos, excepto EOC quien generó una disminución sobre toda la PBC con fuertes anomalías negativas al sur de esta. En Centroamérica, la precipitación fue superior sobre la región del Caribe, mientras que hacia el Pacífico se presentaron anomalías negativas. En general, EOC fue el que exhibió magnitudes inferiores a los demás experimentos. Los resultados de REMO E409 secaron gran parte de las regiones este, centro, occidente y sur del país, al simular anomalías negativas. Además, en esta simulación se observó una disminución de menor magnitud sobre la parte noroeste y la SMO. Por el contrario, en la AM se presentó un aumento de la lluvia muy superior a la media, de la región, en el verano. En el este de los EUA, el comportamiento fue similar a los de WRF, excepto que la región seca de la costa este de los EUA se extendió sobre una amplia región hacia el sur. Las anomalías sobre la región norte de Centroamérica fueron predominantemente negativas, mientras que sobre el sur fueron positivas.

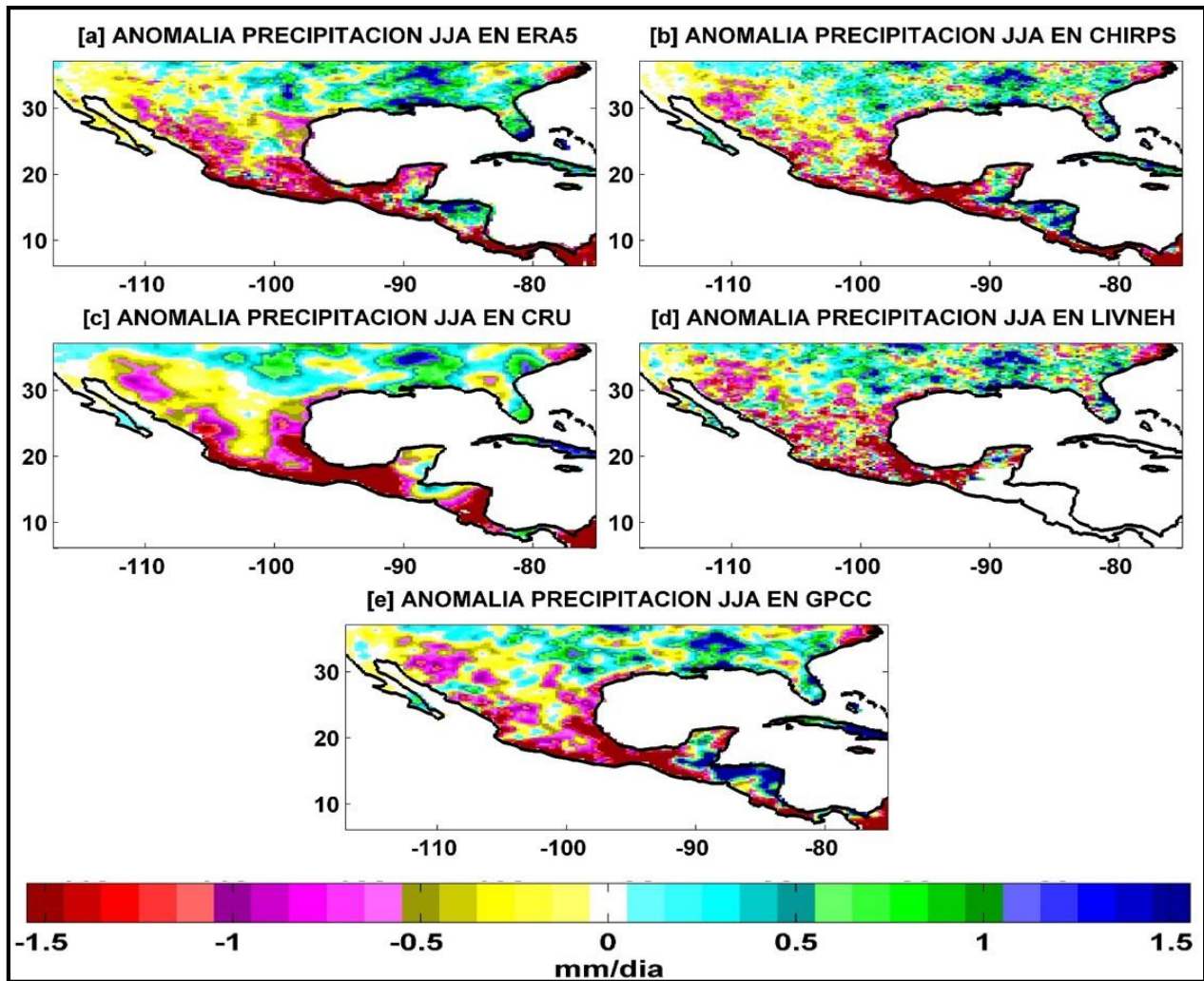


Figura 4-21. Anomalías de la precipitación en las observaciones: verano El Niño (mm/día). a) ERA5, b) CHIRPS, c) CRU, d) LIVNEH, e) GPCC.

Al utilizar el modelo de capa de mezcla (figura 4-23), las principales diferencias fueron en la modificación de la magnitud de las anomalías, con una distribución espacial similar a los del conjunto atmosférico. El uso de KF represento un incremento en los valores, principalmente en las anomalías positivas. Por otra parte, al utilizar GF las anomalías disminuyeron su magnitud, comparadas contra E2G. Adicionalmente, cuando se empleó el parámetro *sst_skin* el valor de las anomalías fue superior a cuando no se utilizó. Como ha sido una constante, el experimento E3GHMr10 representó a la precipitación de forma similar a E2G. Los datos de E375 generaron anomalías negativas sobre el sur de nuestro país y la SMO, mientras que en la porción norte y noreste se presentó un incremento de la lluvia, lo mismo ocurrió sobre partes de la PY, mientras que la región central del este de los EUA exhibió una fuerte anomalía negativa.

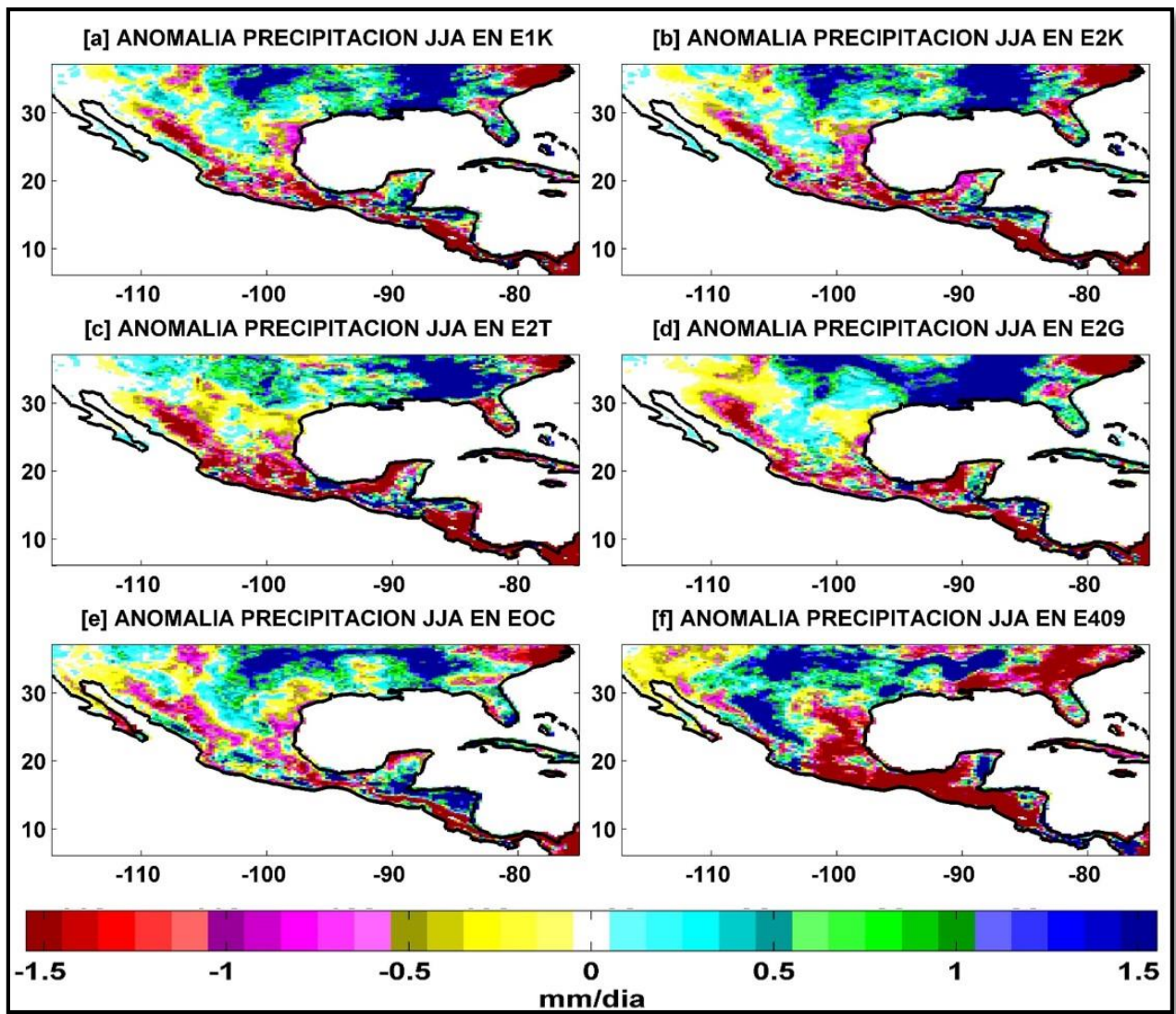


Figura 4-22. Anomalías de la precipitación en los experimentos atmosféricos: verano El Niño (mm/día). a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC, f) E409.

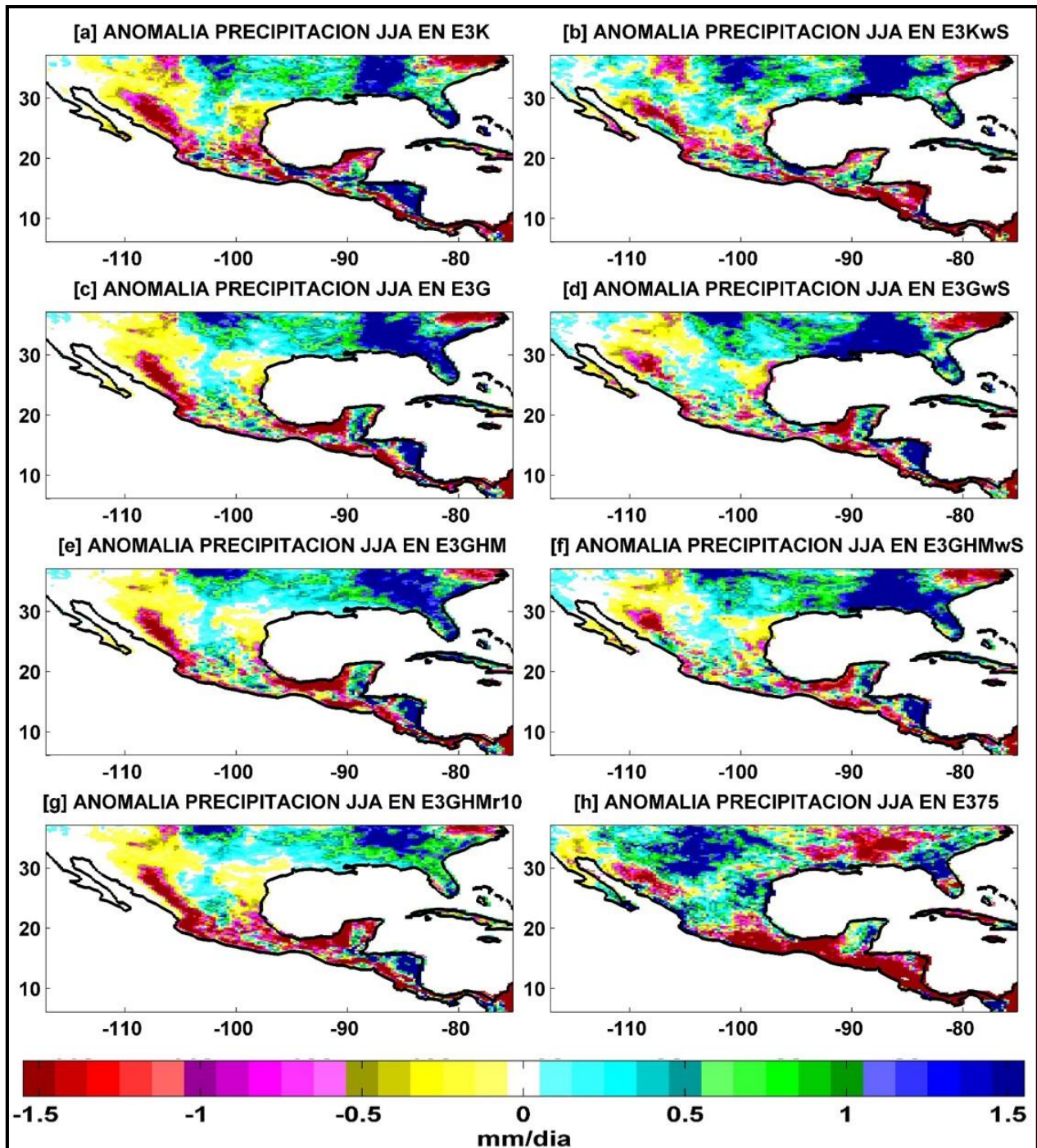


Figura 4-23. Anomalías de la precipitación en los experimentos oceánicos: verano El Niño (mm/día). a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f)E3GHMwS, g) E3GHMr10, h) E375.

4.4 Análisis Regional: Precipitación y Temperatura a dos metros

La evaluación hasta este punto ha sido principalmente cualitativa, analizando visualmente el campo simulado, y el observado para el caso de la precipitación. Lo anterior ha permitido observar los patrones de precipitación

dominantes en el periodo simulado, tanto de la magnitud del campo como de su distribución espacial. Para una evaluación más regional se determinó utilizar análisis cualitativos, sobre las regiones elegidas de nuestro país, tales como ciclos anuales y diagramas de Taylor.

En primer lugar se muestran los ciclos anuales de la T2 y de la precipitación. El ciclo anual de la precipitación del grupo atmosférico y del grupo oceánico se muestra de forma independiente. En los datos observados no se tomó en cuenta a la base CMAP debido a la baja resolución espacial de su malla original. Los ciclos anuales de TRMM y CMORPH corresponden a los datos del periodo 1998-2014, mientras que los demás ciclos se calcularon en el intervalo 1995-2000. Para el caso de la T2 se utilizó una sola gráfica, usando como referencia a los datos provenientes de las bases ERA-I y CRU.

Posteriormente se muestran los diagramas de Taylor, generados sólo para el campo de la precipitación, y sus respectivas gráficas de valores promedio. Para los diagramas correspondientes a todo el periodo, de los datos mensuales se obtuvieron series de tiempo en las que cada entrada mensual fue el promedio del área, de cada región considerada, para ese mes. Este tipo de análisis se denotará como temporal. Adicionalmente, se calculó el promedio temporal en cada celda, resultando un arreglo bidimensional para cada región. Al vectorizar este arreglo se contó con una serie ordenada en espacio para cada región, mismas que fueron utilizadas en el análisis denominado espacial.

Los diagramas de Taylor se utilizaron para analizar espacialmente la condición en las estaciones de invierno y verano asociadas a las tres fases de ENSO. Para comparar los resultados, se utilizaron las bases observacionales de CHIRPS, LIVNEH, CRU, GPCC y ERA5, tomando como referencia a ERA5.

En esta sección de los resultados solo se muestra el análisis completo de las regiones R1 y R2. Para las otras regiones se muestra un resumen de las métricas de correlación y la diferencia de la precipitación promedio, en mapas con la ubicación de cada región sobre la RM; los diagramas de Taylor y las gráficas de la precipitación promedio pueden ser consultados en la sección correspondiente de Anexos.

4.4.1 Análisis sobre la región 1

4.4.1.1 *Ciclos anuales de precipitación y temperatura a dos metros*

Sobre esta región, las observaciones mostraron un ciclo anual de precipitación de tipo bimodal con máximos en los meses de junio y agosto, siendo el mes de agosto el de mayor precipitación. Por otra parte, en los meses de noviembre a abril, la precipitación fue relativamente baja. La magnitud del campo fue consistente entre las observaciones durante la temporada de baja precipitación, en cambio durante el periodo de lluvias

se apreciaron ciertas diferencias, entre las cuales LIVNEH precipitó menos mientras que CMORPH precipitó más.

En gran medida, la fase del ciclo anual de las observaciones (figura 4-24) fue representada tanto en los resultados de los experimentos atmosféricos como en los obtenidos al utilizar el modelo de capa de mezcla. En general, cuando se utilizó KF se simuló una mayor precipitación que cuando se utilizó GF, siendo esto más notorio durante los meses de junio y septiembre. Sin embargo, cuando se utilizó KF (incluyendo EOC y TK en el grupo atmosférico) la mayor precipitación se presentó en agosto mientras que al utilizar GF la mayor precipitación se generó en junio. Los datos de REMO muestran un ciclo anual similar al representado con GF, sin embargo, el segundo máximo del experimento E409 fue obtenido en septiembre.

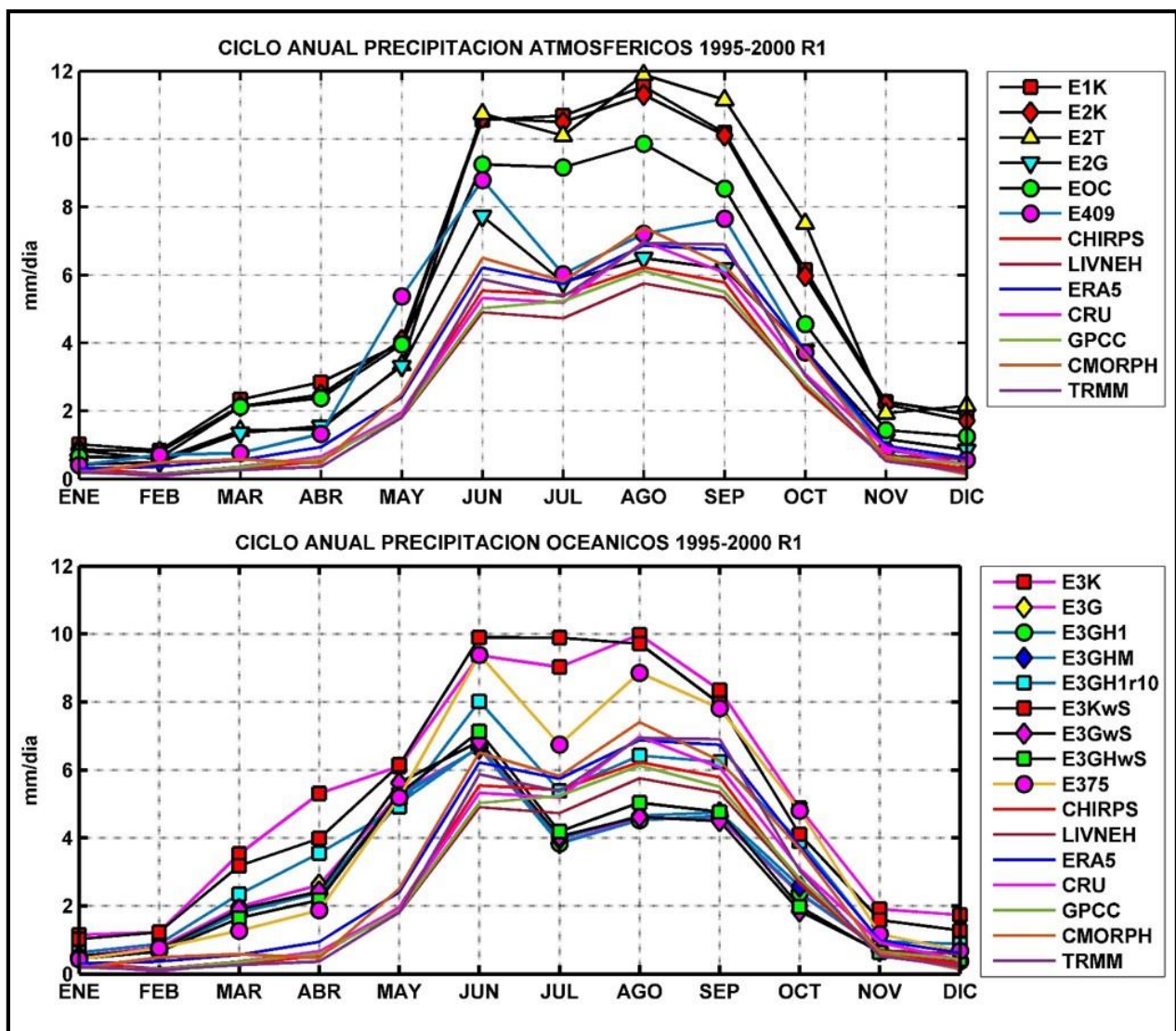


Figura 4-24. Ciclo Anual de la precipitación en la Región 1 (mm/día). Panel superior: grupo atmosférico. Panel inferior: grupo oceánico.

En los experimentos de tipo atmosférico (panel superior, figura 4-24), durante los meses de enero a mayo la mejor aproximación fue simulada por E2G y E2T, sin embargo, posterior a estos meses ambas configuraciones mostraron patrones muy dispares: mientras que E2T incrementó abruptamente el valor del campo en el mes de junio, manteniendo una sobreestimación en los meses restantes con valores comparables a E1K y E2K, E2G por su parte exhibió un valor máximo en junio, superior a las observaciones, pero en los meses restantes sus valores se ubicaron dentro del rango de precipitación observada, con valores idénticos a CMORPH en julio, septiembre y octubre, y a ERA5 en julio y octubre.

Por otra parte, cuando se utilizó el módulo oceánico (véase panel inferior, figura 4-24) se mostraron dos modificaciones en el ciclo anual: se incrementó la magnitud de la precipitación entre marzo y mayo respecto de los atmosféricos, mientras que entre junio y octubre disminuyó el valor. Esta disminución provocó que de julio a septiembre, todos los experimentos configurados con GF (excepto E3GHMr10) subestimaran la magnitud de la precipitación observada. Finalmente, no se observaron diferencias importantes que pudieran ser asociadas al uso o no del parámetro *sst_skin*.

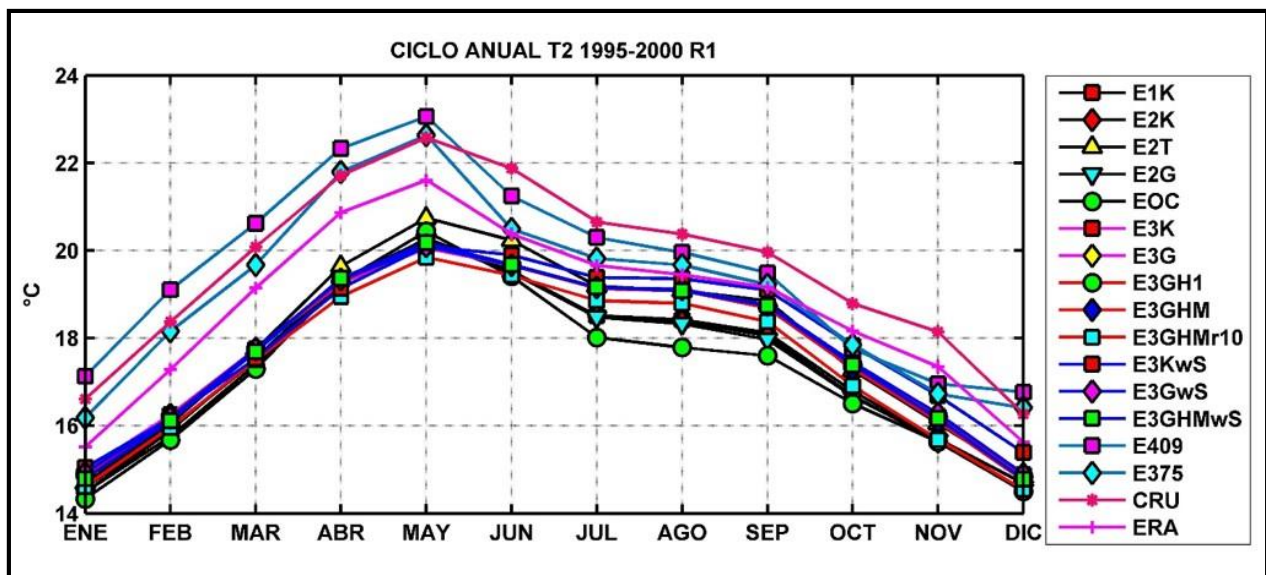


Figura 4-25. Ciclo Anual de la T2 sobre la Región 1 (°C).

En lo referente a la T2 (véase figura 4-25), es importante observar la diferencia entre los valores de las bases CRU y ERA-I, siendo en promedio 1 °C superior la temperatura de la base CRU. La fase del ciclo anual de las observaciones es representada adecuadamente por todos los resultados con un valor máximo en el mes de mayo. Los resultados de WRF subestimaron la T2 observada en todo el ciclo, todos los resultados fueron consistentes entre sí de enero a mayo, sin embargo, en los meses restantes se presentaron evoluciones de la T2 diferentes. Los experimentos de tipo atmosférico fueron los más fríos, excepto por E2T que mostró

temperaturas superiores a los de este grupo desde el mes de abril. Cuando se utilizó el modelo de capa de mezcla la T2 fue superior, pero aun así menor que ERA-I.

La T2 proveniente de REMO mostró magnitudes mayores que WRF a lo largo de todo el año, observándose por lo tanto un menor sesgo con respecto a CRU y ERA-I. De diciembre a mayo, los valores de E409 exceden a los de E375, mostrando el experimento acoplado menores diferencias con respecto a la base CRU y a ERA-I. Entre junio y diciembre, E375 reproduce bastante bien a los valores de ERA-I.

4.4.1.2 Diagramas de Taylor: 1995-2000

Para este análisis se generó un diagrama de Taylor por cada método de evaluación (figura 4-26). La precipitación en esta región tuvo una mejor correlación, respecto de ERA5, cuando se utilizó la evaluación temporal (panel superior izquierdo, figura 4-26) al obtener valores superiores a 0.8, por el contrario la correlación espacial fue considerablemente menor para los experimentos de WRF con valores de ~ 0.3 ; en ambos casos la mejor correlación se presentó con TK. En lo que respecta a las métricas de SD y RMSD, se observa que sus valores fueron determinados por el esquema de CP utilizado, independientemente del grupo de experimento, siendo aquellos donde se utilizó KF y TK los que muestran los valores más altos en estas métricas.

En la evaluación espacial (panel superior derecho, figura 4-26), el uso del módulo OML-1D en conjunto con KF muestra resultados similares, apreciándose una ligera mejoría cuando se desactivo el parámetro *sst_skin*. Por el contrario, en la evaluación temporal (panel superior izquierdo, figura 4-26) se observa que el módulo oceánico causó una disminución de la correlación, pero mejoró los valores de SD y RMSD; note que en esta evaluación estas métricas exhiben valores muy cercanos a los obtenidos en los datos E375.

Cuando se utilizó GF, en ambos métodos de evaluación se observaron valores de SD y RMSD con mayor consistencia respecto de ERA5, con resultados similares en cualquier configuración del modelo de capa de mezcla. Sin embargo, mientras que en la evaluación por área la correlación de E2G fue menor que los demás experimentos con GF, en la evaluación temporal la correlación de E2G fue superior a los acoplados al módulo oceánico. Además, se observa que en la evaluación temporal los valores de SD fueron menores a los de ERA5 mientras que en la evaluación espacial estos valores fueron mayores a la base de referencia.

En la evaluación espacial, los datos de REMO mostraron el mejor desempeño con una correlación de ~ 0.7 y los valores más bajos de RMSD. Por otra parte, en la evaluación temporal se observa una mejor correlación en ambos experimentos REMO, siendo E375 el de mejor valor además de mostrar un RMSD menor que E409.

En relación a la precipitación promedio de la región, todos los resultados donde se utilizó KF y TK presentaron una sobreestimación de la precipitación con respecto de las observaciones, mientras que cuando se utilizó GF en conjunto con el módulo oceánico se observa una ligera subestimación del campo. El uso de GF en el conjunto atmosférico, por su parte, sobreestima la magnitud de ERA5 pero en mucho menor medida que los demás experimentos de este conjunto.

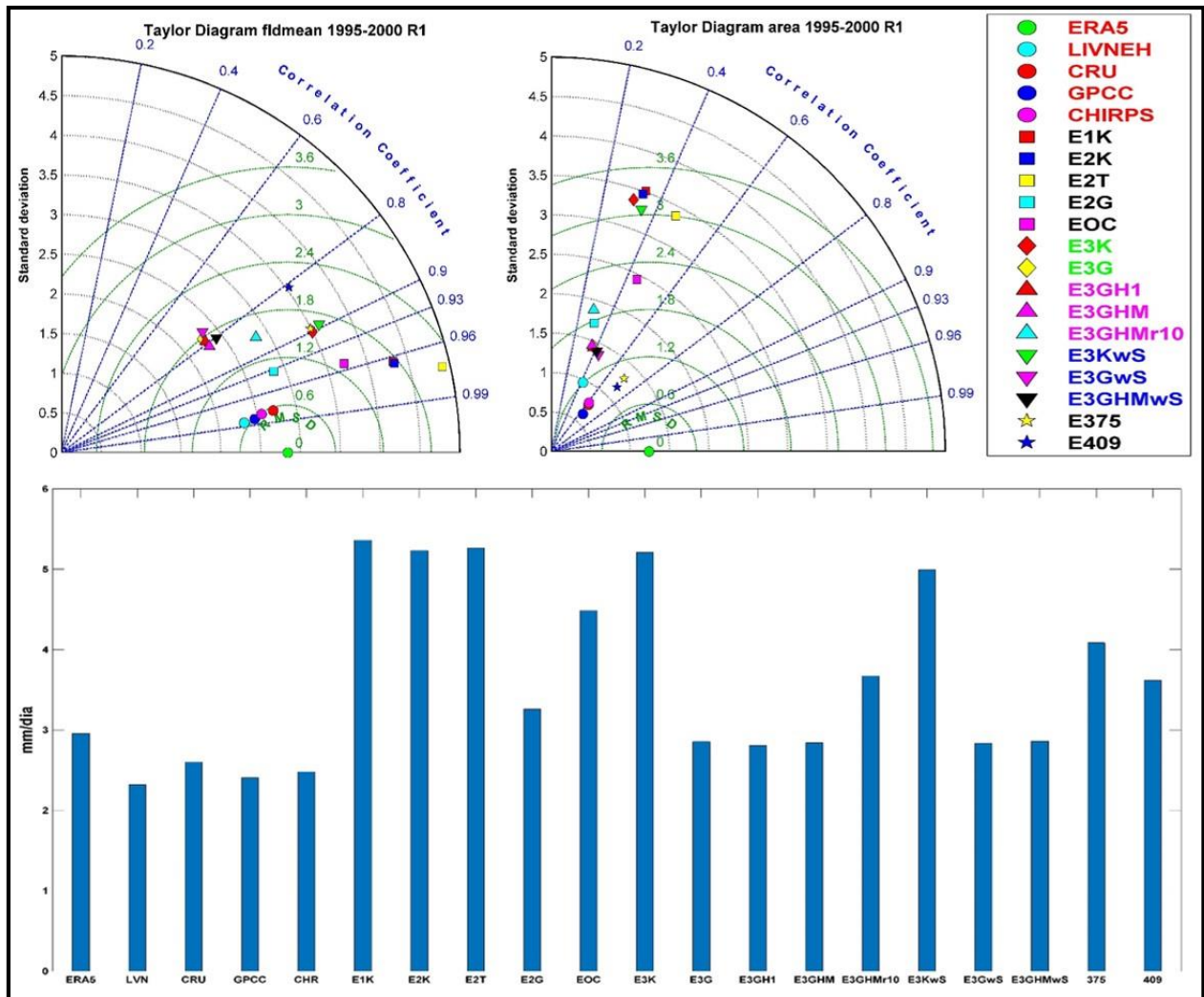


Figura 4-26. Diagramas de Taylor para la Región 1 en el periodo 1995-2000. Panel superior izquierdo: evaluación temporal. Panel superior derecho: evaluación espacial. Panel inferior: valor de la precipitación promedio (mm/día).

4.4.1.3 Diagramas de Taylor: eventos ENSO

Se generaron diagramas de Taylor para las tres fases de ENSO (EN, LN y NO) que se presentaron en el periodo de simulación, tanto para el invierno como para el verano, además de un diagrama que representa el valor promedio para cada estación, es decir, utilizando todos los meses correspondientes al invierno (o verano)

entre 1995 y el año 2000. Los datos para los diagramas se obtuvieron a través del método de evaluación espacial.

La precipitación promedio se muestra en una gráfica de barras, descrita anteriormente, superponiendo el valor promedio de la precipitación que se obtuvo en la fase EN y la fase LN, durante los meses de invierno (Diciembre-Enero-Febrero) o verano (Junio-Julio-Agosto), al valor promedio de cada estación (PROM). También se realizó esta superposición de la fase EN y LN, pero contra el valor promedio de la precipitación concerniente a la fase NO (consideración basada en los valores del índice ONI). Note que se describirán únicamente los paneles correspondientes al desempeño de las simulaciones con respecto del valor promedio (PROM), tanto en el invierno como en el verano.

Para la estación invernal los resultados mostraron (véase figura 4-27) que sin importar el evento ENSO existen características similares en los valores de RMSD y SD, para cada caso.

Al utilizar KF, los experimentos muestran valores superiores de estas métricas. Sin embargo, la magnitud de estos valores varía entre cada evento ENSO. Por ejemplo, en el invierno promedio (panel superior izquierdo, figura 4-27) y los eventos EN (panel inferior izquierdo, figura 4-27) y LN (panel inferior derecho, figura 4-27), el valor fue mayor cuando se utilizó el módulo oceánico, pero en el invierno NO (panel superior derecho, figura 4-27) el mayor error se presentó al no utilizar dicho módulo. En los cuatro diagramas se observa que el uso de la *sst_skin* representó una mejoría, al disminuir en mayor o menor medida los valores de SD y RMSD. Por otra parte, los experimentos con GF fueron consistentes en mostrar valores de las métricas más cercanos a los de ERA5, sin apreciarse diferencias importantes entre ellos. Lo anterior se pudo apreciar en el diagrama al observarse que su distribución es muy compacta. En este sentido, durante las fases de los eventos ENSO analizados, el experimento E2G fue el que mostró una ligera separación de la región del diagrama donde se ubicaron los otros experimentos. Los datos de EOC mostraron valores cercanos a los experimentos oceánicos con GF, sin embargo durante el invierno NO se separó de éstos, incrementando su SD y RMSD. Por su parte, los datos de REMO mostraron valores cercanos a los generados por GF donde, a excepción del invierno EN, E409 obtuvo la mejor aproximación.

La correlación durante el invierno se puede considerar como aceptable, al mostrar valores ~ 0.8 , donde al utilizar KF la correlación fue cercana a 0.7, mientras que en E375 y TK fueron superiores a 0.8. La correlación de los datos mostró, en promedio, una disminución durante el evento NO y EN variando la magnitud de disminución para cada caso en particular, mientras que en el invierno LN se observó un ligero incremento de la correlación.

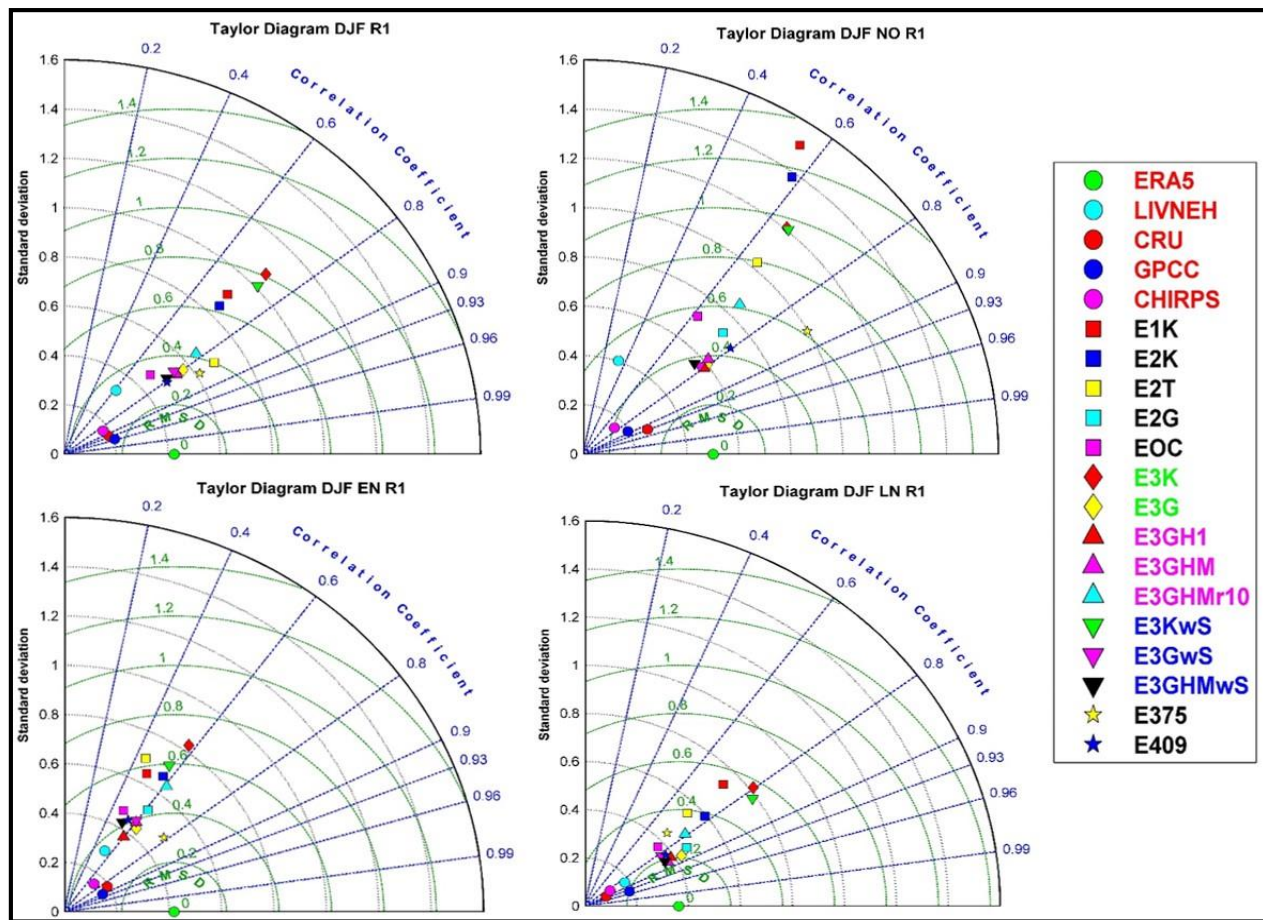


Figura 4-27. Diagramas de Taylor para el invierno sobre la Región 1. Panel superior izquierdo: invierno promedio. Panel superior derecho: invierno NO. Panel inferior izquierdo: invierno EN. Panel inferior derecho: invierno LN.

En el panel superior de la figura 4-28 se muestra el valor de la precipitación promedio en el invierno EN y LN en relación a el valor PROM. En general, los valores de la precipitación en esta temporada fueron bajos, con un valor ~ 0.5 mm/día en ERA5, debe notarse que el valor de la precipitación en las demás bases fue menor a lo observado por ERA5, mientras que en todos los experimentos con el modelo WRF el valor de la precipitación fue sobreestimado en todas las fases de ENSO.

Durante la fase LN, la precipitación disminuyó sobre la región R1, respecto del valor PROM. Dicha disminución fue consistente (en mayor o menor medida) tanto en las observaciones como en los experimentos. Por el contrario, durante la fase cálida, EN, se observó un incremento (comparado contra el valor PROM) de la precipitación, en la mayoría de los datos, comportamiento que, con excepción de CRU, no se observó en las bases observacionales. De hecho, en las bases LIVNEH y GPCC la precipitación disminuyó con respecto a PROM, aunque esta disminución no fue tan grande como la observada durante la fase de LN. En E375 la precipitación disminuyó ligeramente, comportamiento consistente con LIVNEH y GPCC. Por el contrario, E409 se incrementó un poco, comportamiento visto en la base CRU. En contraste a lo observado en general, la

mayor parte de los resultados con el modelo WRF generaron un aumento del valor promedio de la precipitación. Este incremento se determina observando los colores en rojo de la gráfica. En los experimentos donde no se presentó este incremento se encuentra el E3G.

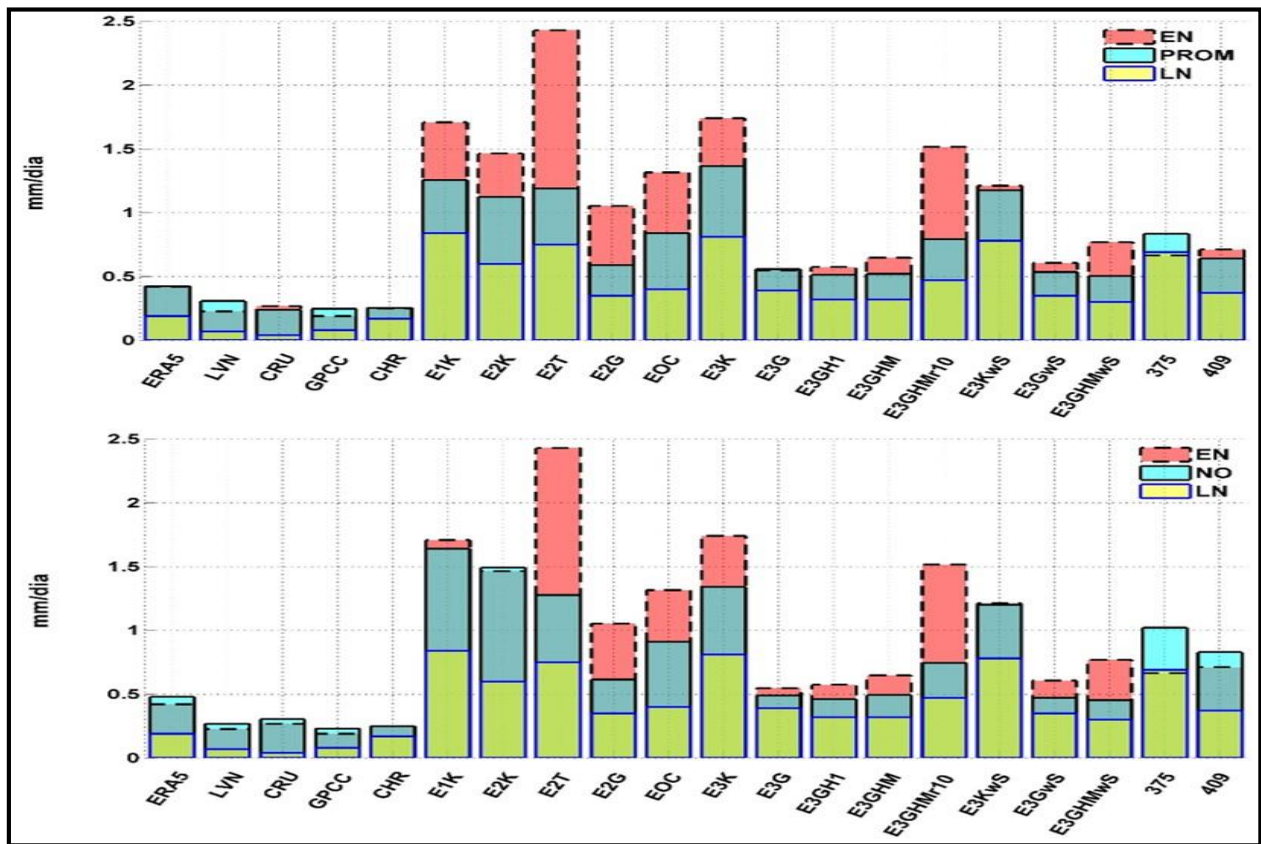


Figura 4-28. Valores promedio de la precipitación en invierno sobre la Región 1 (mm/día). Panel superior: EN y LN comparados con invierno promedio. Panel inferior: EN y LN comparados con NO.

Los diagramas que corresponden al verano sobre la R1 se muestran en la figura 4-29. En general, los resultados presentaron patrones consistentes en los cuatro diagramas, al mostrar una gran similitud en su distribución para cada caso. La correlación para el verano es baja con valores promedio alrededor de 0.4, estos valores difieren ligeramente durante las diversas fases de los eventos ENSO, sin embargo se mantienen en torno a la línea correspondiente a este valor. En los cuatro casos se observó que al utilizar el módulo oceánico con la *sst_skin* activa se obtuvo un pequeño incremento de la correlación para este conjunto de experimentos, esto se observó en mayor medida cuando se utilizó KF. Los datos con mejor correlación en todos los casos fueron los de REMO con valores superiores a 0.6, mostrando incluso una mejor concordancia con ERA5 que las demás bases de observaciones.

La distribución de los puntos correspondientes a cada experimento se encuentra definida principalmente por los valores de SD y RMSD, con un comportamiento similar al observado en el invierno. Cuando se utilizó KF y

TK se observan valores mayores de estas métricas que cuando se utilizó GF. A su vez, cuando se activó el modelo de capa de mezcla se observó una mejor aproximación de las métricas, de los experimentos correspondientes, a los datos de referencia.

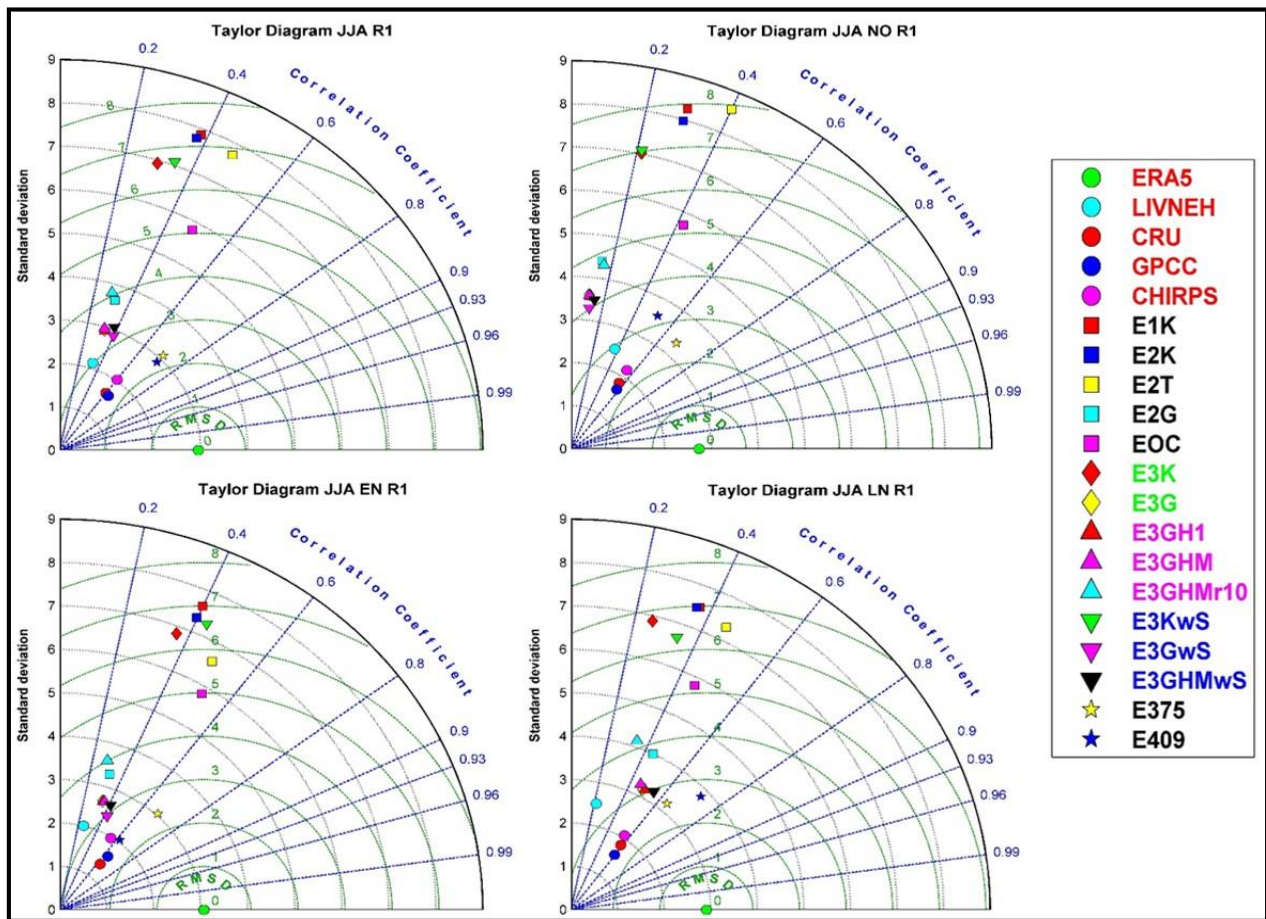


Figura 4-29. Diagramas de Taylor para el verano sobre la Región 1. Panel superior izquierdo: verano promedio. Panel superior derecho: verano NO. Panel inferior izquierdo: verano EN. Panel inferior derecho: verano LN.

De acuerdo con las bases observacionales, durante el verano, la fase EN generó una disminución del valor promedio de la precipitación (véase panel superior de la figura 4-30), por el contrario cuando se presentó la fase fría de ENSO hubo un incremento en el valor promedio de la precipitación. El comportamiento mencionado fue representado, en mayor o menor medida, en todos los experimentos que utilizaron el esquema GF así como en los resultados de REMO. Por otra parte, cuando se presentó la fase LN los experimentos configurados con KF simularon un valor del campo de precipitación menor. En los experimentos configurados con GF y el módulo oceánico, el valor promedio de la precipitación fue menor al de ERA5, por su parte, durante esta misma fase de ENSO al utilizar el esquema KF se presentó un valor promedio de la precipitación muy superior.

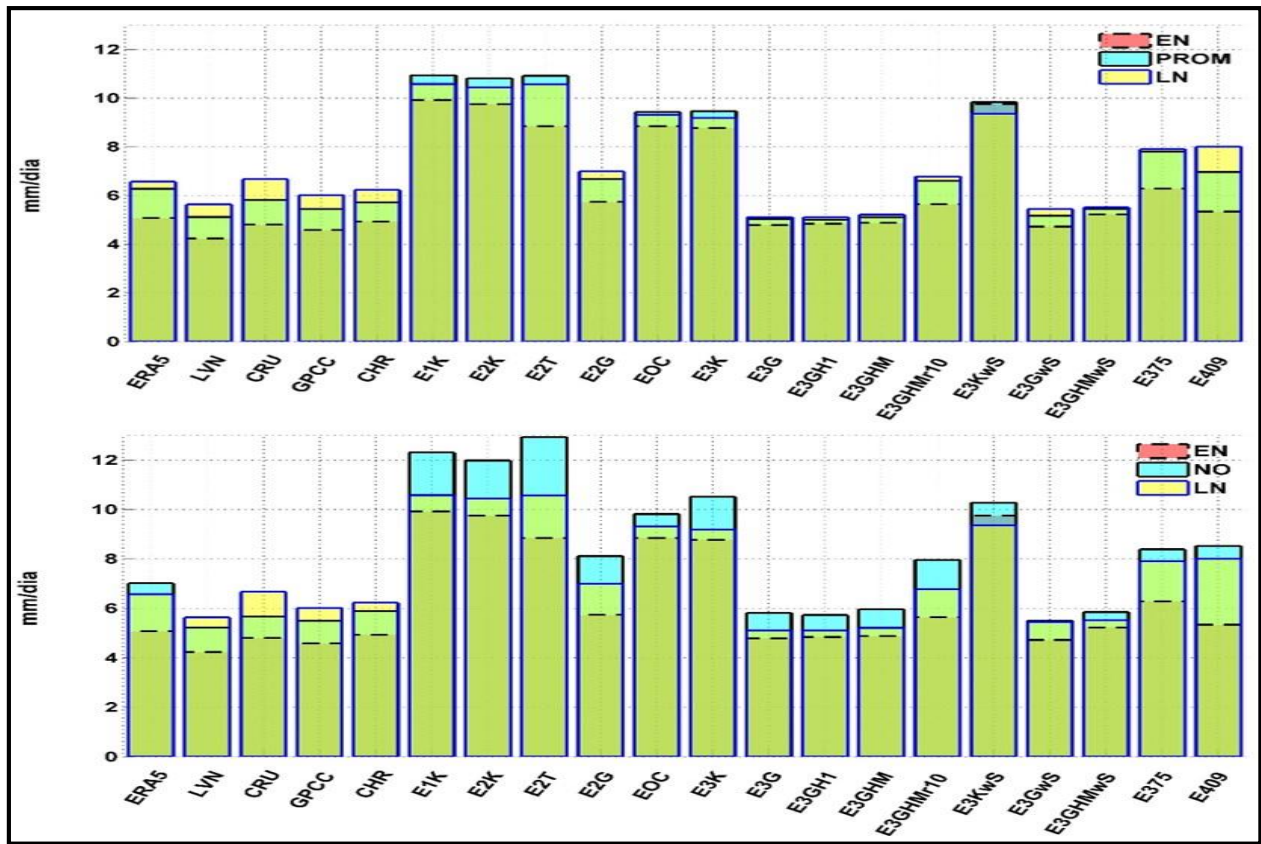


Figura 4-30. Valores promedio de la precipitación en verano sobre la Región 1 (mm/día). Panel superior: EN y LN comparados con verano promedio. Panel inferior: EN y LN comparados con NO.

4.4.2 Análisis sobre la región 2

4.4.2.1 Ciclos anuales de la precipitación y la temperatura a dos metros

Sobre esta región, el ciclo anual representado por las observaciones (figura 4-31) muestra valores relativamente bajos de precipitación. El valor máximo se observa en el mes de agosto, donde la mayoría de las bases observacionales fueron consistentes al mostrar un valor de ~2.5 mm/día, sin embargo la base CMORPH presentó un valor máximo superior a 4 mm/día. En general, la base CMORPH presentó discrepancia en sus valores con respecto a las demás bases en la mayoría de los meses del año. Todas las observaciones mostraron que entre los meses de noviembre a mayo el valor promedio de la precipitación fue de ~0.5 mm/día. En el caso de CMORPH, presentó valores menores a 0.5 mm/día de noviembre a abril, mientras que de mayo a julio incrementó considerablemente su valor promedio, mientras que en septiembre y octubre presentó un ajuste hacia los valores de las demás observaciones. De forma general, la fase del ciclo anual

sobre esta región fue capturada en los resultados de tipo atmosférico. Por el contrario en los resultados de tipo oceánico se presentaron casos en los que esto no sucedió.

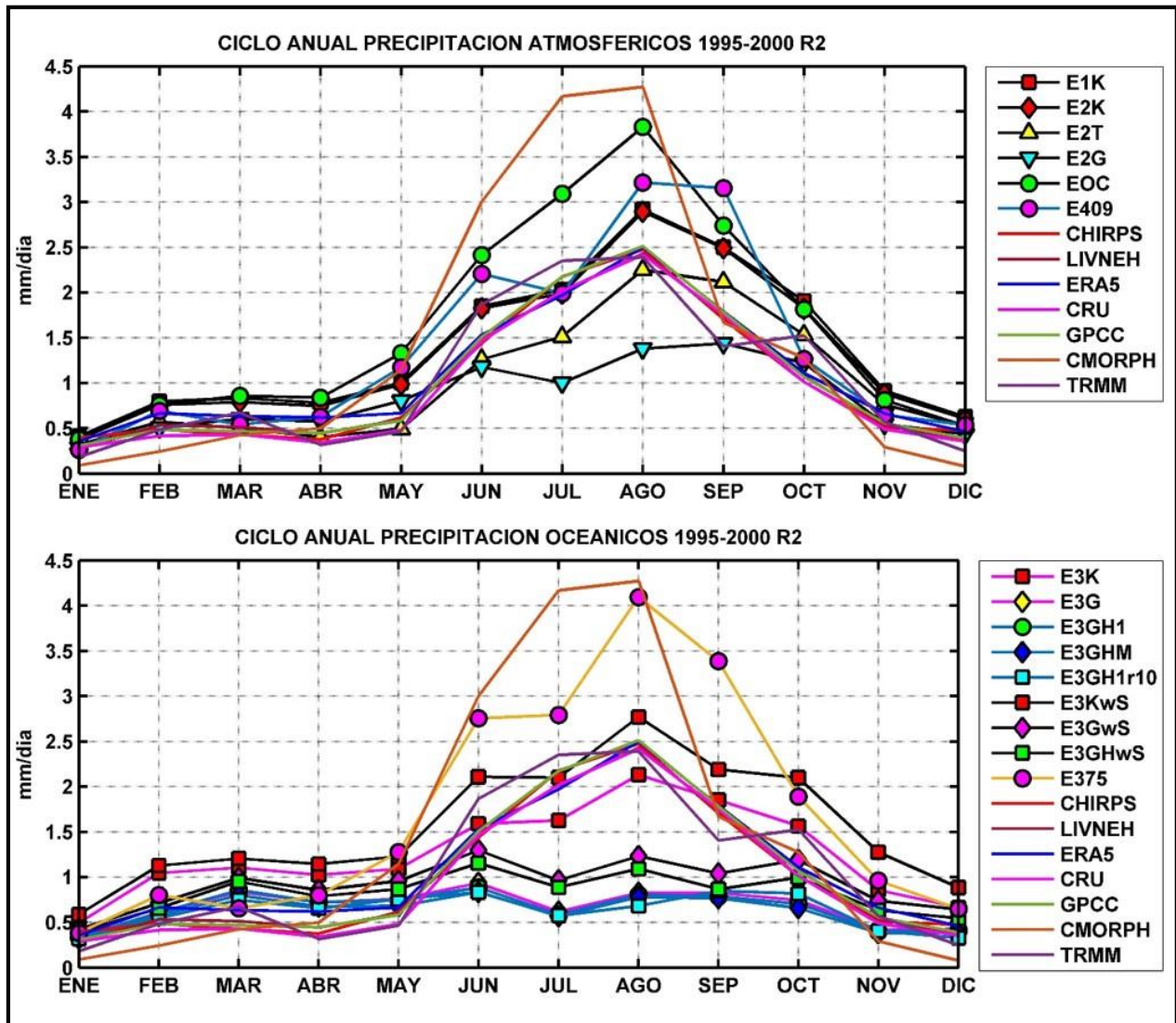


Figura 4-31. Ciclo Anual de la precipitación en la Región 2 (mm/día). Panel superior: grupo atmosférico. Panel inferior: grupo oceánico.

Dentro de los experimentos simulados con el modelo WRF, los resultados obtenidos al utilizar KF muestran una mayor precipitación que al utilizar otra CP, lo cual puede observarse en los dos grupos de experimentos. En el grupo atmosférico, panel superior de la figura 4-31, el uso de KF muestra una evolución similar durante todo el año, con una buena aproximación a las observaciones en los meses de junio y julio. En el caso de EOC, quien también utilizó KF, se observan valores similares a los experimentos mencionados entre los meses de noviembre y abril, mientras que de mayo a septiembre la precipitación se incrementó.

Cuando se utilizó el modelo de capa de mezcla (véase panel inferior de la figura 4-31) en conjunto con KF los resultados fueron comparables con los resultados de tipo atmosférico con la misma parametrización. En este

mismo orden de ideas, comparados entre sí, la precipitación fue menor cuando se activó el parámetro de la *sst_skin* y mayor cuando este parámetro se desactivó. Lo anterior generó que E3K subestimara la precipitación en los meses de julio y agosto mientras que en junio y septiembre obtuvo valores de precipitación similares a los mostrados por las observaciones.

Los resultados del modelo WRF con los valores más bajos de la precipitación se obtuvieron cuando se utilizó GF como parametrización. El experimento de tipo atmosférico generó buenos resultados entre los meses de octubre y mayo donde a pesar de sobreestimar el campo, esta sobreestimación fue baja comparada contra lo mostrado por KF, sin embargo entre junio y septiembre los valores de la precipitación fueron menores a lo observado. Cuando se utilizó el módulo oceánico se observa que el campo de la precipitación no captura la evolución anual, es decir, la fase no fue representada adecuadamente. A pesar de esto, los experimentos sin el parámetro *sst_skin* muestran una buena aproximación en los meses de junio y octubre.

Los datos de REMO E409 muestran un desempeño aceptable entre los meses de octubre y abril. Después del mes de abril se observa un incremento en la precipitación, aunque en julio el valor simulado es similar al de las observaciones. Lo mismo se presentó con los resultados E375, sin embargo la magnitud del incremento fue superior al del atmosférico aunque en este caso los resultados tuvieron fuertes consistencias en los meses de junio y agosto con la base CMORPH.

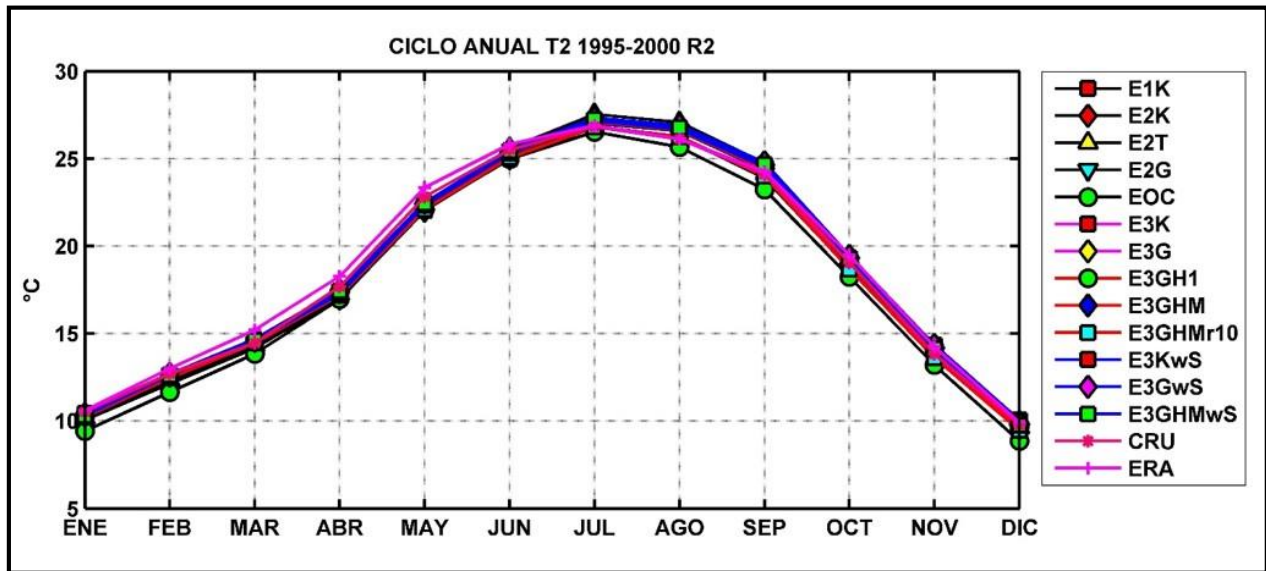


Figura 4-32. Ciclo Anual de la T2 sobre la Región 2 (°C).

El ciclo anual de la T2 sobre esta región no permite un análisis importante dado que se observan magnitudes muy similares entre los experimentos y los datos de referencia (figura 4-32). En forma general, los datos de EOC fueron los más fríos. Sobre esta región, se observa el valor máximo en el mes de julio.

4.4.2.2 Diagramas de Taylor: 1995-2000

Los diagramas de Taylor generados a partir de datos en todo el periodo, tanto por una evaluación temporal como espacial, presentan en general buena correlación entre los resultados y los experimentos. En la evaluación temporal (panel superior izquierdo, figura 4-33), todas las simulaciones donde se utilizó KF (y el experimento con TK) muestran correlaciones superiores a 0.88, siendo superior en los de tipo atmosférico donde EOC presenta valores ~ 0.96 . Por el contrario, cuando se utilizó GF la correlación disminuyó, principalmente cuando se configuró en conjunto con el modelo de capa de mezcla. Espacialmente (panel superior derecho, figura 4-33) se observa una mayor consistencia en los valores de correlación, donde la mayoría de los resultados presentan valores entre 0.8 y 0.9. Note que cuando se utilizó el modelo de capa de mezcla en conjunto con el parámetro *sst_skin*, independientemente de la CP utilizada, se obtuvo una correlación ligeramente superior que cuando se usó dicho módulo sin el parámetro activo.

En lo que respecta a las métricas de SD y RMSD, al realizar la evaluación de forma espacial se observa que los valores más altos se presentaron al utilizar KF y TK, con valores superiores en las dos métricas cuando los experimentos fueron de tipo atmosférico a cuando fueron de tipo oceánico. Por el contrario, de forma temporal las métricas de los experimentos con KF fueron las de mejor aproximación a la base de referencia.

Por otra parte, en el análisis espacial los experimentos configurados con GF generaron una mejor aproximación a los datos de referencia, donde la mayor parte de las simulaciones donde se utilizó el módulo OML-1D muestran valores menores de SD que ERA5. En lo que respecta al diagrama obtenido por la evaluación temporal, los valores de la SD fueron menores que los de ERA5 en todos los experimentos con una diferencia mucho mayor que en la evaluación espacial, principalmente cuando se utilizó el modelo de capa de mezcla.

Los resultados de REMO analizados temporalmente muestran valores elevados de RMSD, comparables con los obtenidos en los experimentos de tipo oceánico configurados con GF, así como los valores de SD más altos del diagrama. El experimento E375 generó valores de SD similares a los mostrados por EOC, siendo estos dos experimentos los de mayor valor de SD en relación a ERA5. En el análisis espacial, sin embargo, los resultados de REMO tienen una mejor aproximación en estas métricas con respecto a lo observado, con E409 exhibiendo la menor diferencia de SD y el menor valor de RMSD.

La gráfica del valor promedio de los experimentos (panel inferior de la figura 4-33) presenta características particulares de acuerdo al tipo de CP utilizada. Por una parte, cuando se utilizó KF la precipitación promedio fue superior, tanto en atmosféricos como en oceánicos, al igual que en los datos de REMO. Contrario a lo anterior, el uso de GF acoplado al módulo oceánico y con el parámetro *sst_skin* activo generó los valores de

precipitación promedio más bajos, mientras que al utilizar el módulo oceánico sin *sst_skin* la precipitación fue más consistente con el experimento E2G.

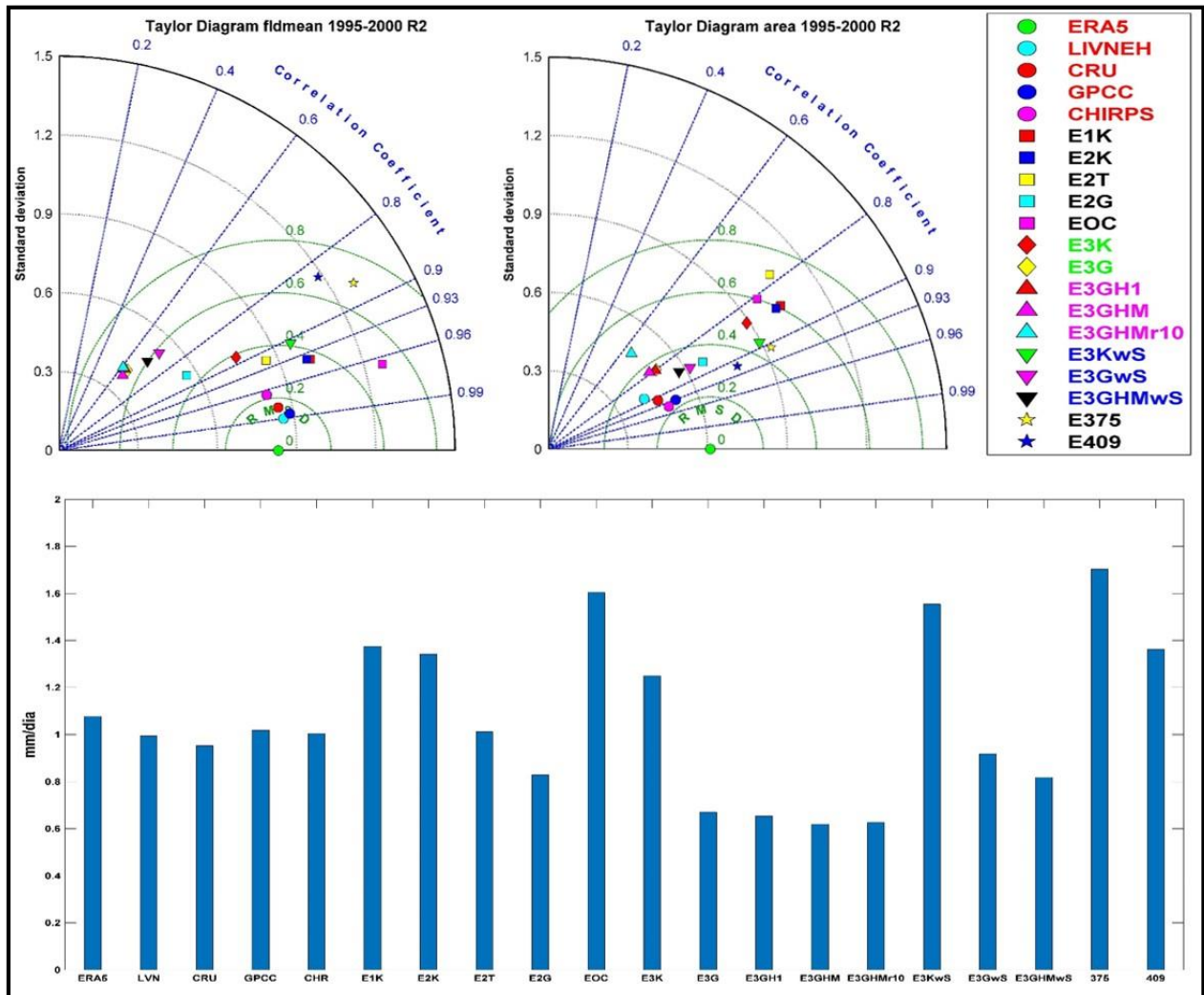


Figura 4-33. Diagramas de Taylor para la Región 2 en el periodo 1995-2000. Panel superior izquierdo: evaluación temporal. Panel superior derecho: evaluación espacial. Panel inferior: valor de la precipitación promedio (mm/día).

4.4.2.3 Diagramas de Taylor: eventos ENSO

Como se ha apreciado en la mayoría de los análisis relacionados a la precipitación mostrados hasta este momento, la región noroeste de nuestro país se caracteriza por presentar valores bajos de este campo. Dado que la región R2 se encuentra dentro del noroeste de México, y como se observó en el ciclo anual de la precipitación, durante los meses de invierno la precipitación muestra magnitudes muy bajas. Como consecuencia de lo anterior, los valores de las métricas de SD y RMSD en los diagramas correspondientes a la

temporada invernal fueron bajos, por lo tanto la escala en estos diagramas oscilo entre 0 y 0.9 para la SD y un valor máximo de RMSD de 0.6.

En los diagramas de Taylor correspondientes al invierno sobre la región R2 (figura 4-34), se observa que en el invierno promedio (panel superior izquierdo, figura 4-34) todos los resultados generaron buenas aproximaciones, a los datos de referencia, de acuerdo a los valores de sus métricas. Por ejemplo, los valores de correlación fueron entre 0.8 y 0.9 en general, además de que la distribución de los resultados sobre el diagrama de acuerdo a sus valores de SD y RMSD no fue tan disperso, es decir que sus valores fueron en general consistentes. Este patrón de consistencia entre experimentos se mantuvo durante el evento neutral (panel superior derecho, figura 4-34) aunque se observa una diferencia mayor de SD entre los experimentos, además de un valor mayor de RMSD así como una disminución en los valores de correlación. Durante el evento LN (panel inferior derecho, figura 4-34), los valores de RMSD y SD fueron aceptables, pero los experimentos con KF presentan una disminución en su correlación. Por el contrario, durante EN la distribución de los resultados sobre el diagrama se aprecia una mayor dispersión, sin definir un patrón en particular. En algunos experimentos donde se utilizó el módulo oceánico se obtuvieron valores de SD mayores que el mostrado por ERA5, mientras otros oceánicos y todos los atmosféricos presentaron valores de SD menores que ERA5. El valor de la RMSD estuvo distribuido principalmente entre las líneas correspondientes a valores de 0.3 y 0.4, donde en general el menor valor estuvo determinado por el uso de KF y TK.

En el evento EN, los datos de REMO presentan una correlación ~ 0.6 , siendo la más baja de todos los resultados, además de los valores más altos de RMSD. De forma general, E375 muestra una correlación ligeramente superior que E409, este último experimento presenta valores superiores de SD y RMSD que los mostrados por E375. En los diagramas de invierno promedio y NO, la correlación de REMO es consistente con los experimentos simulados con WRF, sin embargo durante LN se aprecian valores de menor correlación. Tanto en el invierno promedio como en EN y LN, E409 generó valores de SD y RMSD comparables con los demás experimentos del diagrama. Por otra parte, el menor desempeño de las métricas SD y RMSD en los diagramas del invierno promedio y LN correspondieron a los datos E375.

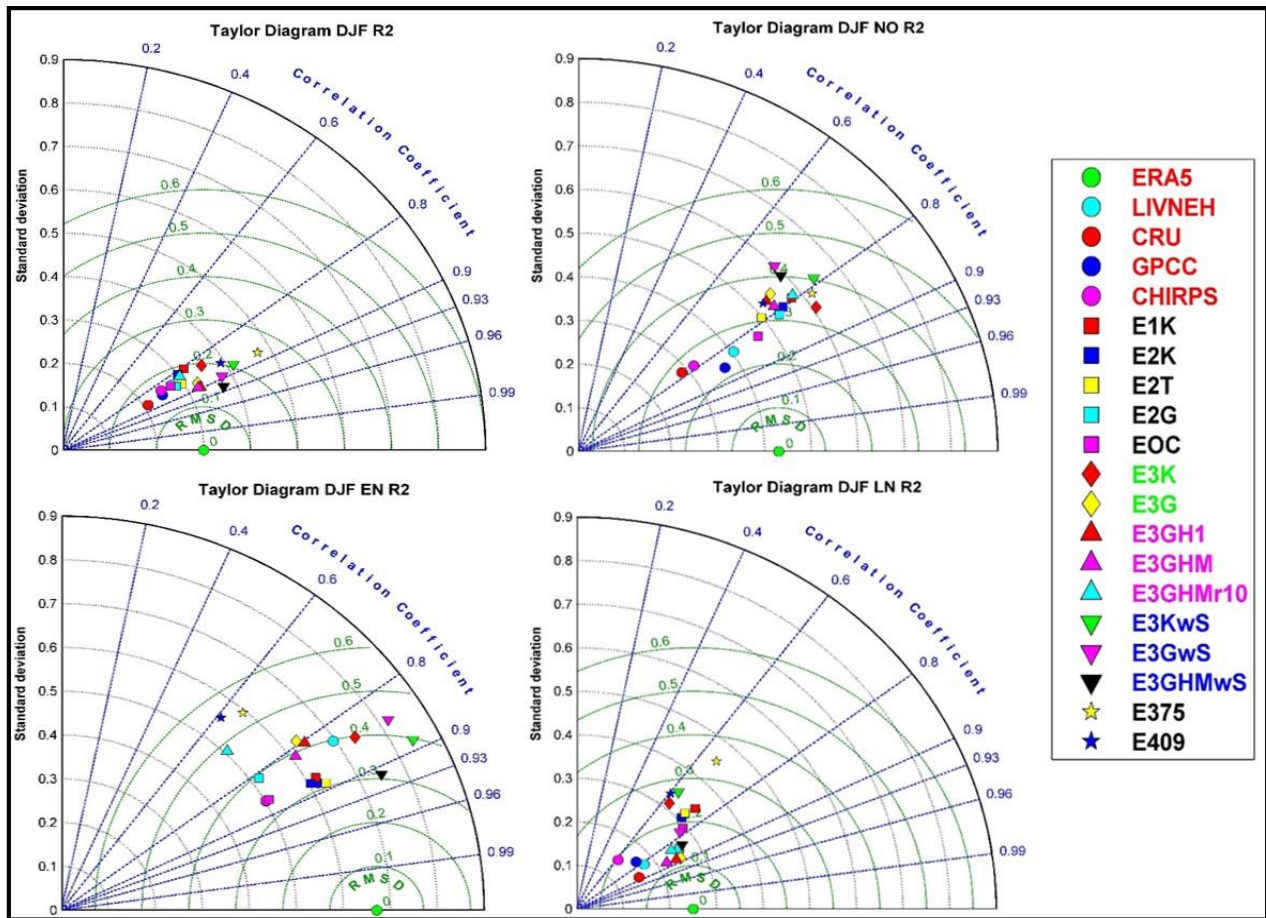


Figura 4-34. Diagramas de Taylor para el invierno sobre la R2. Superior Izquierda: invierno promedio. Superior Derecha: invierno NO. Inferior izquierda: invierno EN. Inferior Derecha: invierno LN.

Se compararon los valores promedio de la precipitación en diferentes fases de ENSO para los meses de invierno. Para el caso de la fase cálida (EN) se aprecia un incremento de la precipitación promedio, lo cual se presentó tanto en las bases observacionales como en los resultados simulados (véase panel superior de la figura 4-35). Para la fase LN, las observaciones muestran una disminución de la precipitación lo cual fue representado, en mayor o menor medida, en todos los experimentos incluyendo a REMO. La mayor precipitación promedio se presenta cuando se utilizó el módulo oceánico sin el parámetro *sst_skin* activo.

Los diagramas de Taylor para el verano se encuentran en la figura 4-36. Los resultados sobre esta región presentan valores de correlación espacial aceptables, observándose que la mayoría de los experimentos tuvieron valores entre 0.8 y 0.9. Nótese que, a pesar de que durante los eventos ENSO la correlación presenta una disminución, la mayoría de los eventos estuvo en torno a la línea de 0.8 de correlación. Una constante observada fue que una de las mejores correlaciones en los experimentos (y la mejor en el evento NO y el evento EN) se obtuvo al utilizar KF acoplado al módulo oceánico sin el parámetro activo de la *sst_skin*. Los

datos de REMO exhibieron la mejor correlación en los otros dos casos, E375 en el evento LN y E409 en el verano promedio.

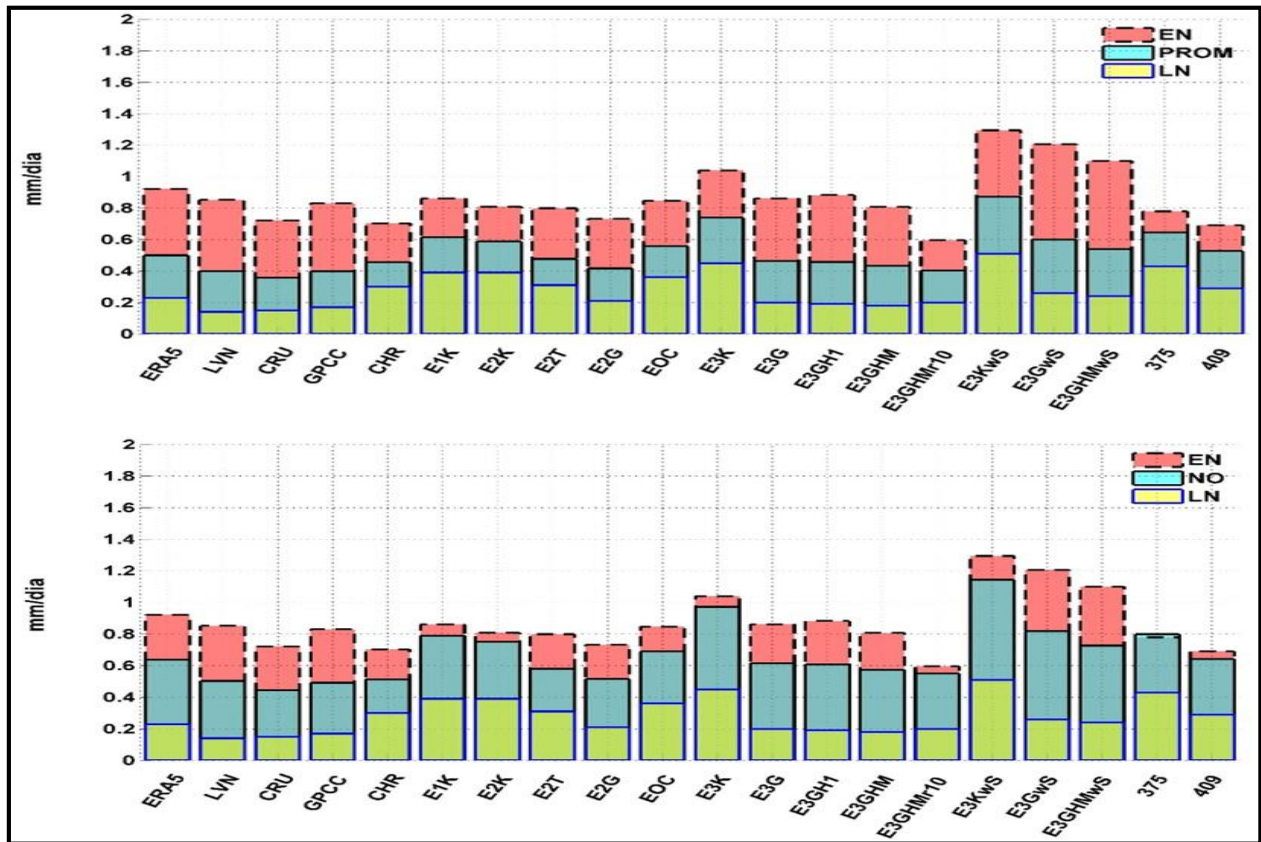


Figura 4-35. Valores promedio de la precipitación en invierno sobre la Región 2 (mm/día). Panel superior: EN y LN comparados con invierno promedio. Panel inferior: EN y LN comparados con NO.

En los cuatro diagramas, las mejores aproximaciones a la SD de ERA5 se obtuvieron al utilizar GF como parametrización, tanto en el experimento atmosférico como en los configurados con el modelo de capa de mezcla sin el parámetro de la *sst_skin*. Exceptuando el evento EN, los datos de E409 también muestran una buena aproximación, mientras que en este sentido los datos de E375 estuvieron más cercanos a los exhibidos al utilizar KF y TK, estos últimos experimentos generaron los valores más altos de las dos métricas. Comparados entre sí, el desempeño de los experimentos de tipo atmosférico fue menor que el observado cuando se utilizó el módulo OML-1D.

En el panel superior de la figura 4-37 se muestra la comparación del valor promedio del campo en el verano EN y LN con respecto del valor PROM. Las bases observacionales muestran una disminución de la precipitación en presencia de un evento EN, lo cual es capturado en todos los experimentos. A pesar de lo anterior, en los experimentos oceánicos se observa que esta disminución fue muy pequeña respecto del valor PROM. Contrario a lo anterior, cuando se presentó LN en los datos de las observaciones se aprecia un incremento de

la precipitación, lo cual no se observa en los experimentos que utilizaron KF (atmosféricos y oceánicos) y TK, mientras que al utilizar GF el incremento mencionado es de una magnitud muy baja. En los tres tipos de datos, todos los experimentos configurados con KF y TK muestran una sobreestimación importante del campo. Por otra parte, el uso de GF generó una sobreestimación de la precipitación. En los datos REMO, el experimento E409 represento mejor los cambios señalados en las observaciones, mientras que E375 no dio una respuesta adecuada al incremento durante LN.

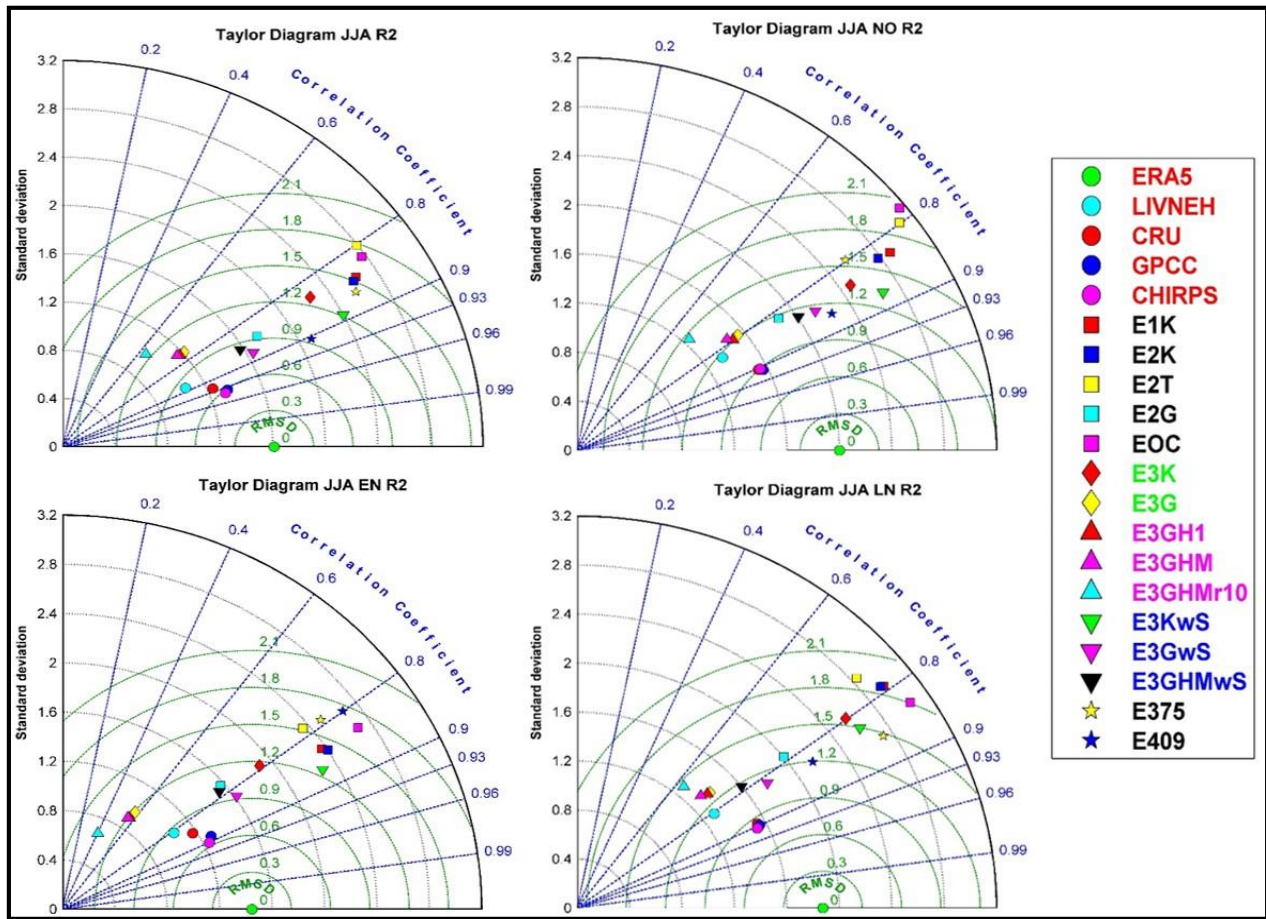


Figura 4-36. Diagramas de Taylor para el verano sobre la Región 2. Panel superior izquierdo: verano promedio. Panel superior derecho: verano NO. Panel inferior izquierdo: verano EN. Panel inferior derecho: verano LN.

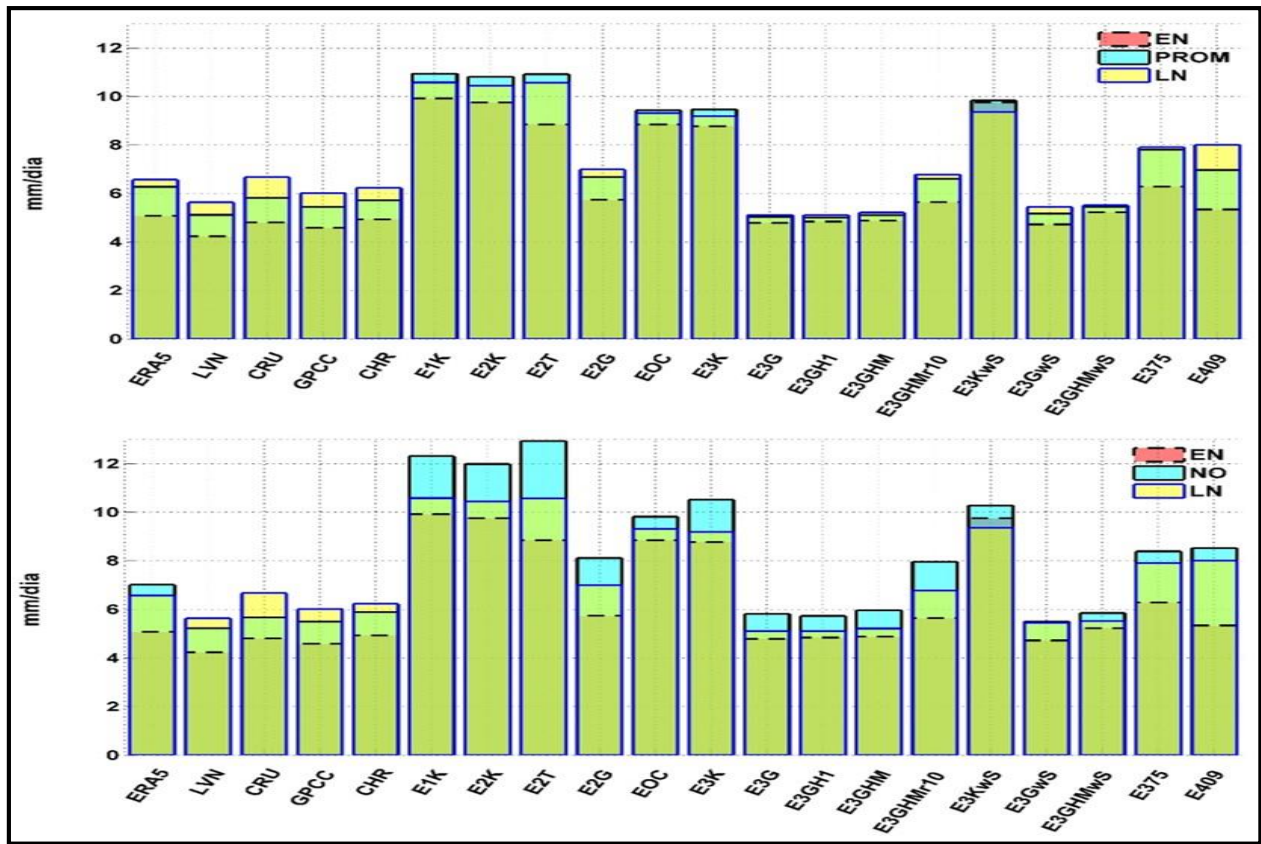


Figura 4-37. Valores promedio de la precipitación en verano sobre la Región 2 (mm/día). Panel superior: EN y LN comparados con verano promedio. Panel inferior: EN y LN comparados con NO.

4.4.3 Resumen de métricas para todas las regiones

Para sintetizar toda la información de los diagramas de Taylor generados, para cada región de análisis, se hizo un resumen utilizando los valores promedio de dos métricas: la correlación y la diferencia del valor de la precipitación promedio. Para obtener estos promedios se consideraron dos criterios. El primero de ellos fue basado en el grupo al cual pertenezcan los datos, es decir, si son observaciones, atmosféricos, oceánicos con *sst_skin*, oceánicos sin *sst_skin* y REMO. El segundo criterio consideró el tipo de CP utilizada, por lo tanto el valor mostrado considera los experimentos atmosféricos y oceánicos, mientras que para REMO se muestran de forma independiente los valores de E409 y E375; en este criterio no se muestran las observaciones.

El valor promedio de la correlación para cada categoría de datos, en ambos criterios, se obtuvo considerando los valores de todos los experimentos incluidos en dicha categoría. Para la diferencia de la precipitación, en primer lugar se calculó la diferencia del valor promedio obtenido del diagrama de Taylor de cada experimento y el valor correspondiente de ERA5. Posteriormente, esta diferencia fue promediada entre los experimentos incluidos dentro de cada categoría de datos. Es importante aclarar, que en estos datos pueden existir valores

positivos y negativos que pudieran generar una cancelación de valores, pero como el objetivo es mostrar el efecto de cada categoría, lo anterior es permitido.

Los resultados se muestran sobre un mapa (por cada criterio) de la RM con la ubicación geográfica de cada región y los valores promedio correspondientes. Además, entre paréntesis se encuentra un valor que numera en orden descendente el desempeño de cada grupo de datos para cada región, tomando valores absolutos para el caso de la diferencia de la precipitación. Los diagramas correspondientes a este análisis pueden ser consultados en la sección respectiva del Anexo VII.

4.4.3.1 Precipitación: 1995-2000

Las diferencias de precipitación para el periodo 1995-2000, de acuerdo al primer criterio, se muestran en la figura 4-38. Se puede observar que en la mayoría de las regiones la precipitación es principalmente sobreestimada, al obtenerse valores positivos en la mayor parte de los datos. La magnitud de esta sobreestimación varía de acuerdo al conjunto de datos, sin embargo existen características similares de acuerdo a la ubicación geográfica de cada región. De forma general, el menor desempeño se obtuvo en las regiones ubicadas en el centro-sur del país. Por ejemplo, en la región R3 se obtuvieron las máximas diferencias para todos los conjuntos de datos (excepto de REMO), seguido de la región R1 y R4. Por otra parte, las regiones al norte del país obtuvieron un mejor desempeño (debe considerarse que la región R6 está dentro del espacio que abarca la región R2, por lo tanto sus resultados deberían ser muy similares), al obtener las diferencias más bajas. Las diferencias mostradas por el conjunto de datos donde se utilizó el módulo oceánico con el parámetro *sst_skin* activo fueron negativas en la mayor parte de las regiones (excepto R3 y R1), es decir, la precipitación fue subestimada, aunque la subestimación fue de baja magnitud. En contraparte, cuando se utilizó OML-1D sin *sst_skin* la anomalía fue principalmente positiva (excepto en R6), y la variabilidad de esta diferencia entre regiones fue notoriamente superior. Las mejores aproximaciones de REMO se observaron en las regiones R2, R6 y R7, ubicadas al norte del país.

La correlación de acuerdo al primer criterio, a partir de datos temporales, se muestra en el panel izquierdo de la figura 4-39. Se observa que existe una gran correlación entre las bases observacionales y ERA5, siendo estos los valores máximos en cada región. De los datos simulados, el conjunto de experimentos atmosféricos es el que muestra mejor correlación temporal en todas las regiones. Los conjuntos oceánicos (con y sin *sst_skin*) muestran correlaciones similares en las regiones R1, R2 y R3, pero en las regiones del norte se observa una mayor diferencia. En este contexto, las simulaciones oceánicas tuvieron un mejor desempeño sobre la región R1, R3 y R4, por el contrario sobre la región R2, R6 y R7 los valores de correlación en este conjunto fueron los más bajos.

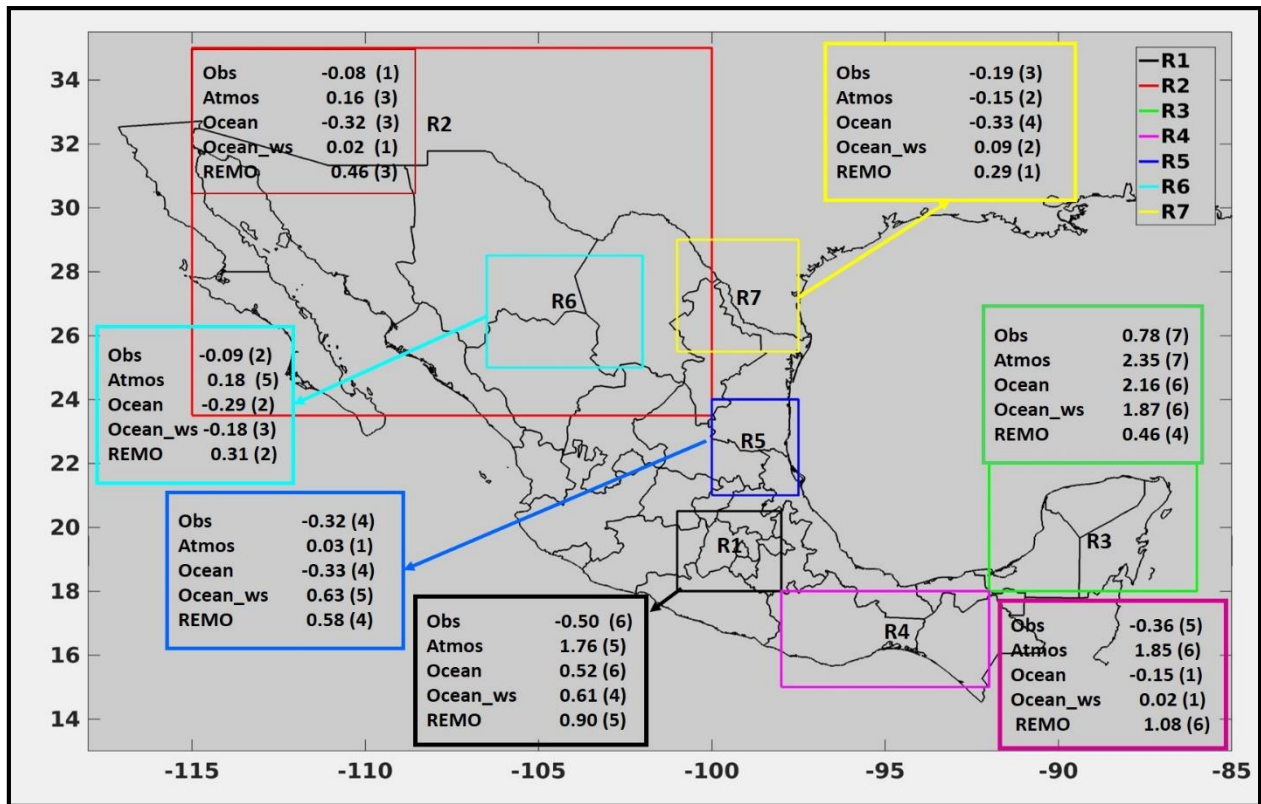


Figura 4-38. Resumen de la diferencia de precipitación en cada región para el periodo 1995-2000 por cada grupo de experimentos.

En lo que respecta a la evaluación temporal por tipo de CP (panel derecho, figura 4-39), de forma general, las regiones con mejores y peores desempeños son consistentes con el análisis anterior. Los valores de correlación más altos fueron obtenidos al utilizar KF o TK, sin mostrar una diferencia importante entre uno y otro, por el contrario el uso de GF generó valores de menor correlación. Los experimentos de REMO no muestran un patrón determinado, siendo mejor en algunos casos E375 y en otros E409. Es importante observar que temporalmente, todas las correlaciones son positivas

La correlación por evaluación espacial, véase figura 4-40, muestra un comportamiento distinto a la evaluación temporal. Como ejemplo, en la correlación espacial por grupos (panel izquierdo de la figura 4-40), la mayoría de los mejores resultados se observan en la región R6 con valores superiores a 0.87 y un máximo de 0.93 para el caso de REMO. En la región R7 los valores fueron aceptables en general, con valores superiores a 0.81, sin embargo en esta región REMO mostró su peor correlación con un valor de 0.54. En el caso contrario, en las regiones R1, R3, y R4 se aprecian la mayoría de los valores más bajos, inclusive con valores inferiores a 0.50. A pesar de que la región R3 muestra el valor más bajo para el grupo atmosférico, la correlación de REMO es aceptable con un valor de 0.73. En lo que respecta a la correlación espacial por tipo de CP (panel derecho de la figura 4-40), se observa que la correlación por REMO (E375 y E409) fue superior a la generada por KF y TK en la mayoría de las regiones (excepto en R5 y R7). En términos generales, los valores de correlación muestran

un patrón similar al analizado en la correlación por grupos con valores altos sobre las regiones R2, R6 y R7. En contraste a lo anterior, la mayoría de los valores sobre las regiones R1, R3 y R4 son bajos. Por ejemplo, sobre la región R3 el uso de TK generó una correlación negativa (-0.46) y para KF un valor de 0.23.

4.4.3.2 Precipitación: eventos ENSO.

Por cada fase de ENSO (EN, LN y NO) se generó un mapa, además de un mapa correspondiente al valor promedio de cada estación. Los valores para estos mapas corresponden a sus respectivos diagramas de Taylor.

La correlación por grupo de experimentos, de la estación invernal de ENSO, (figura 4-41), muestra que durante el invierno promedio (panel superior izquierdo, figura 4-41) y la fase NO (panel superior derecho, figura 4-14) los valores más altos se presentaron en la región R2. Pese a que la región R6 se encuentra dentro de la R2, su correlación muestra un menor desempeño, siendo este mucho menor en algunos valores durante NO. Para el evento EN (panel inferior izquierdo, figura 4-41), los valores de correlación entre R2 y R6 muestran una mejor consistencia, siendo estas regiones las de mejor desempeño durante este evento. En los tres casos anteriores, los valores de menor correlación se observan principalmente sobre las regiones R1, R3 y R4. En lo que respecta al evento LN (panel inferior derecho, figura 4-41) el desempeño de las regiones R2 y R6 disminuyó, mientras que en las regiones R1, R5 y R7 se pueden apreciar los valores más altos de correlación.

De forma particular, cada conjunto de datos muestra una respuesta diferente en cada región ante las diferentes fases de ENSO. Por ejemplo, los datos atmosféricos sobre la R1 muestran mejor correlación durante el invierno promedio y LN (con 0.75 y 0.77 respectivamente) mientras que en NO y EN los valores disminuyen a 0.63 y 0.52. Por su parte, los valores de correlación de REMO sobre esta región fueron de los más altos, aunque se observa que durante EN y LN estos disminuyeron. A su vez, los experimentos oceánicos (con y sin *sst_skin*) tienen mejor correlación durante el invierno promedio y el evento EN, con una fuerte disminución en NO y LN.

En otro ejemplo, sobre la R2 los datos atmosféricos tienen una mejor correlación durante EN, superior al observado en el invierno promedio, y menor durante LN. Los datos oceánicos por su parte, muestran su mejor correlación en el invierno promedio y la menor correlación en el evento LN. Finalmente, la mejor correlación de REMO se observa en el invierno promedio, con una importante disminución durante EN y LN.

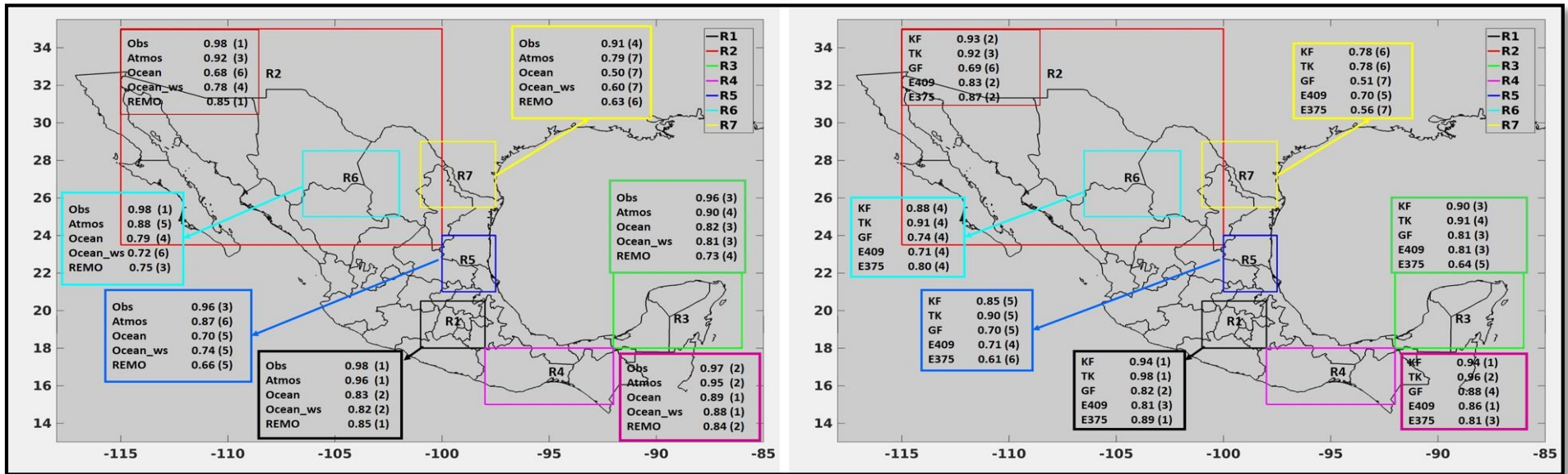


Figura 4-39. Resumen de la correlación en cada región para la evaluación temporal, periodo 1995-2000. Panel izquierdo: grupos de experimentos. Panel derecho: tipos de parametrización.

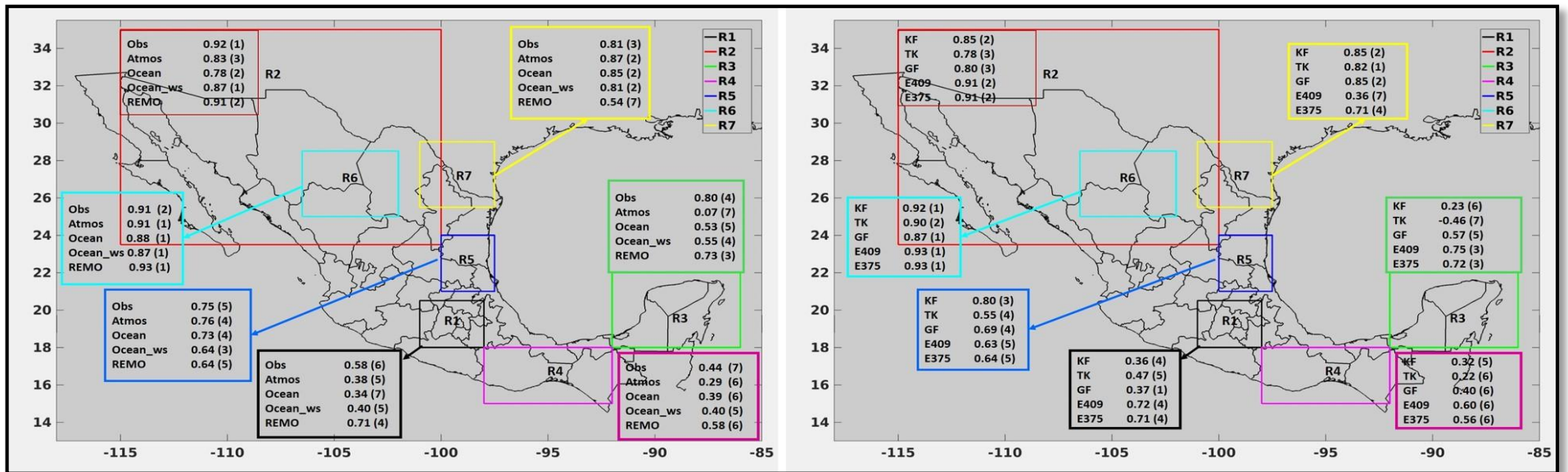


Figura 4-40. Resumen de la correlación en cada región para la evaluación espacial, periodo 1995-2000. Panel izquierdo: grupos de experimentos. Panel derecho: tipos de parametrización.

La evaluación de la correlación de acuerdo al tipo de parametrización utilizada, durante el invierno ENSO, se muestra en la figura 4-42. Los resultados son similares a los obtenidos en el análisis de acuerdo al grupo de experimentos, donde la mayor parte de los mejores valores de correlación se observan en las regiones R2, R6 y R7, mientras que los valores con menor correlación se encuentran en las regiones restantes. Se puede observar que sobre la región R2 se encuentran la mayoría de los valores más altos de correlación durante el invierno promedio (panel superior izquierdo, figura 4-42), la fase NO (panel superior derecho, figura 4-42) y el evento EN (panel inferior izquierdo, figura 4-42). También puede apreciarse que entre la región R2 y R6 los resultados no son consistentes, principalmente en el invierno promedio y LN, donde sobre R6 se observan valores muy inferiores a los de R2. Para el evento LN, la mayoría de los mejores valores de correlación se observan sobre la región R1. En el caso contrario, gran parte de los valores más bajos en los cuatro eventos se observan en la región R3, con excepción de la correlación correspondiente a los datos de REMO E409 que en el evento EN y LN muestran los valores más altos sobre esta región.

La diferencia promedio de la precipitación, de acuerdo al criterio, por grupos de experimentos se muestra en la figura 4-43. Se puede apreciar que la mayoría de las diferencias más bajas se encuentran en las regiones R2 y R6. Por otra parte, en la región R3 la mayor parte de los grupos sobreestimaron en mayor medida la precipitación, con excepción del grupo de observaciones que muestra valores negativos en la fase NO (panel superior derecho, figura 4-43). A pesar de que en la región R4 también subestimó la precipitación en la mayoría de los grupos, los datos de REMO muestran el mejor desempeño durante el evento NO (panel inferior izquierdo, figura 4-43) y el segundo mejor desempeño en el invierno promedio (panel superior izquierdo, figura 4-43). También es posible observar que las diferencias entre los diferentes grupos muestran variaciones de acuerdo a la región. Por ejemplo, se observa que en la región 1 durante el evento EN (panel inferior izquierdo, figura 4-43), la diferencia de la precipitación promedio en los experimentos oceánicos y los datos REMO fue menor que en los experimentos atmosféricos. Por su parte, en la región R7 los experimentos atmosféricos precipitaron menos que los oceánicos y REMO.

En cuanto a las diferencias por el criterio de CP utilizada, véase figura 4-44, se observan patrones similares al análisis anterior. Es decir, que la mayoría de los valores más altos se encuentran sobre las regiones R1, R3 y R4, mientras que las menores diferencias se encuentran principalmente en las regiones R2 y R6. Las diferencias obtenidas al utilizar GF fueron menores en la mayor parte de las regiones, en los cuatro mapas, con excepción de la región R3 durante los eventos NO (panel superior derecho, figura 4-44) y LN (panel inferior derecho, figura 4-44) donde las diferencias de GF fueron superiores.

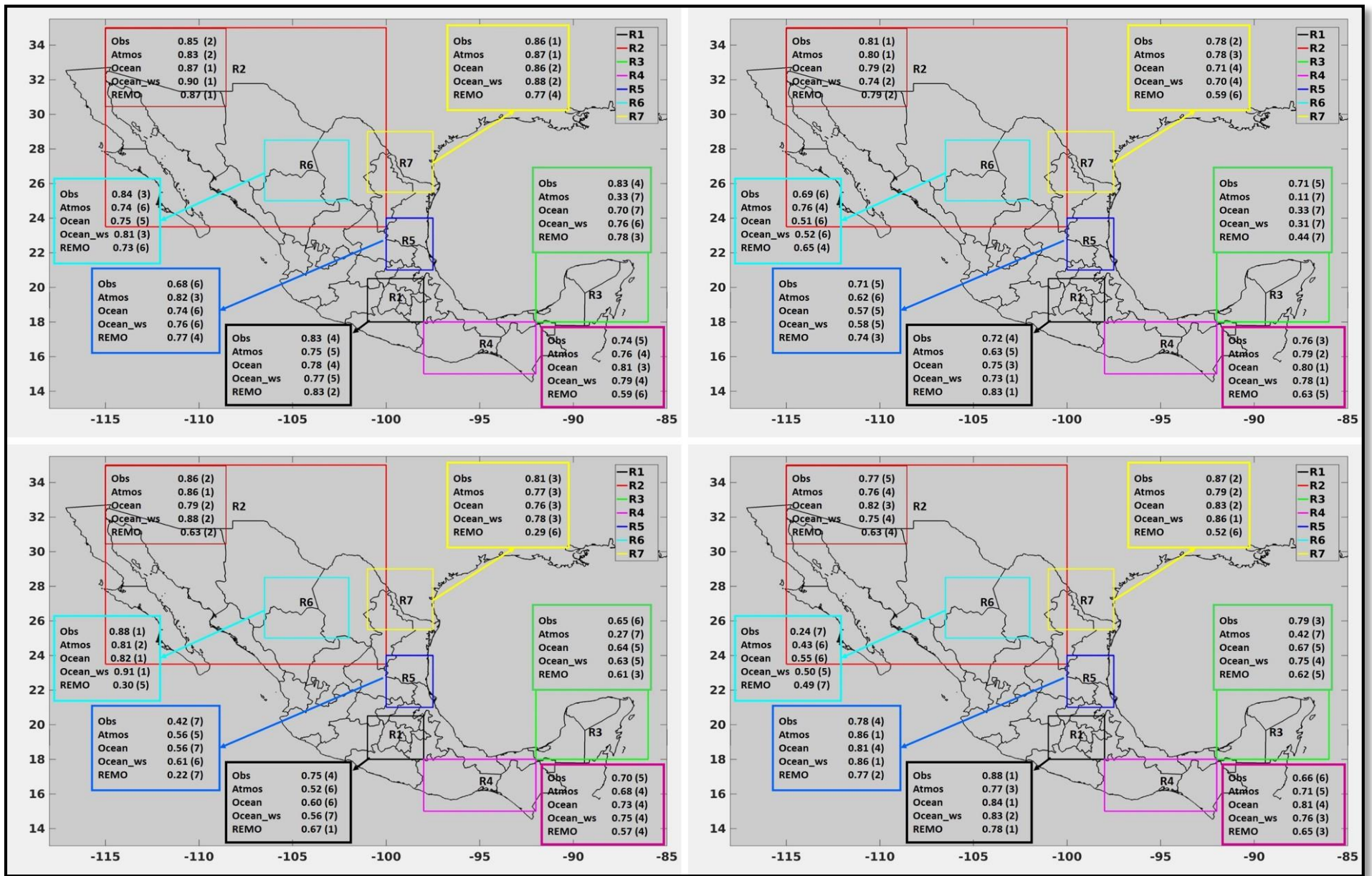


Figura 4-41. Resumen de la correlación en cada región para el invierno ENSO por cada grupo de experimentos. Panel superior izquierdo: invierno promedio. Panel superior derecho: invierno NO. Panel inferior izquierdo: invierno EN. Panel inferior derecho: invierno LN.

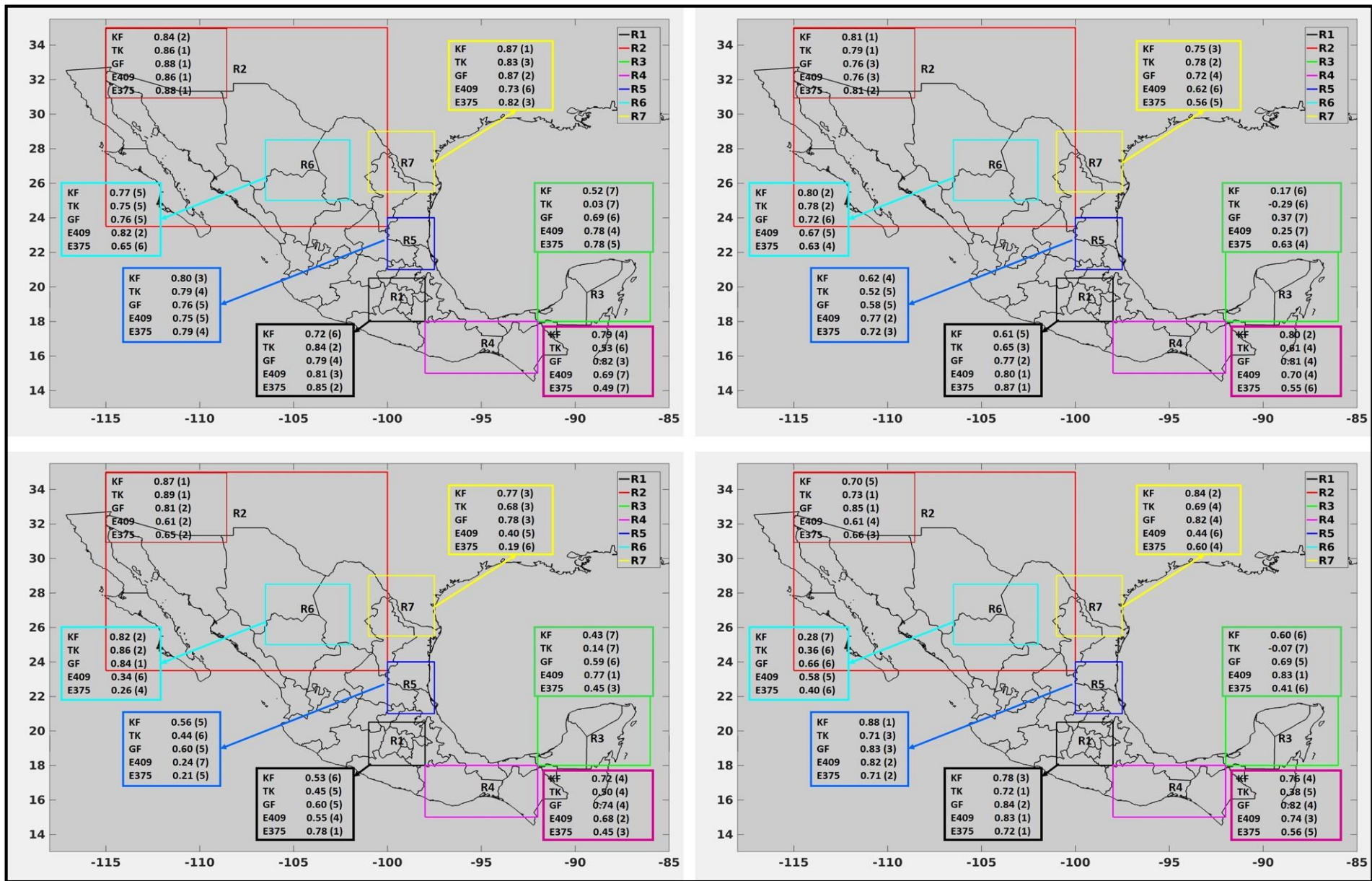


Figura 4-42. Resumen de la correlación en cada región para el invierno ENSO por cada tipo de parametrización. Panel superior izquierdo: invierno promedio. Panel superior derecho: invierno NO. Panel inferior izquierdo: invierno EN. Panel inferior derecho: invierno LN.

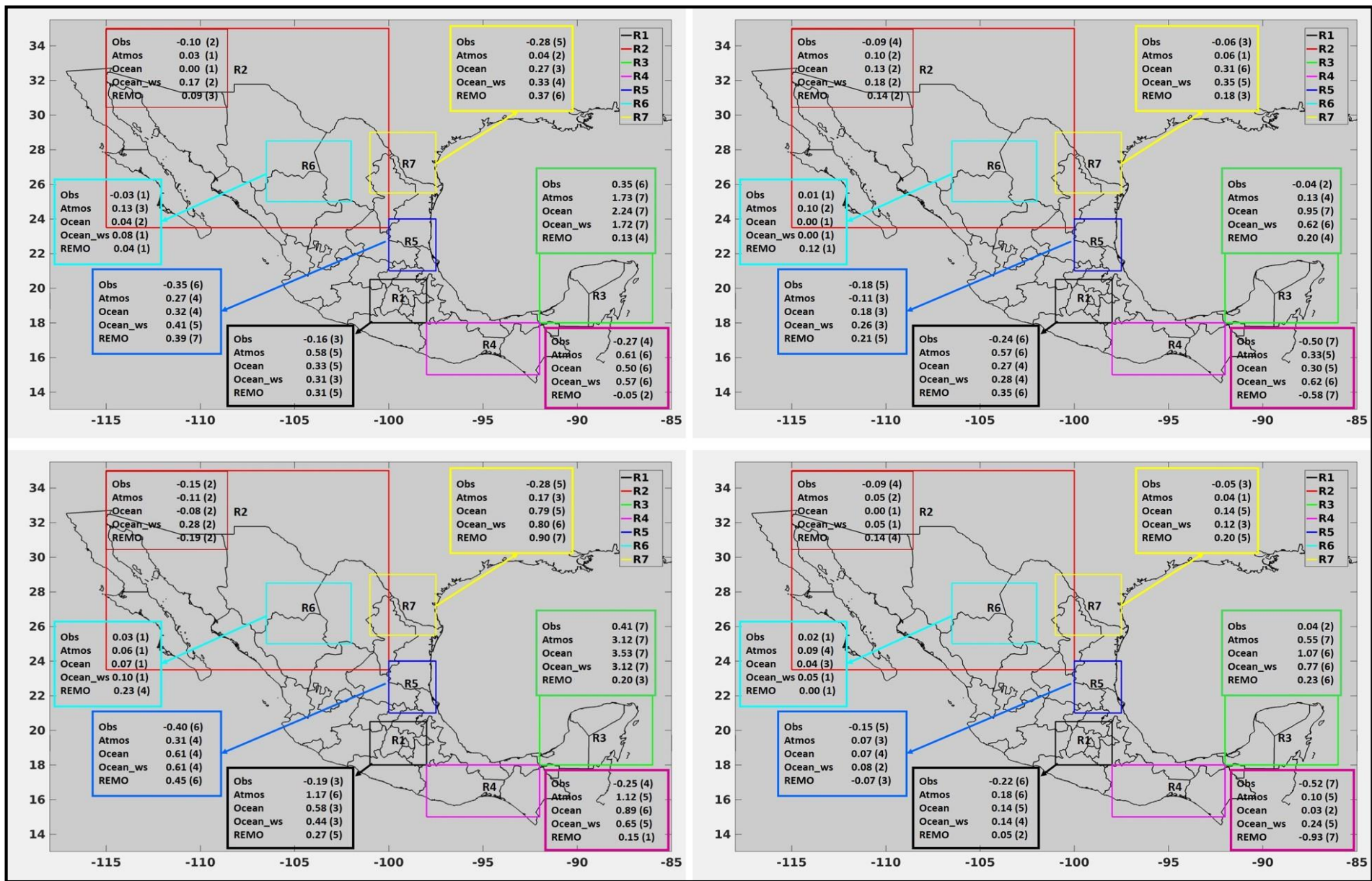


Figura 4-43. Resumen de la diferencia de precipitación en cada región para el invierno ENSO por cada grupo de experimentos. Panel superior izquierdo: invierno promedio. Panel superior derecho: invierno NO. Panel inferior izquierdo: invierno EN. Panel inferior derecho: invierno LN.

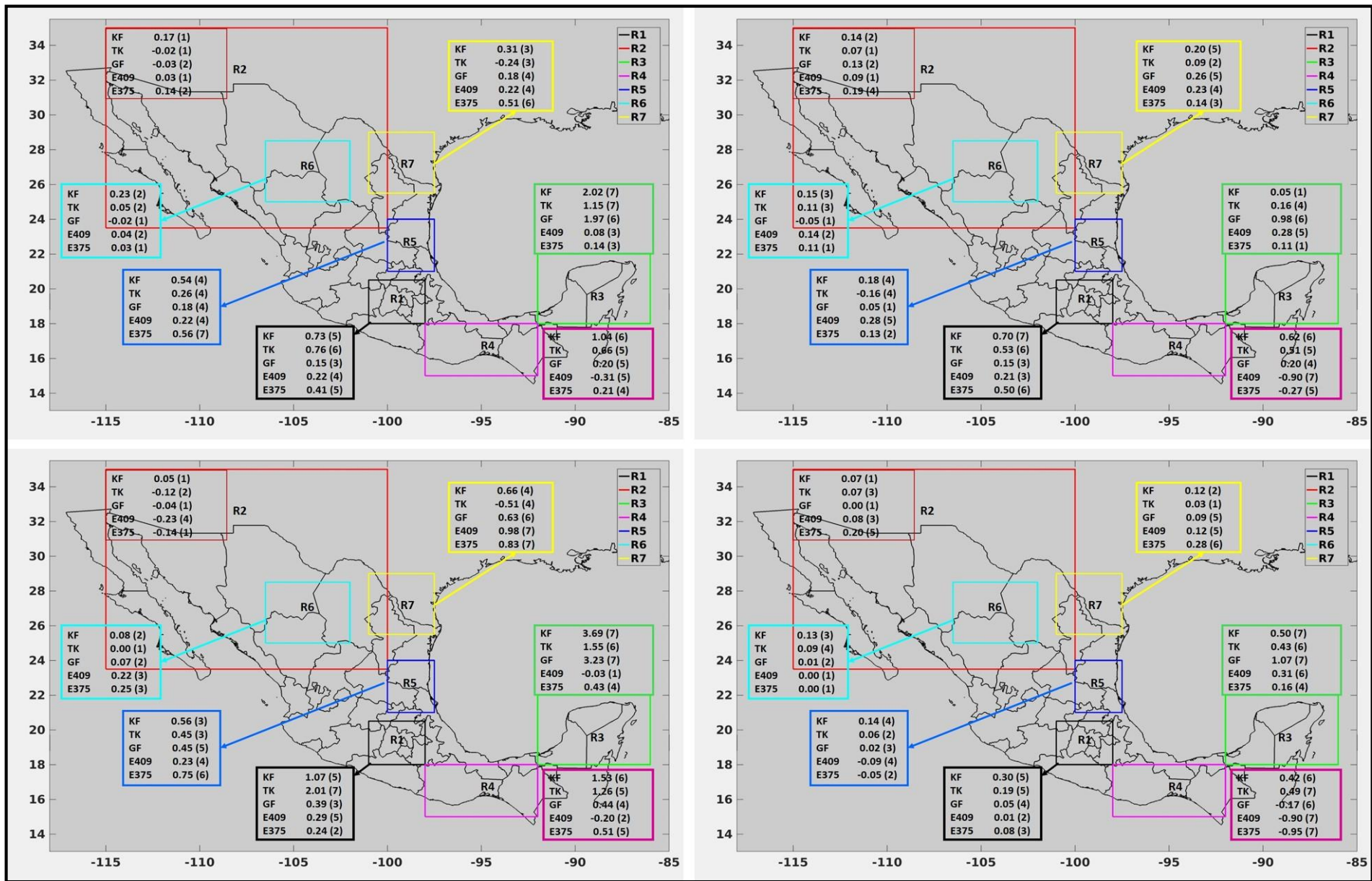


Figura 4-44. Resumen de la diferencia de precipitación en cada región para el invierno ENSO por cada tipo de parametrización. Panel superior izquierdo: invierno promedio. Panel superior derecho: invierno NO. Panel inferior izquierdo: invierno EN. Panel inferior derecho: invierno LN.

La correlación promedio durante el verano, para ambos criterios, conserva los patrones observados durante el invierno, donde la mayoría de los valores con mejor correlación se encuentran en las regiones R2 y R6 mientras que la mayor parte de los valores más bajos de correlación se observan en las regiones R1, R3 y R4.

En lo que respecta a la comparación de los valores de correlación de acuerdo al grupo de datos, véase figura 4-45, no se observa un comportamiento homogéneo. Por ejemplo, sobre la región R2 en los cuatro mapas se puede apreciar que el grupo oceánico sin *sst_skin*, generó valores de correlación superior a los observados en el grupo atmosférico, sin embargo el grupo atmosférico muestra una mejor correlación que el grupo oceánico con *sst_skin*. En otro ejemplo, sobre la región R1 el grupo atmosférico muestra una mejor correlación que el grupo oceánico sin *sst_skin* durante el verano promedio (panel superior izquierdo, figura 4-45), NO (panel superior derecho, figura 4-45) y EN (panel inferior izquierdo, figura 4-45), mientras que en LN (panel inferior derecho, figura 4-45) la correlación del grupo oceánico sin *sst_skin* fue superior a la del grupo atmosférico. Pese a lo anterior, sobre la región R1, en los cuatro mapas la mejor correlación corresponde a los datos de REMO, siendo incluso esta mayor a la mostrada por el grupo de observaciones, en tanto que los valores con menor correlación en los cuatro casos corresponden al grupo oceánico con *sst_skin*. Es importante mencionar que la correlación en todas las regiones siempre fue positiva.

De acuerdo al criterio de correlación por tipo de parametrización (figura 4-46) se puede observar que en las regiones R2, R6 y R5 la mejor correlación se obtuvo al utilizar KF, mientras que en R1 y R7 fue al utilizar TK. Por otra parte, en la región R4 los valores más altos de correlación provienen de los datos de REMO, E375 en algunos casos y E409 en otros, mientras que en la región R3 los datos de REMO E409 son los que mostraron la mejor correlación en los cuatro casos. Para este criterio, la parametrización TK mostró valores negativos de correlación con excepción del evento NO (panel superior derecho, figura 4-46). De igual forma, los datos de E375 mostraron correlación negativa durante EN (panel inferior izquierdo, figura 4-46) y tanto E375 como E409 durante LN (panel inferior derecho, figura 4-46).

Durante el verano, la precipitación promedio obtenida de cada grupo de datos no muestra un comportamiento tan homogéneo como el apreciado en el invierno (véase figura 4-47). Los valores más cercanos al promedio de ERA5 ya no se encuentran exclusivamente en las regiones R2 y R6. Por ejemplo, en el verano promedio (panel superior izquierdo, figura 4-47), NO (panel superior derecho, figura 4-47) y LN (panel inferior derecho, figura 4-47) el grupo oceánico con *sst_skin* obtuvo su mejor resultado sobre la R1, mientras que en EN (panel inferior izquierdo, figura 4-47) se observa en la región R4; debe notarse que

con excepción de NO el mejor valor fue negativo, es decir, se subestimó el valor de ERA5. Por otra parte, sobre la región R3 se observa que para la mayoría de los grupos, en los cuatro casos, se obtuvieron las diferencias más grandes de todas las regiones. Pese a lo anterior, los datos de REMO exhiben su mejor desempeño (menor diferencia con respecto de ERA5) sobre la región R3 durante el verano promedio, NO y LN, mientras que para el evento EN el mejor desempeño fue sobre la región R4.

Finalmente, las diferencias de precipitación obtenidas a partir del criterio de tipo de CP utilizada, véase figura 4-48) muestran que los mejores resultados de cada parametrización varían de acuerdo al tipo de evento, con una mayor distribución sobre la RM. Para ejemplificar esto, se puede observar que el mejor desempeño de KF se presentó en la región R7 durante el verano promedio (panel superior izquierdo, figura 4-48) y durante EN (panel inferior izquierdo, figura 4-48), subestimando el valor de ERA5 en ambos casos; para el evento NO (panel superior derecho, figura 4-48) el mejor desempeño se encuentra en la región R2 y finalmente durante LN (panel inferior derecho, figura 4-48) se presentó en la región R5. Para esta misma parametrización, la mayor diferencia durante el verano promedio, NO y LN se observan sobre la región R3 mientras que en el evento EN se aprecia sobre la región R4. Otra ejemplificación de la distribución mencionada es con los resultados de E375: en el mapa de verano promedio la menor diferencia se observa sobre la región R4, en el evento NO se aprecia en la región R7, para el evento EN se obtuvo en la región R4 y finalmente durante el evento LN el mejor desempeño se presentó sobre la región R6. De forma general, se puede observar que las diferencias exhibidas por KF sobre las regiones R1, R3 y R4 son muy superiores a las mostradas al utilizar GF. Por el contrario, GF muestra una mayor diferencia con respecto de KF sobre las regiones R2, R6 y R7.

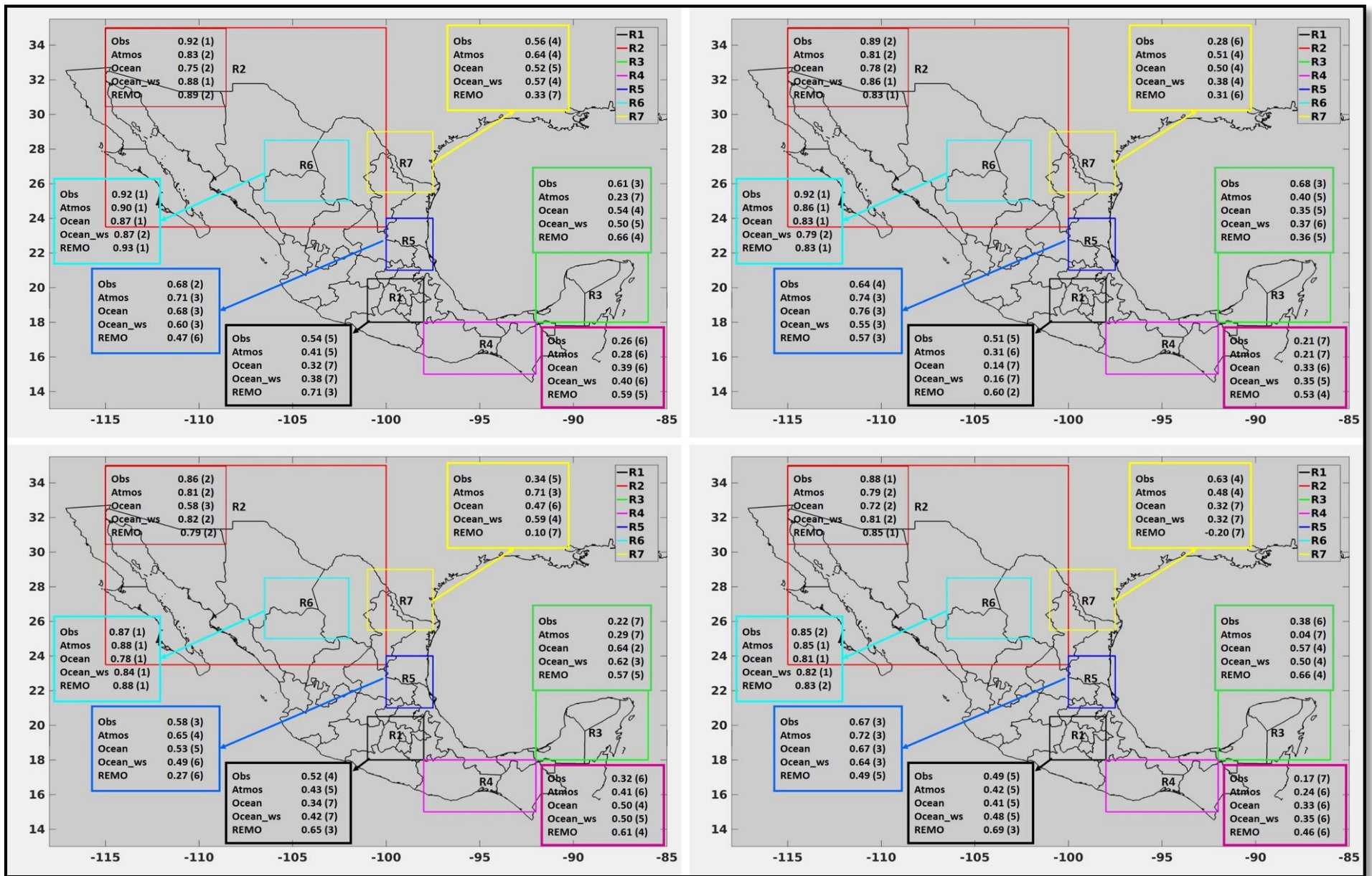


Figura 4-45. Resumen de la correlación en cada región para el verano ENSO por cada grupo de experimentos. Panel superior izquierdo: verano promedio. Panel superior derecho: verano NO. Panel inferior izquierdo: verano EN. Panel inferior derecho: verano LN.

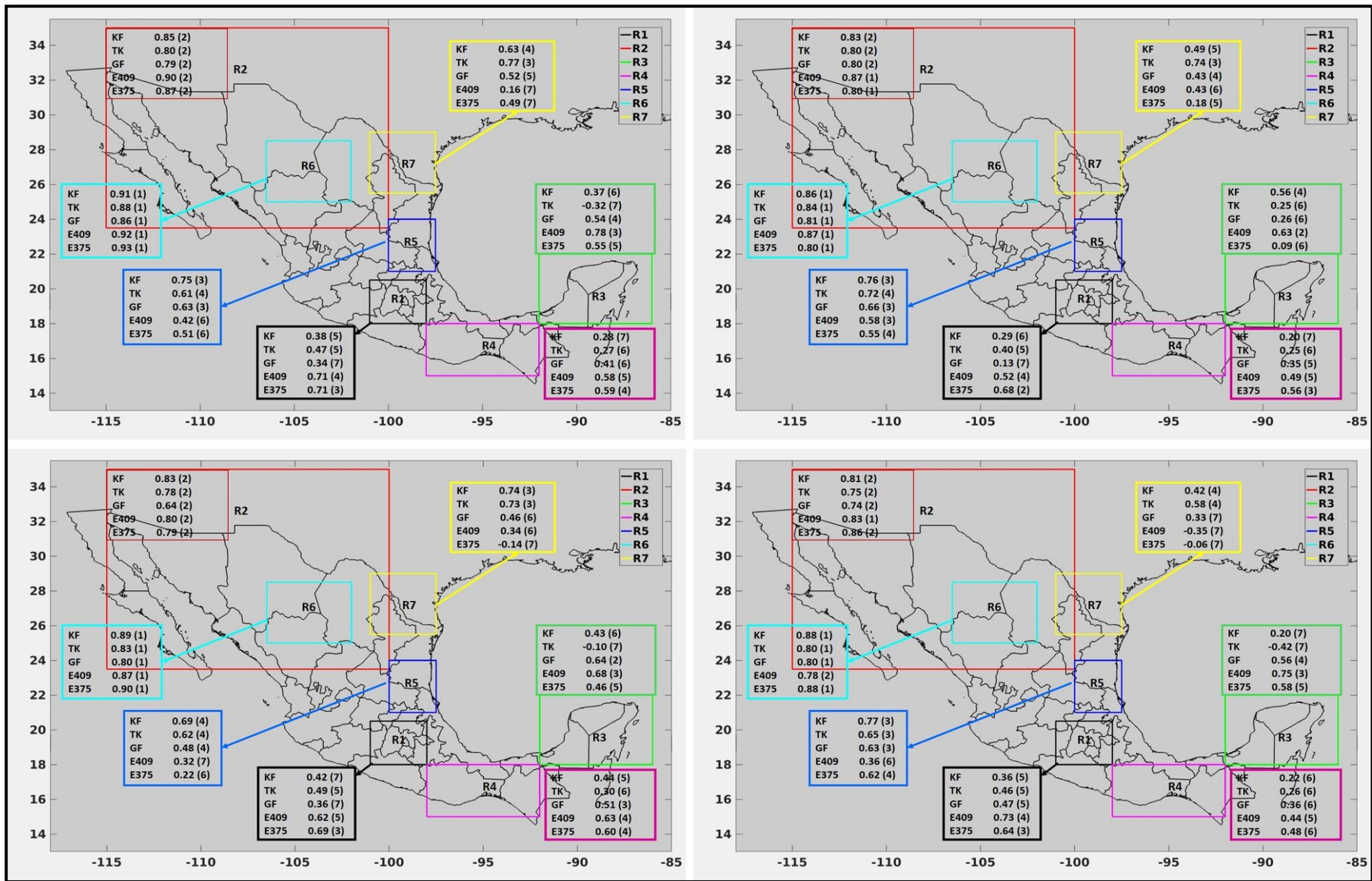


Figura 4-46. Resumen de la correlación en cada región para el verano ENSO por cada tipo de parametrización. Panel superior izquierdo: verano promedio. Panel superior derecho: verano NO. Panel inferior izquierdo: verano EN. Panel inferior derecho: verano LN.

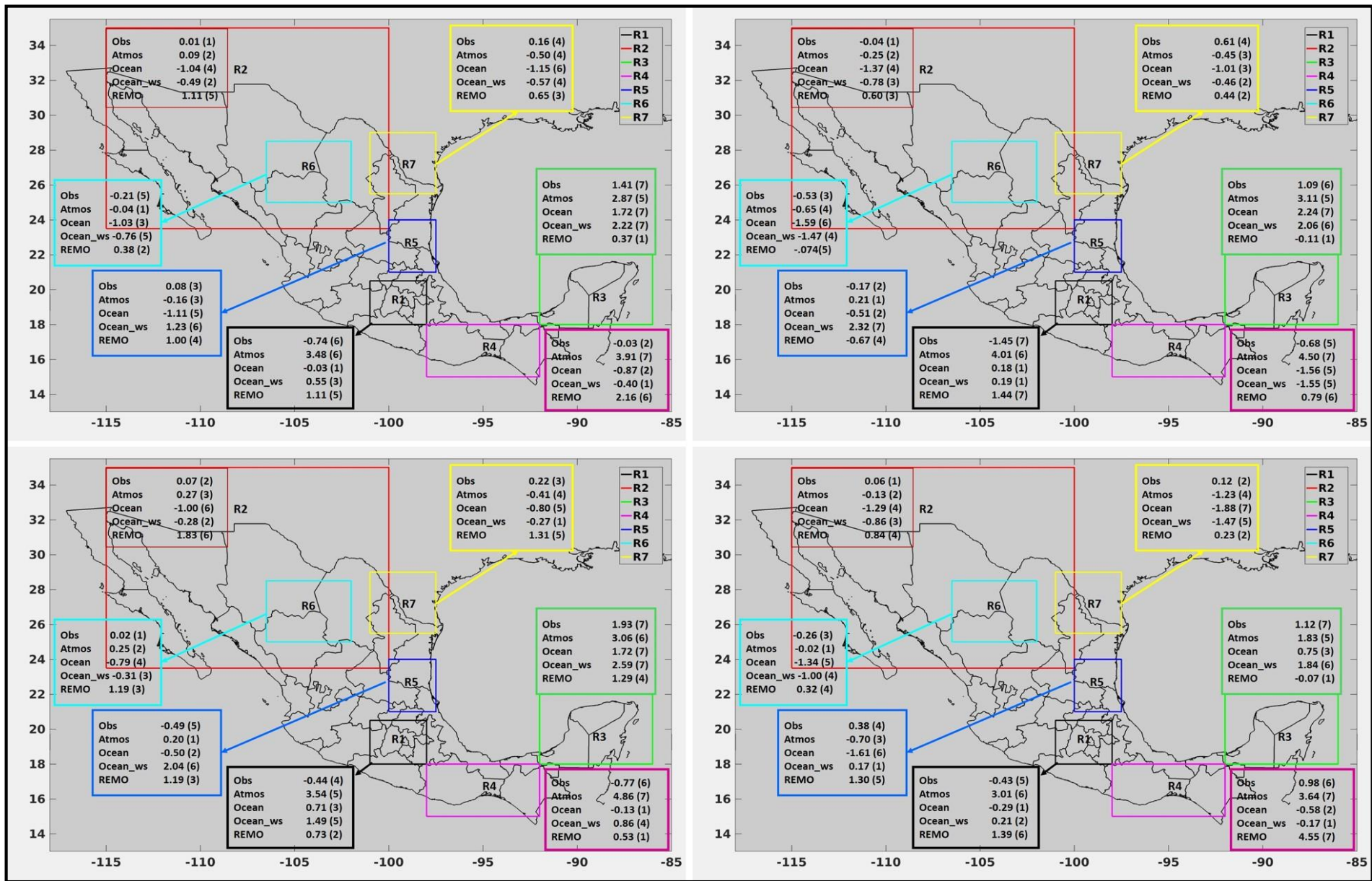


Figura 4-47. Resumen de la diferencia de precipitación en cada región para el verano ENSO por cada grupo de experimentos. Panel superior izquierdo: verano promedio. Panel superior derecho: verano NO. Panel inferior izquierdo: verano EN. Panel inferior derecho: verano LN.

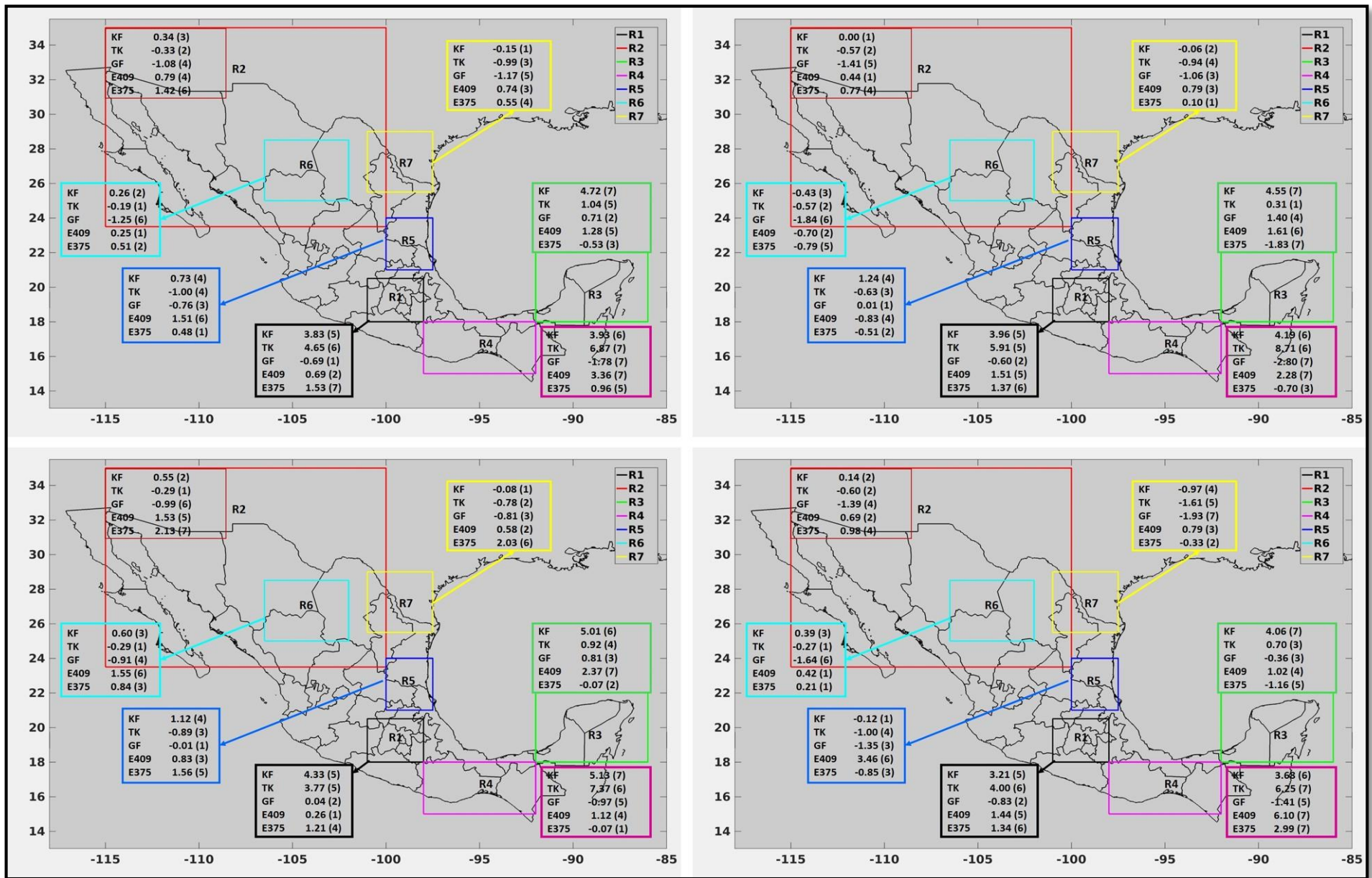


Figura 4-48. Resumen de la diferencia de precipitación en cada región para el verano ENSO por cada tipo de parametrización. Panel superior izquierdo: verano promedio. Panel superior derecho: invierno NO. Panel inferior izquierdo: verano EN. Panel inferior derecho: verano LN.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El objetivo de este trabajo fue la evaluación del desempeño del modelo WRF para simular el campo de precipitación sobre nuestro país ante cambios en la parametrización de Cúmulus y la forma de representar la SST. Se realizaron 13 simulaciones para el periodo 1995-2000, las cuales fueron separadas en dos grupos: atmosféricos y oceánicos. En el grupo denominado atmosférico se utilizó un valor prescrito de la SST variable en tiempo y espacio, modificando el tipo de parametrización de Cúmulus (KF, TK y GF) y utilizando la opción *sst_skin*. Para los experimentos definidos como oceánicos se empleó el modelo simple de capa de mezcla unidimensional (OML-1D) disponible dentro de la física de WRF, utilizando diferentes configuraciones para definir el espesor inicial de la capa de mezcla, en este grupo se utilizó KF y GF como CP. Los resultados fueron comparados tanto en forma cualitativa como cuantitativa contra diversas bases de observaciones, utilizando múltiples técnicas de evaluación estadística para este fin.

A pesar de que un análisis detallado sobre el desempeño entre las diferentes bases observacionales no forma parte de este trabajo, si es indispensable mencionar algunos aspectos que fueron relevantes en la realización de este trabajo y que pudieran representar una limitación en los resultados obtenidos.

El uso de un número amplio de bases de observaciones es importante a la hora de evaluar el desempeño de un modelo, ya que es fundamental tener en cuenta que entre las diversas bases existen diferencias determinadas por sus características propias: su objetivo de análisis, la resolución espacio-temporal, las técnicas empleadas en la adquisición de la información y el origen de la información, por mencionar sólo algunas. Otro aspecto esencial es la cobertura de los datos, puesto que en algunos casos la información se encuentra exclusivamente sobre la porción continental del planeta, mientras que en otros la información se encuentra disponible tanto en el mar como en tierra.

En este contexto, las observaciones utilizadas con información sobre el océano (ERA5, CMAP, TRMM y CMORPH) exhiben magnitudes y patrones espaciales similares sobre este, teniendo en CMAP las principales diferencias en la estructura del patrón espacial, lo cual es asociado a su baja resolución espacial (2.5° latitud-longitud). Por otro lado, a pesar de que el valor analizado de ERA5 corresponde al periodo 1995-2000, existe fuerte concordancia con lo observado en TRMM y CMORPH, los cuales son representativos del periodo 1998-2014.

Las principales diferencias considerando todas las bases observacionales fueron encontradas sobre la porción terrestre del dominio. Sobre nuestro país, estas bases mostraron variaciones en la magnitud de la

precipitación, sobre todo en las latitudes correspondientes a la región sur de México (latitudes menores a 20° N aproximadamente), donde se presentó un comportamiento muy dispar entre las distintas bases. En latitudes mayores a los 20° N, existió una mejor consistencia entre las bases. Lo descrito en este párrafo es importante dado que evitó el sesgar el análisis a una o dos bases de observaciones, previniendo así una predisposición de los resultados hacia una sola fuente de información, lo cual podría haber mostrado un aumento o disminución en la habilidad del modelo para simular correctamente la precipitación. Para la validación cuantitativa de nuestras simulaciones, se determinó utilizar a ERA5 como la principal referencia.

Una parte importante de este trabajo fue la representación de la SST en el modelo. En este contexto, el uso de valores prescritos del campo de la SST variable en tiempo y espacio (opción *sst_update* dentro del modelo WRF) no representa por sí solo un punto de análisis.

En lo que respecta al uso del módulo oceánico OML-1D, de acuerdo al *user guide* del modelo WRF, su principal aplicación es obtener una estimación del campo de SST variable en tiempo para ser usado en estudios de fenómenos de corta duración temporal, tales como tormentas tropicales y huracanes. Su desempeño en este tipo de trabajos es aceptable (Nicholls y Decker, 2015; Mooney et al., 2016), principalmente por su bajo coste computacional. Sin embargo, en el trabajo de Mooney et al., (2016) se sugiere que este módulo no es adecuado para simulaciones de larga duración.

Tomando en cuenta sus limitaciones, este módulo fue empleado para analizar la representación de la SST en simulaciones de larga duración, para lo cual se utilizaron diferentes configuraciones para definir el espesor inicial de la capa de mezcla, además del uso (o no) del parámetro *sst_skin*. La magnitud del campo de SST simulado por este módulo fue muy superior a los datos de ERA-I, sin importar cual haya sido la configuración del espesor inicial de la capa de mezcla. El incremento inicial está asociado al tiempo de ajuste del modelo de capa de mezcla, el cual alcanza su equilibrio en menos de un año y posteriormente simula la variación anual. A pesar de este incremento, el modelo representó de forma aceptable la fase de la variabilidad anual con respecto a este estado más cálido.

En el conjunto de simulaciones atmosféricas, los resultados fueron condicionados principalmente por el esquema de Cúmulus utilizado. En este sentido, el análisis cualitativo del campo de la T2 mostró que el esquema TK generó un calentamiento sobre gran parte del océano. Por el contrario, las parametrizaciones KF y GF mostraron principalmente un enfriamiento. El uso del parámetro *sst_skin* con KF no representó ningún efecto visible sobre el campo de T2.

Al utilizar el módulo oceánico se presentaron resultados diferentes en la representación de la T2 sobre el océano. En los experimentos que utilizaron el parámetro *sst_skin* generaron un campo de la T2 muy inferior a aquellos experimentos donde no se utilizó este parámetro, independientemente del esquema de Cúmulus utilizado. Esto es asociado a que el uso de *sst_skin* genera una corrección del campo de la SST, generado por el modelo de capa de mezcla, que es suministrado a la atmósfera, por lo cual el calentamiento simulado sobre el océano no afecta de forma directa los niveles bajos de la atmósfera. Por el contrario, en los experimentos donde este parámetro no se encuentra activo, el valor calculado de la SST en la capa de mezcla se incorpora directamente en el nivel inferior de la atmósfera, por lo tanto el calentamiento en los niveles bajos es superior al presentarse una mayor inducción de flujos de calor a la atmósfera, lo cual es consistente con lo observado por Wang y Duan (2012). El análisis de este comportamiento más a detalle forma parte del trabajo a continuar en una publicación. Sobre la parte continental, el comportamiento de la T2 en las simulaciones oceánicas fue influenciado principalmente por el esquema de Cúmulus, siendo en forma general, consistente con lo observado al prescribir el valor de la SST, donde GF presentó ciertos incrementos de la T2 calculada respecto de los valores de KF, en algunas regiones del dominio. Note que, contrario a las regiones oceánicas, sobre la parte continental el uso o no de la corrección *sst_skin* en las simulaciones oceánicas no represento un cambio notorio en los valores del campo de T2.

Desde el punto de vista cualitativo, el modelo no mostró una sensibilidad importante sobre la VIMF a cambios en la forma de representar la SST, excepto en la porción sur del Pacífico donde el uso del módulo OML-1D provoco un incremento en la magnitud y dirección del flujo de humedad hacia la zona ecuatorial. En este trabajo no se realizó una evaluación del comportamiento de los flujos de calor y la influencia que el módulo oceánico ejerció sobre ellos, sin embargo esto es un tema importante a analizar que será llevado a cabo en un futuro como una parte fundamental de la continuación de esta tesis de maestría.

Por otra parte, al modificar la CP se generó un cambio importante en la ubicación y magnitud de los principales núcleos de humedad, lo que sugiere que este campo es muy sensible a estos ajustes; las parametrización KF y TK son las que generaron mayor humedad. Los valores mensuales multianuales del VIMF demostraron que la principal fuente de humedad sobre nuestro país proviene del Atlántico Tropical, con un fuerte flujo entre Mayo y Octubre, afectado principalmente la región del Sureste, la Península de Yucatán y las costas del Golfo de México, donde la presencia de la Sierra Madre Oriental actúa como barrera natural que impide una mayor incursión hacia el oeste de México. Por el contrario, el oeste del país está influenciado por flujos de humedad provenientes del Pacífico Norte y Tropical, los cuales, sin

embargo, son mucho menor que los que llegan del Atlántico. Esto explica lo húmedo de la vertiente oriental de nuestro país y lo seco de la occidental (de acuerdo con García, 1974), características que fueron bien simuladas en nuestros experimentos.

Todos los patrones mencionados influyen directamente en la habilidad del modelo para simular la precipitación. El análisis visual del valor promedio sobre todo el dominio exhibe dos características principales. El campo de la lluvia sobre el océano muestra una fuerte sensibilidad al uso del módulo OML-1D, el cual genera un incremento significativo de la precipitación sobre la franja tropical del ecuador en ambos océanos, siendo esto más evidente en el océano Pacífico y siendo asociado a la convergencia de los flujos de humedad provenientes del norte que colisionan con los fuertes flujos de humedad provenientes del hemisferio sur que son generados por este módulo. Esto es consistente con el trabajo de Wang y Duan (2012), quienes observaron que el incremento en la intensidad de un tifón (que fue su caso de estudio) se presentó debido al aumento artificial, dado que no son magnitudes reales, de los flujos de calor simulados entre el océano y la atmósfera. En el grupo atmosférico los flujos del sur son de menor magnitud, por lo que el nivel de convergencia es menor, generando precipitaciones más acordes a las observaciones.

La segunda característica es que la precipitación en tierra responde directamente a la parametrización de Cúmulus, donde a este nivel de análisis la mejor aproximación se encontró en la parametrización GF, tanto en el grupo atmosférico como en los oceánicos desacoplados de *sst_skin* y en los datos EOC. Lo anterior fue más visible al enfocar la inspección visual sobre la República Mexicana y Centroamérica, al exhibir resultados comparables a las bases de CHIRPS y ERA5, además de semejanzas con los datos de ambos experimentos con REMO.

Al utilizar un análisis cuantitativo espacial sobre la región de México y Centroamérica (considerando tierra y océano), evaluando todas las simulaciones por medio de un diagrama de Taylor, los resultados mostraron que REMO fue el mejor. Tanto la versión atmosférica como acoplada tuvieron una buena correlación (~ 0.9), con E375 exhibiendo la menor diferencia de SD y la menor RMSD, además de un sesgo inferior al mostrado por E409. Los datos de EOC tuvieron una correlación menor (~ 0.82), con valores aceptables de SD y RMSD. La mejor representación de los experimentos realizados con el modelo WRF correspondió a E2G, con una correlación superior a 0.75, SD aceptable respecto a la referencia, pero una mayor RMSD respecto a los experimentos anteriormente mencionados. En general E2G subestimó ligeramente la precipitación sobre este dominio. El análisis de las métricas de este diagrama determinó que en general WRF simuló de forma aceptable el campo de la precipitación con valores razonables de correlación. En este análisis con el diagrama de Taylor se observó que el conjunto atmosférico tuvo una mejor

representación del campo de precipitación en el dominio corregido para incluir REMO, el cual comprendió México y Centroamérica. En dicho análisis, GF fue la parametrización que llevó a los mejores resultados. Al considerar de forma independiente la precipitación sobre la parte terrestre del dominio corregido, con lo cual se elimina la influencia de los altos valores de precipitación sobre el Pacífico Tropical, se observó que el campo fue mejor representado al utilizar el módulo oceánico, tanto al mantener activo el parámetro *sst_skin* como cuando no, siendo estos resultados más consistentes con los mostrados por REMO.

En el análisis anterior, la precipitación mostró una sensibilidad importante al uso del módulo OML-1D donde las métricas mostraron características diferentes sobre tierra y sobre océano. En estos diagramas, la principal influencia de las diferentes CP fue en el nivel de correlación: KF incremento la correlación, pero generó una sobrestimación de la precipitación, mientras que GF disminuyó la correlación, pero generó una menor precipitación que KF, siendo así más consistente con los valores de precipitación observados.

El análisis sobre eventos particulares mostró en principio diferencias entre las bases de observaciones. Por ejemplo, en la representación de la canícula existen diferencias en la distribución espacial de este fenómeno: ERA5 y CHIRPS exhibieron patrones similares y, por el contrario, CMORPH mostró las mayores diferencias, principalmente sobre la SMO. Los resultados de WRF sugieren una sensibilidad mayor al tipo de parametrización utilizada que a la forma de representar la SST, al generar resultados similares para la misma parametrización en ambos grupos de experimentos. La representación de la canícula por WRF en general fue buena, obteniendo de forma aceptable los patrones espaciales citados en la literatura (capítulo 2.3). Tomando como referencia a ERA5 el mejor desempeño se obtuvo al utilizar GF, aunque en general todos los experimentos tuvieron deficiencias sobre la región noroeste. REMO no generó buenos resultados, principalmente en el tipo atmosférico (E409).

La misma sensibilidad se apreció al evaluar las anomalías de precipitación en diferentes eventos ENSO, tanto en invierno como en verano: el modelo generó resultados similares en los experimentos que comparten la misma parametrización de Cúmulus independientemente de la forma en que se haya representado la SST; considerando que el dominio de nuestros experimentos no cubrió las regiones donde este evento se presenta, la captura del comportamiento asociado a este fenómeno se asocia a la presencia de dicha señal en las condiciones iniciales y de frontera provistas por ERA-I. Note que esta aparente debilidad de REMO puede estar asociada al forzamiento lateral del mismo, el cual estuvo basado en ERA-40.

De forma regional, el modelo WRF capturó en todas las simulaciones la fase del ciclo anual, pero exhibió deficiencias en la representación de la magnitud. Los valores máximos del ciclo anual obtenidos tanto en

las observaciones como en los experimentos fueron en general consistentes con los mencionados por García en su trabajo (1974), con máximos de precipitación en septiembre sobre la región R3, R4 y R5, y un patrón de precipitación más uniforme sobre la región R7. El comportamiento en cada región se encuentra asociado a su posición geográfica y los efectos de la distribución anual de los flujos de humedad, además de la influencia de los patrones de circulación de carácter local, principalmente en regiones con presencia de cambios abruptos de la orografía. La proximidad al mar también fue un factor importante, sobre todo en las regiones R3 y R4, las cuales comprenden la Península de Yucatán y las costas de Chiapas y Oaxaca, respectivamente.

En el análisis espacial sobre la República Mexicana, los resultados de E1K y E2K mostraron valores superiores de la precipitación respecto de EOC, a pesar de que E1K fue una réplica de la configuración base con la cual se generó EOC, y E2K solo considero el parámetro *sst_skin*. Las diferencias entre experimentos con KF pueden ser asociadas al periodo de spin-up entre simulaciones: el experimento EOC fue iniciado en 1979, mientras que nuestros experimentos el 20 de Diciembre 1994, considerando un spin-up de solo 12 días. Esto es esencial de resaltar, dado que con un corto spin-up GF generó resultados similares a los de EOC y en algunas zonas incluso precipitó menos, siendo estos resultados más consistentes con las observaciones. A falta de un análisis más profundo en este aspecto, puede sugerirse que esto representa una ventaja importante cuando se desea realizar investigación de eventos climáticos y no se cuenta con un equipo de cómputo robusto y gran capacidad de almacenamiento.

Este trabajo se enfocó específicamente en la parametrización de Cúmulus, no obstante los resultados obtenidos podrían ser diferentes, a favor o en contra, si la investigación se expande a experimentar con modificaciones en la parametrización de capa límite y esquemas de microfísica, elementos importantes en la modelación de la precipitación (Arakawa et al., 2011), además del incremento de la resolución espacial.

Pese a las fuertes deficiencias observadas en la precipitación simulada sobre el océano, cuando se utilizó el modelo de capa de mezcla, sobre la parte continental y en especial sobre nuestro país, su desempeño mostró una notable mejoría (con o sin corrección de *sst_skin*). Sin embargo, dado que nuestro país se encuentra rodeado por dos océanos, el efecto que el modelo de capa de mezcla presentó sobre dichos océanos debe ser tomado en cuenta. Los resultados mostrados por el modelo REMO, los cuales fueron mayormente superiores cuando se acopló a un modelo oceánico, mostraron la importancia de utilizar modelos acoplados para simular la evolución del campo de precipitación sobre nuestro territorio.

Tomando en cuenta los resultados generados por el módulo oceánico, se podría considerar la inclusión de un océano activo basado en este modelo sencillo unidimensional. Mooney et al., (2016) sugieren

considerar un término de relajamiento para forzar a OML-1D, en este contexto se exploró la opción disponible dentro de WRF (experimento E3GHMr10). Se considera que el módulo oceánico podría generar mejores resultados si se combinan las dos opciones de representar la SST en WRF: *sst_update* y *sf_ocean_physics*. Para esta finalidad, se requiere generar una modificación dentro del código fuente del modelo (Mallard et al., 2013) para permitir que cada cierto tiempo se prescriba un valor de la SST, evitando que el modelo genere un campo alejado de la realidad, pero que sea más realista, contrario a lo que ocurrió en el experimento E3GHMr10 donde su evolución no fue permitida. Dentro de este termino de relajación, también puede ser considerada la inclusión de una corrección de flujo asociada a un valor climático (Vizy y Cook, 2013). Lo anterior será unos de los objetivos a conseguir en un trabajo de investigación a futuro.

De acuerdo con el trabajo realizado y los distintos tipos de experimentos que se llevaron a cabo, se determinó que el esquema GF fue el de mejor desempeño en la mayor parte de nuestro país. Además, es importante recalcar que su desempeño fue comparable al mostrado por una simulación con un spin-up muy superior (EOC). Habría que ejecutar una simulación de largo periodo para verificar si el desempeño de GF, después de un periodo mayor de tiempo simulado, continúa mostrando una mejor representación o, si en su caso, muestra un peor resultado. Además sería importante probar si el desempeño actual mejora o empeora si los datos del forzamiento se toman a partir de ERA5.

Para la culminación de este trabajo, fue sumamente importante la disponibilidad del clúster *Poseidón*, tanto en su poder de procesamiento como de su capacidad de almacenamiento, siendo agotado este último recurso con los experimentos realizados. Sin estos recursos, este trabajo no habría sido posible. Por lo anterior, es altamente deseable el fortalecimiento de la infraestructura computacional existente, que permita ampliar los estudios climáticos actuales y de esta forma aumentar el entendimiento de nuestra atmósfera y mejorar la predicción de fenómenos meteorológicos que presenten un riesgo para la población.

Los resultados generados durante la realización de este trabajo son una fuente importante de información que puede ser utilizada para profundizar el análisis actual y/o enfocarse en una investigación de otro tipo de variables, para analizar el desempeño tanto del módulo oceánico como del esquema de Cúmulus en otras variables.

6. ANEXOS

En este capítulo se encuentran los resultados complementarios a lo mostrado en los resultados.

ANEXO I: Diferencias de la T2 para cada año

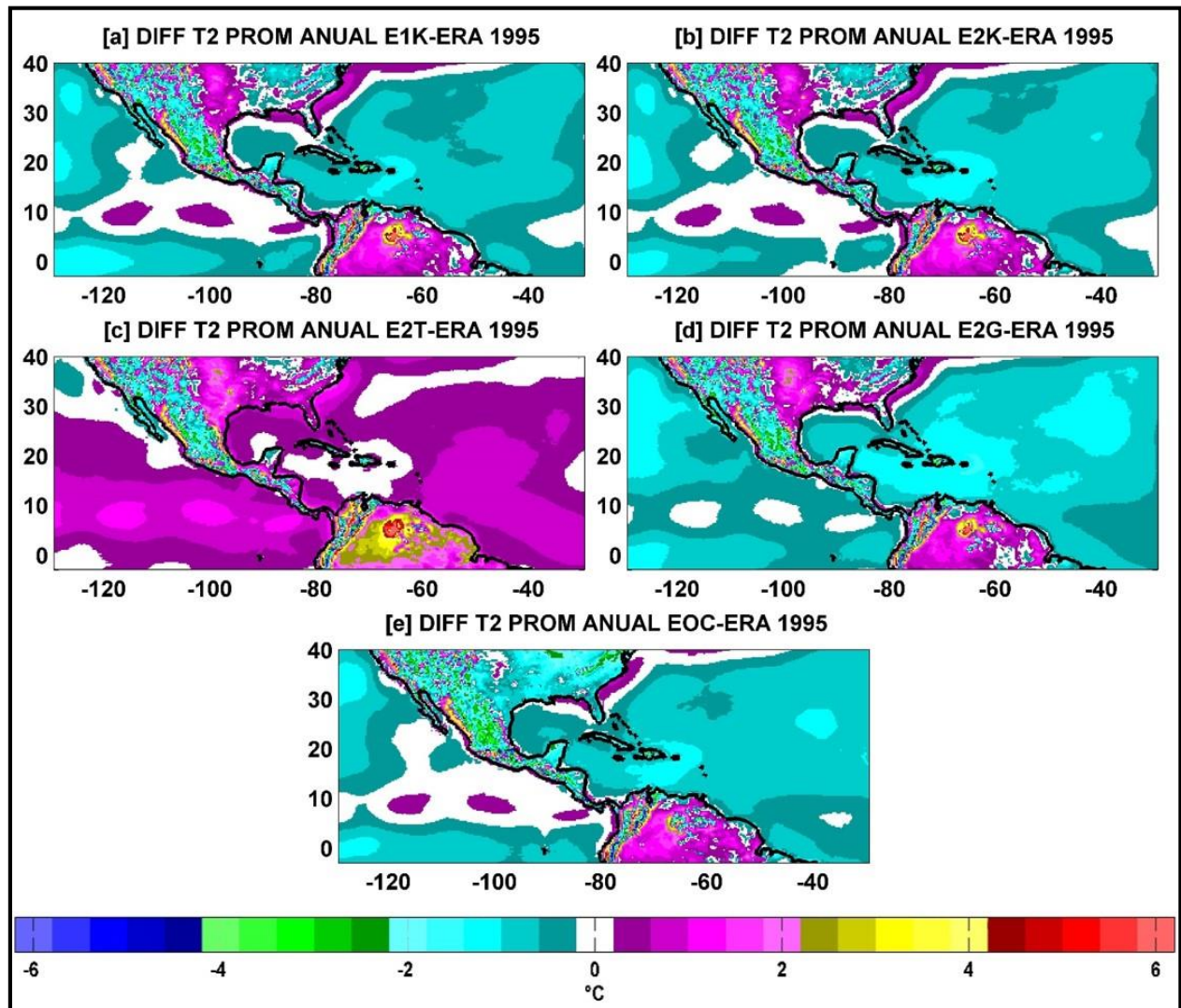


Figura A1 1. Diferencia de la T2 (°C) entre los experimentos atmosféricos y los datos de ERA-I Año 1995. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC.

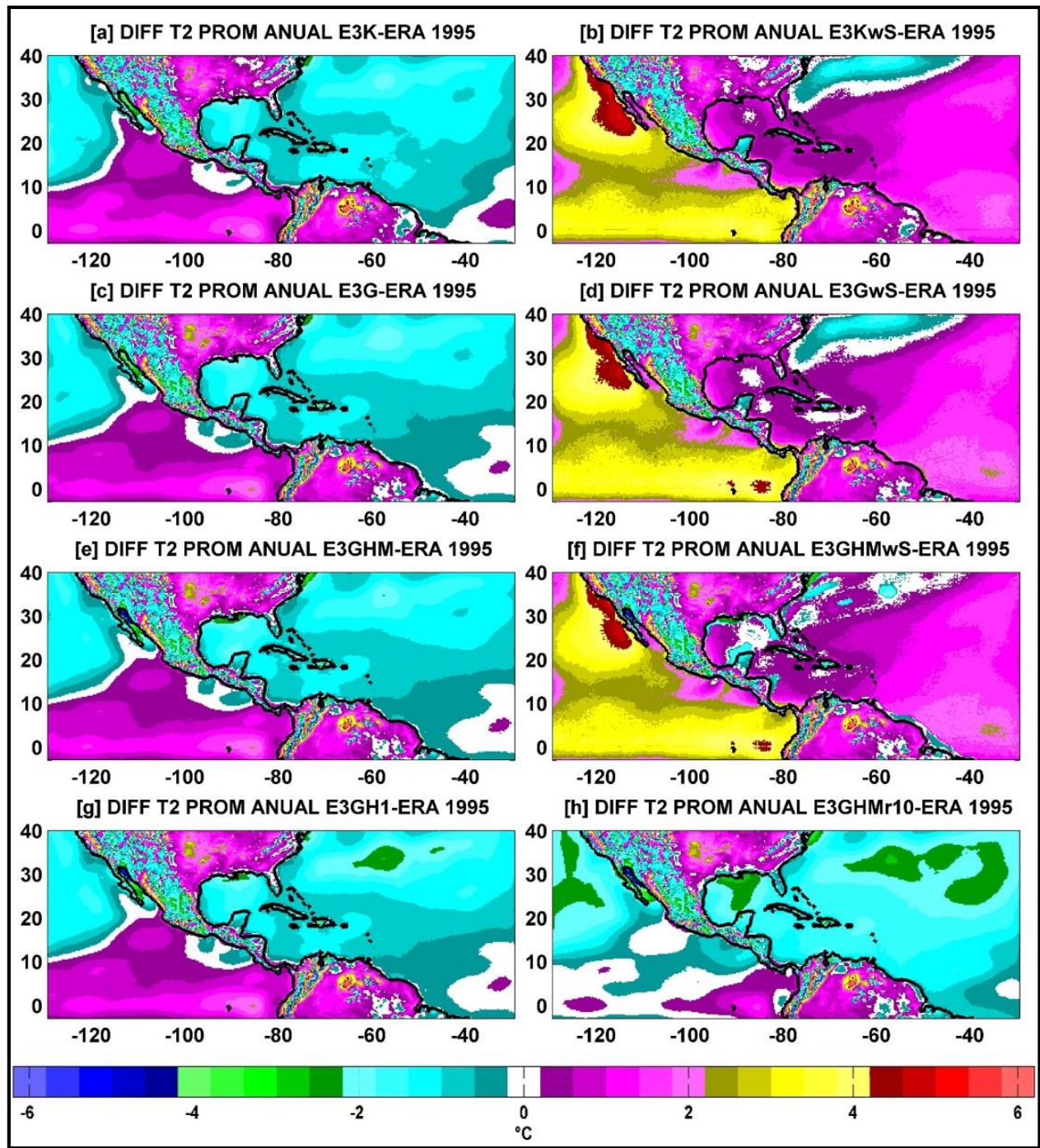


Figura A1 2. Diferencia de la T2 (°C) entre los experimentos oceánicos y los datos de ERA-I Año 1995. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10.

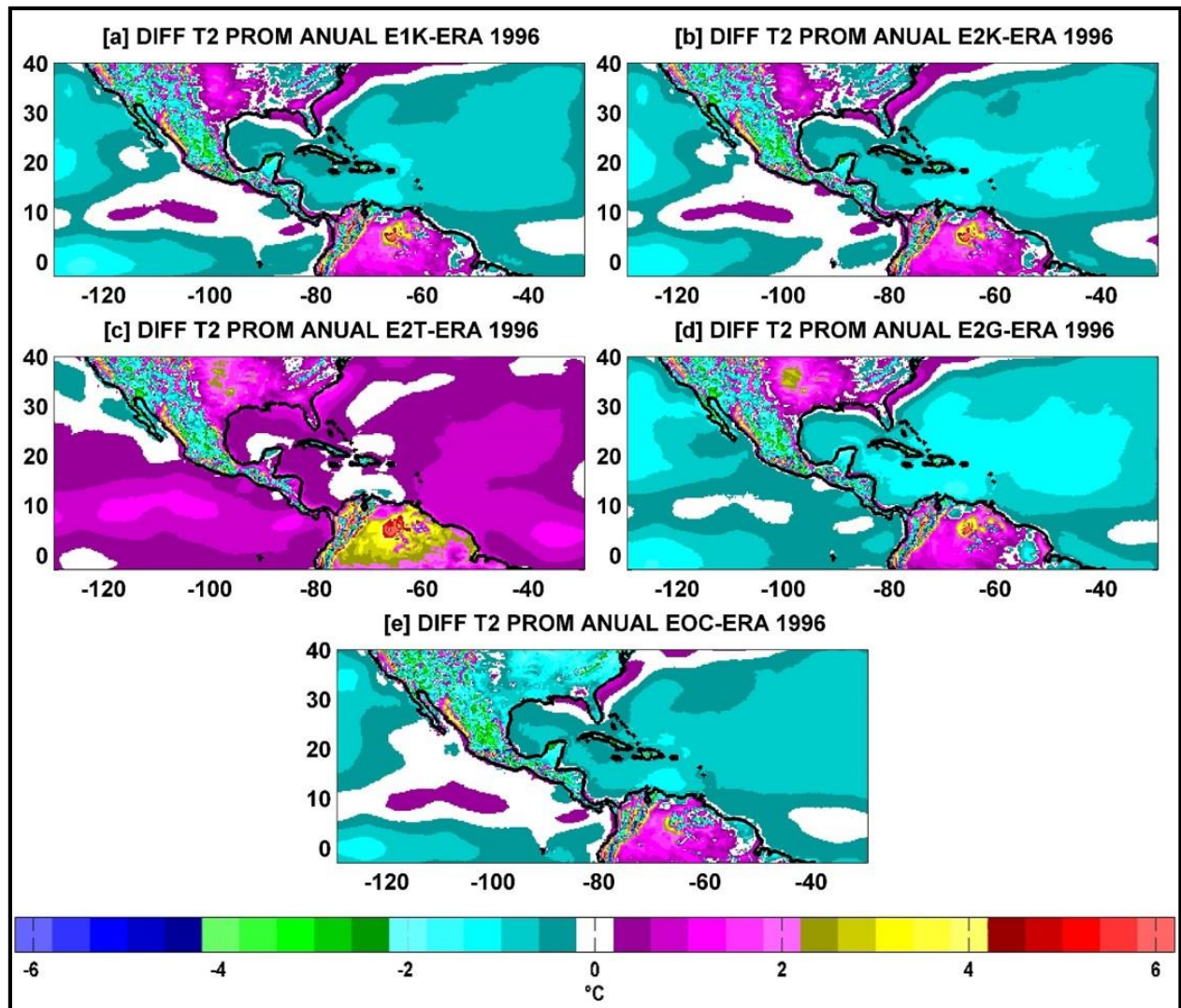


Figura A1 3. Diferencia de la T2 (°C) entre los experimentos atmosféricos y los datos de ERA-I Año 1996. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC.

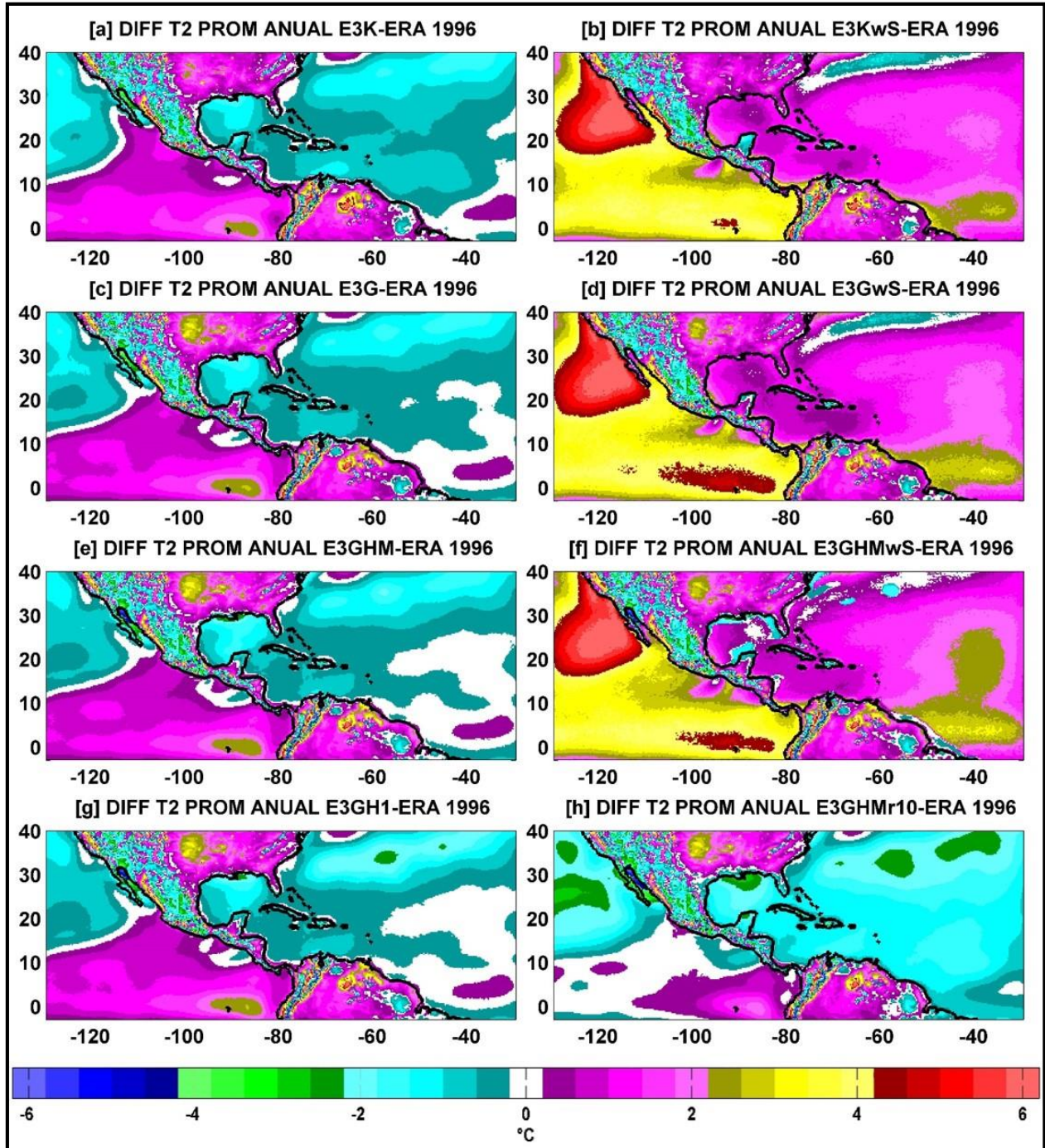


Figura A1 4. Diferencia de la T2 (°C) entre los experimentos oceánicos y los datos de ERA-I Año 1996. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10.

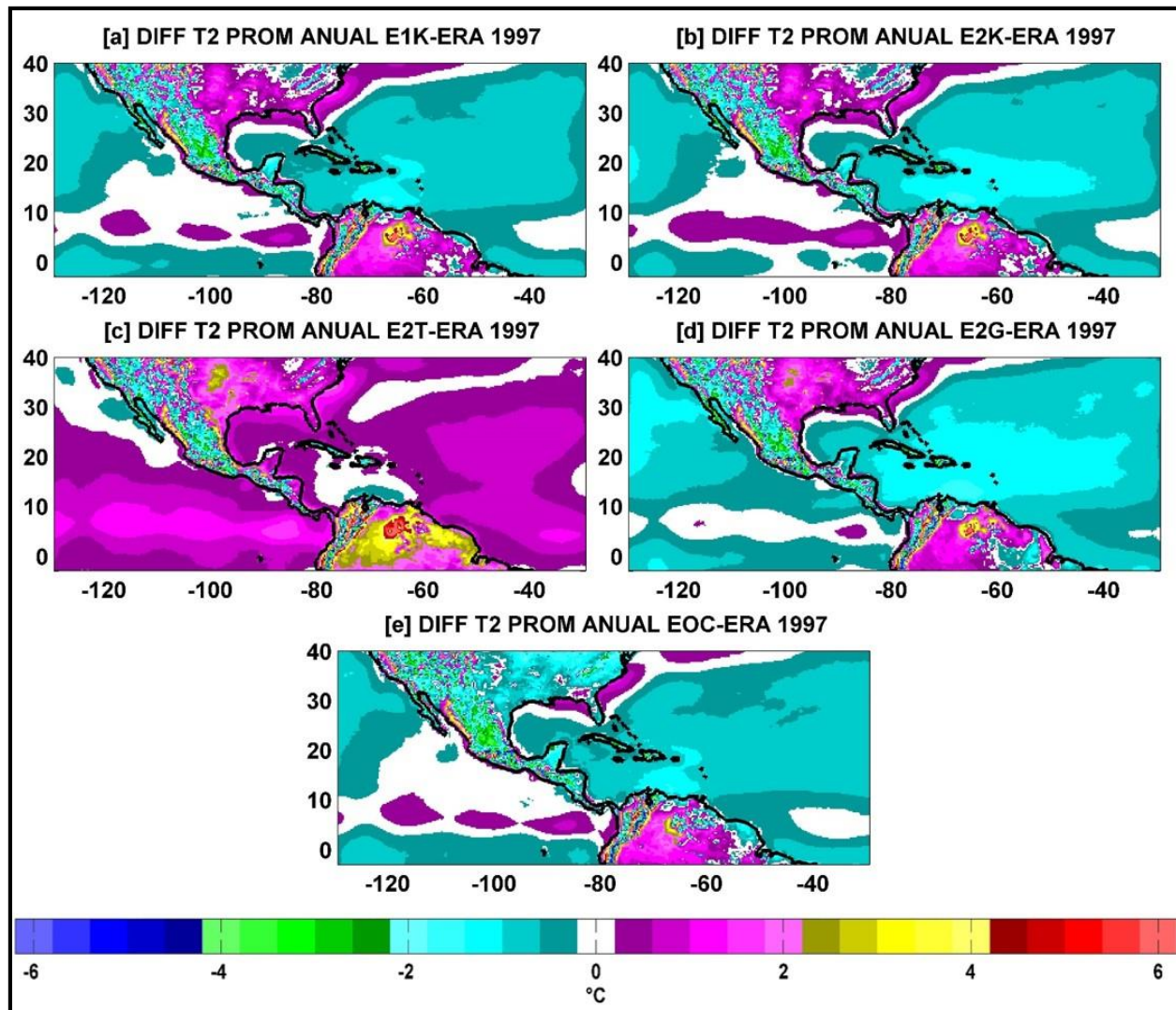


Figura A1 5. Diferencia de la T2 (°C) entre los experimentos atmosféricos y los datos de ERA-I Año 1997. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC.

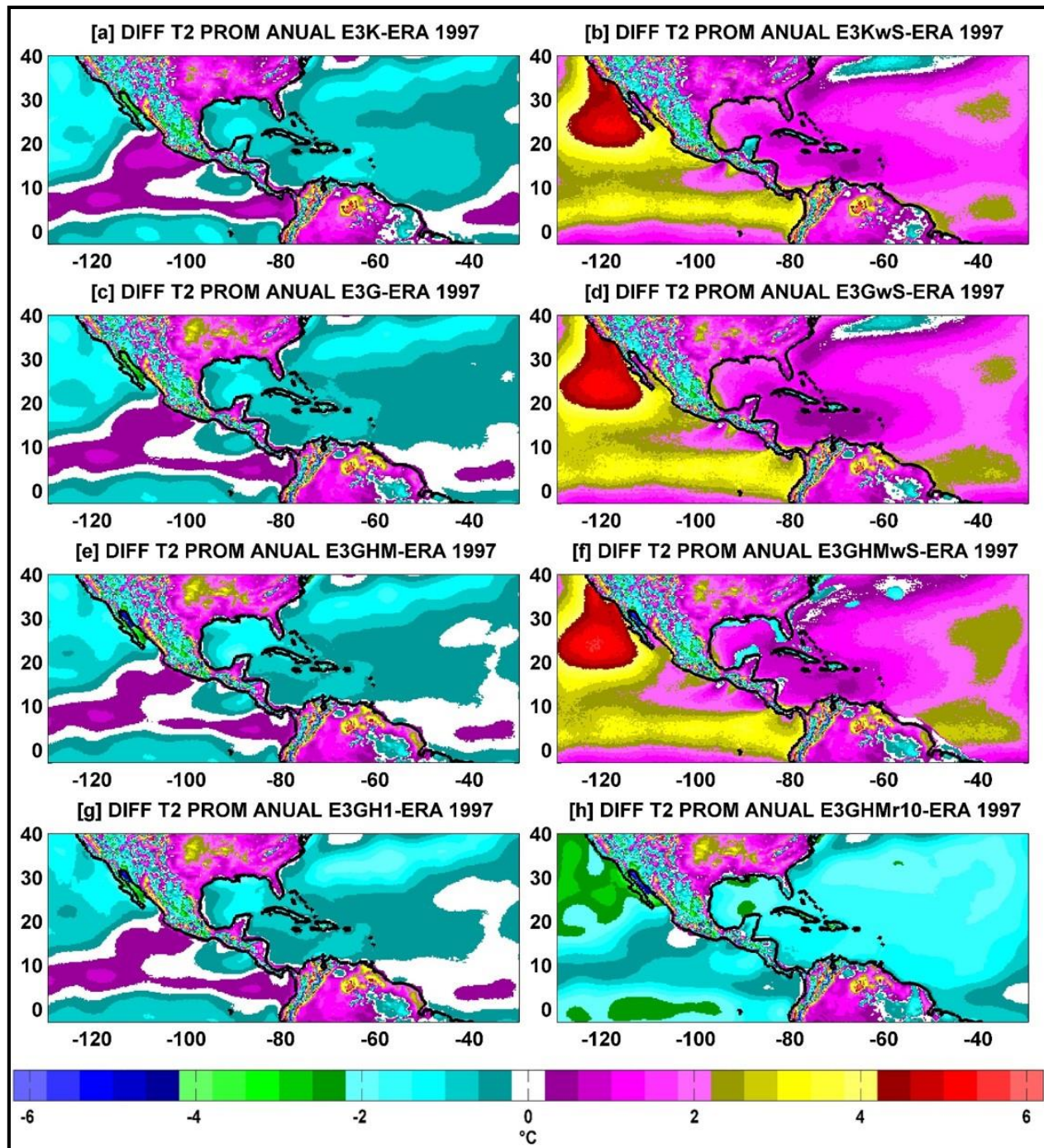


Figura A1 6. Diferencia de la T2 (°C) entre los experimentos oceánicos y los datos de ERA-I Año 1997. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10.

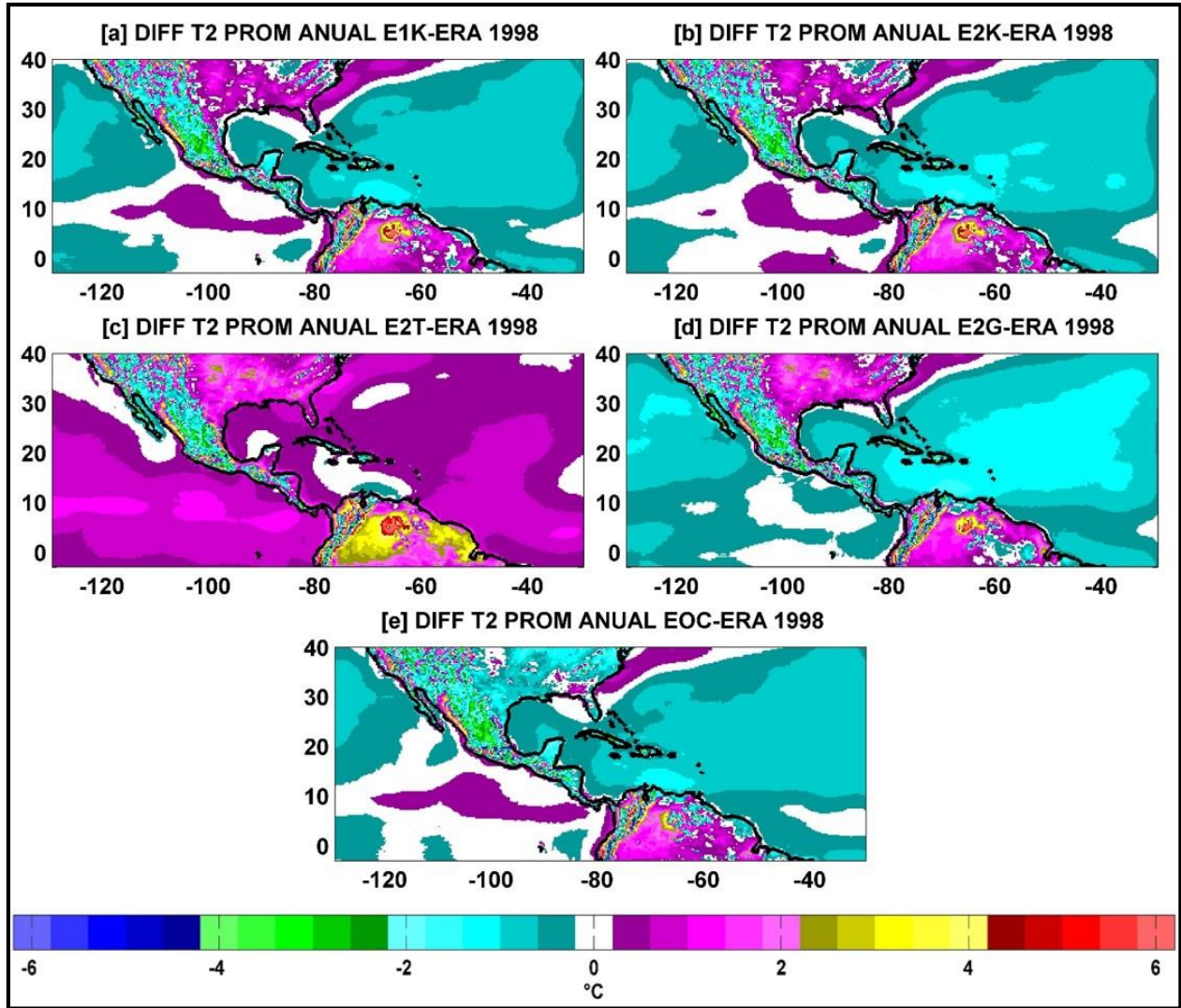


Figura A1 7. Diferencia de la T2 (°C) entre los experimentos atmosféricos y los datos de ERA-I Año 1998. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC.

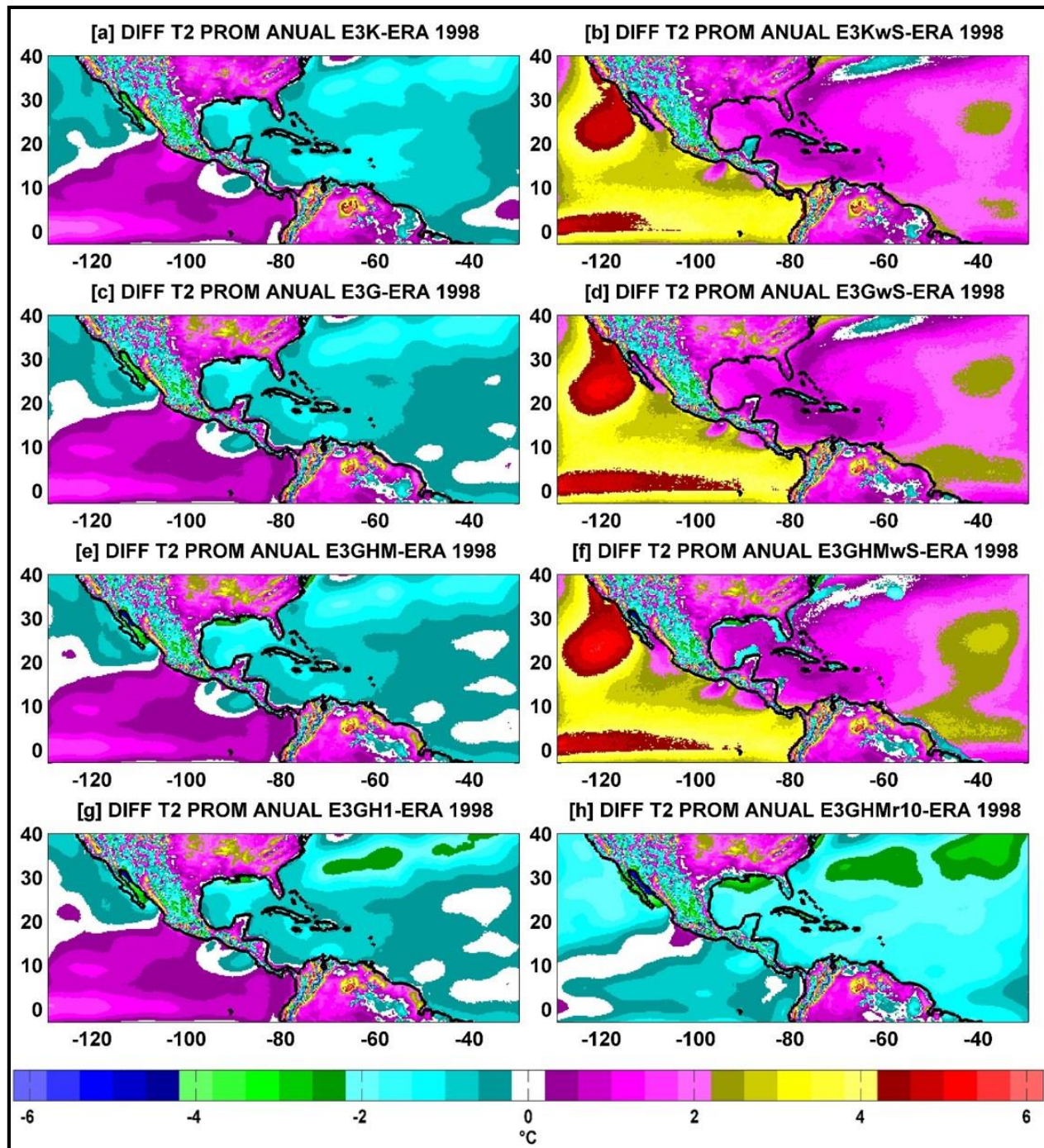


Figura A1 8. Diferencia de la T2 (°C) entre los experimentos oceánicos y los datos de ERA-I Año 1998. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10.

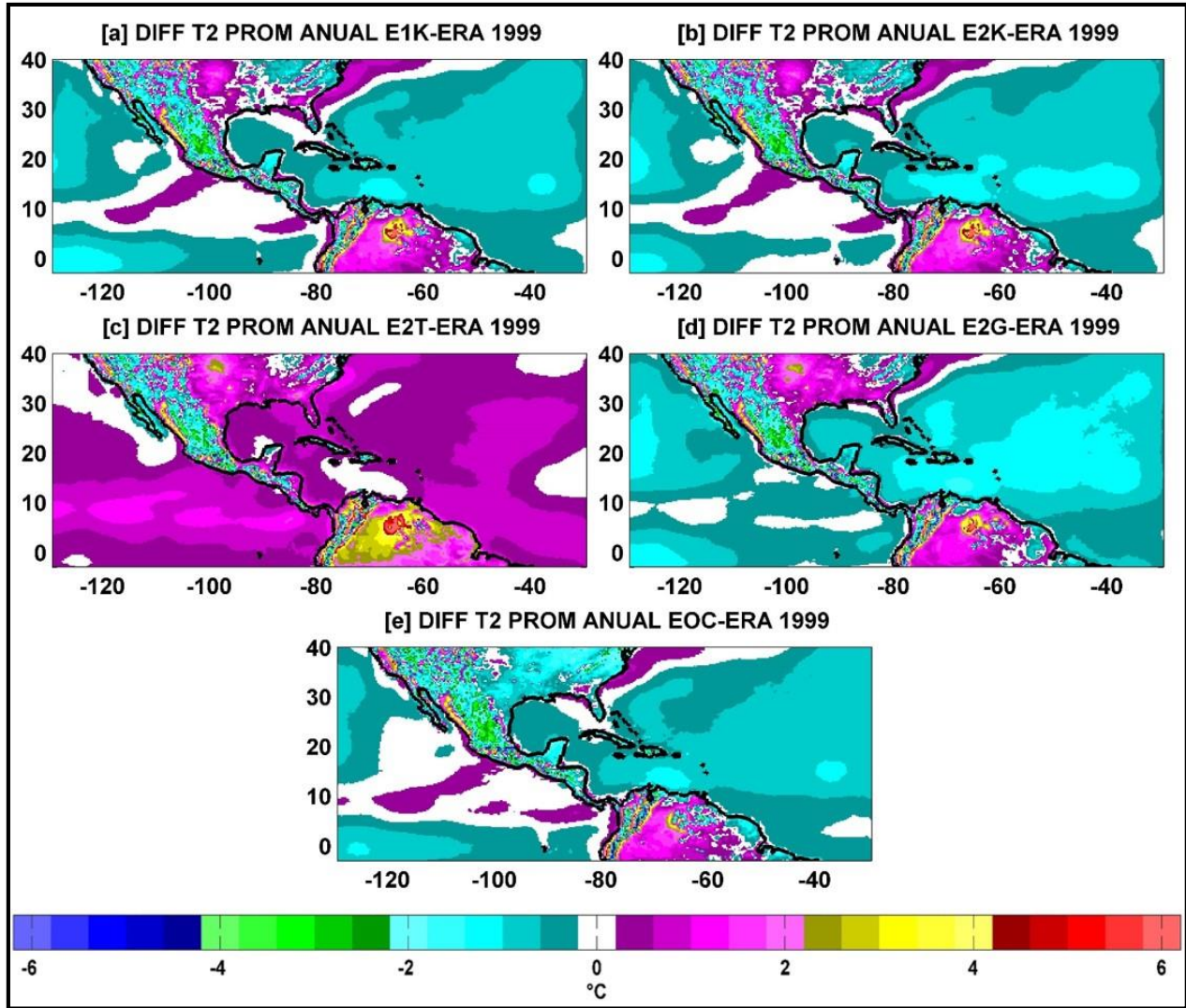


Figura A1 9. Diferencia de la T2 (°C) entre los experimentos atmosféricos y los datos de ERA-I Año 1999. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC.

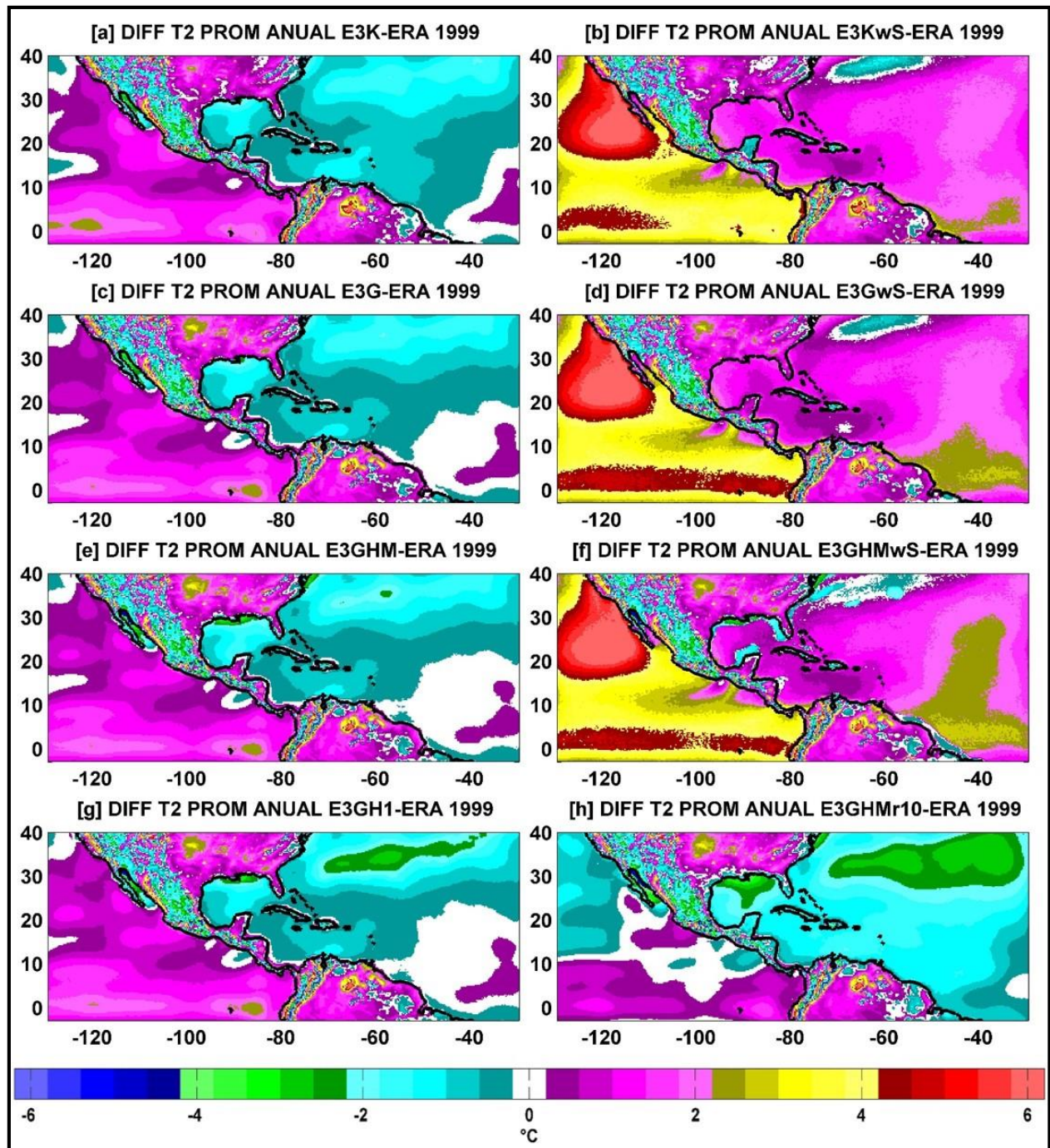


Figura A1 10. Diferencia de la T2 (°C) entre los experimentos oceánicos y los datos de ERA-I Año 1999. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10.

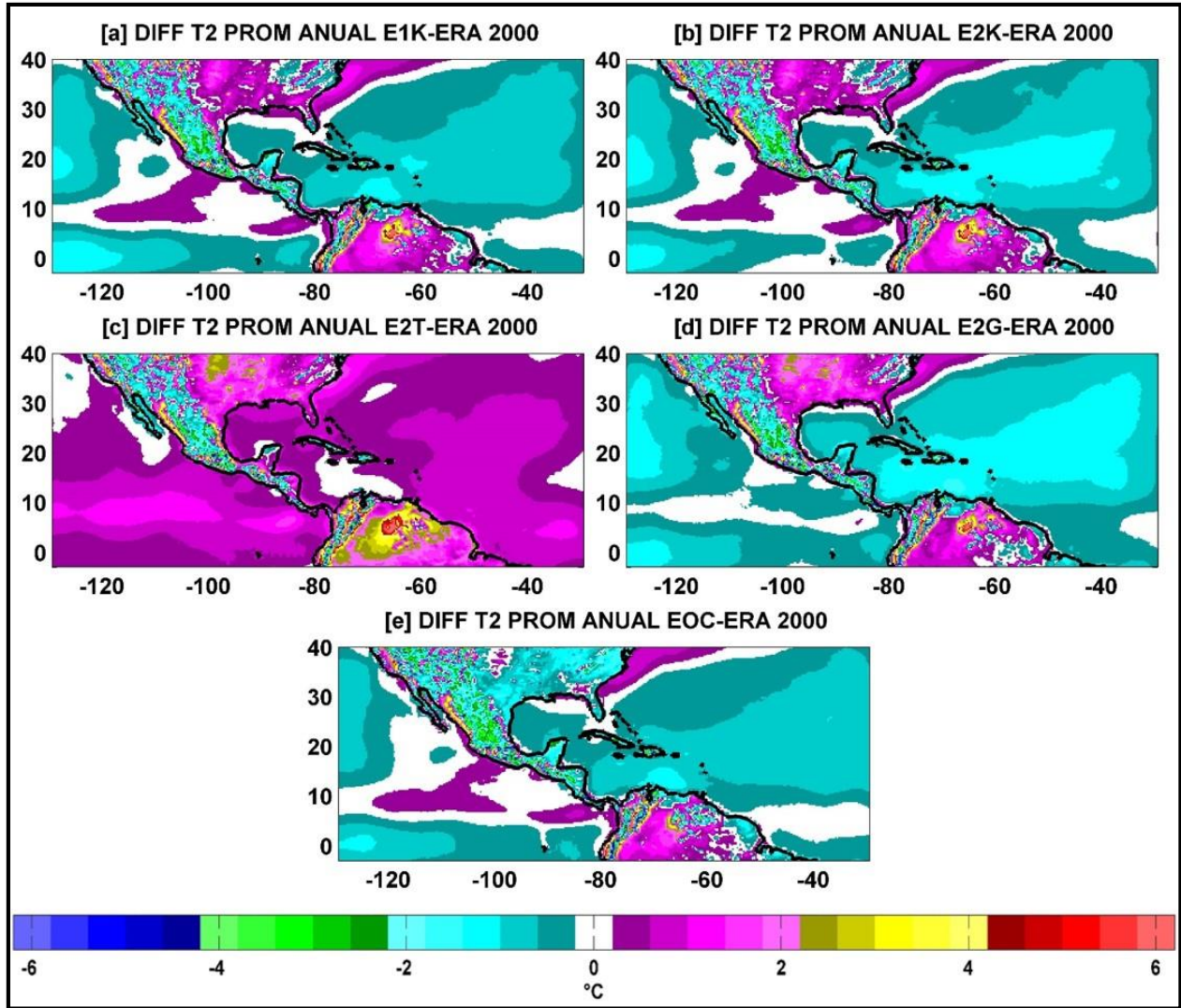


Figura A1 11. Diferencia de la T2 (°C) entre los experimentos atmosféricos y los datos de ERA-I Año 1995. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC.

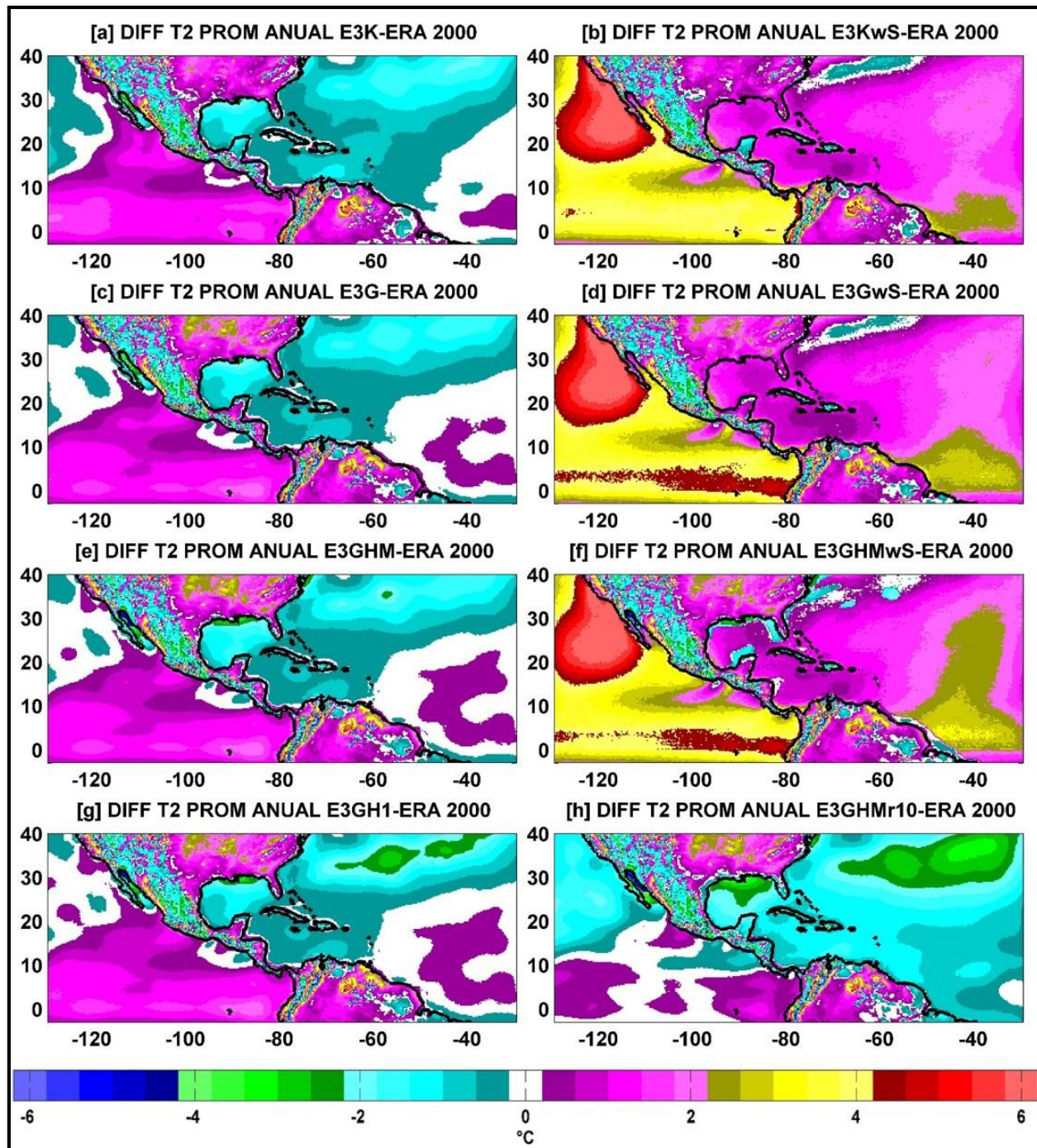


Figura A1 12. Diferencia de la T2 (°C) entre los experimentos oceánicos y los datos de ERA-I Año 1995. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10.

ANEXO II: Flujo de Humedad Integrado Verticalmente: Medias Mensuales Multianuales.

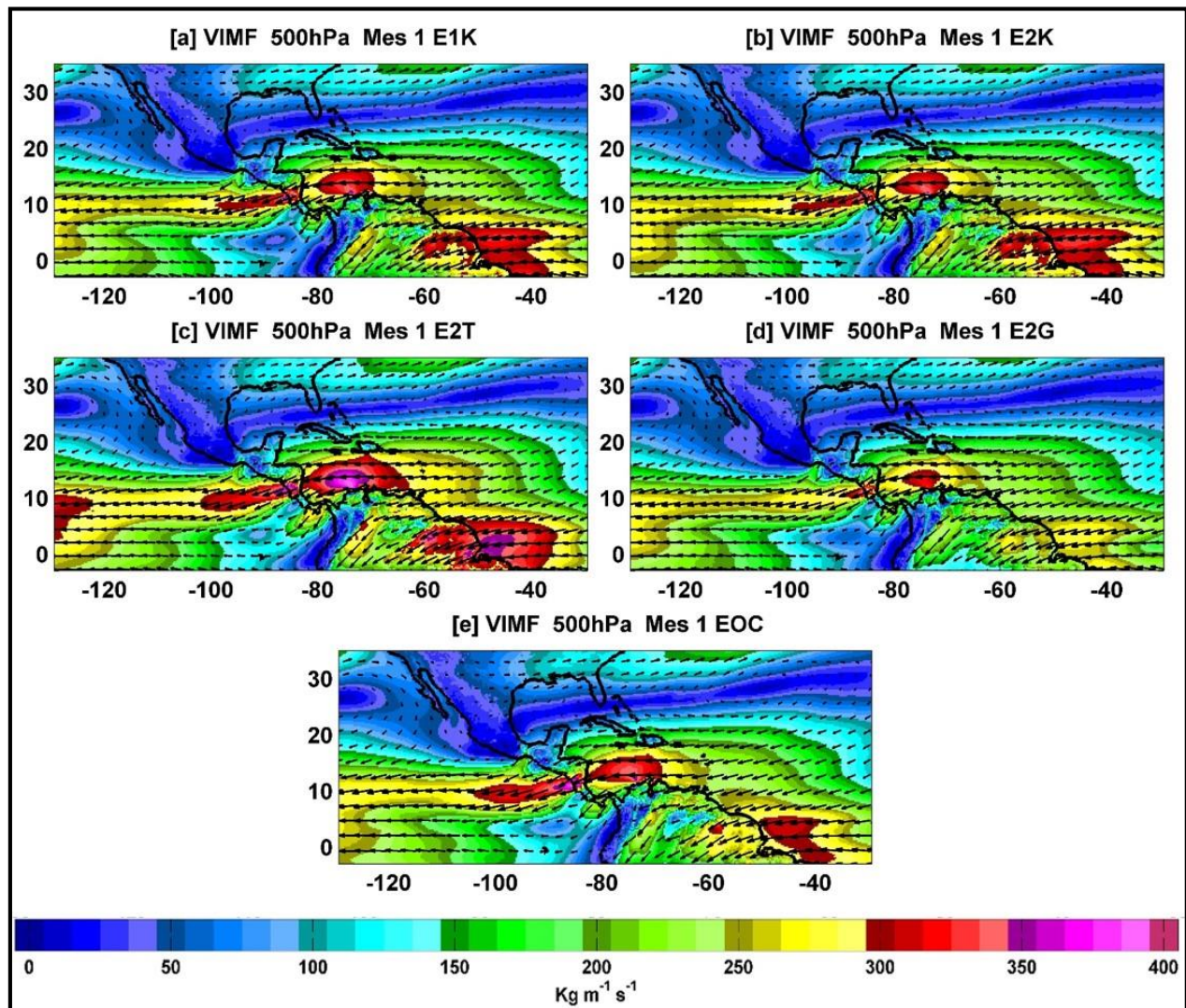


Figura A2 1. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) para los experimentos atmosféricos. Media multianual de enero. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC.

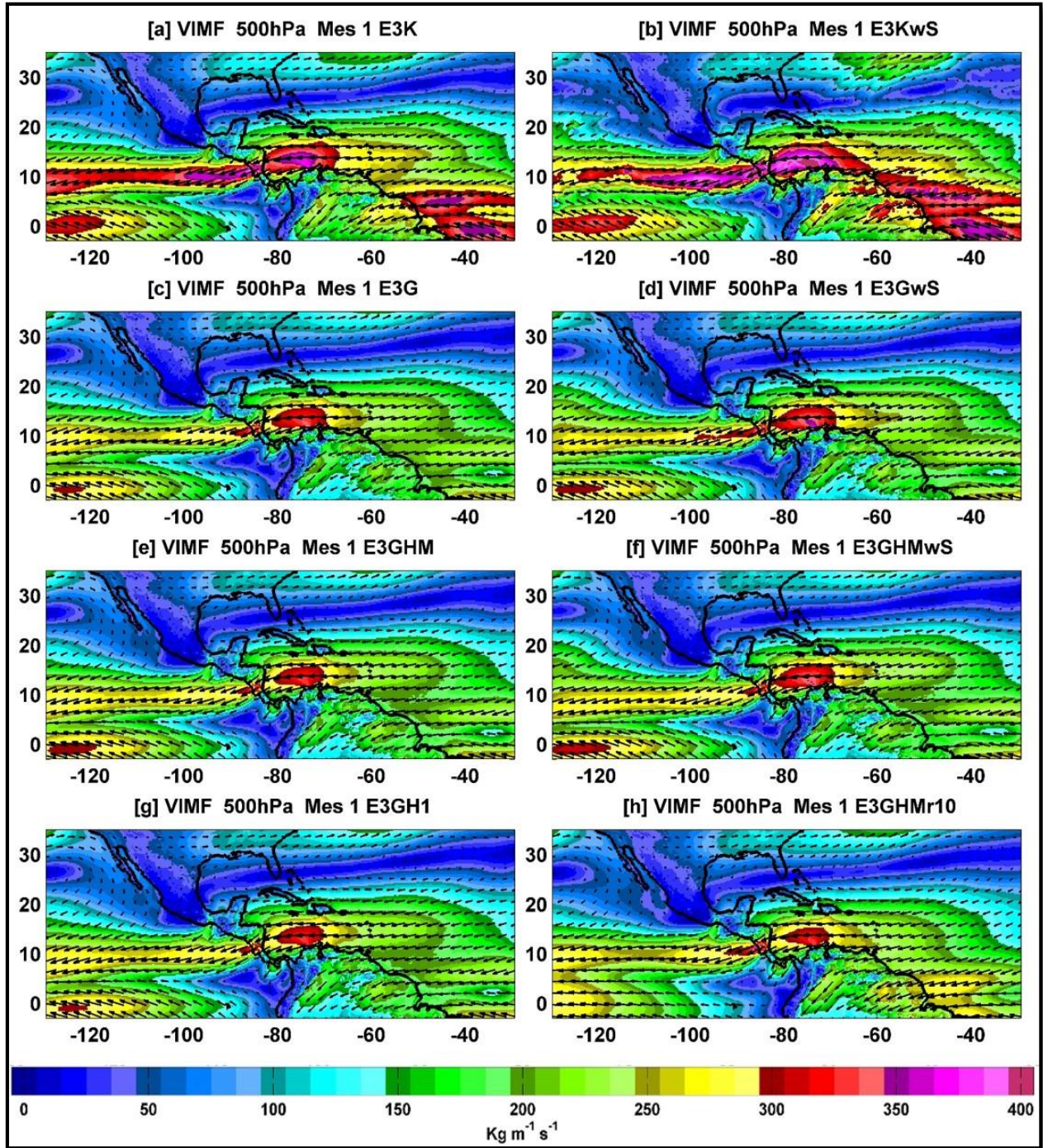


Figura A2 2. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) para los experimentos oceánicos. Media multianual de enero. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10.

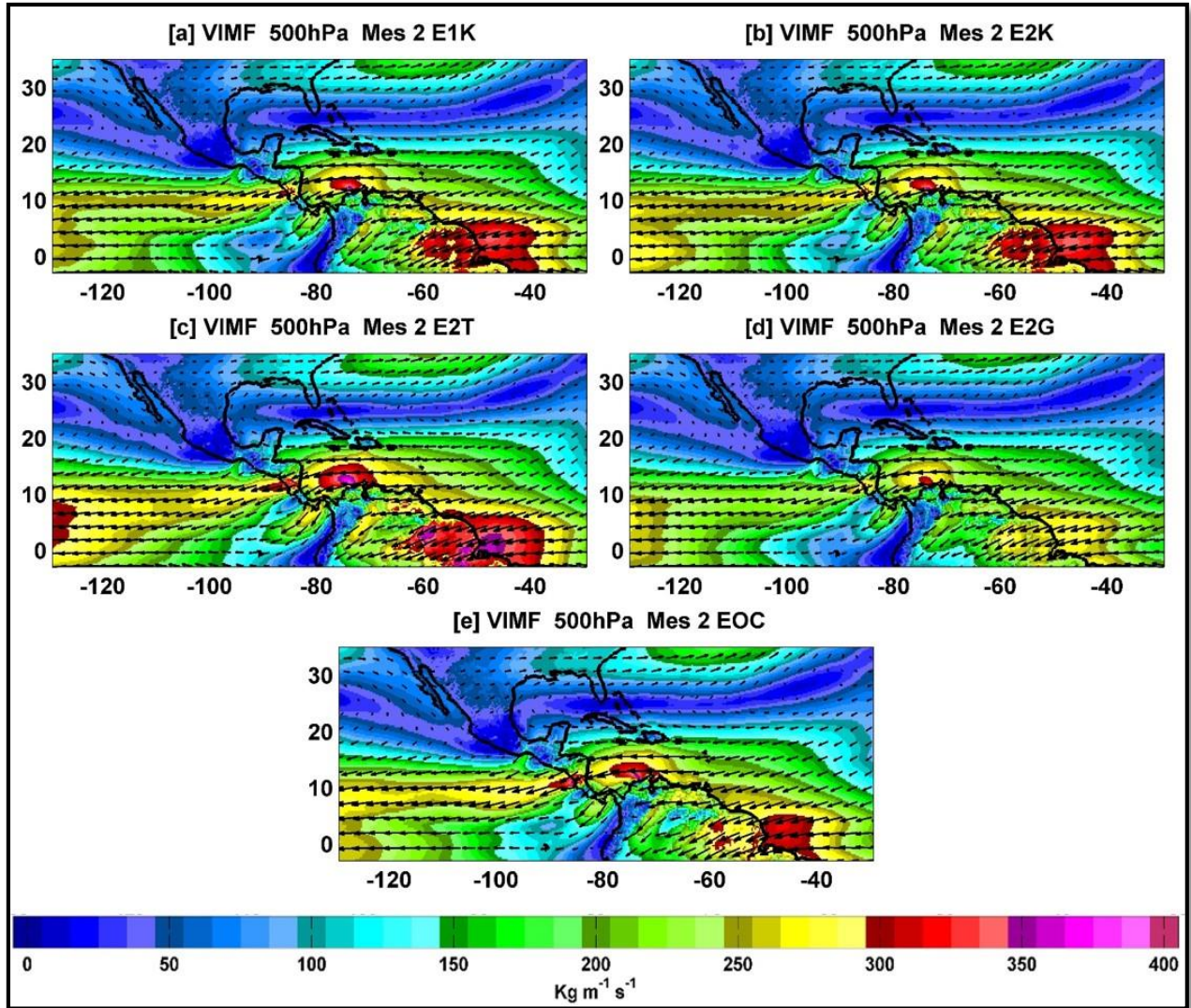


Figura A2 3. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) para los experimentos atmosféricos. Media multianual de febrero. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC.

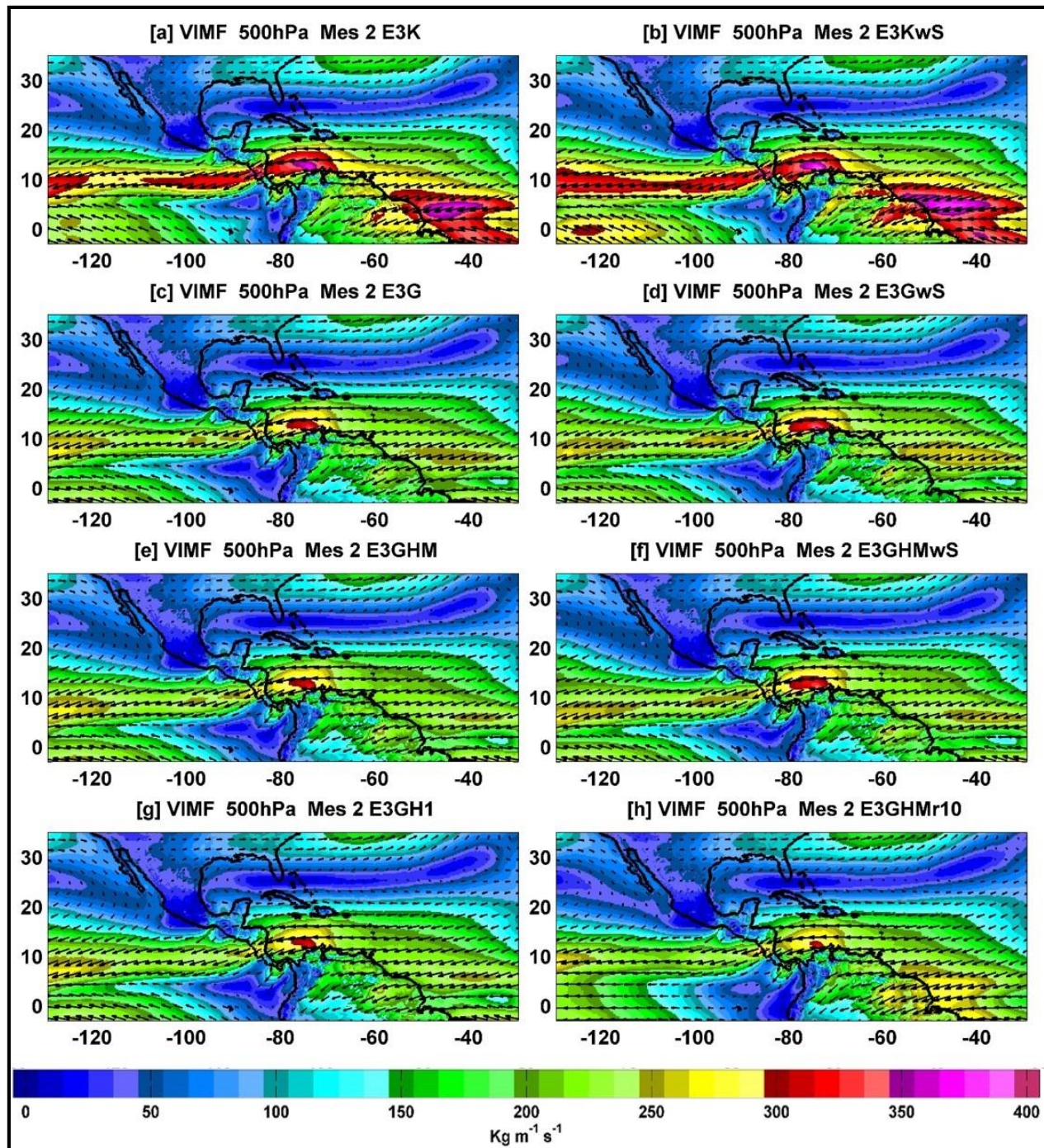


Figura A2 4. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos oceánicos. Media multianual de febrero. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10.

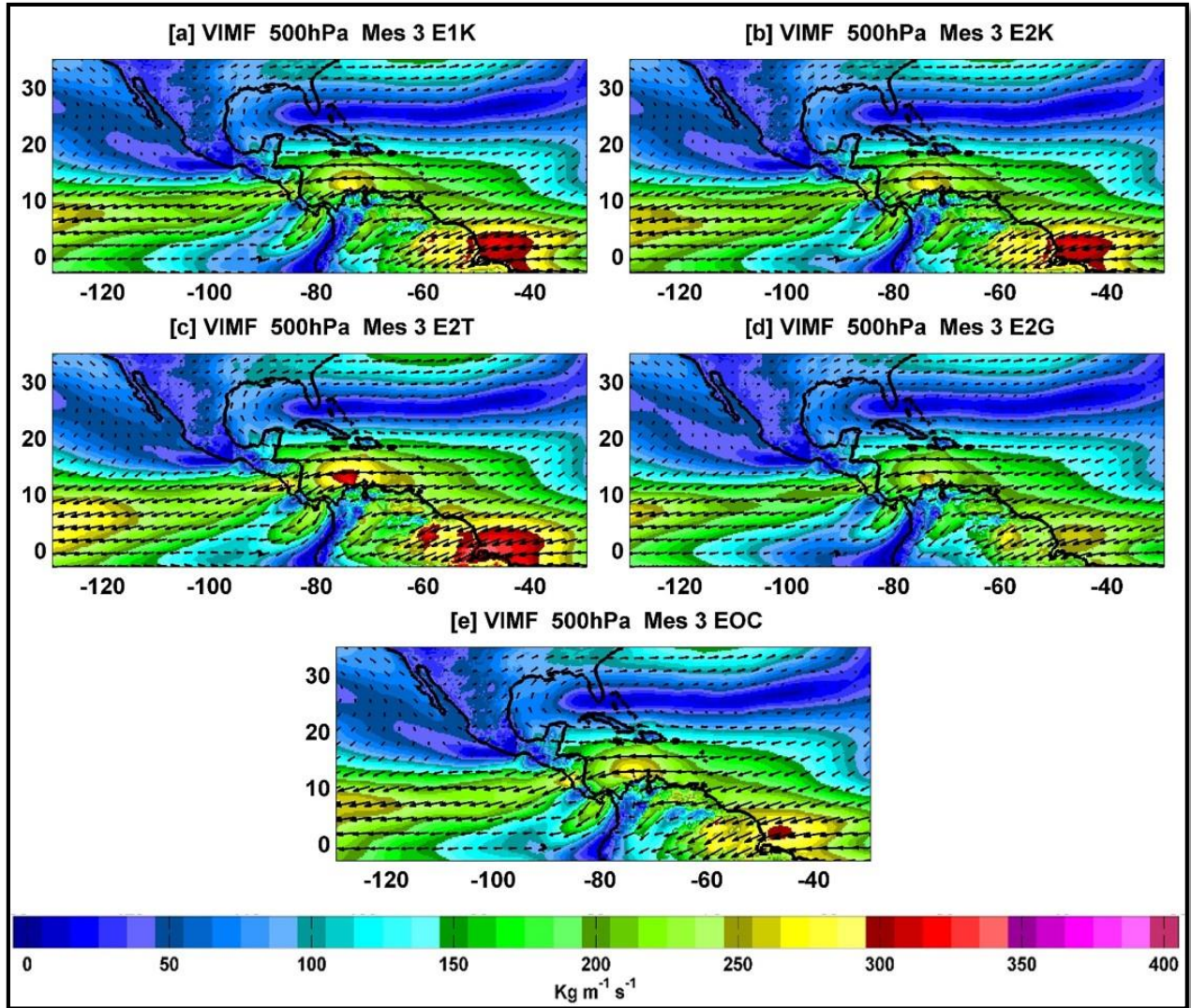


Figura A2 5. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) para los experimentos atmosféricos. Media multianual de marzo. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC.

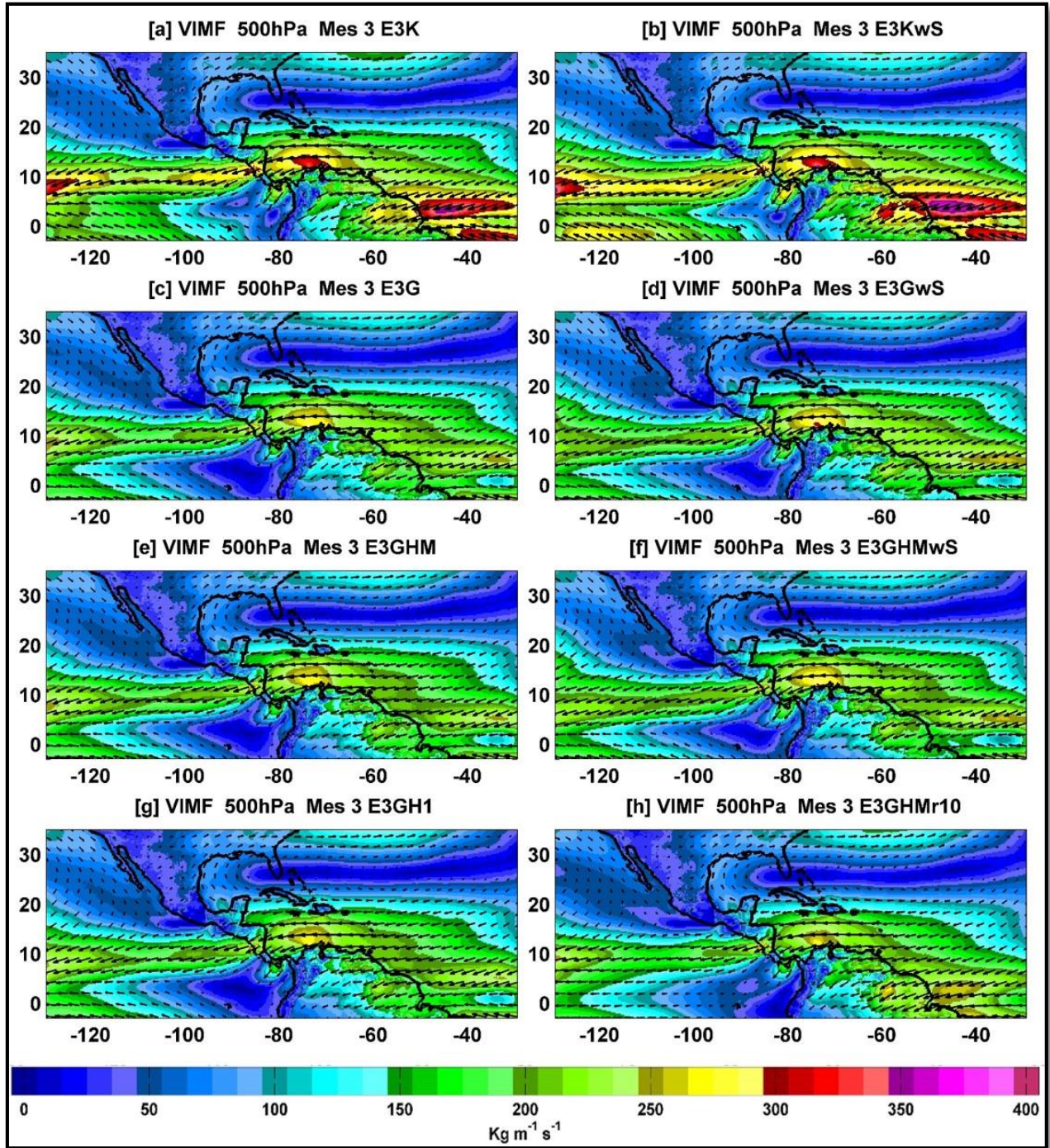


Figura A2 6. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) para los experimentos oceánicos. Media multianual de marzo. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10.

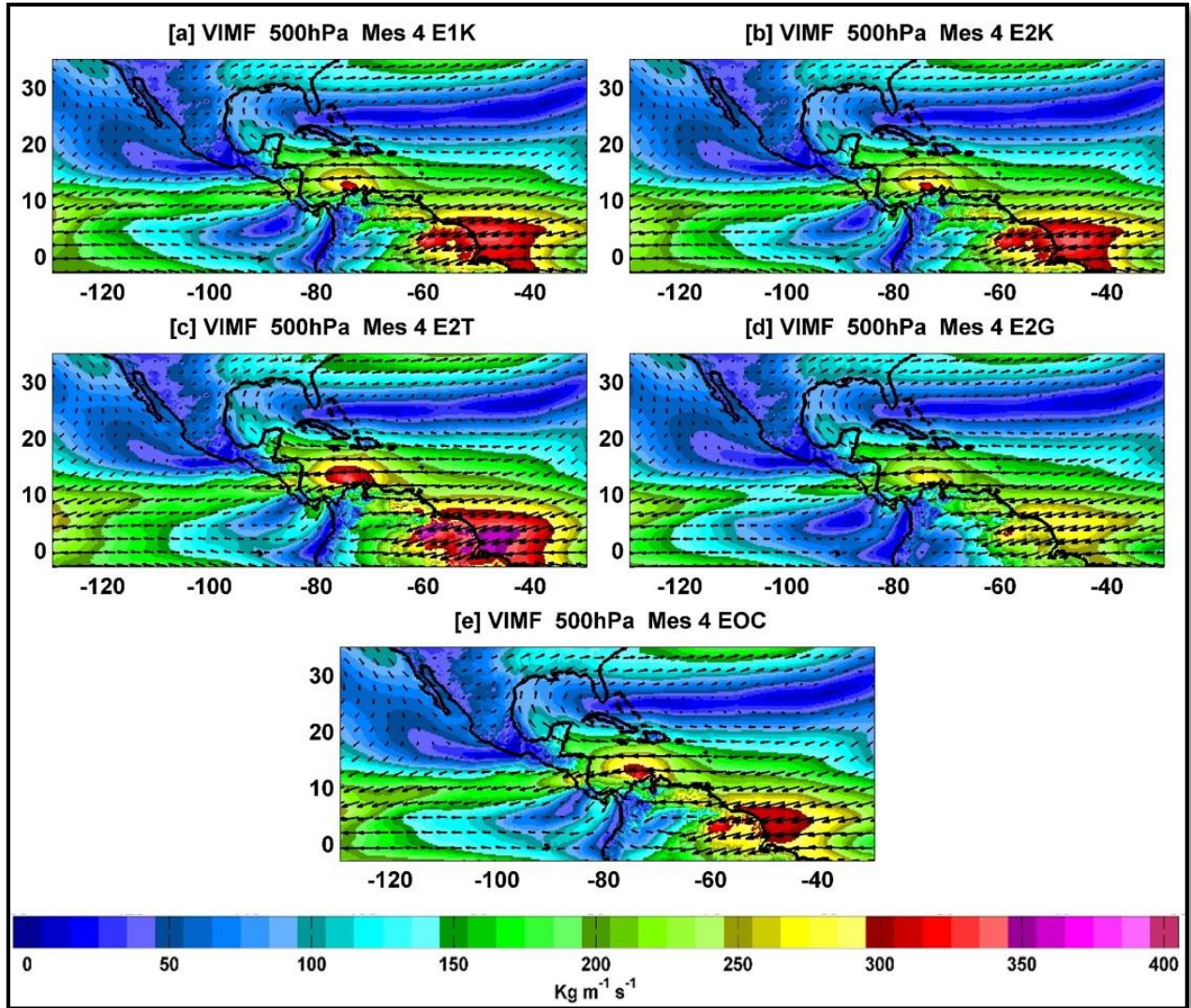


Figura A2 7. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) para los experimentos atmosféricos. Media multianual de abril. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC.

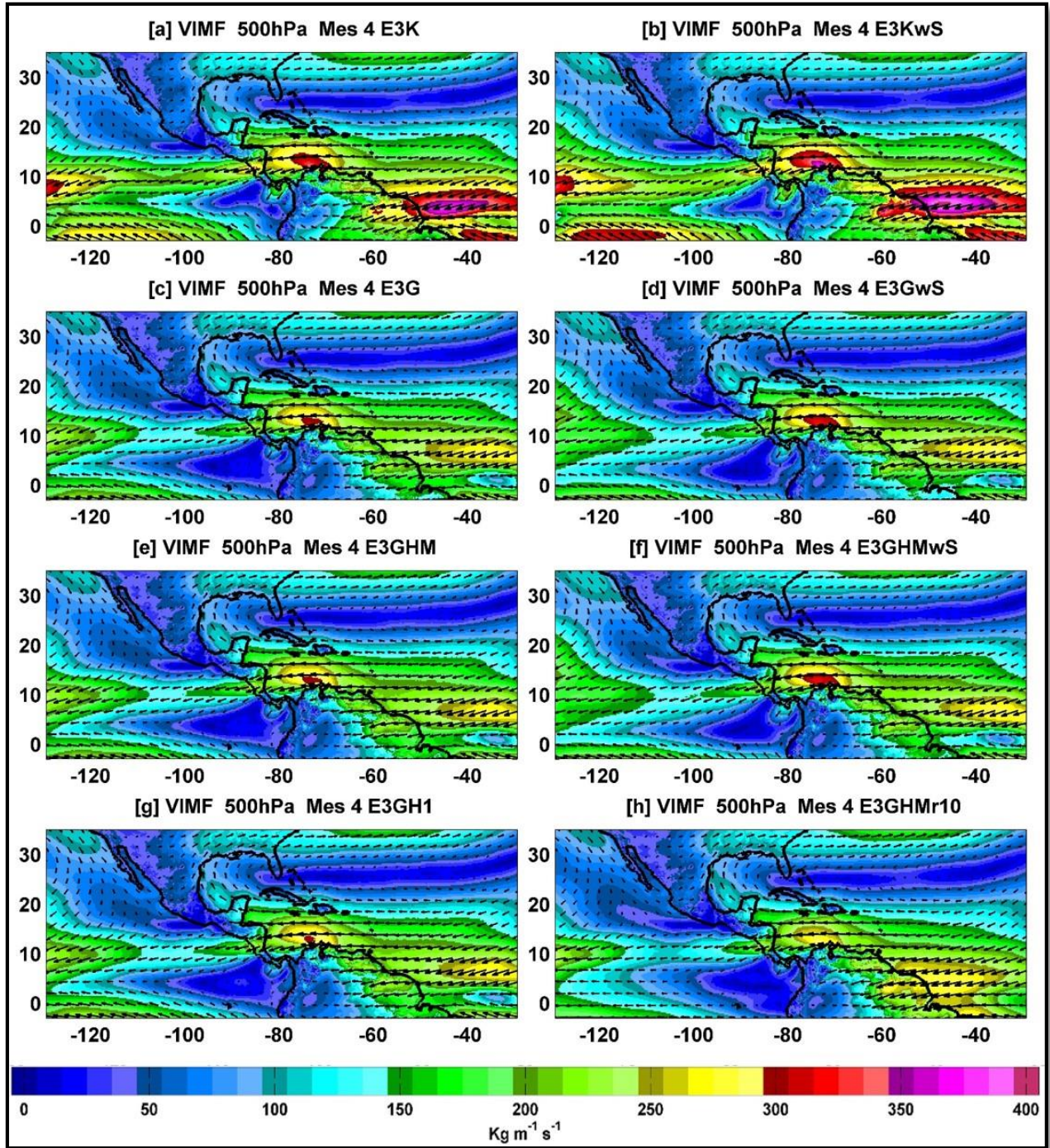


Figura A2 8. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) para los experimentos oceánicos. Media multianual de abril. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10.

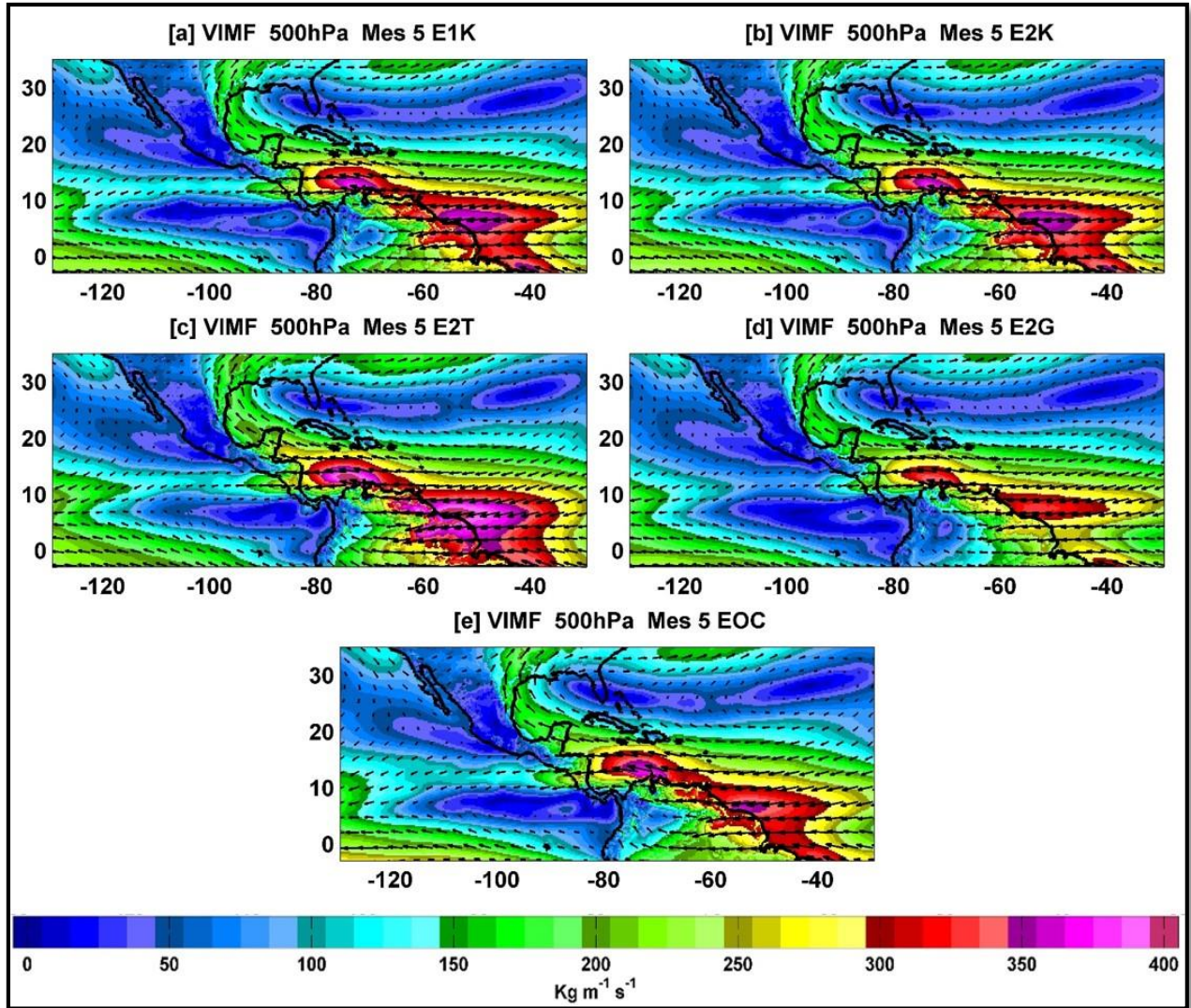


Figura A2 9. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos atmosféricos. Media multianual de mayo. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC.

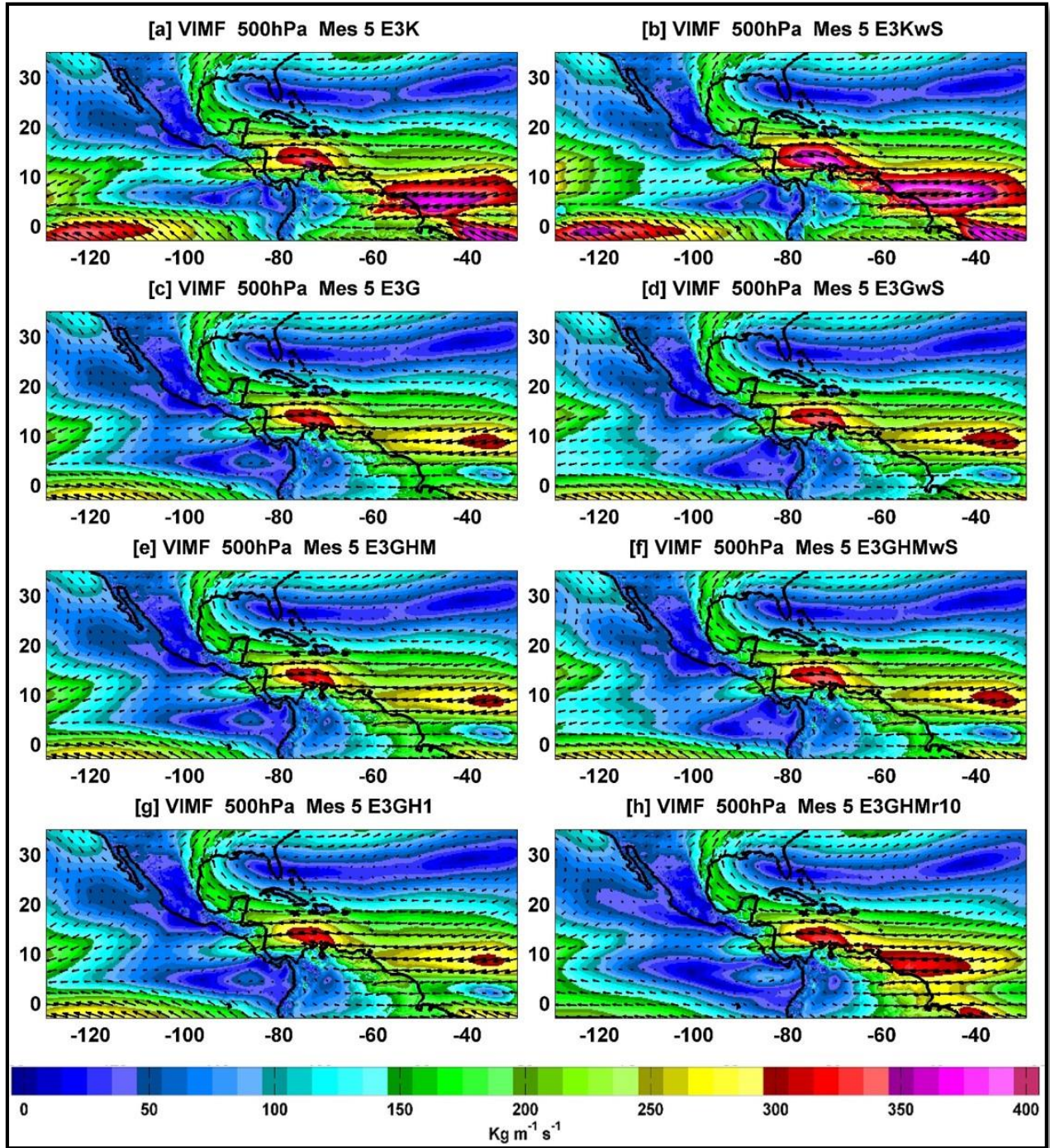


Figura A2 10. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) para los experimentos oceánicos. Media multianual de mayo. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10.

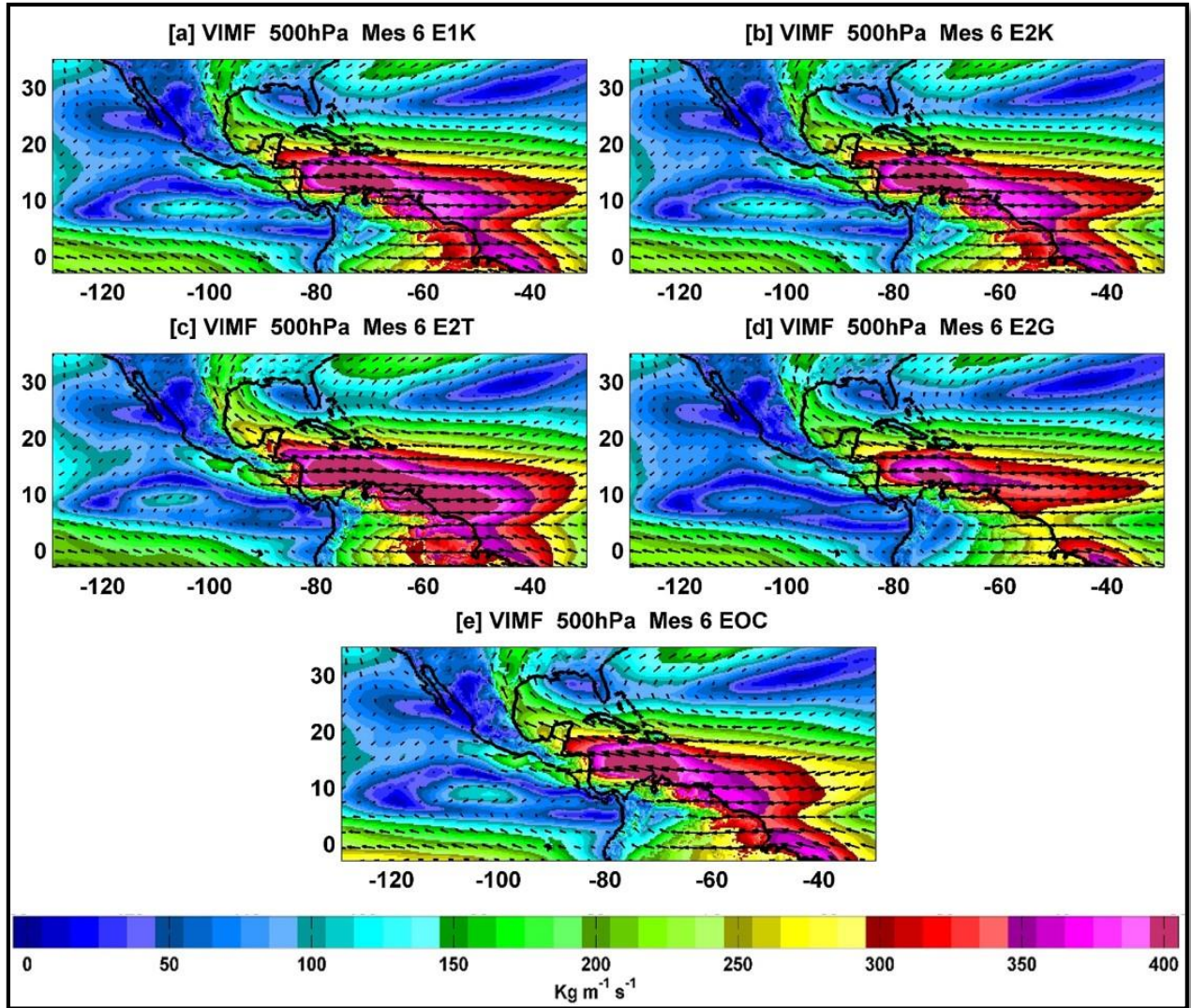


Figura A2 11. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) para los experimentos atmosféricos. Media multianual de junio. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC.

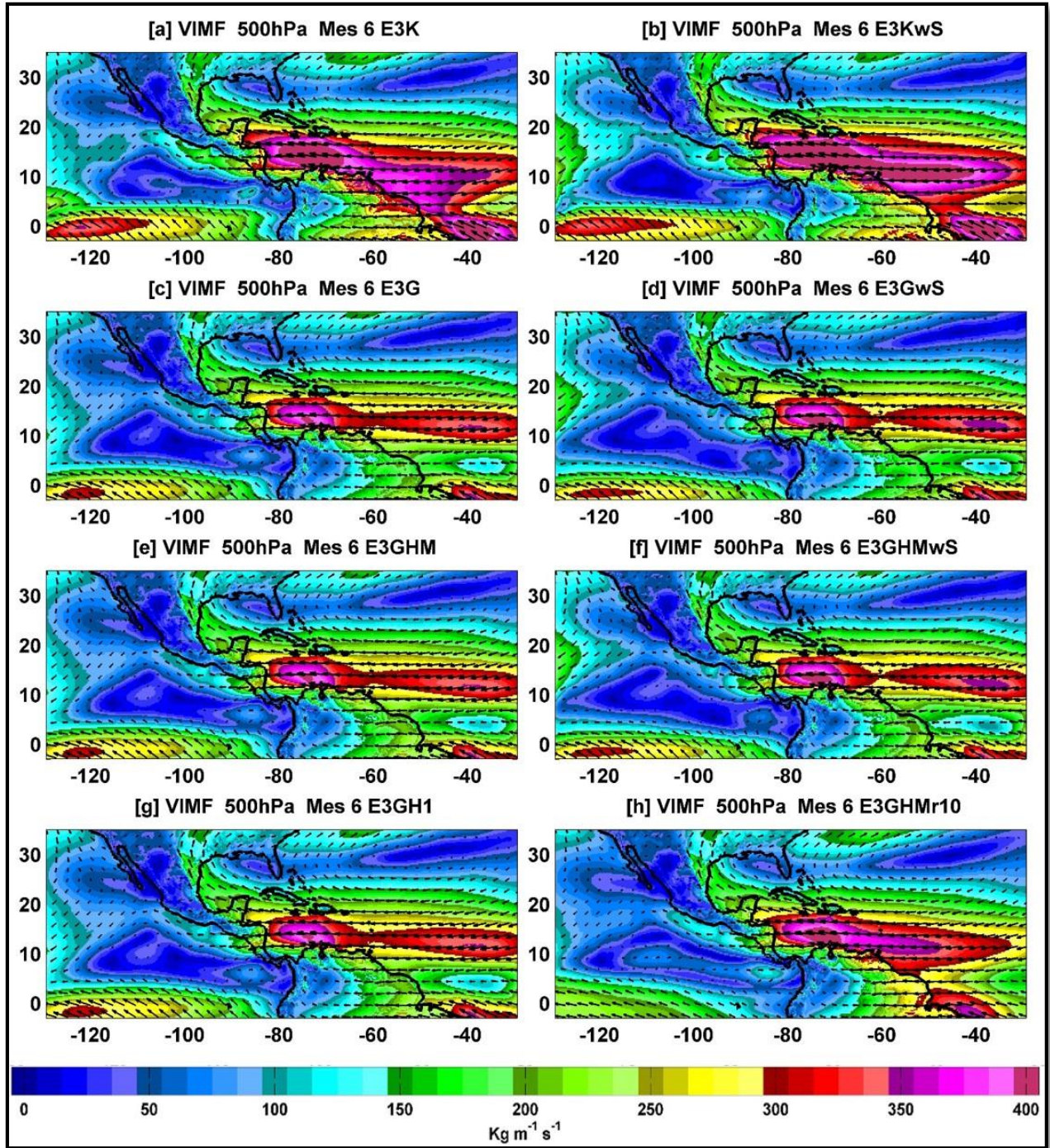


Figura A2 12. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos oceánicos. Media multianual de junio. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10.

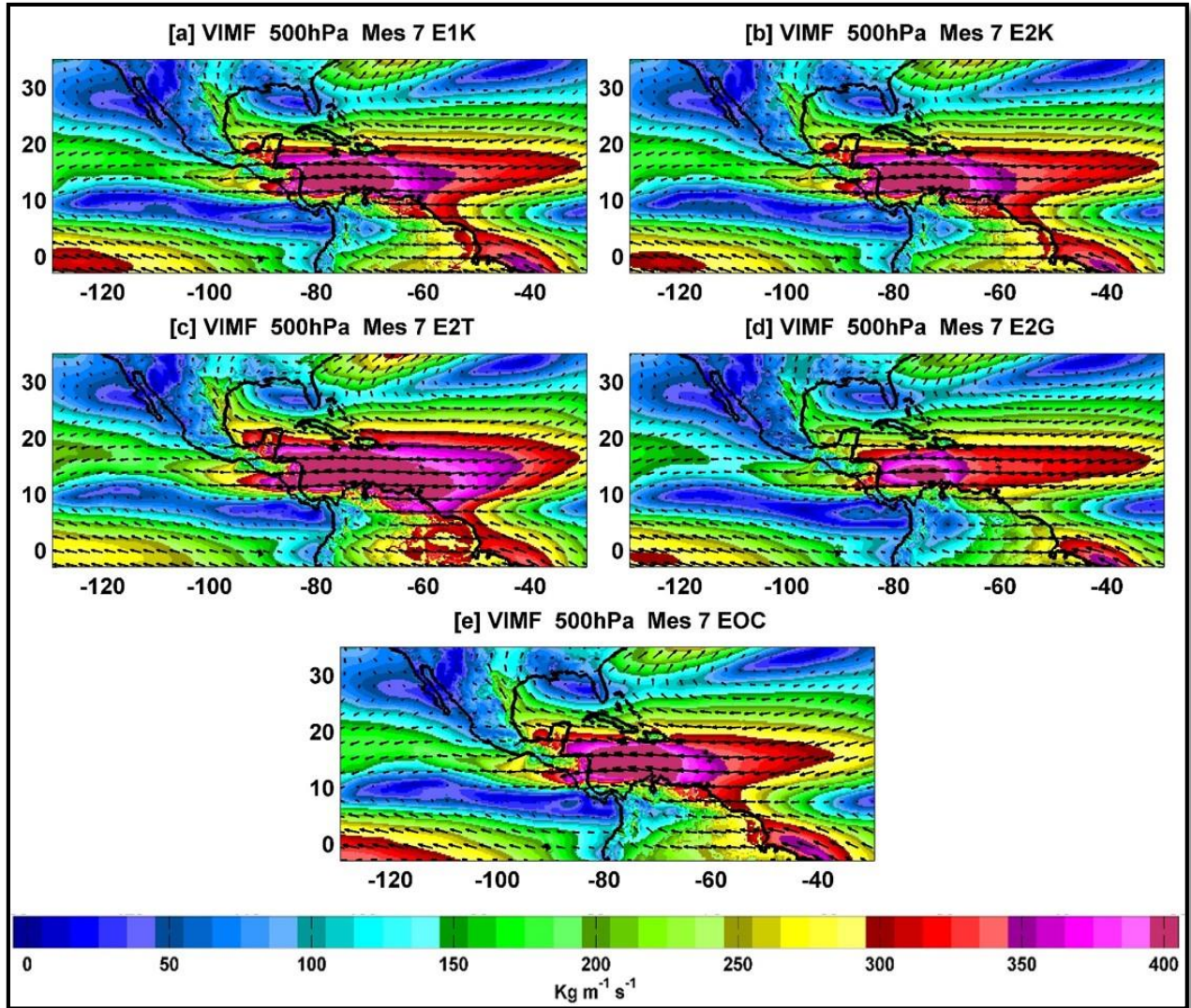


Figura A2 13. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) para los experimentos atmosféricos. Media multianual de julio. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC.

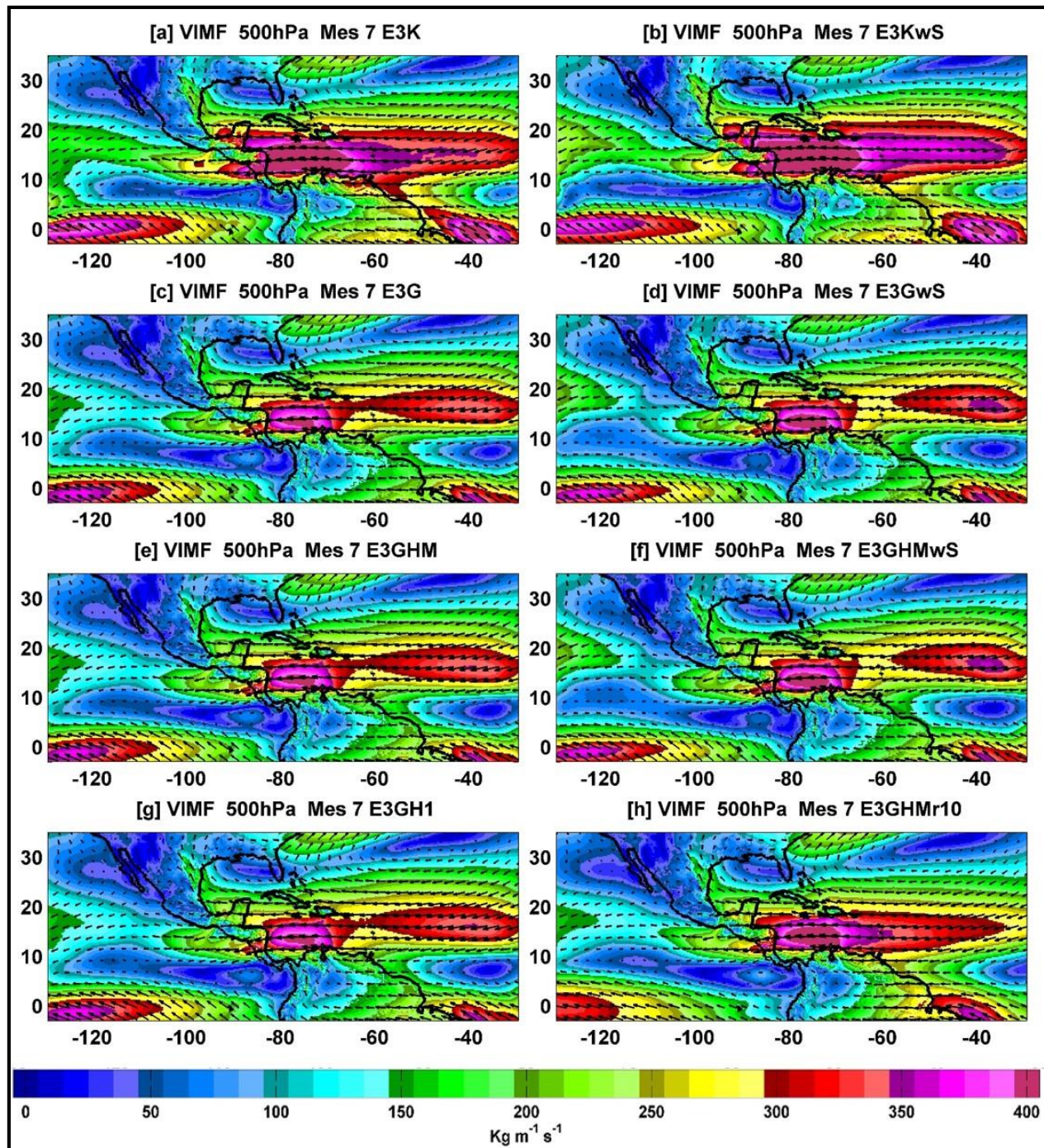


Figura A2 14. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) para los experimentos oceánicos. Media multianual de julio. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10.

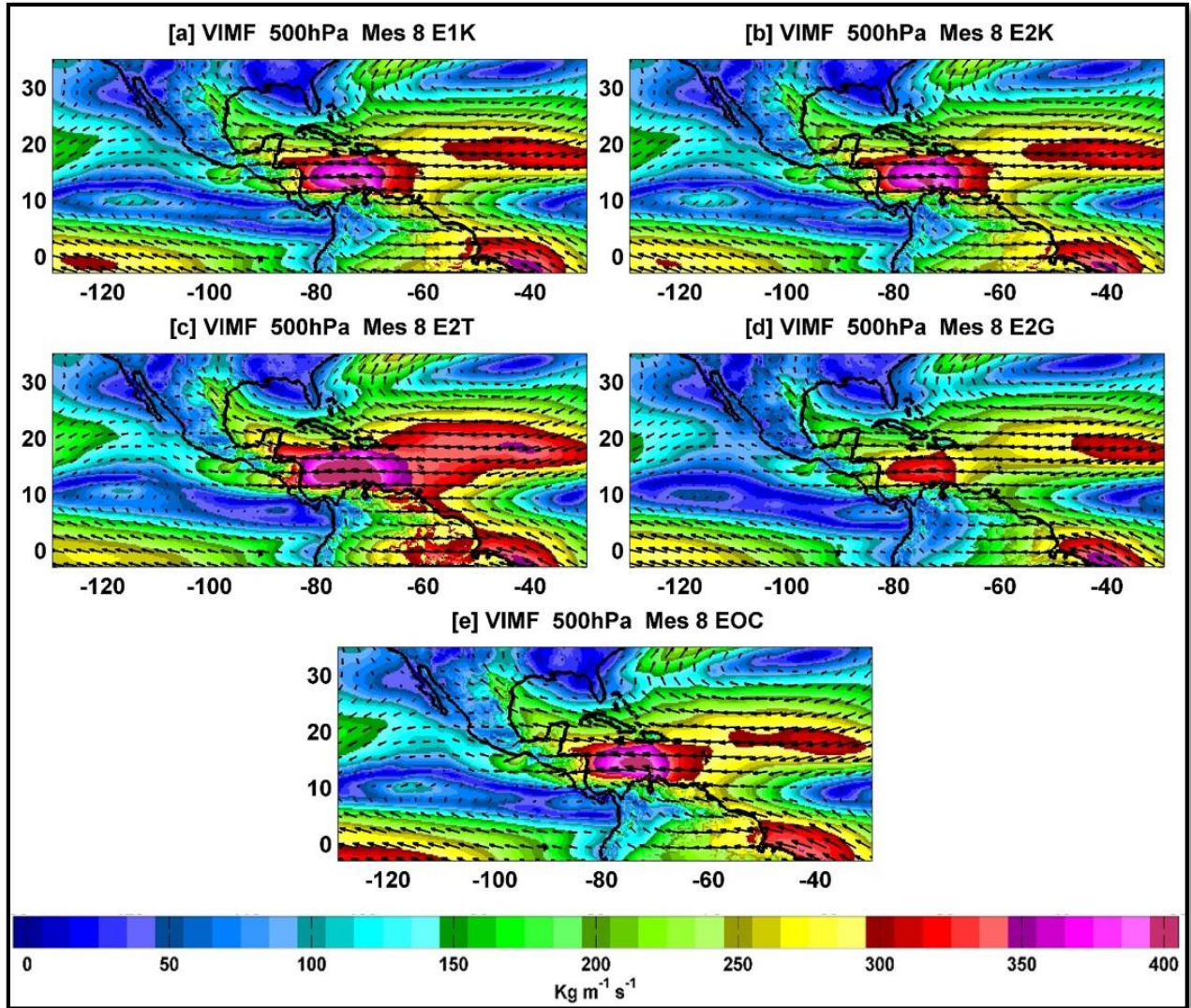


Figura A2 15. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) para los experimentos atmosféricos. Media multianual de agosto. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC.

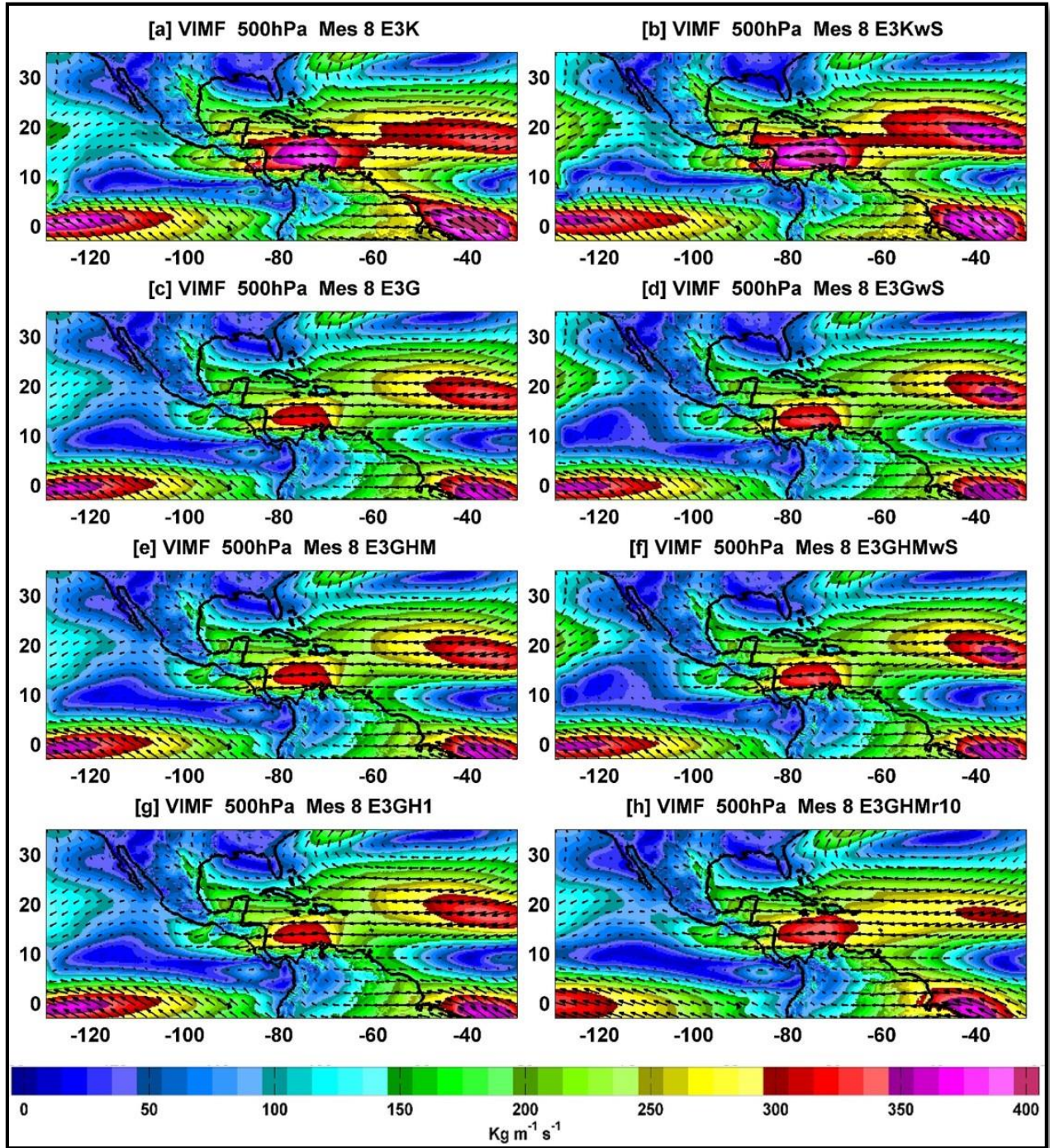


Figura A2 16. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos oceánicos. Media multianual de agosto. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10.

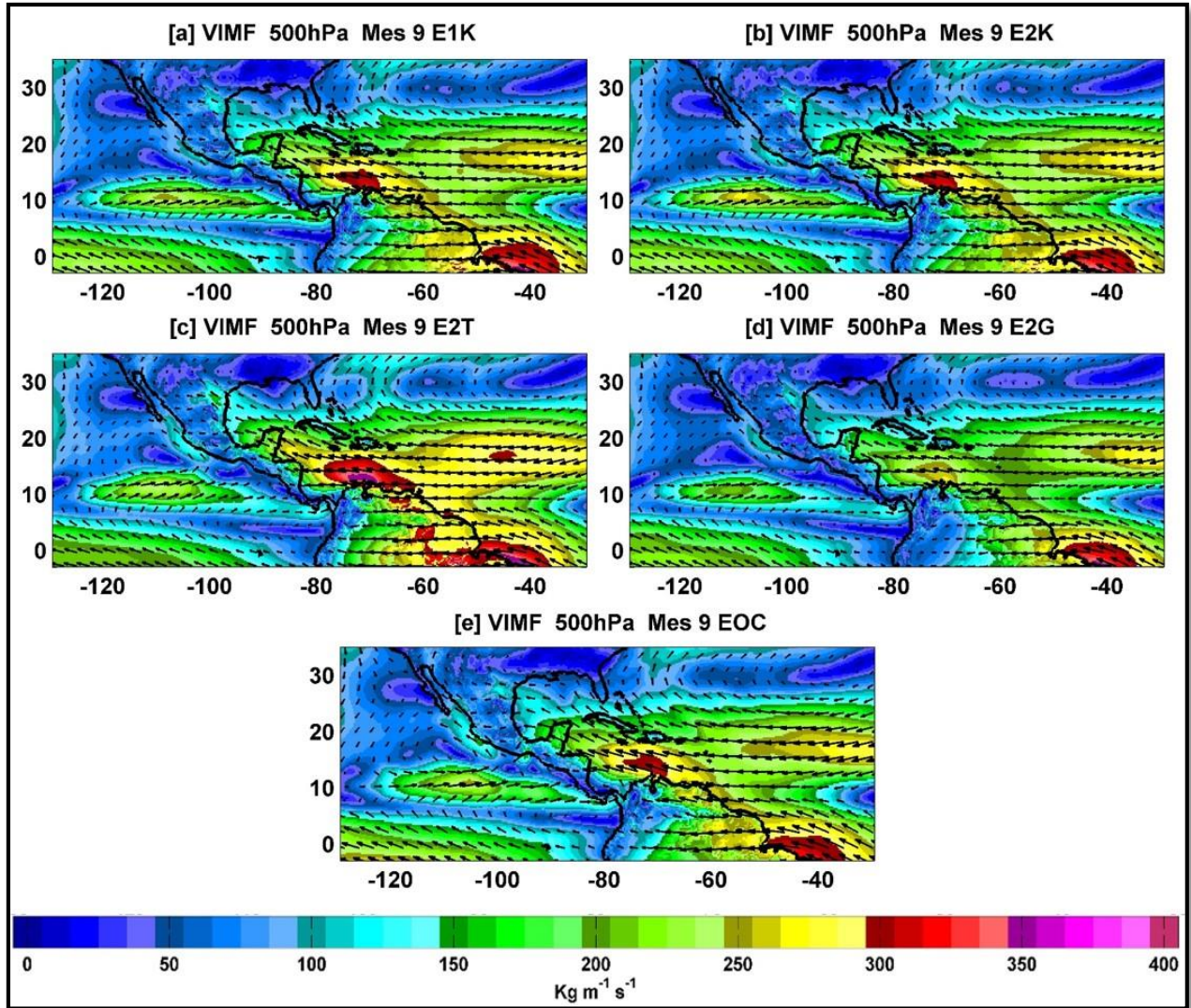


Figura A2 17. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) para los experimentos atmosféricos. Media multianual de septiembre. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC.

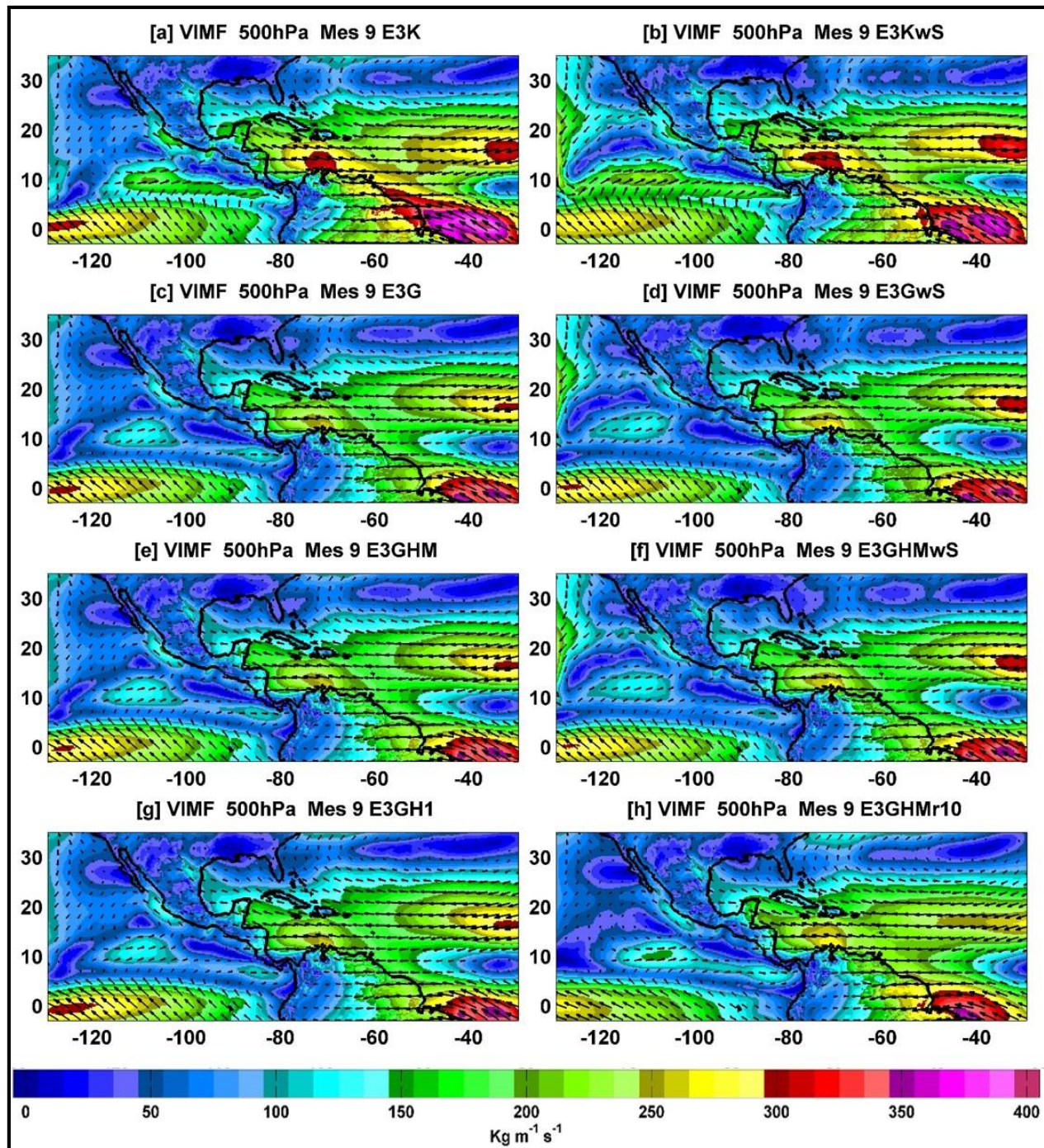


Figura A2 18. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $Kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) para los experimentos oceánicos. Media multianual de septiembre. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10.

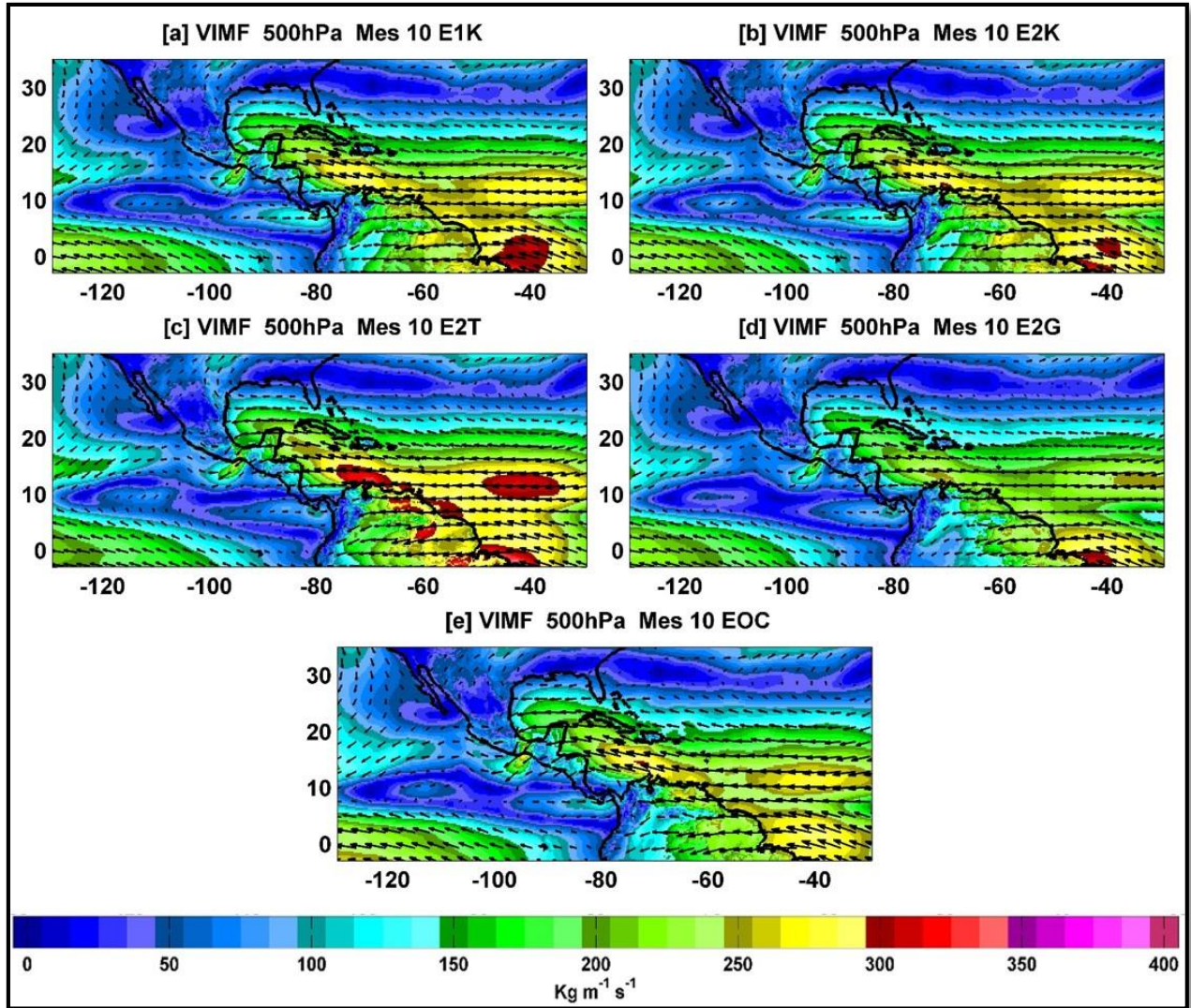


Figura A2 19. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) para los experimentos atmosféricos. Media multianual de octubre. Superior Izquierda: E1K. Superior Derecha: E2K. Centro Izquierda: E2T. Centro Derecha: E2G. Inferior: EOC.

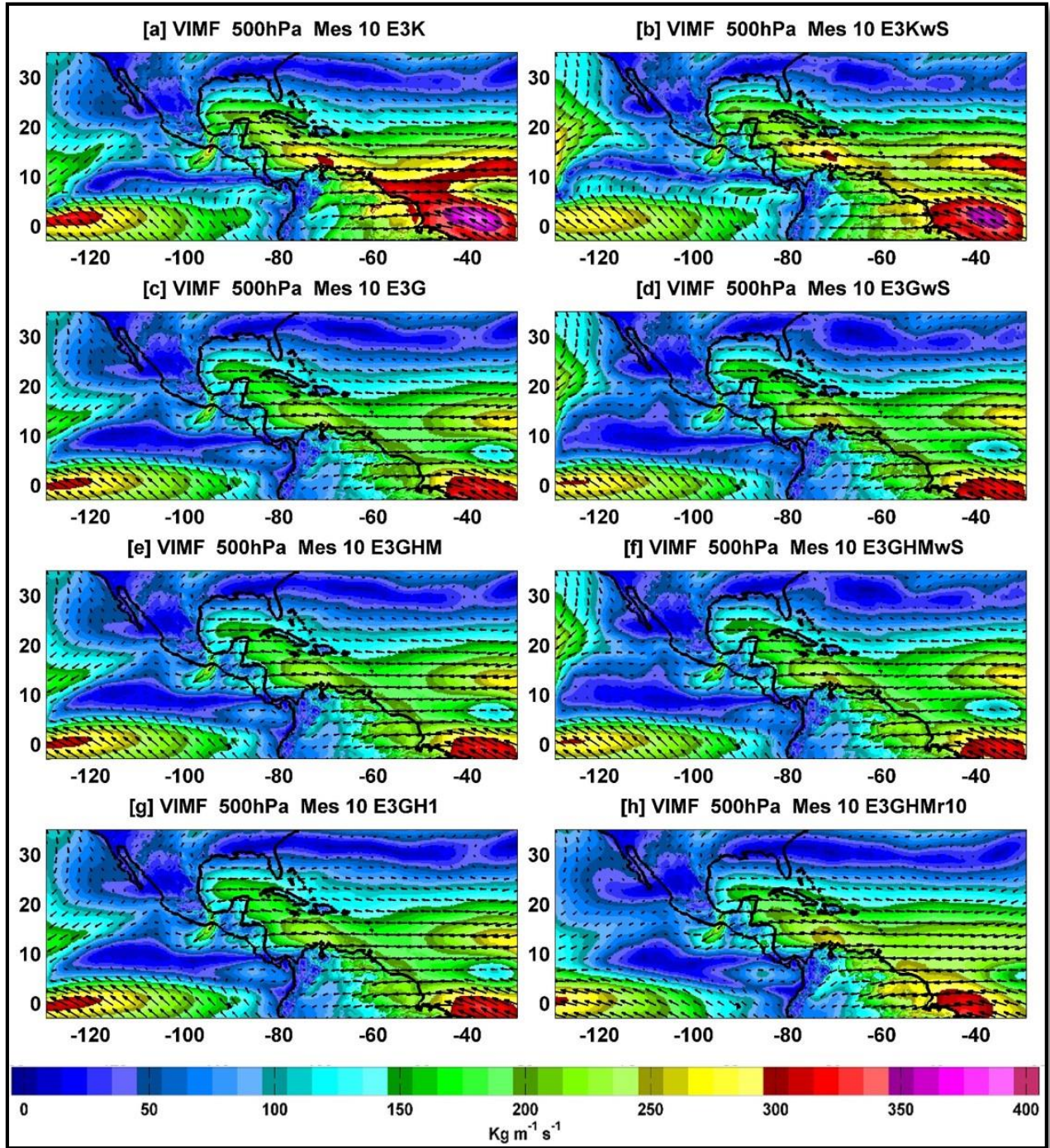


Figura A2 20. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) para los experimentos oceánicos. Media multianual de octubre. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10.

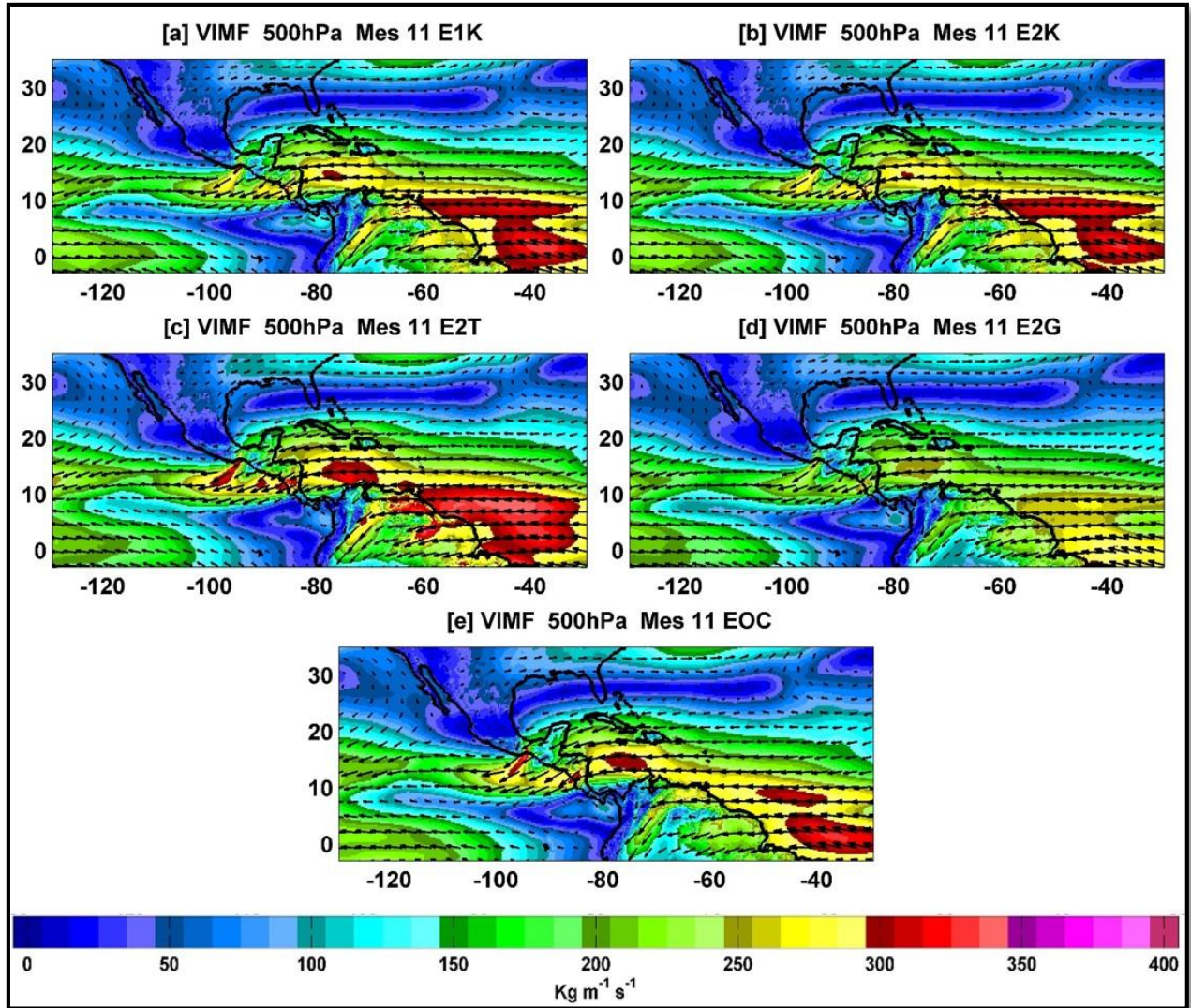


Figura A2 21. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) para los experimentos atmosféricos. Media multianual de noviembre. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC.

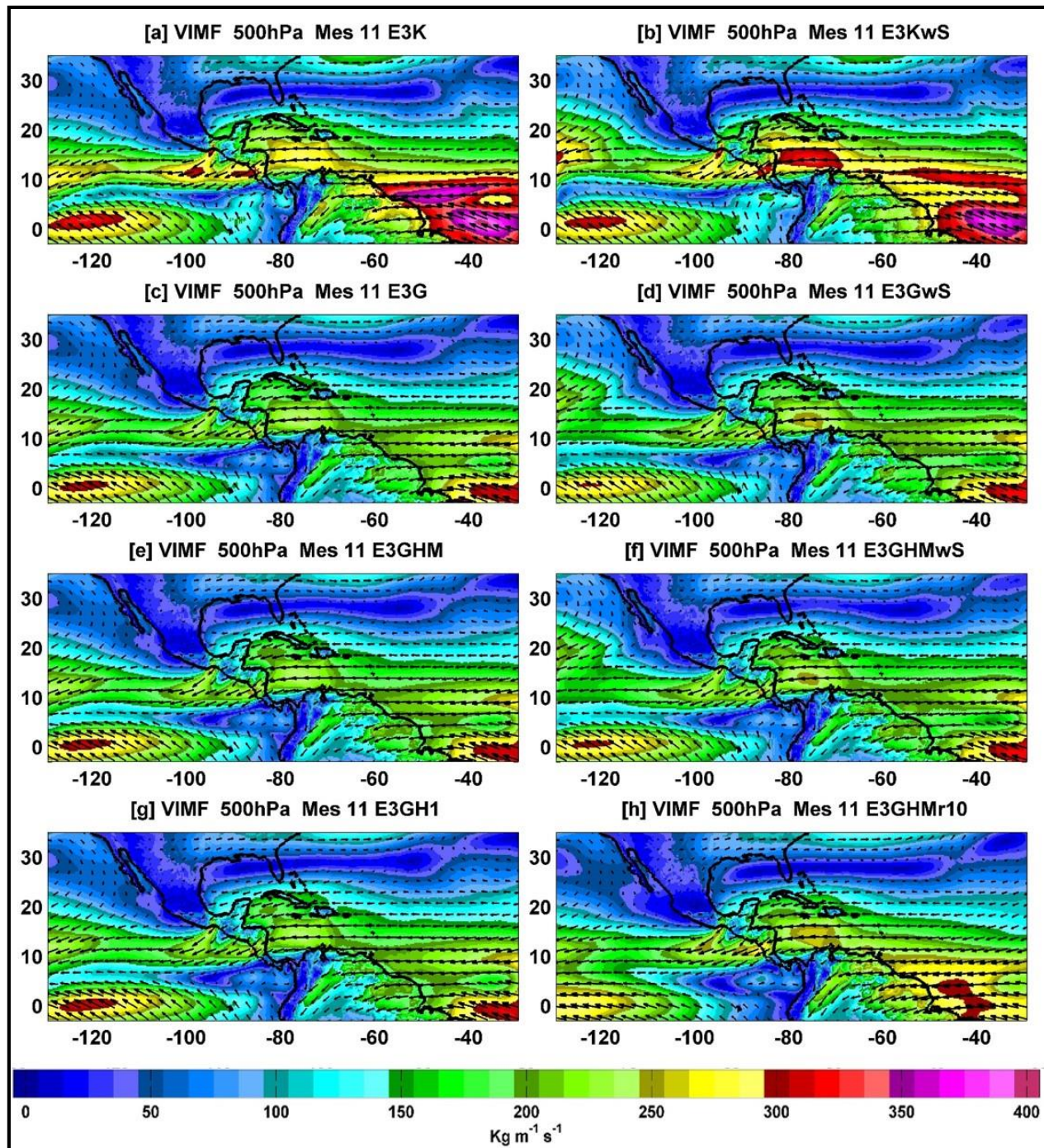


Figura A2 22. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) para los experimentos oceánicos. Media multianual de noviembre. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10.

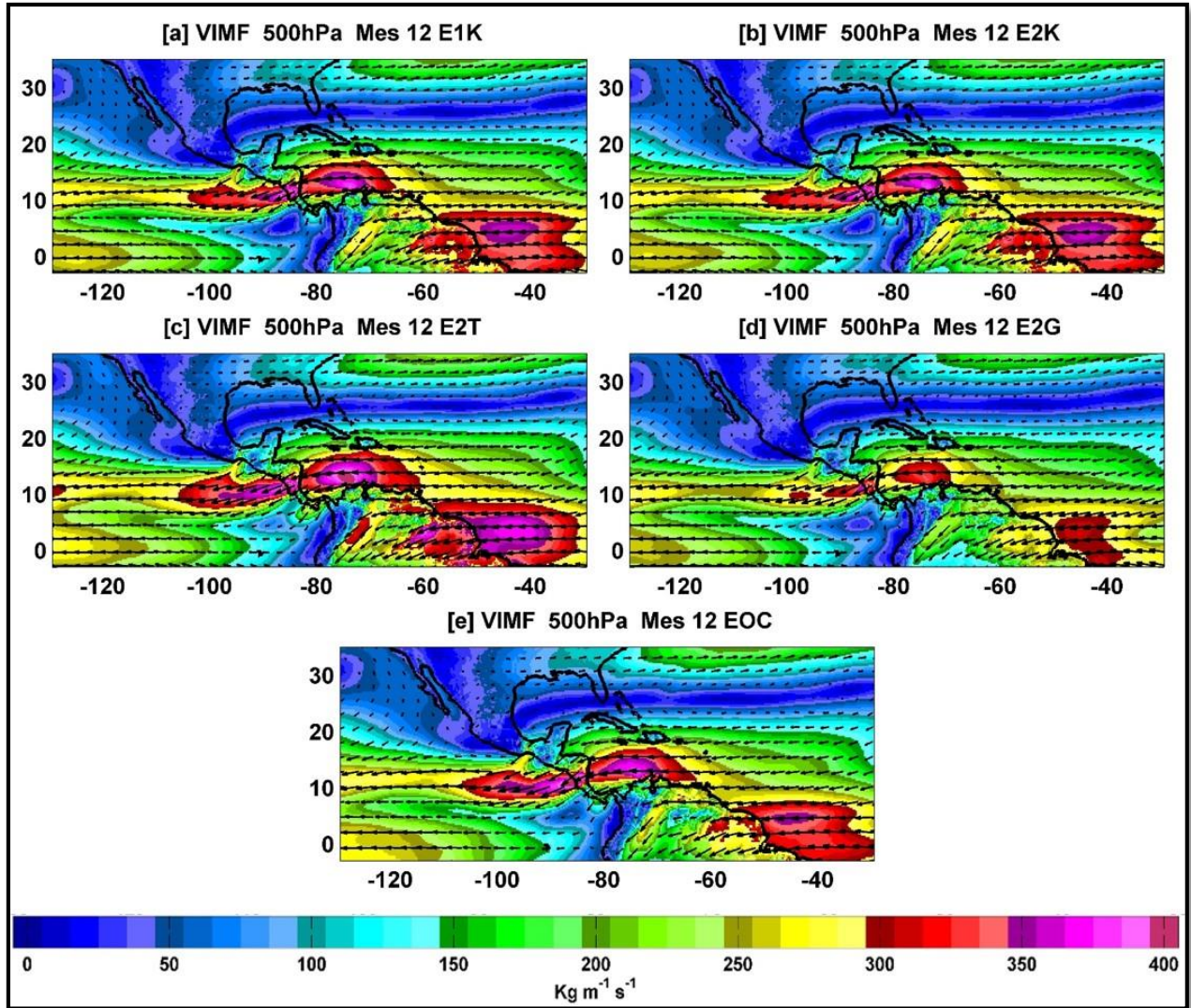


Figura A2 23. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) para los experimentos atmosféricos. Media multianual de diciembre. a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC.

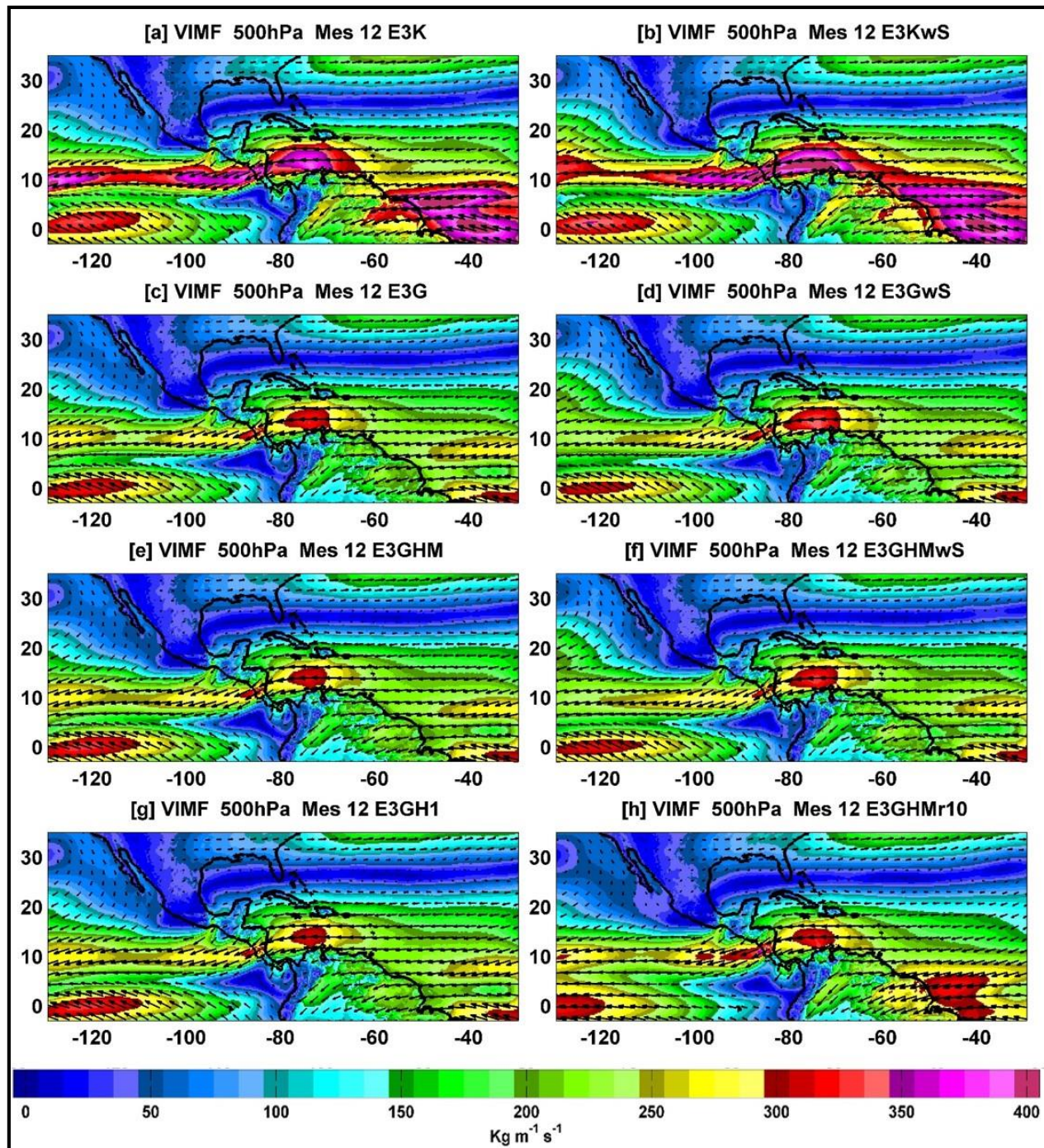


Figura A2 24. Flujo de Humedad Integrado Verticalmente (VIMF, unidades de $\text{Kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) para los experimentos oceánicos. Media multianual de diciembre. a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GH1, h) E3GHMr10.

ANEXO III: Promedios Zonales y Diagrama de Taylor

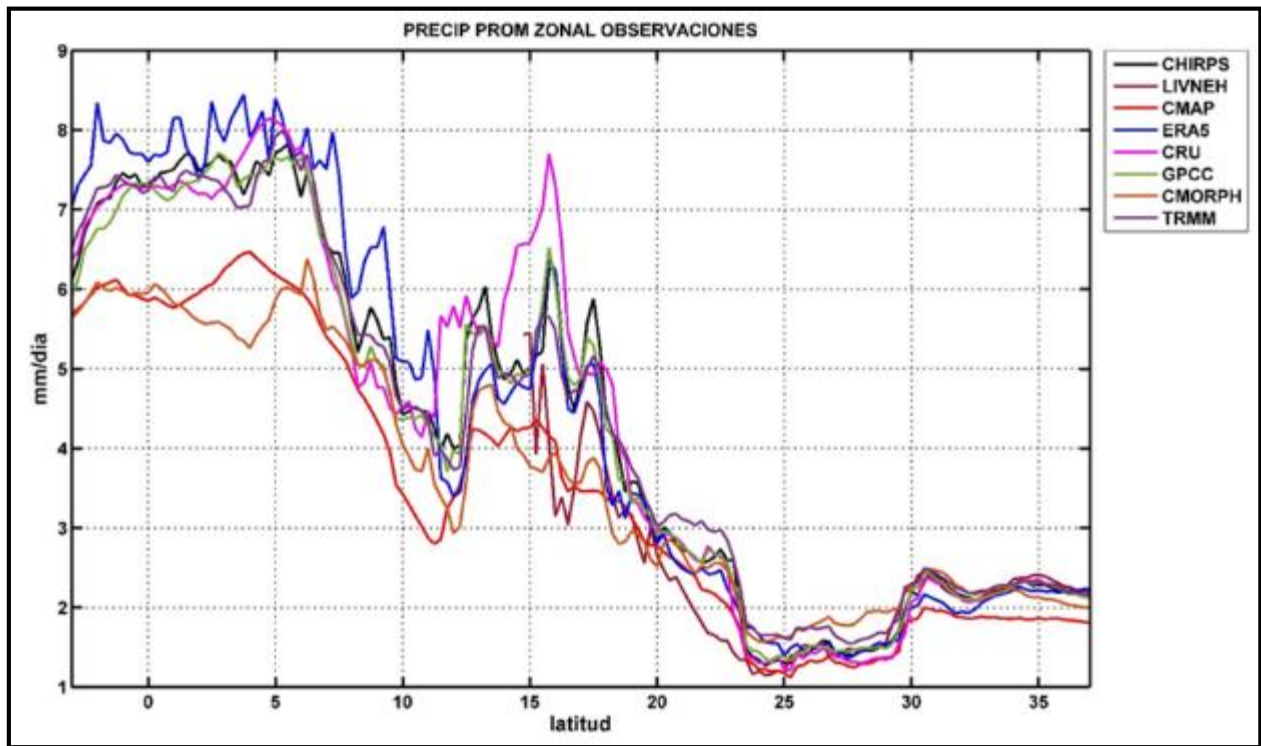


Figura A3 1. Promedios zonales de la precipitación en las observaciones.

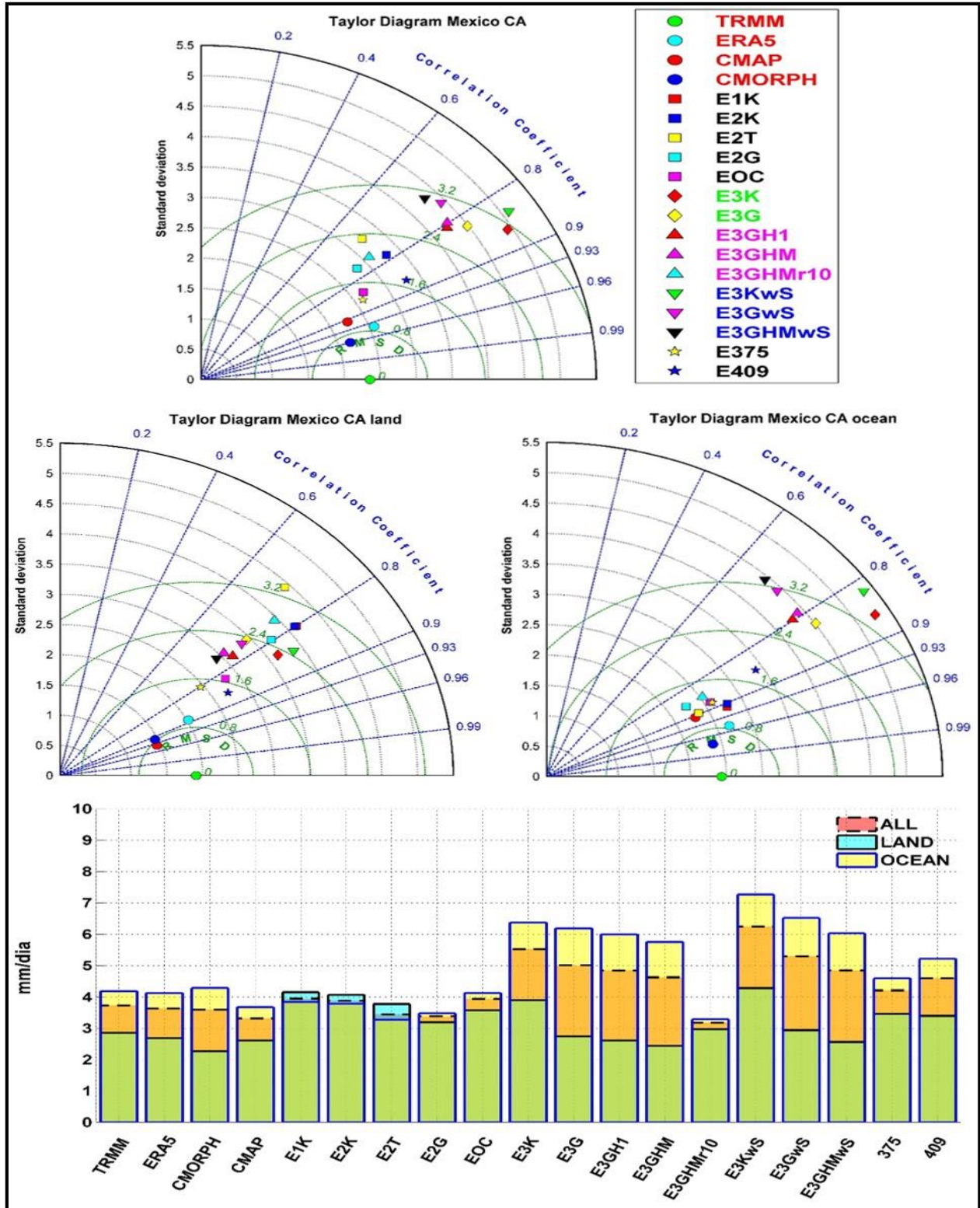


Figura A3 2. Diagramas de Taylor de la región México-Centroamérica respecto a TRMM. Panel superior: tierra-océano. Panel central izquierdo: tierra. Panel central derecho: océano. Panel inferior: Valor de la precipitación promedio (mm/día).

ANEXO IV: Canícula

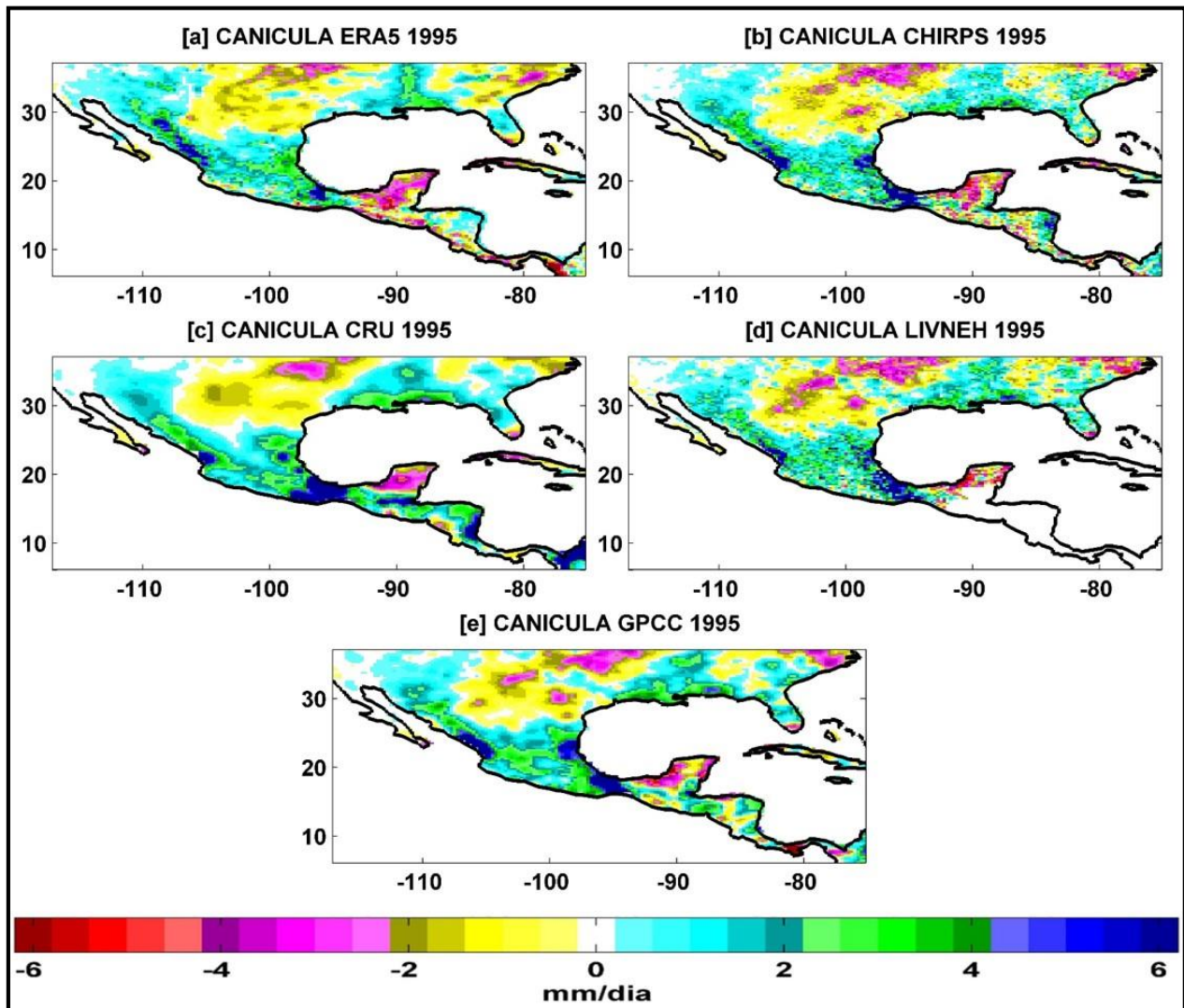


Figura A4 1. Canícula año 1995 correspondiente a las observaciones (mm/día). a) ERA5, b) CHIRPS, c) CRU, d) LIVNEH, e) GPCC.

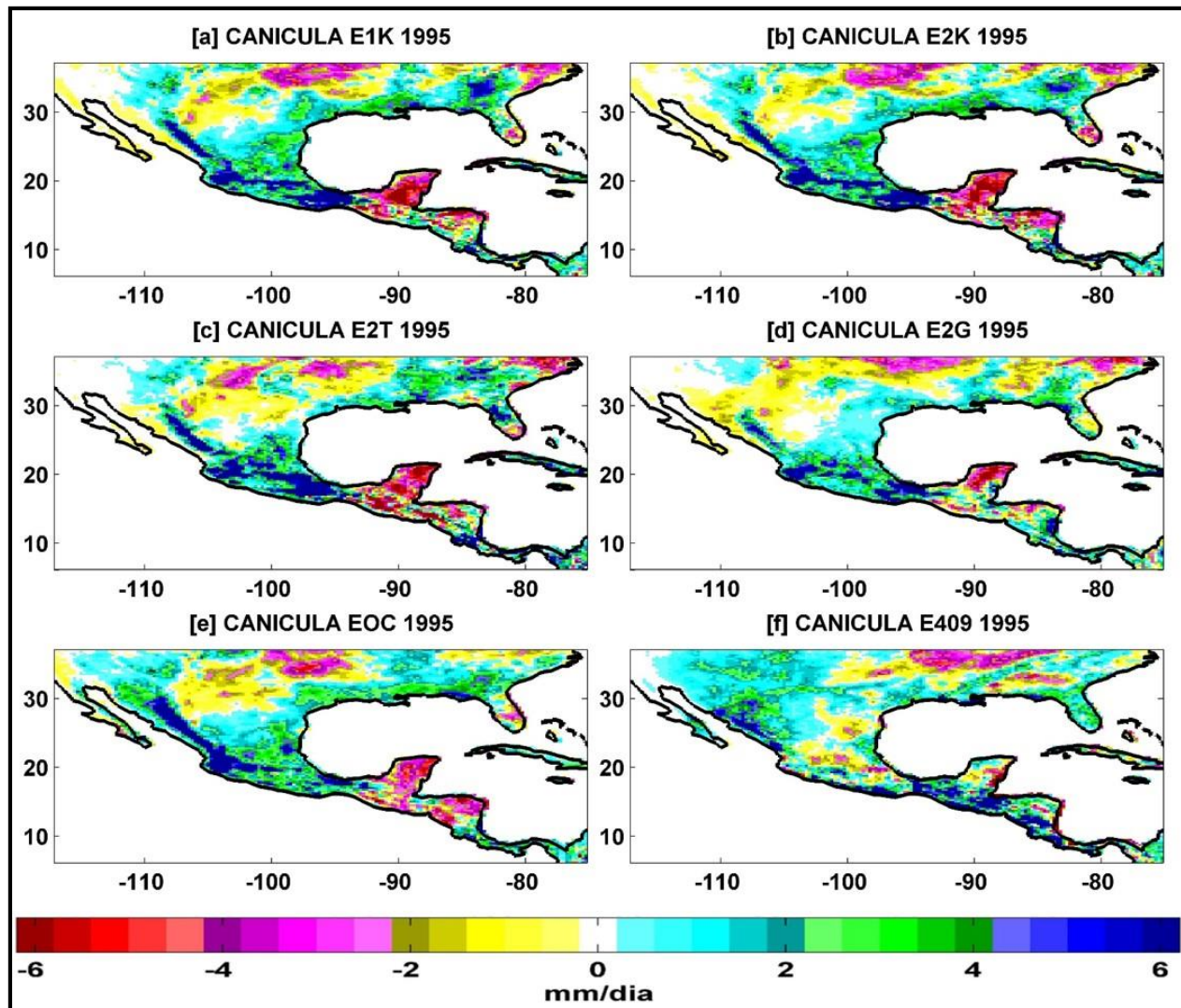


Figura A4 2. Canícula año 1995 correspondiente a los experimentos atmosféricos (mm/día). a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC, f) E409.

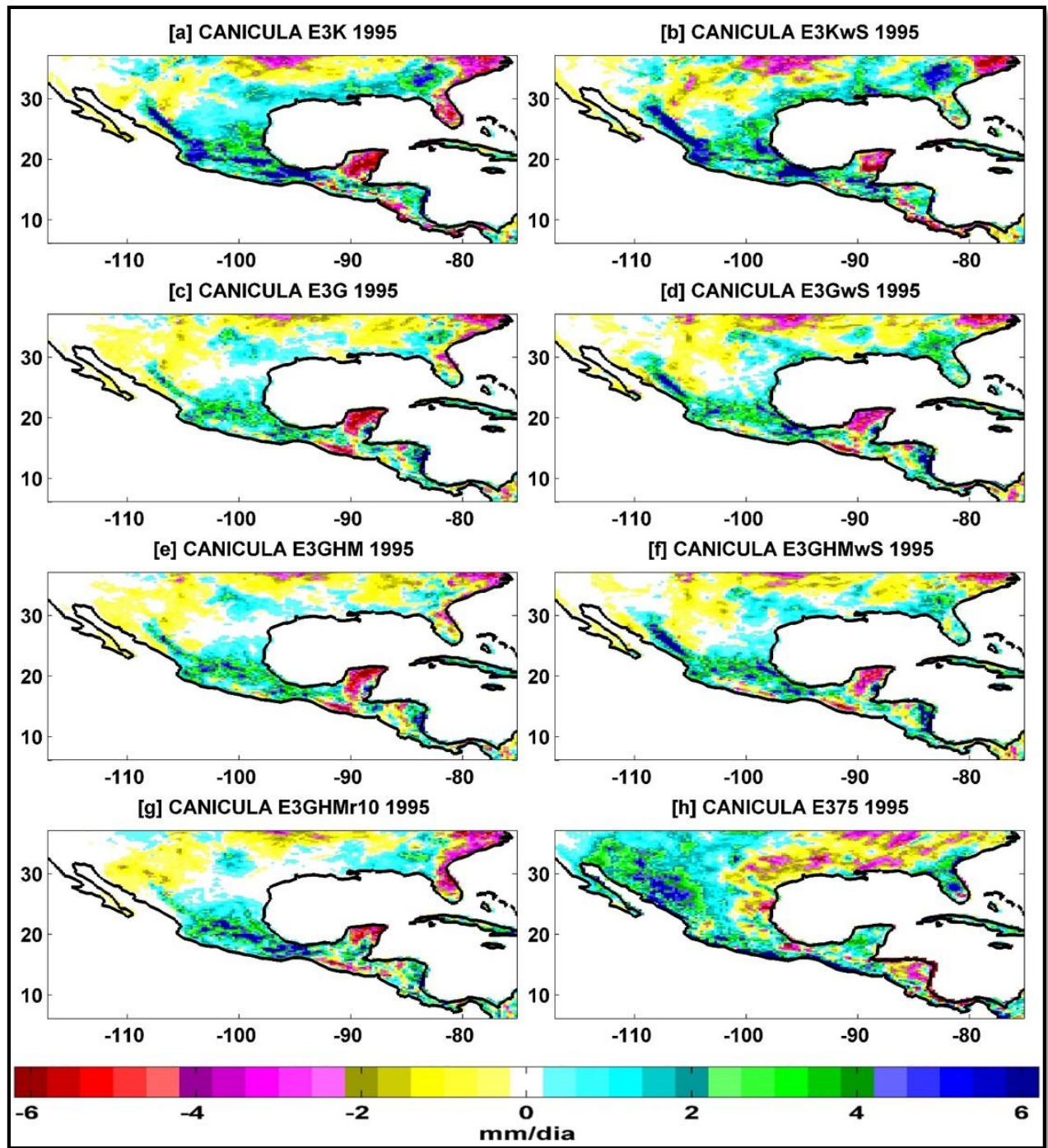


Figura A4 3. Canícula año 1995 correspondiente a los experimentos oceánicos (mm/día). a) E3K, b) E3Kws, c) E3G, d) E3Gws, e) E3GHM, f) E3GHMws, g) E3GHMr10, h) E375.

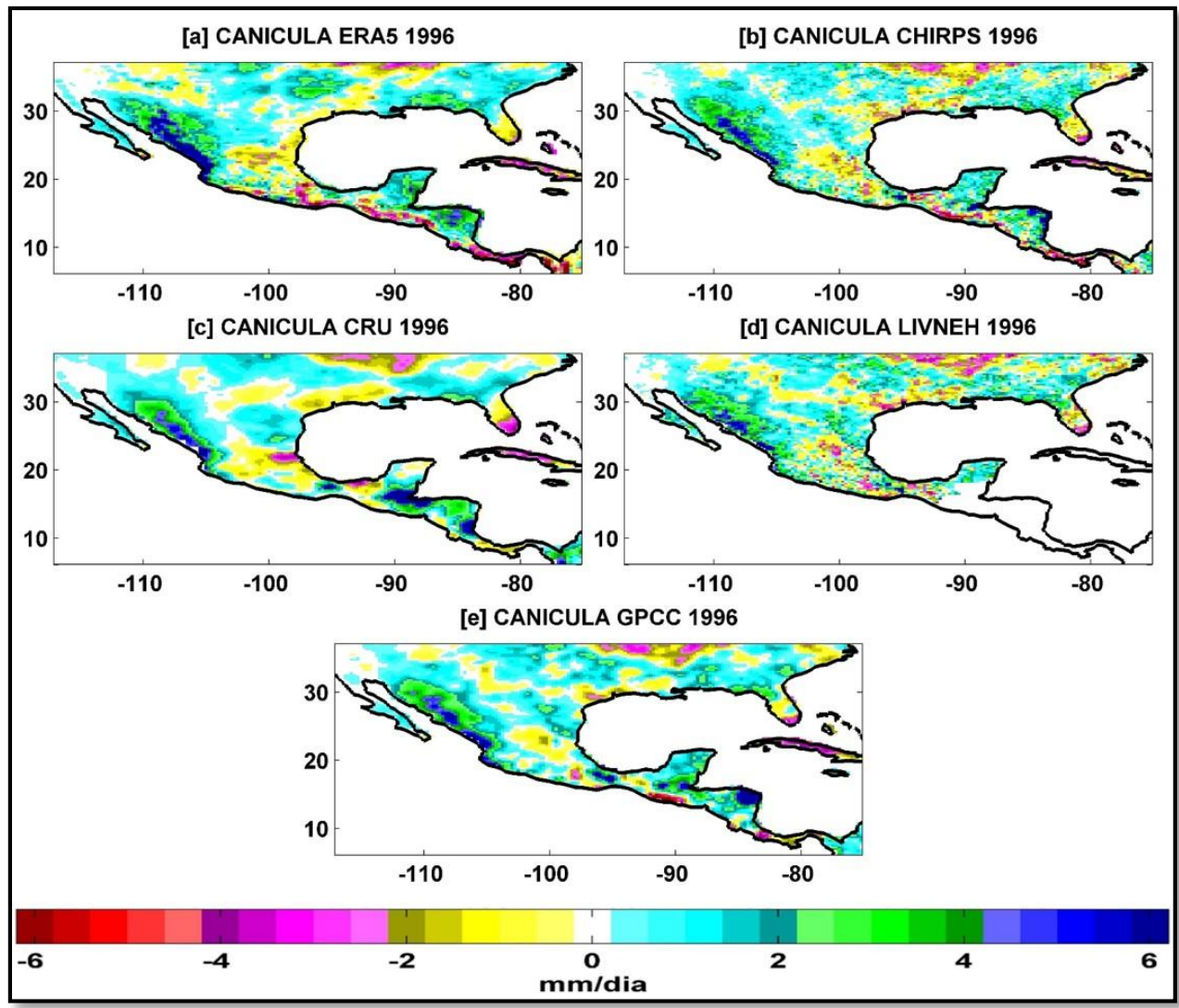


Figura A4 4. Canícula año 1996 correspondiente a las observaciones (mm/día). a) ERA5, b) CHIRPS, c) CRU, d) LIVNEH, e) GPCC.

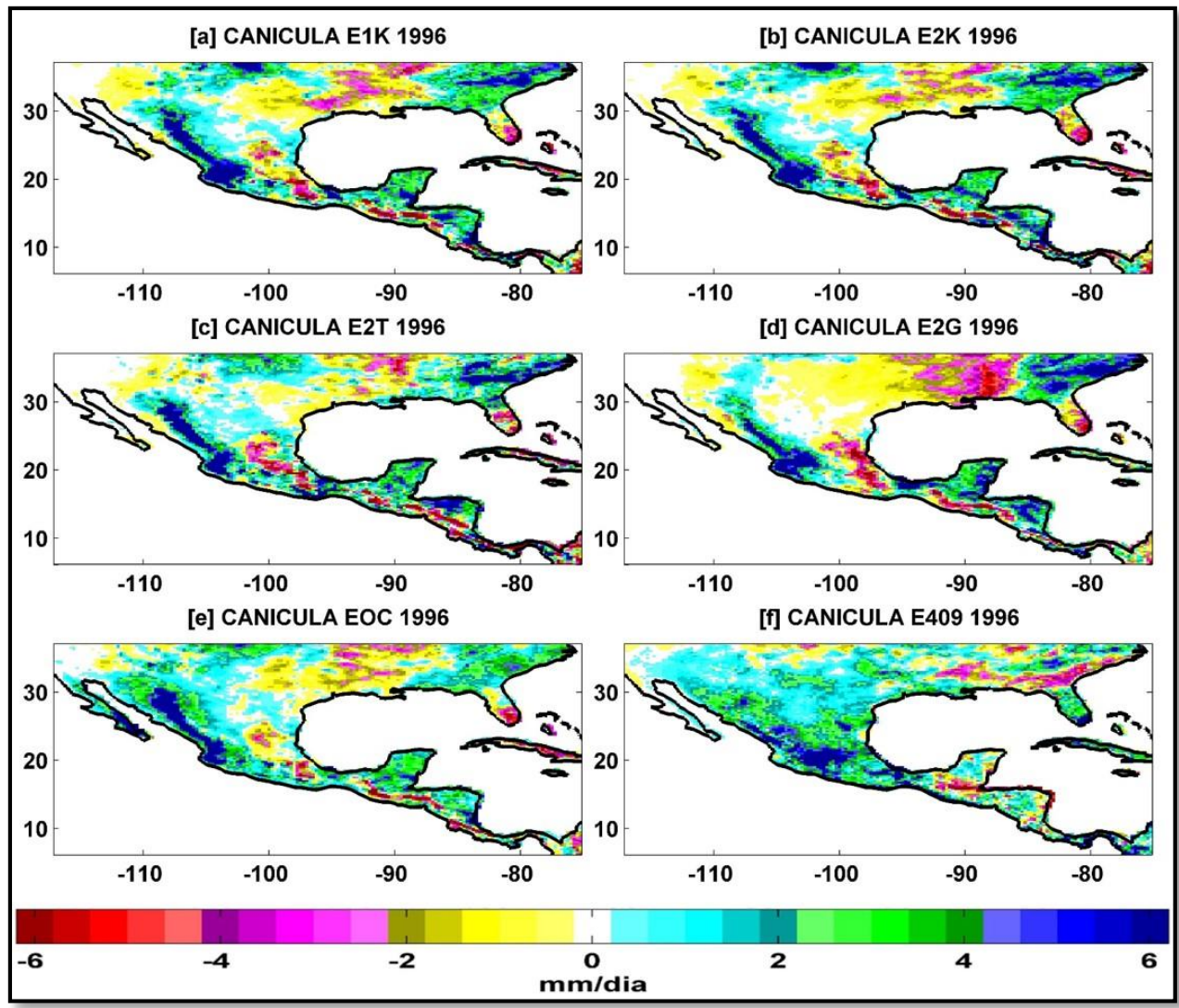


Figura A4 5. Canícula año 1996 correspondiente a los experimentos atmosféricos (mm/día). a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC, f) E409.

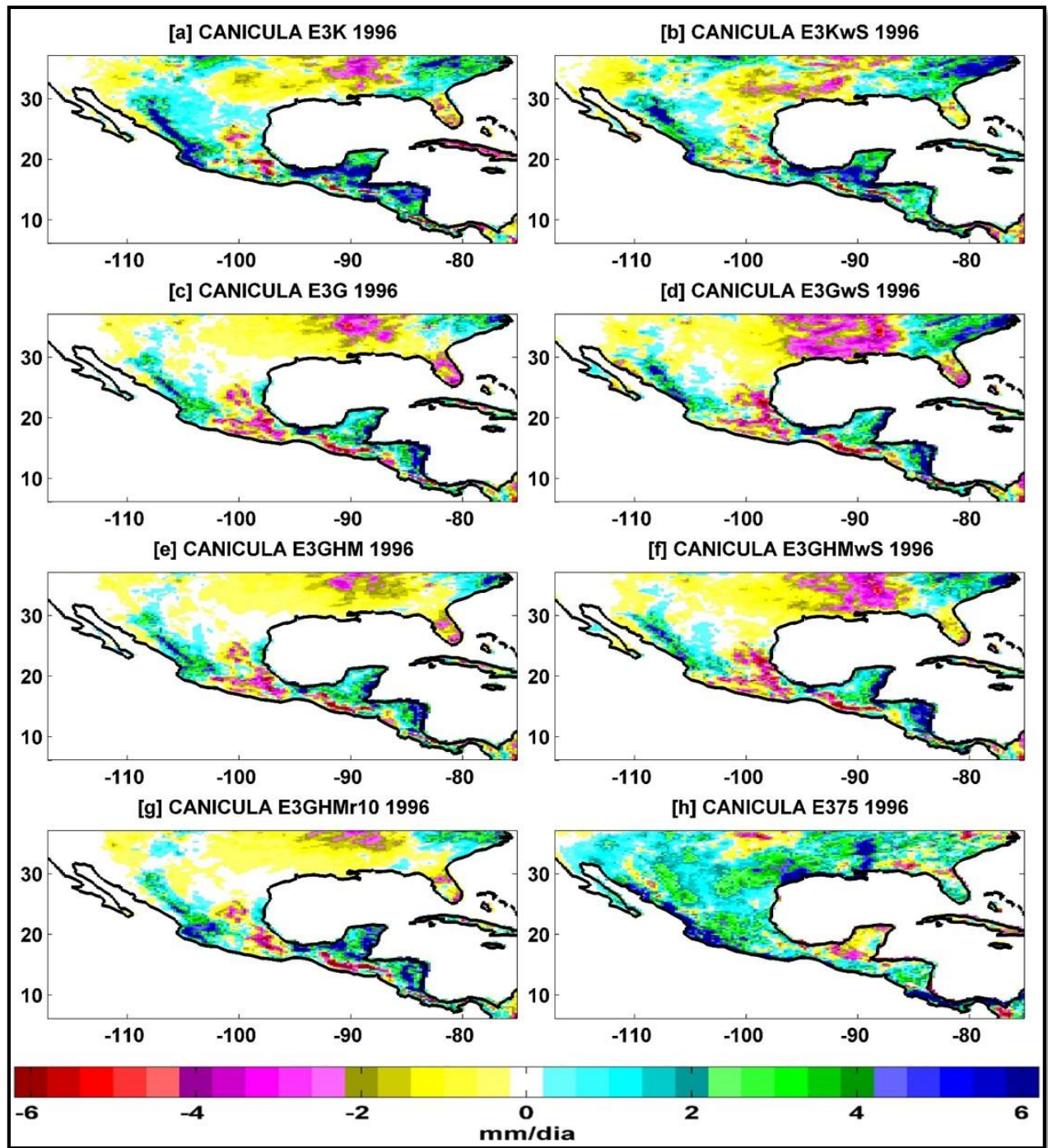


Figura A4 6. Canicula año 1996 correspondiente a los experimentos oceánicos (mm/día). a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GHMr10, h) E375.

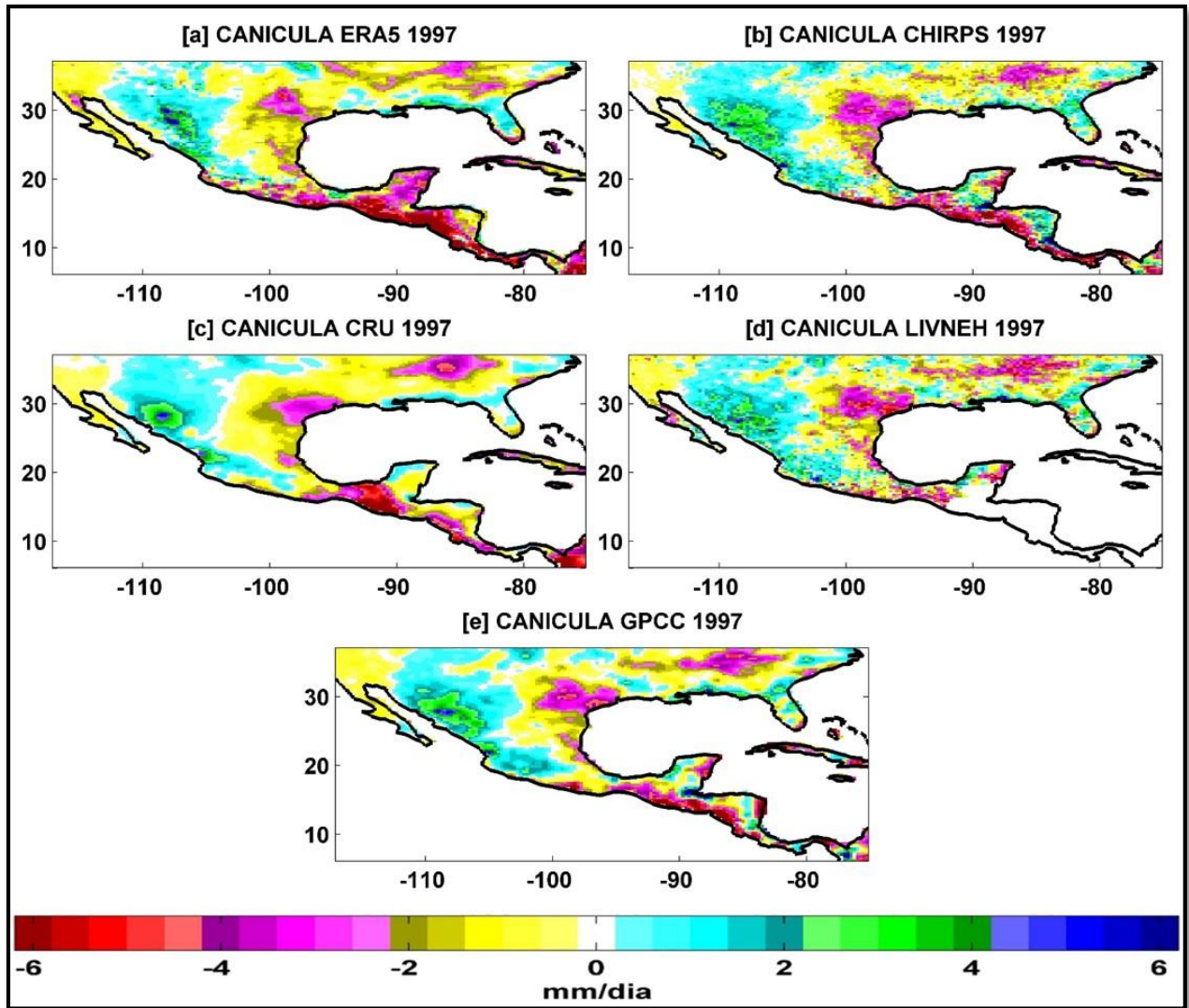


Figura A4 7. Canícula año 1997 correspondiente a las observaciones (mm/día). a) ERA5, b) CHIRPS, c) CRU, d) LIVNEH, e) GPCC.

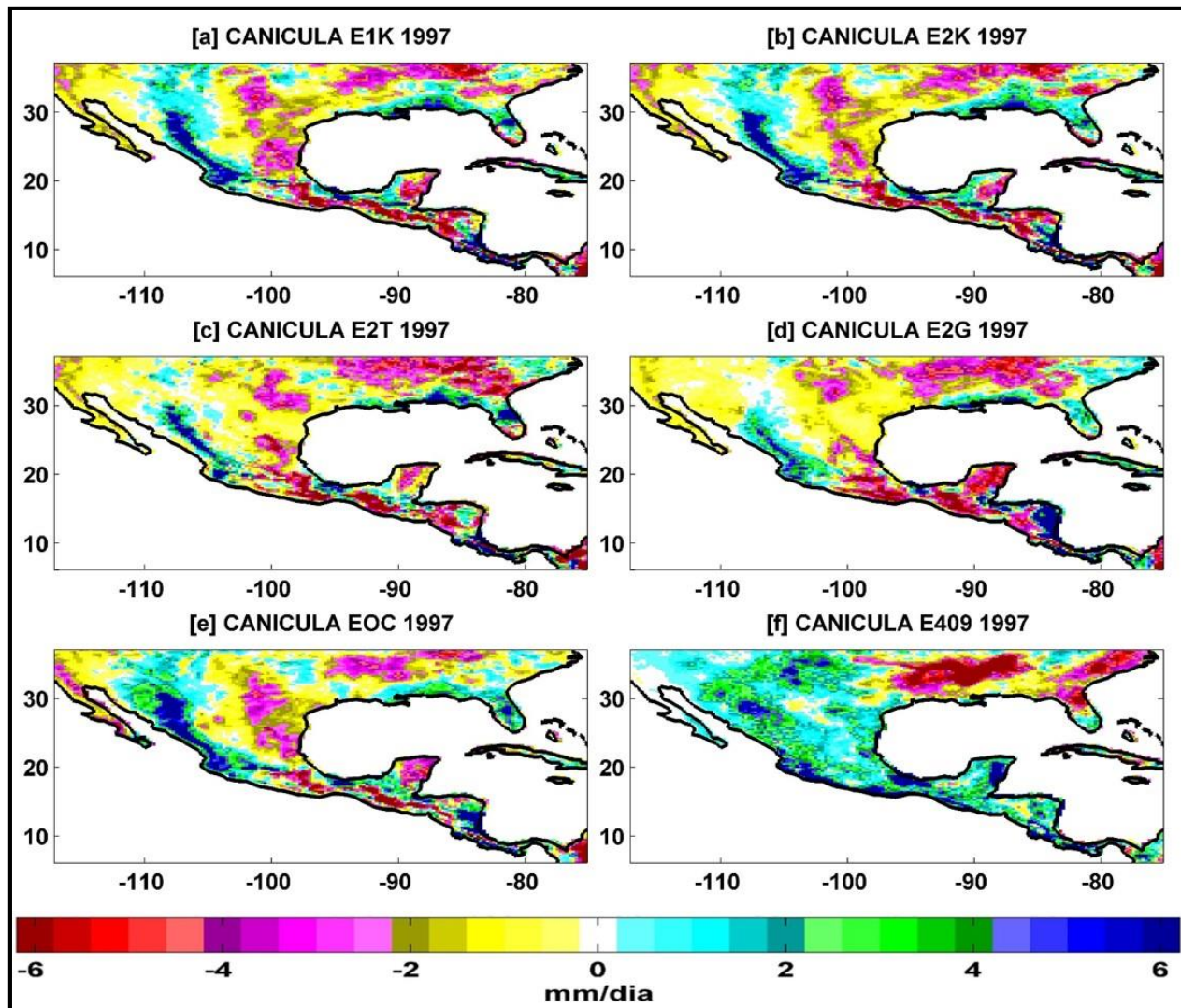


Figura A4 8. Canícula año 1997 correspondiente a los experimentos atmosféricos (mm/día). a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC, f) E409.

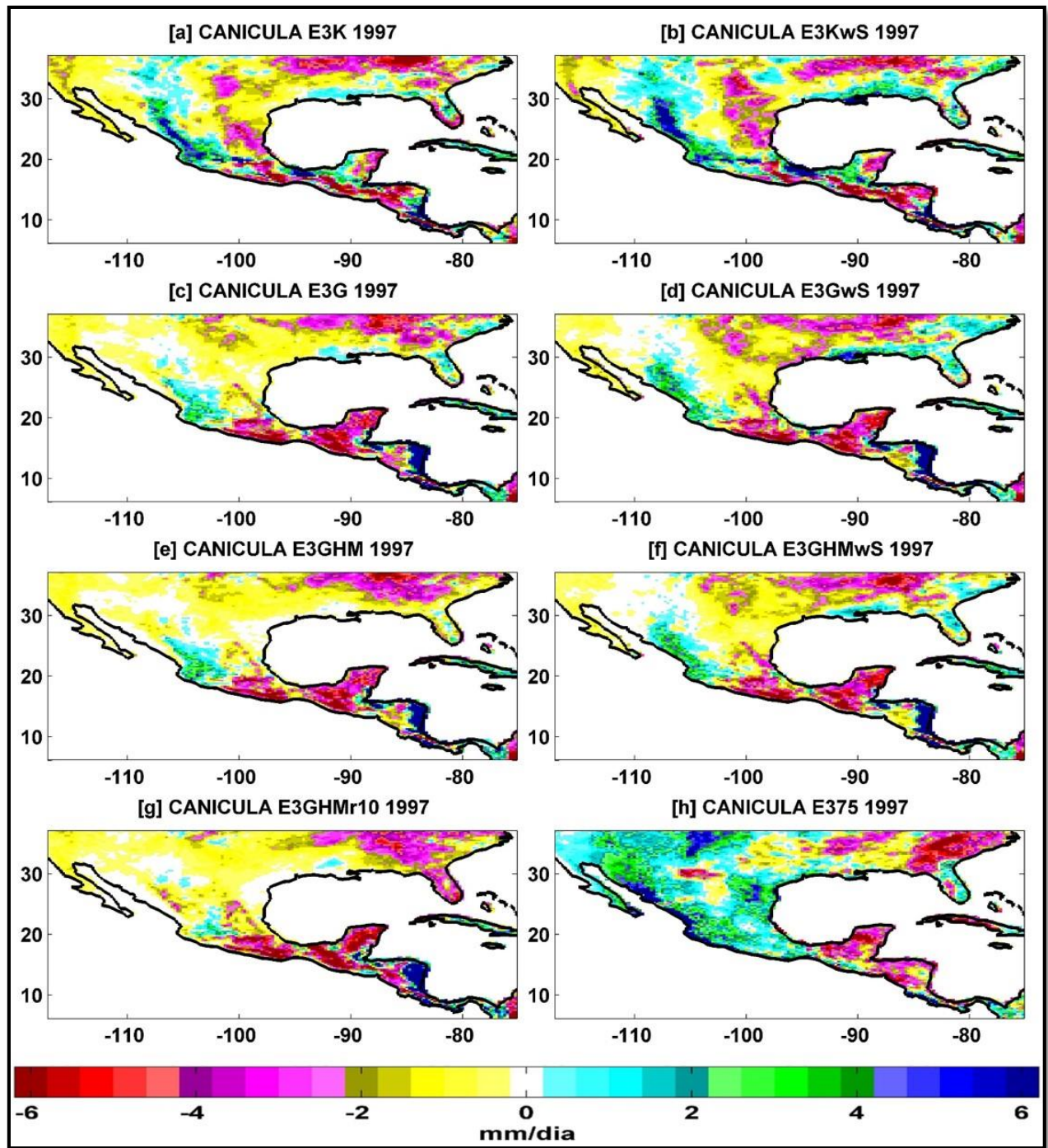


Figura A4 9. Canícula año 1997 correspondiente a los experimentos oceánicos (mm/día). a) E3K, b) E3Kws, c) E3G, d) E3Gws, e) E3GHM, f)E3GHMws, g) E3GHMr10, h) E375.

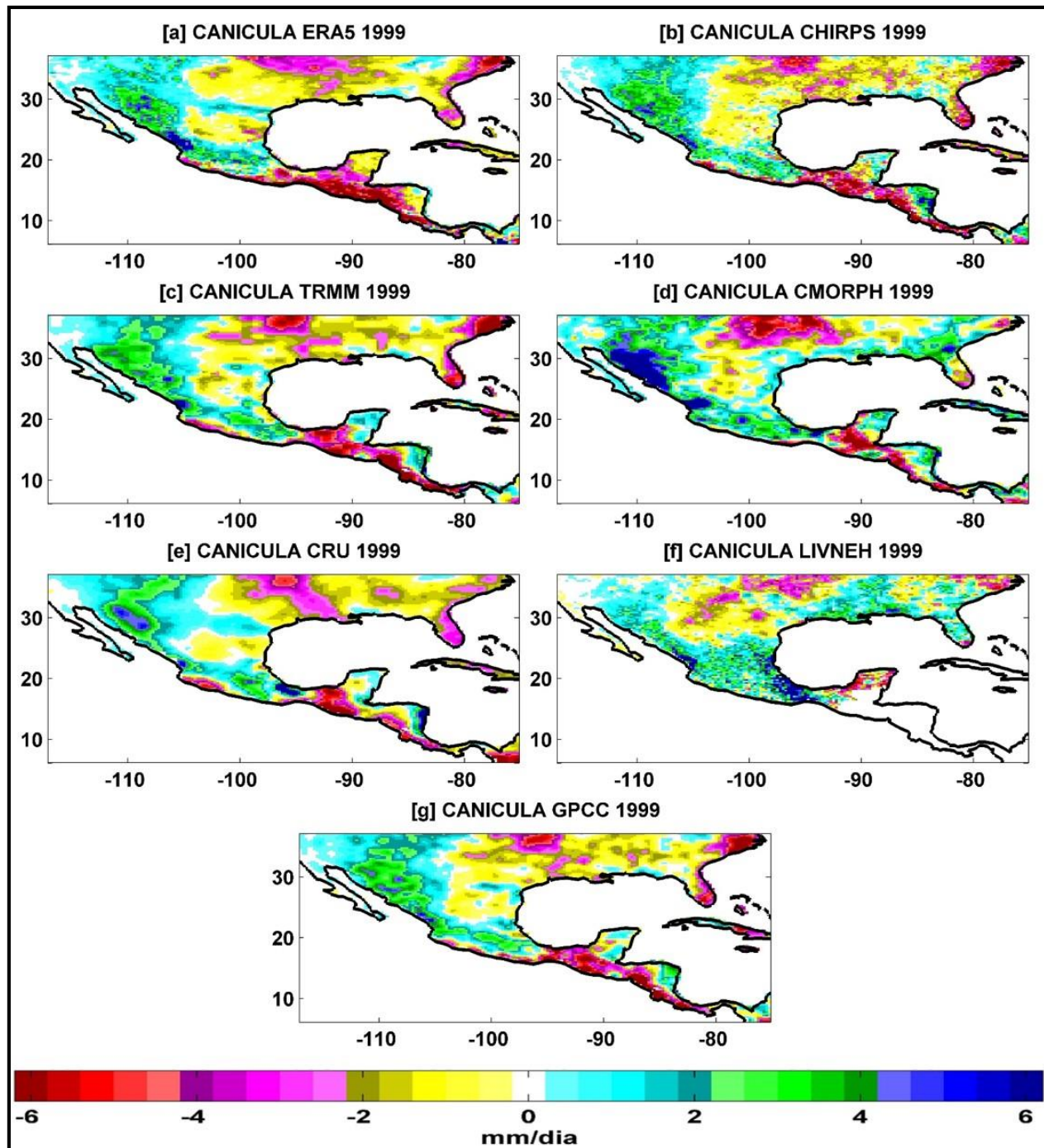


Figura A4 10. Canícula año 1999 correspondiente a las observaciones (mm/día). a) ERA5, b) CHIRPS, c) TRMM, d) CMORPH, e) CRU, f) LIVNEH, g) GPCC.

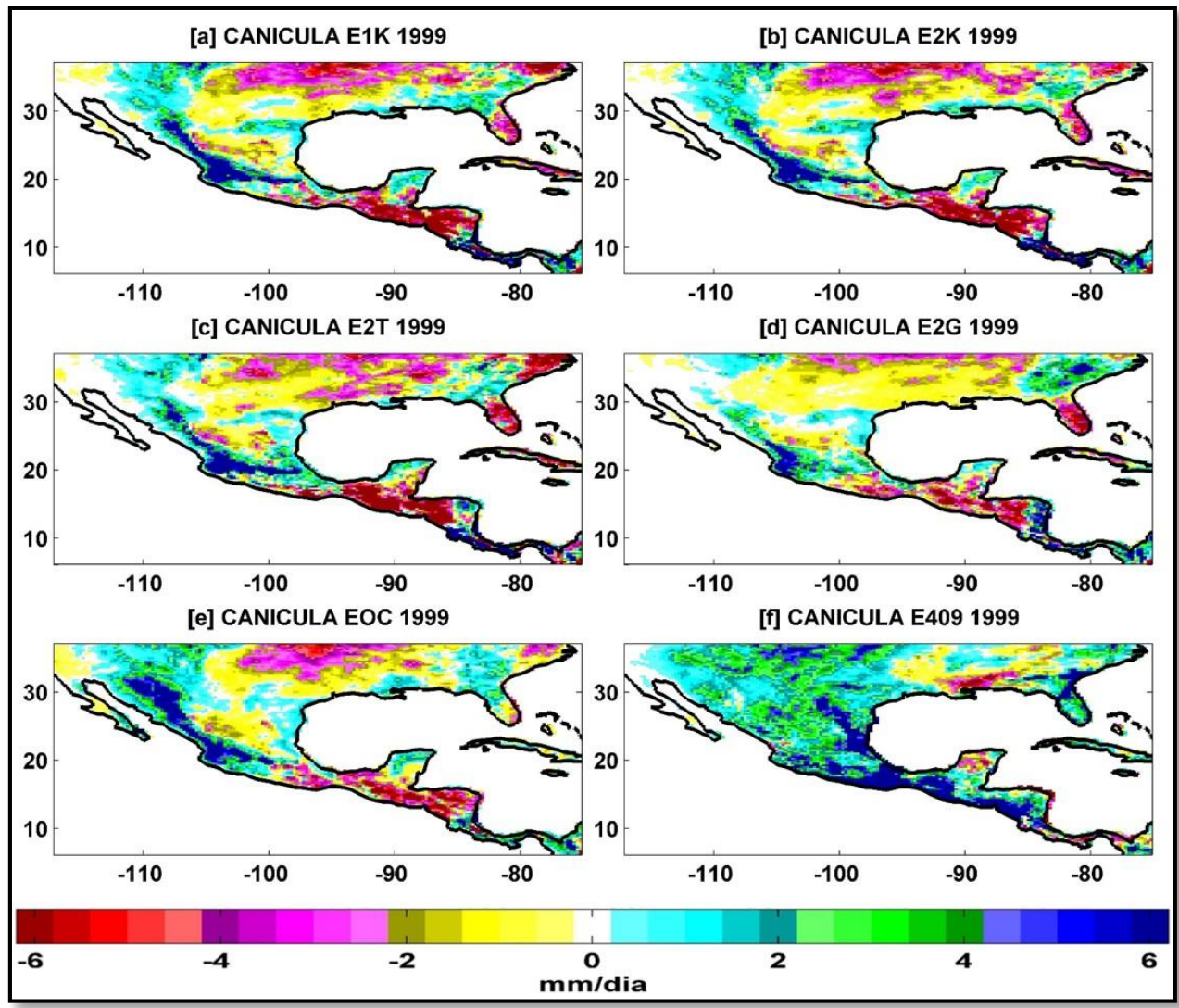


Figura A4 11. Canícula año 1999 correspondiente a los experimentos atmosféricos (mm/día). a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC, f) E409.

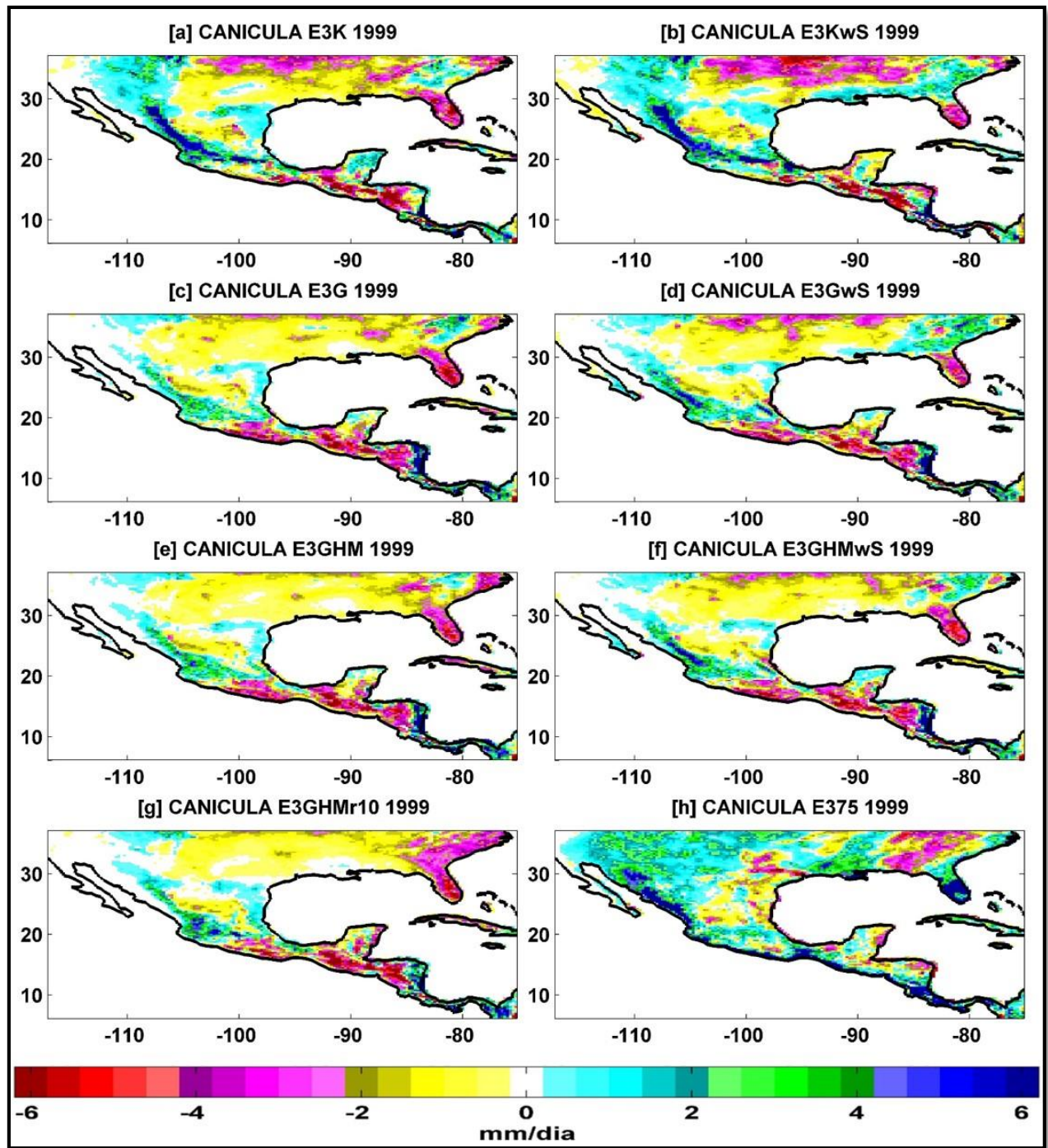


Figura A4 12. Canícula año 1999 correspondiente a los experimentos oceánicos (mm/día). a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GHMr10, h) E375.

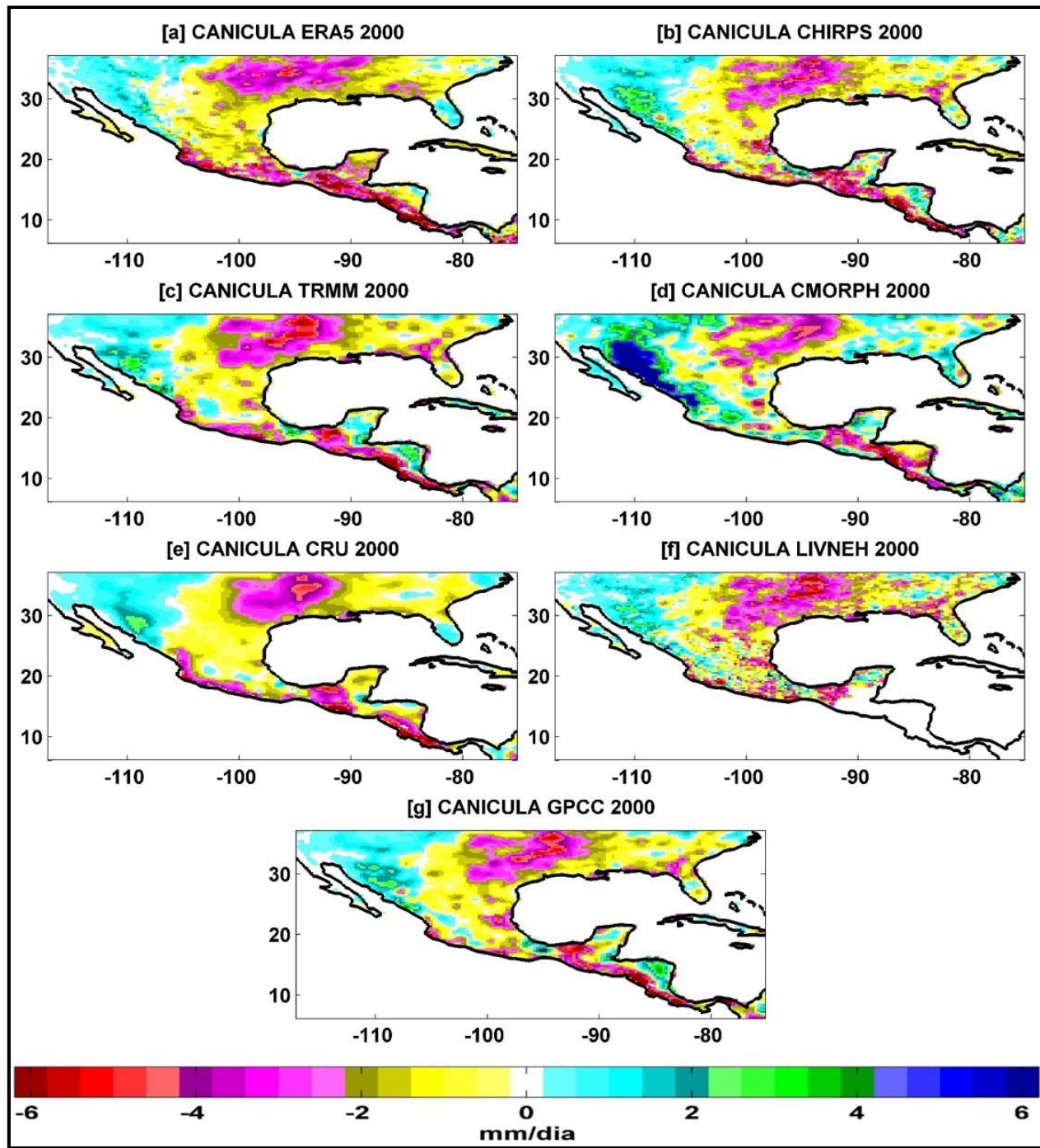


Figura A4 13. Canícula año 2000 correspondiente a las observaciones (mm/día). a) ERA5, b) CHIRPS, c) TRMM, d) CMORPH, e) CRU, f) LIVNEH, g) GPCC.

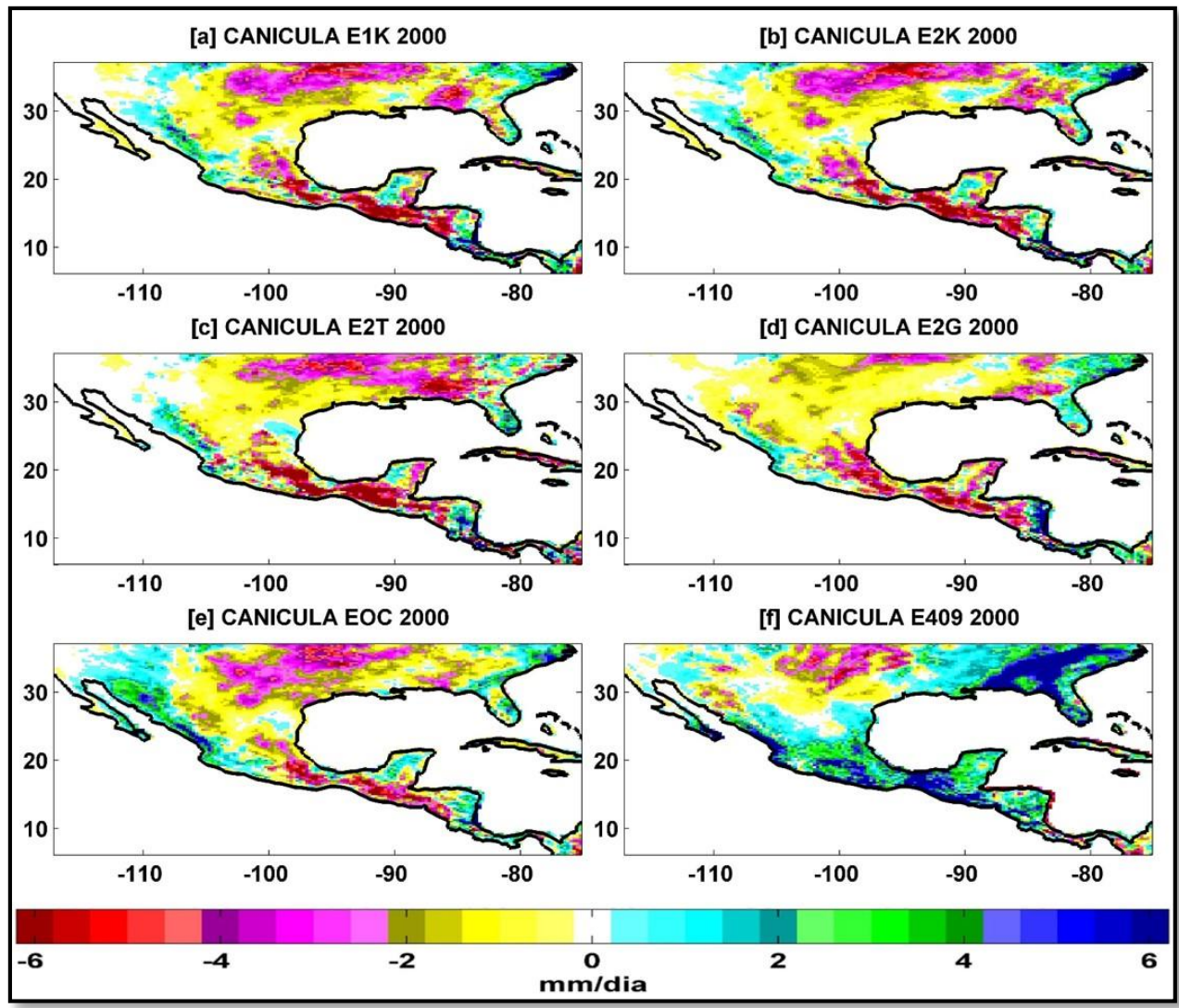


Figura A4 14. Canícula año 2000 correspondiente a los experimentos atmosféricos (mm/día). a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC, f) E409.

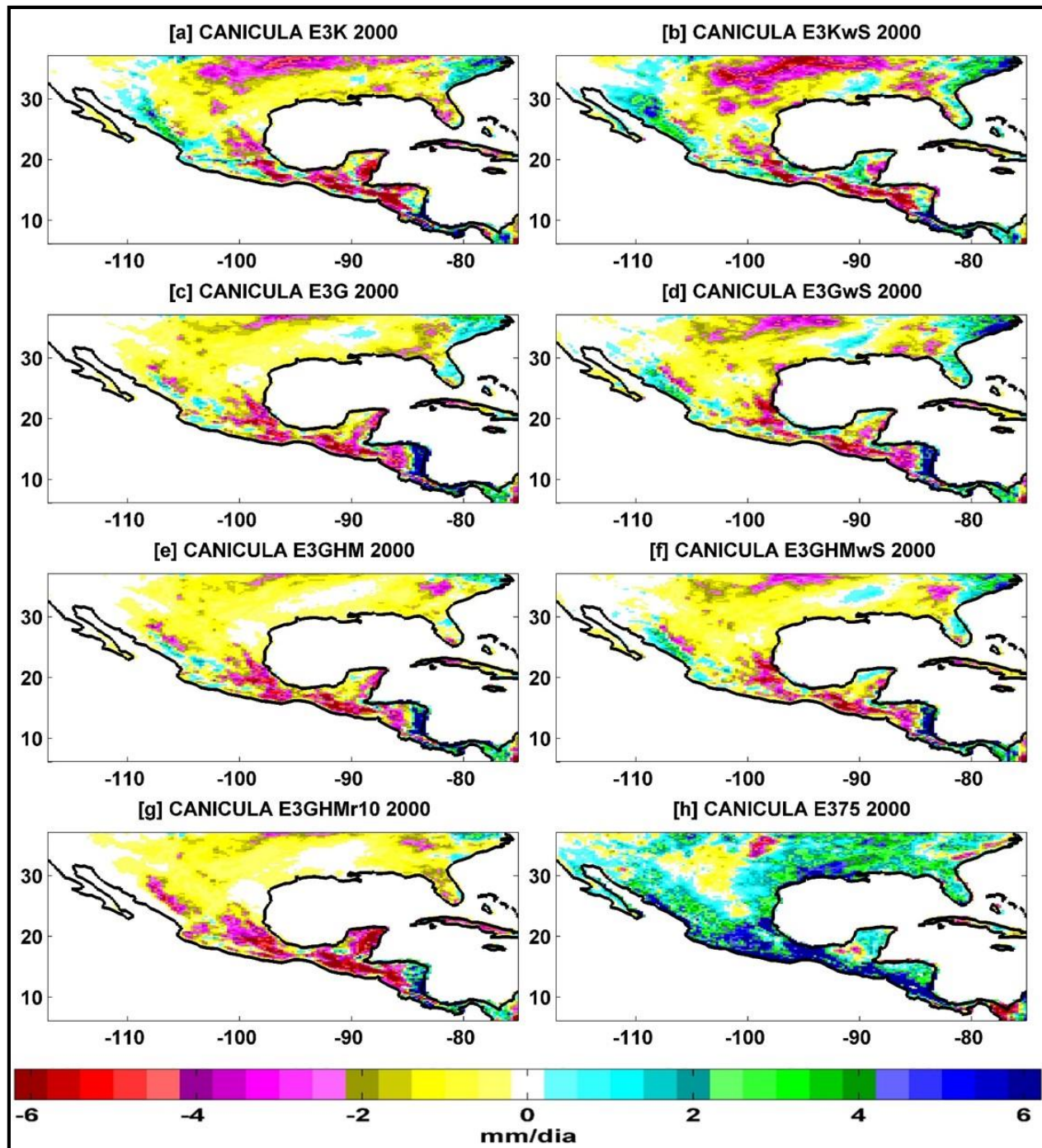


Figura A4 15. Canícula año 1998 correspondiente a los experimentos oceánicos (mm/día). a) E3K, b) E3Kws, c) E3G, d) E3Gws, e) E3GHM, f) E3GHMws, g) E3GHMr10, h) E375.

ANEXO V: Anomalías de Precipitación en Eventos ENSO

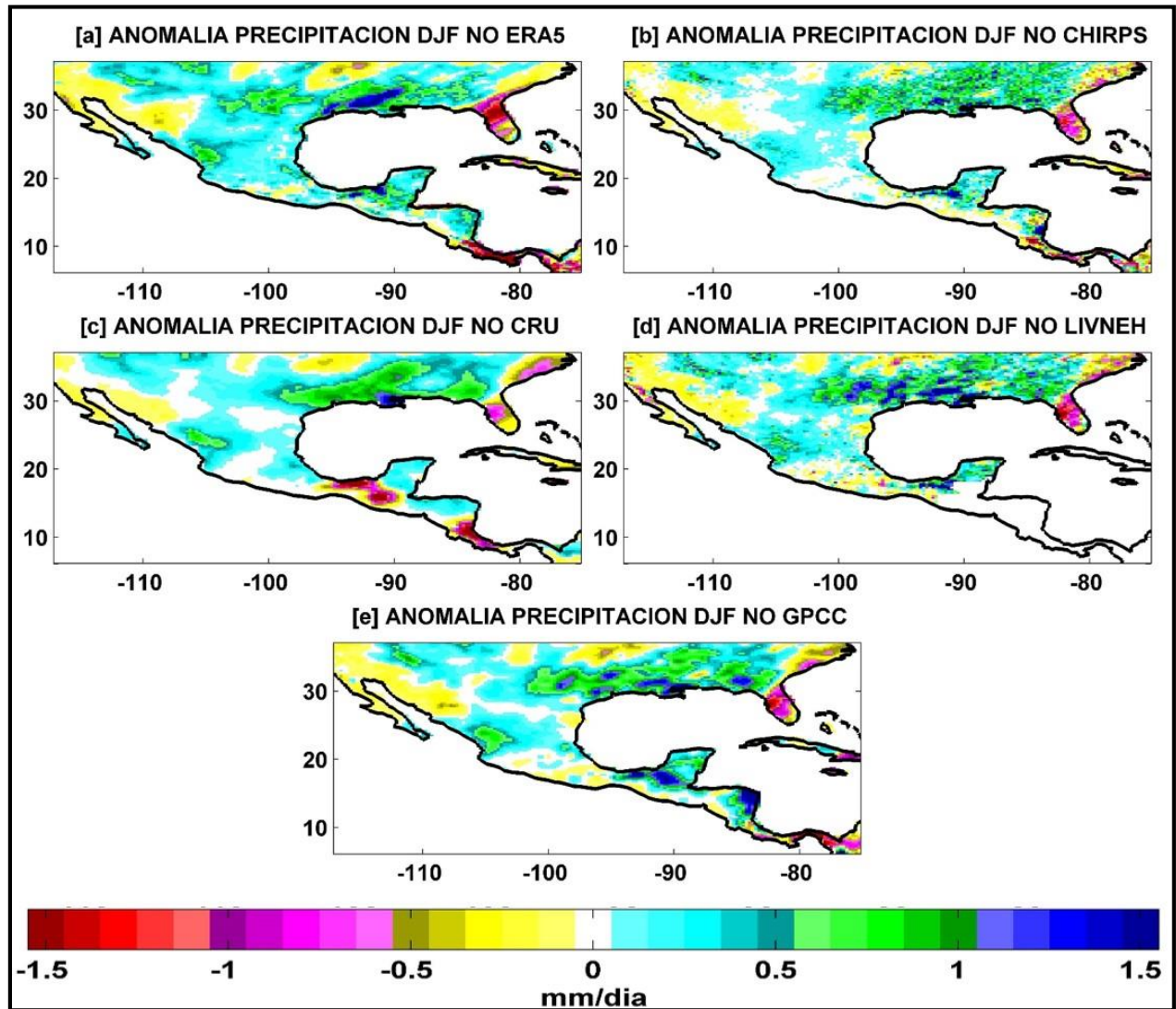


Figura A5 1. Anomalías de la precipitación en las observaciones: invierno neutral (mm/día). a) ERA5, b) CHIRPS, c) CRU, d) LIVNEH, e) GPCC.

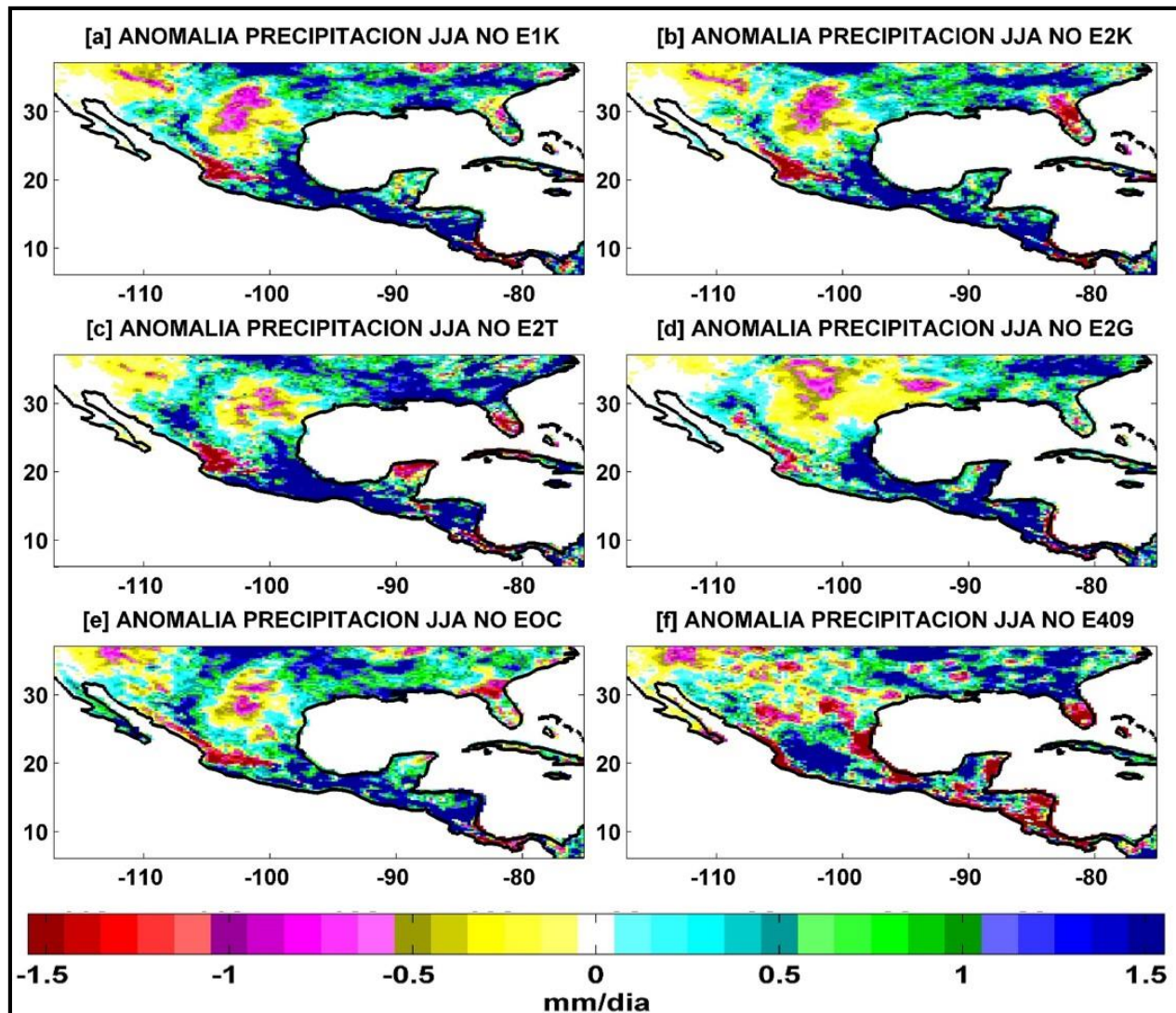


Figura A5 2. Anomalías de la precipitación en los experimentos atmosféricos: invierno neutral (mm/día). a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC, f) E409.

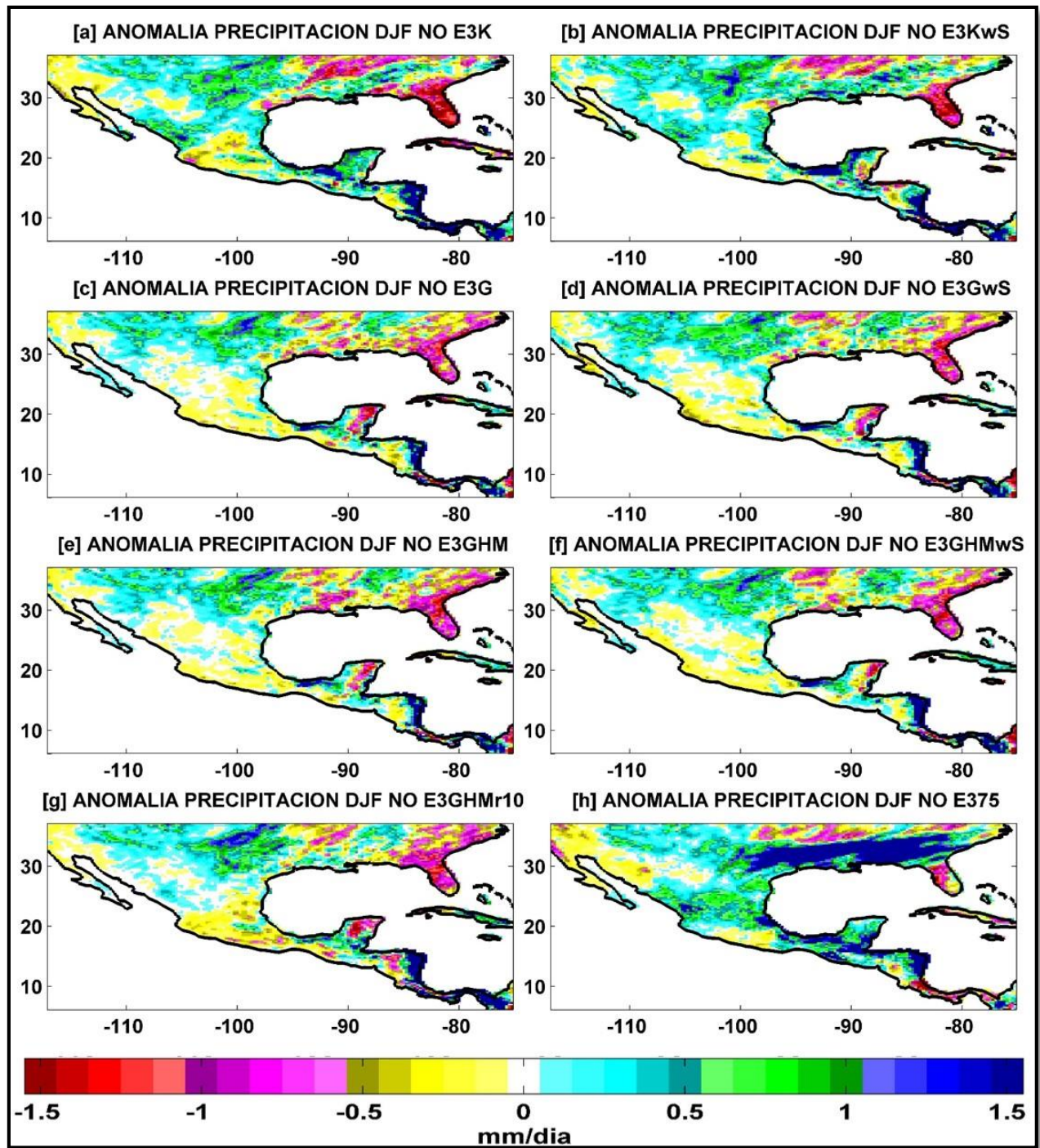


Figura A5 3. Anomalías de la precipitación en los experimentos oceánicos: invierno neutral (mm/día). a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f)E3GHMwS, g) E3GHMr10, h) E375.

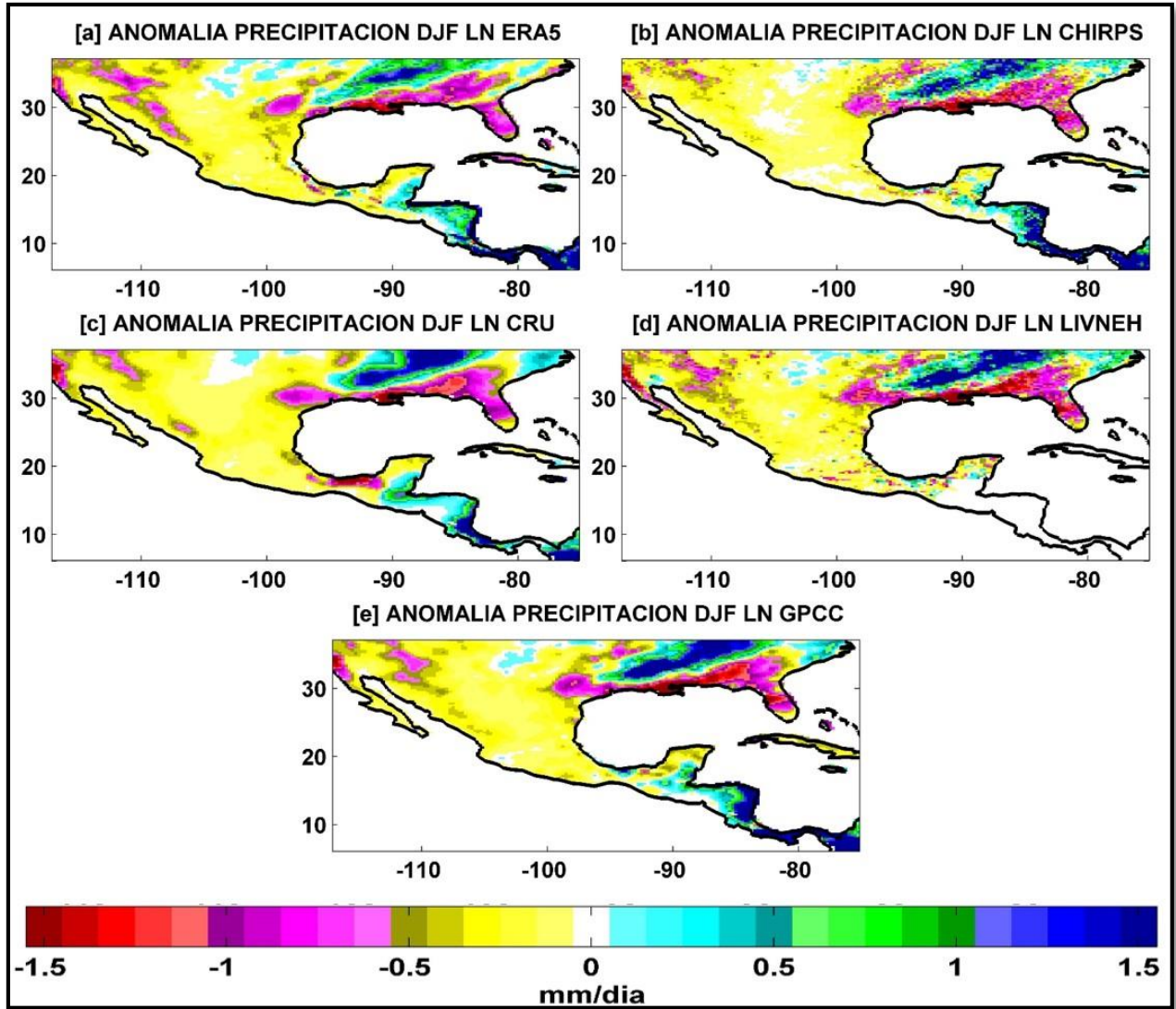


Figura A5 4. Anomalías de la precipitación en las observaciones: invierno La Niña (mm/día). a) ERA5, b) CHIRPS, c) CRU, d) LIVNEH, e) GPCC.

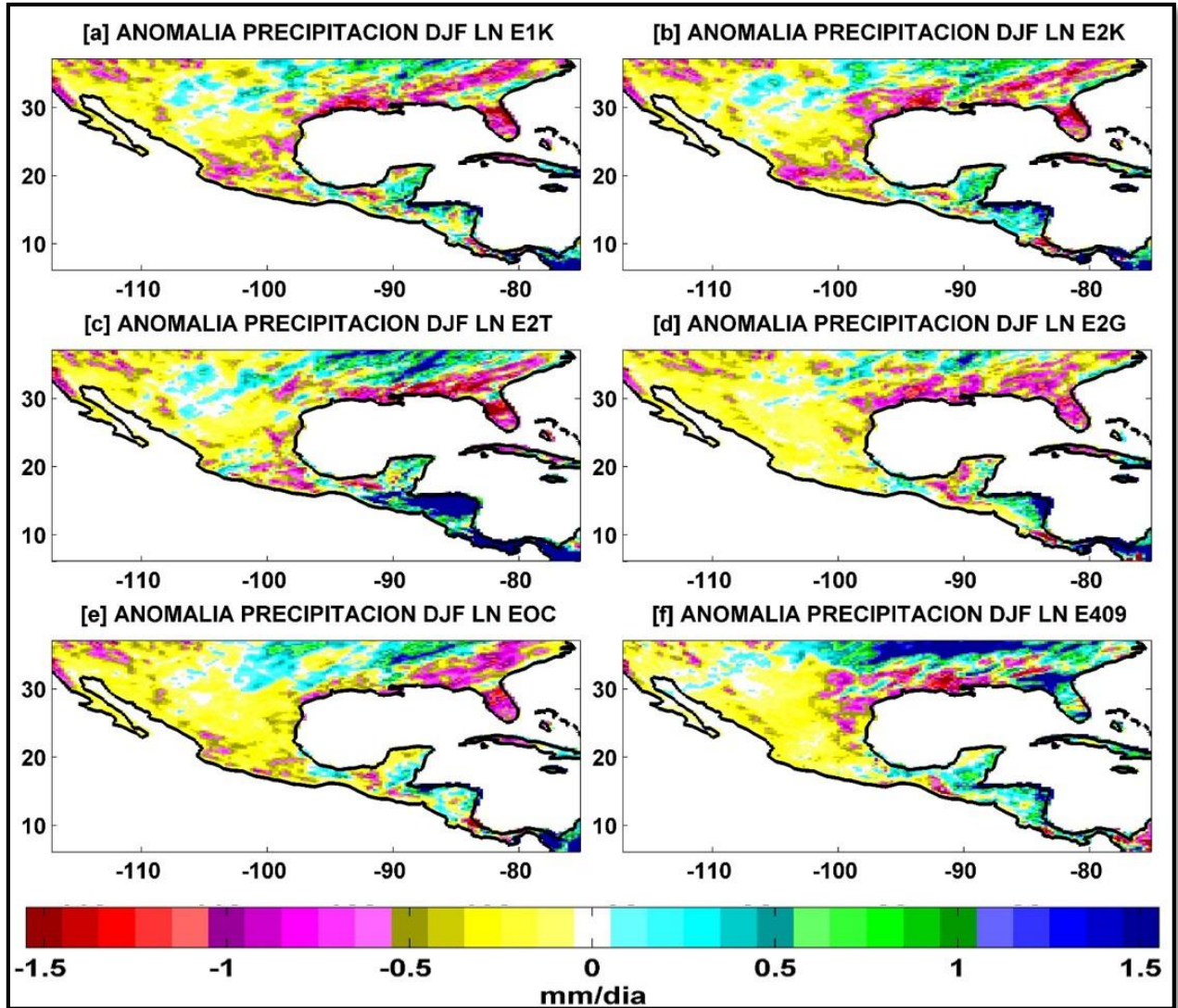


Figura A5 5. Anomalías de la precipitación en los experimentos atmosféricos: invierno La Niña (mm/día). a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC, f) E409.

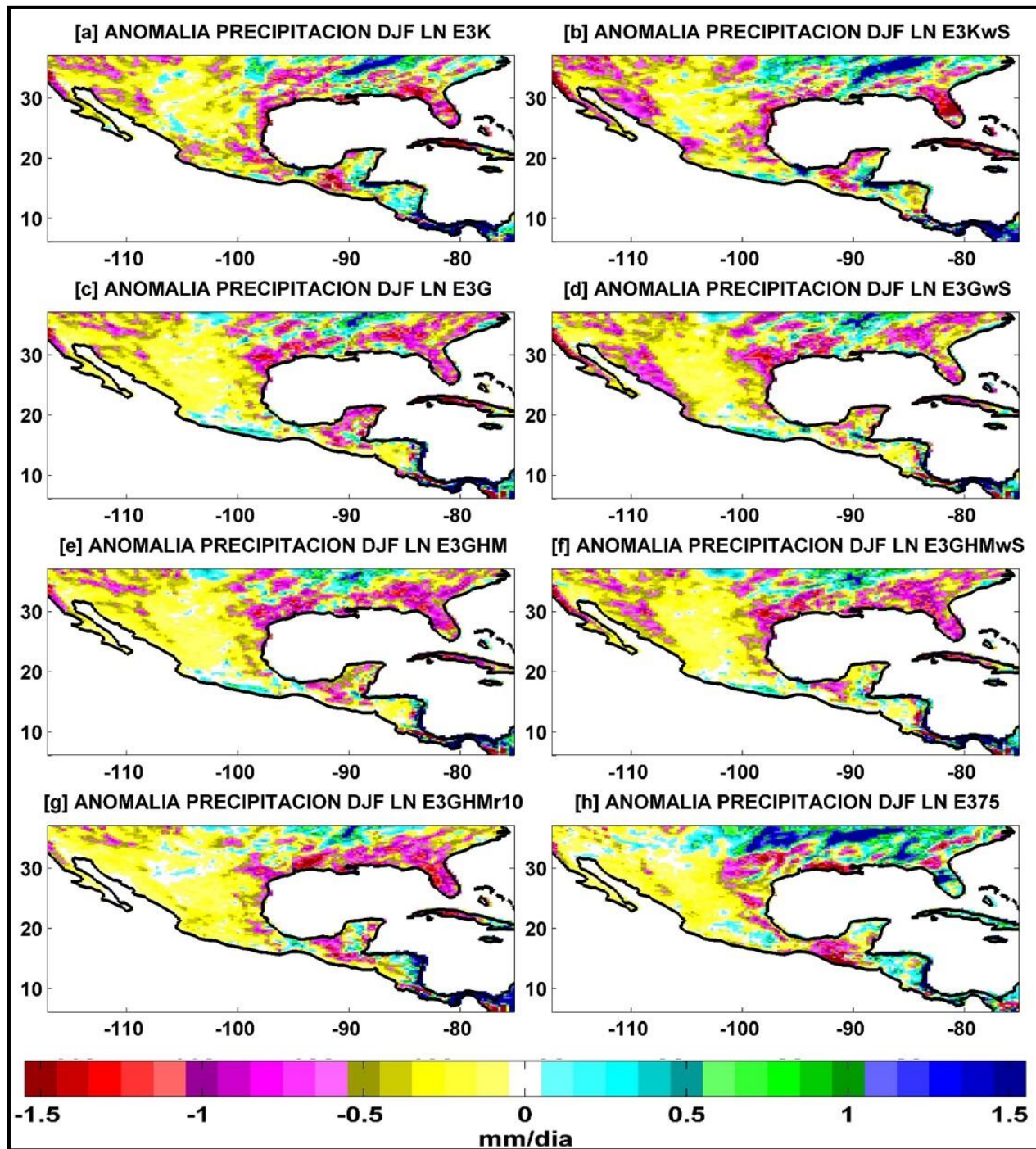


Figura A5 6. Anomalías de la precipitación en los experimentos oceánicos: invierno La Niña (mm/día). a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f)E3GHMwS, g) E3GHMr10, h) E375.

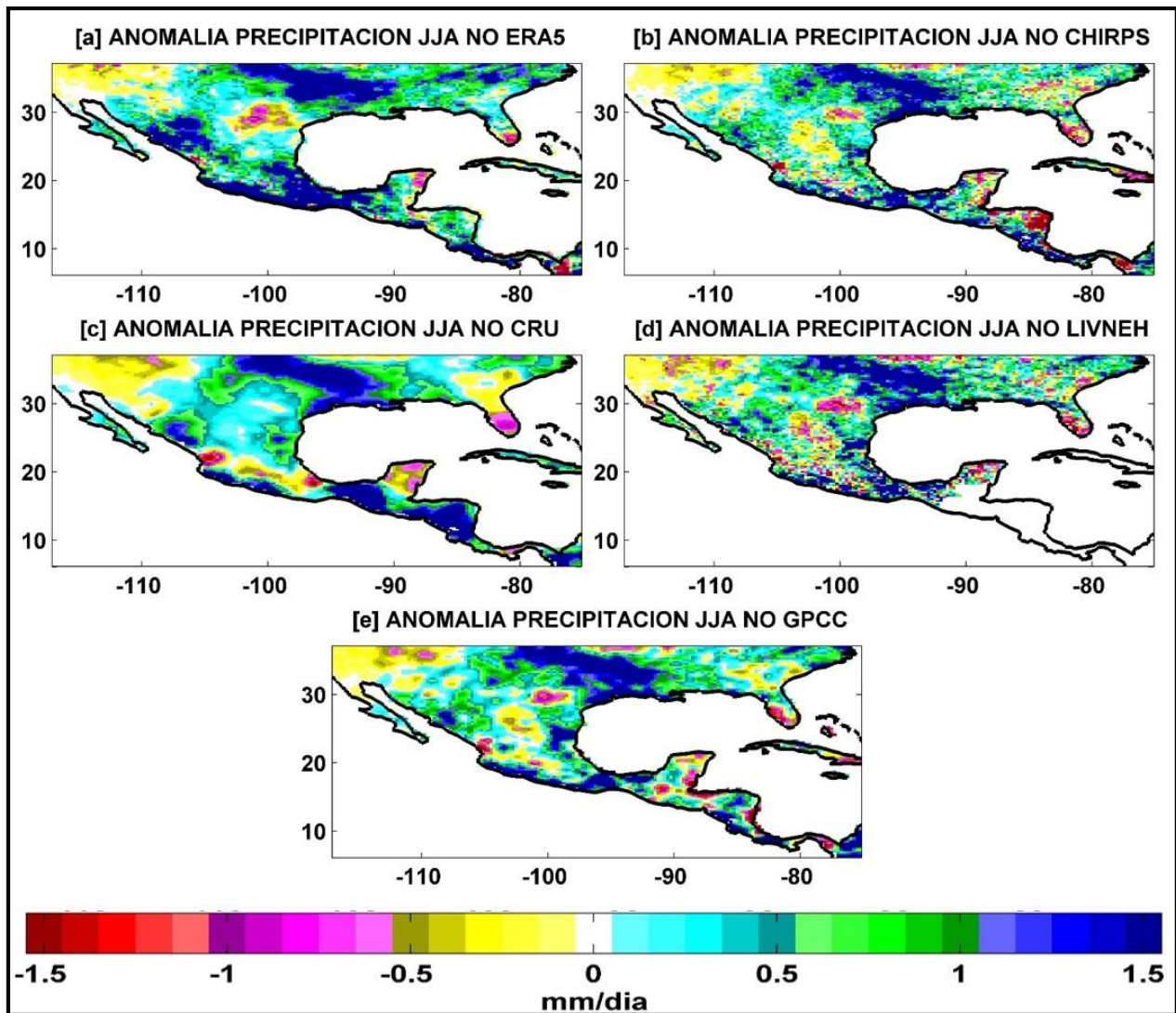


Figura A5 7. Anomalías de la precipitación en las observaciones: verano neutral (mm/día). a) ERA5, b) CHIRPS, c) CRU, d) LIVNEH, e) GPCC.

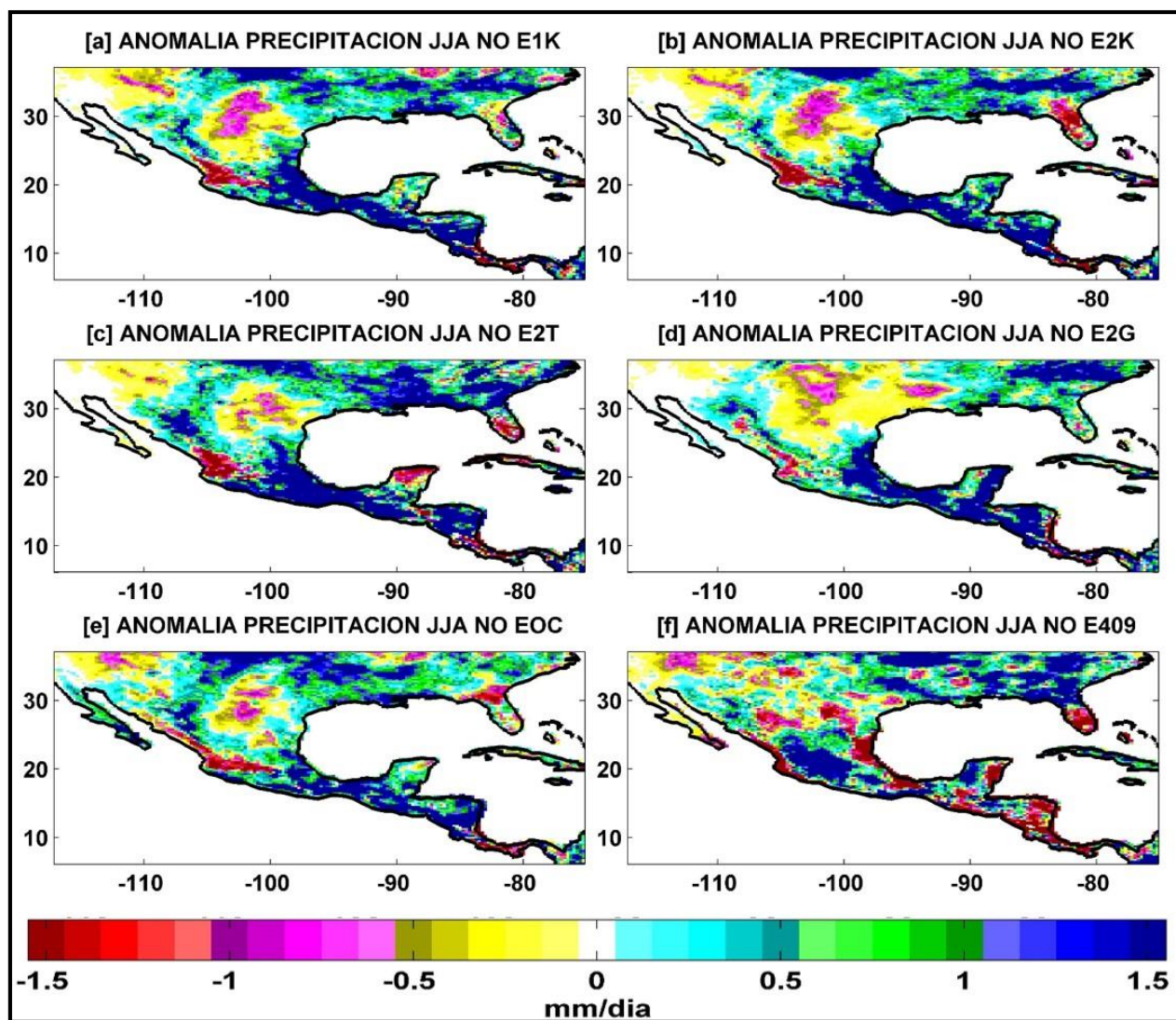


Figura A5 8. Anomalías de la precipitación en los experimentos atmosféricos: verano neutral (mm/día). a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC, f) E409.

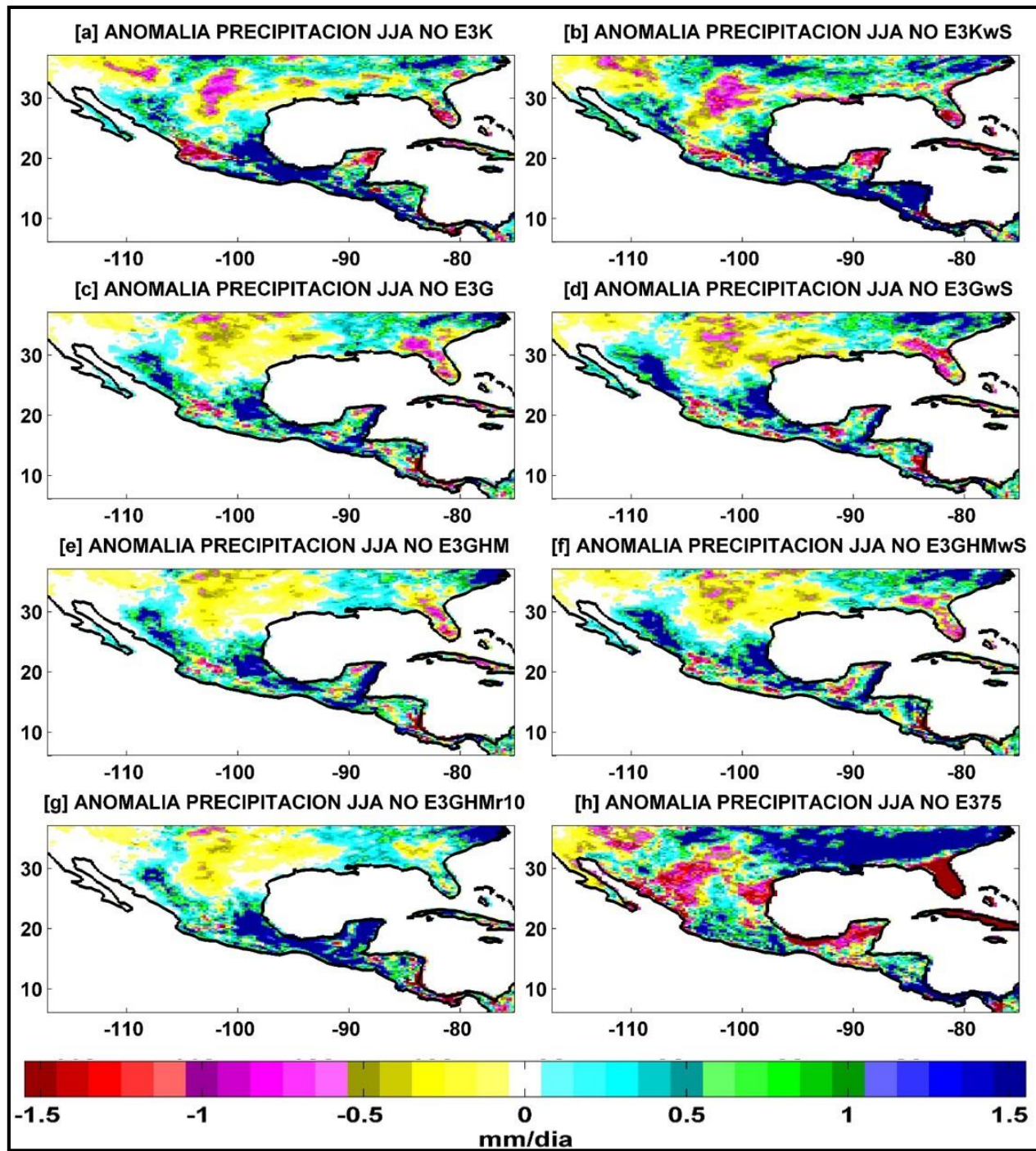


Figura A5 9. Anomalías de la precipitación en los experimentos oceánicos: verano neutral (mm/día). a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f)E3GHMwS, g) E3GHMr10, h) E375.

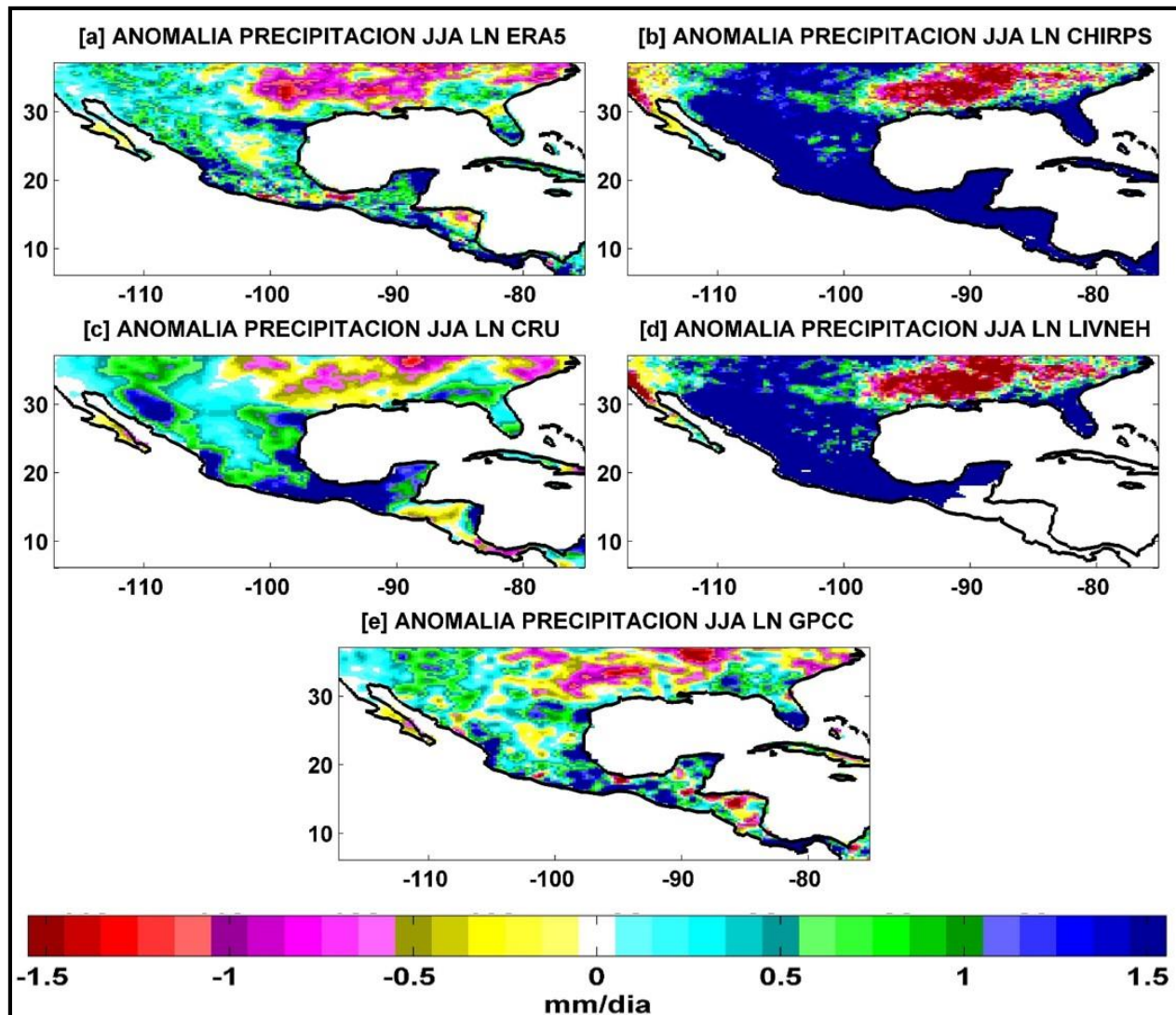


Figura A5 10. Anomalías de la precipitación en las observaciones: verano La Niña (mm/día). a) ERA5, b) CHIRPS, c) CRU, d) LIVNEH, e) GPCC.

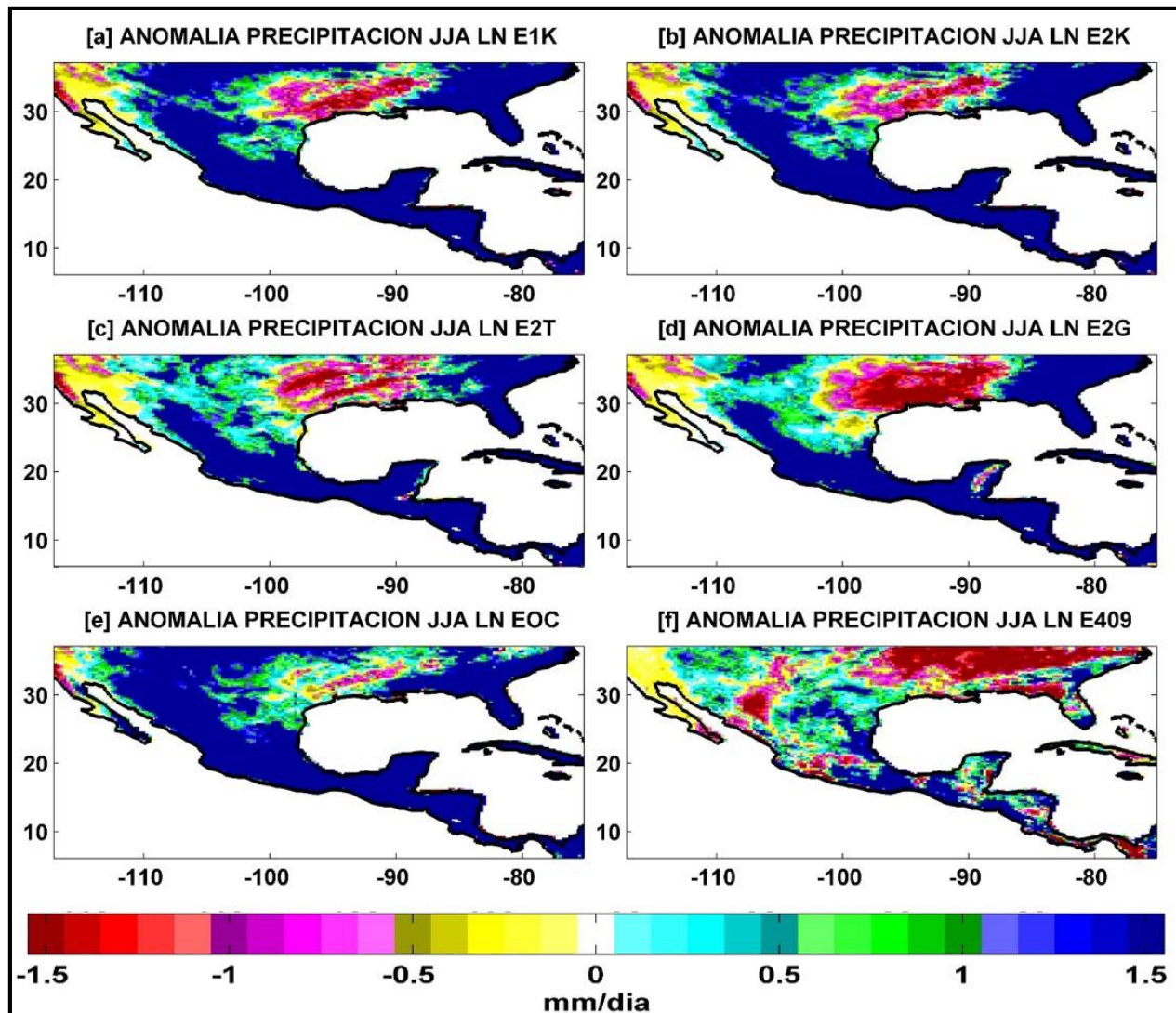


Figura A5 11. Anomalías de la precipitación en los experimentos atmosféricos: verano La Niña (mm/día). a) E1K, b) E2K, c) E2T, d) E2G, e) EOC, f) E409.

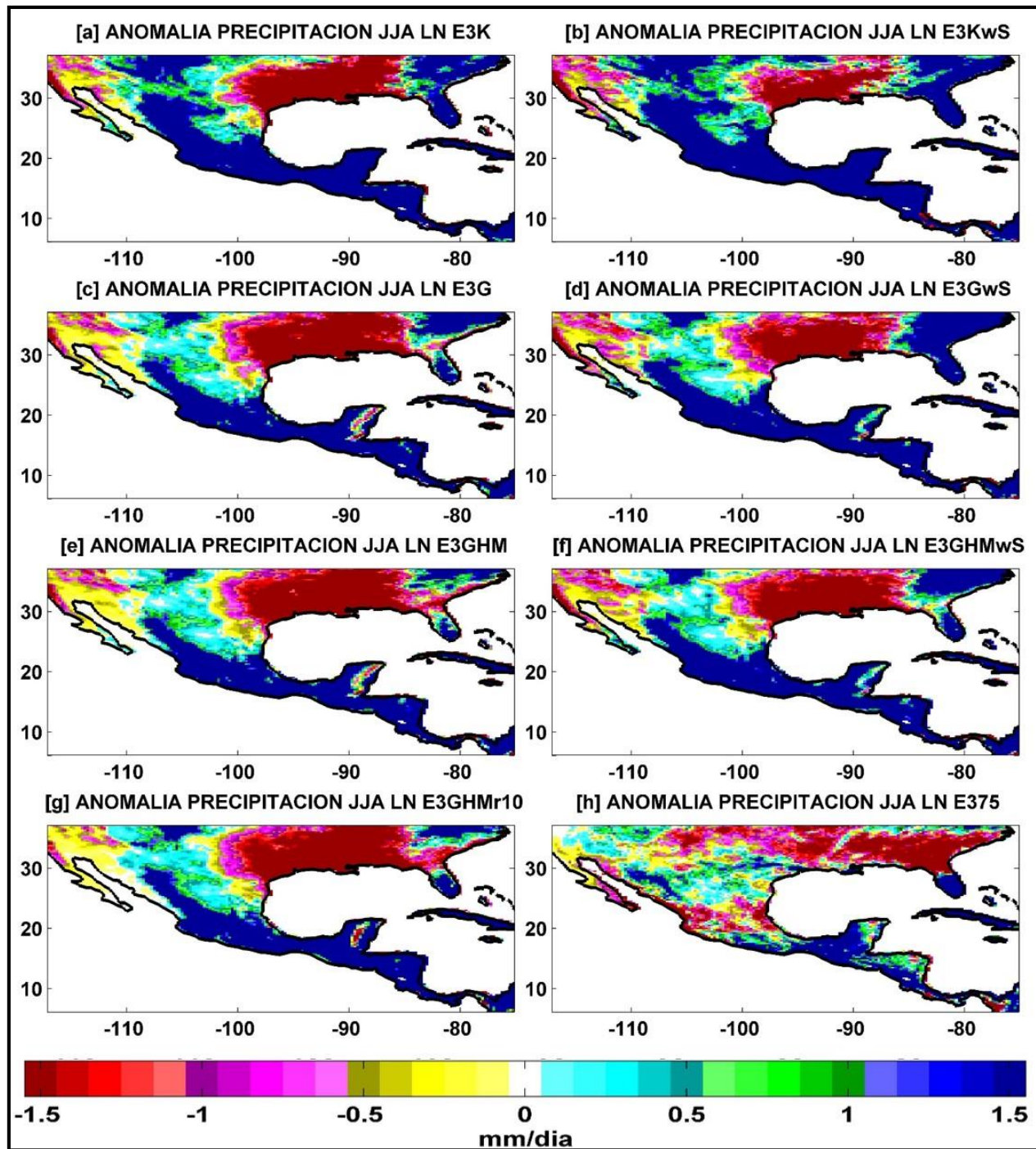


Figura A5 12. Anomalías de la precipitación en los experimentos oceánicos: verano La Niña (mm/día). a) E3K, b) E3KwS, c) E3G, d) E3GwS, e) E3GHM, f) E3GHMwS, g) E3GHMr10, h) E375.

ANEXO VI: Ciclos Anuales de Precipitación y T2

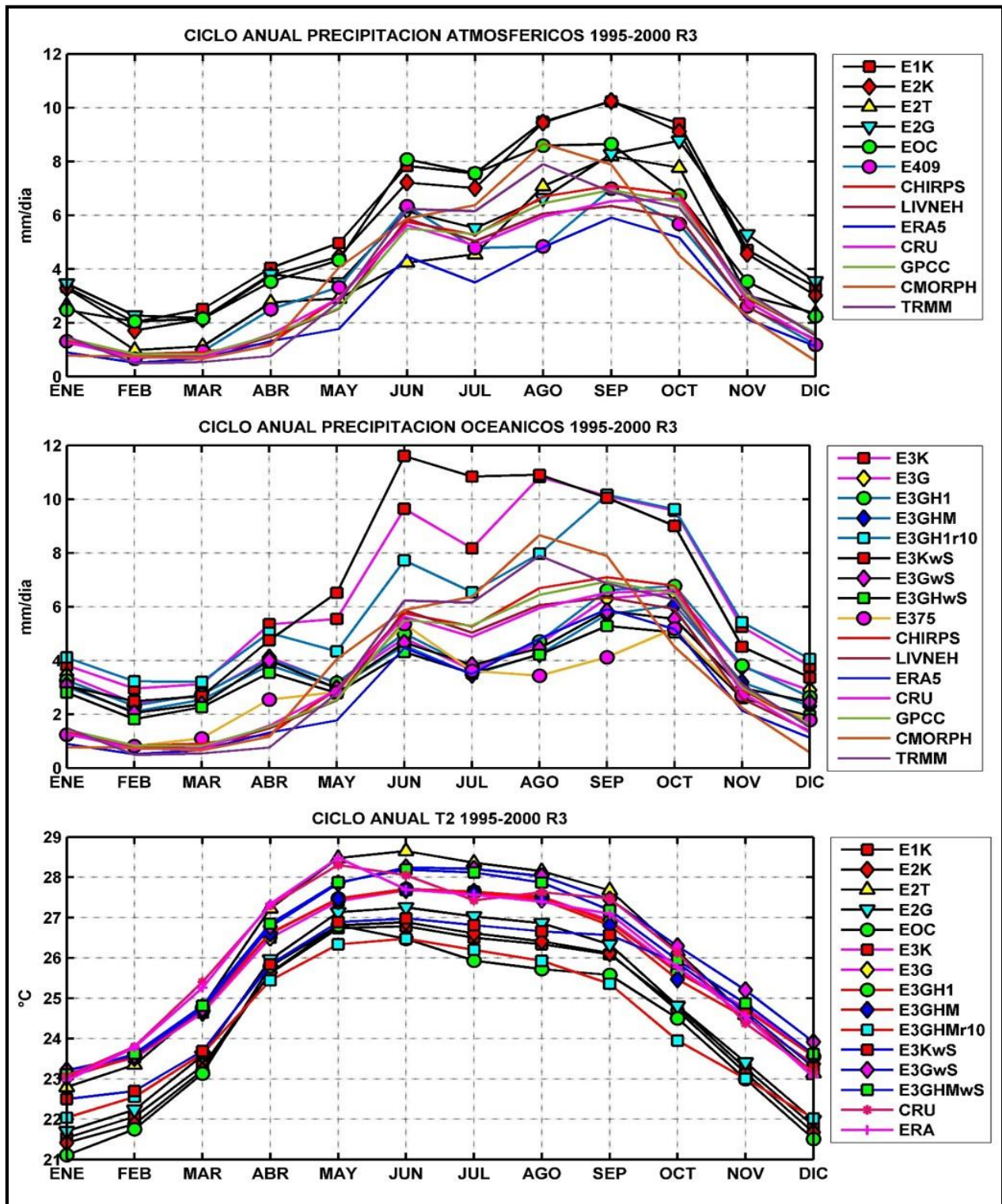


Figura A6 1. Ciclos Anuales en la Región 3. Panel superior: precipitación grupo atmosférico (mm/día). Panel central: precipitación grupo oceánico (mm/día). Panel inferior: temperatura a dos metros (°C).

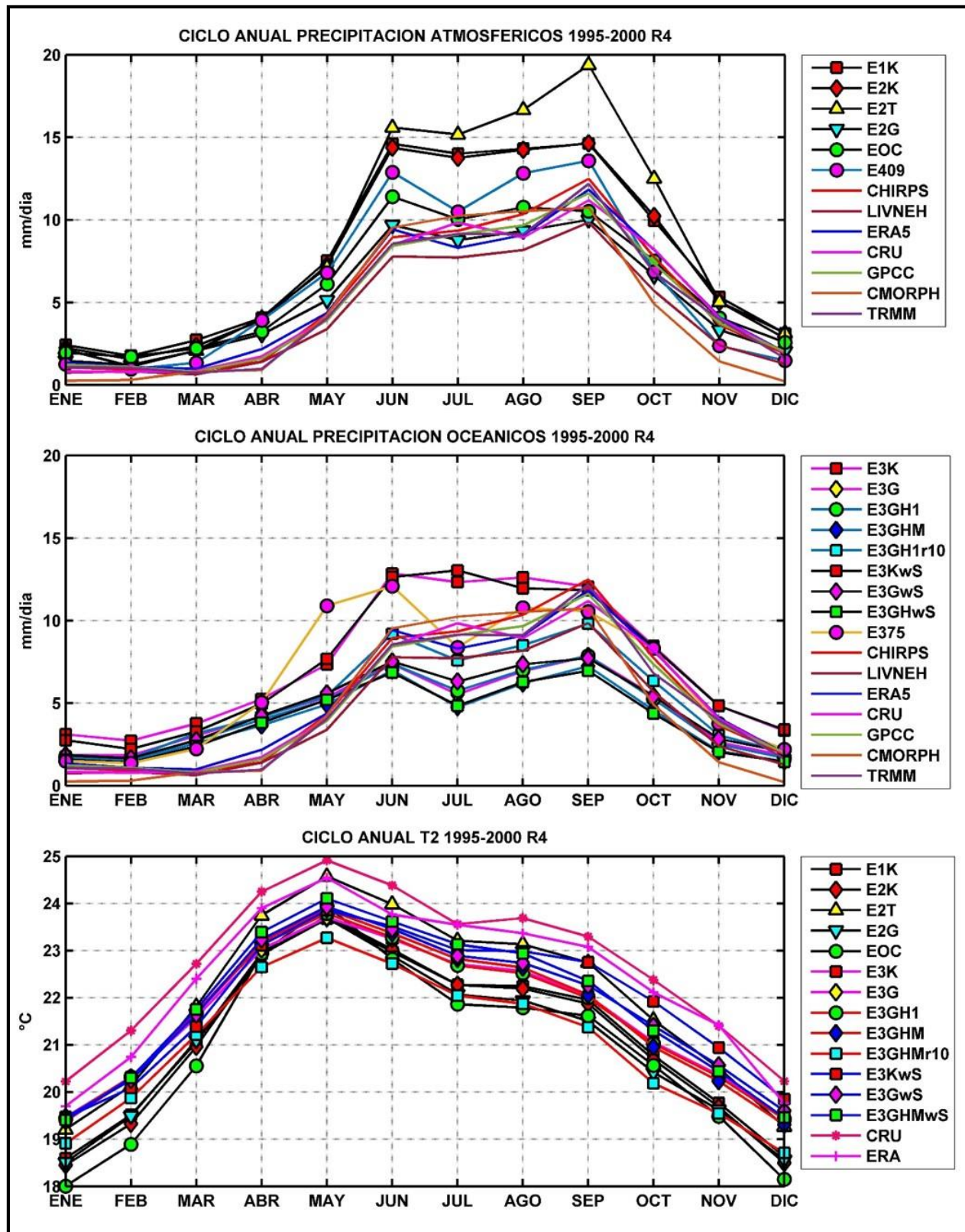


Figura A6 2. Ciclos Anuales en la Región 4. Panel superior: precipitación grupo atmosférico (mm/día). Panel central: precipitación grupo oceánico (mm/día). Panel inferior: temperatura a dos metros (°C).

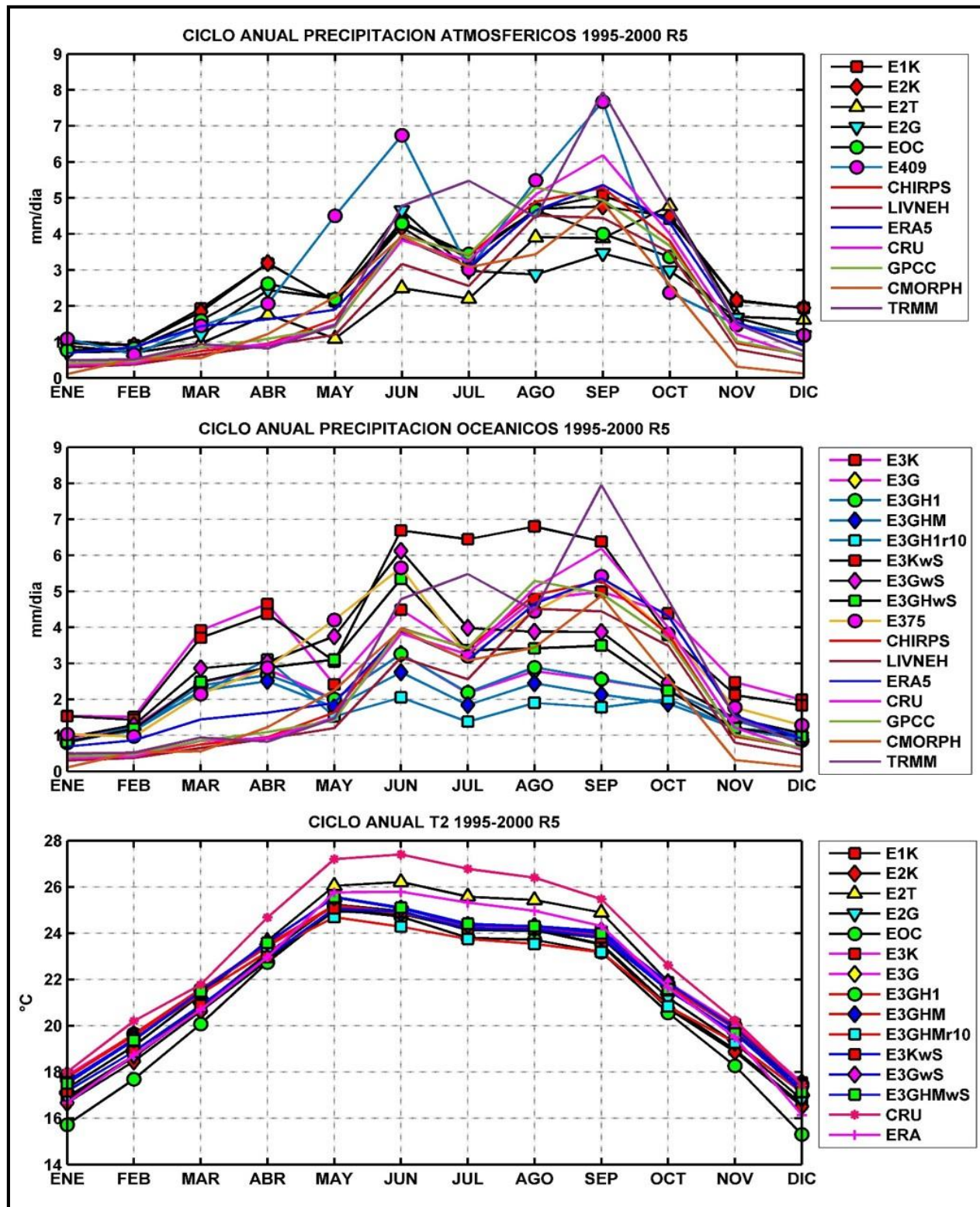


Figura A6 3. Ciclos Anuales en la Región 5. Panel superior: precipitación grupo atmosférico (mm/día). Panel central: precipitación grupo oceánico (mm/día). Panel inferior: temperatura a dos metros (°C).

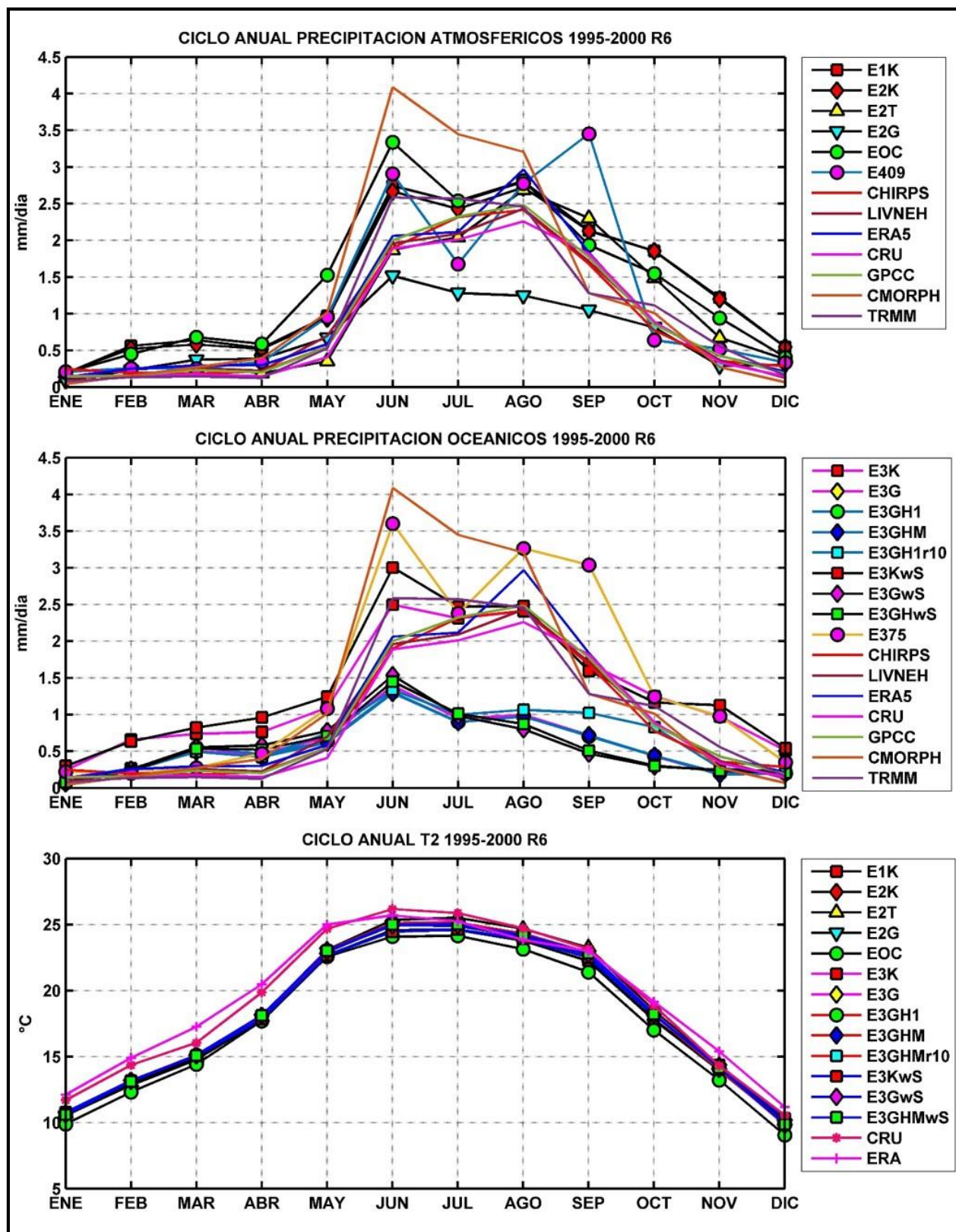


Figura A6 4. Ciclos Anuales en la Región 6. Panel superior: precipitación grupo atmosférico (mm/día). Panel central: precipitación grupo oceánico (mm/día). Panel inferior: temperatura a dos metros (°C).

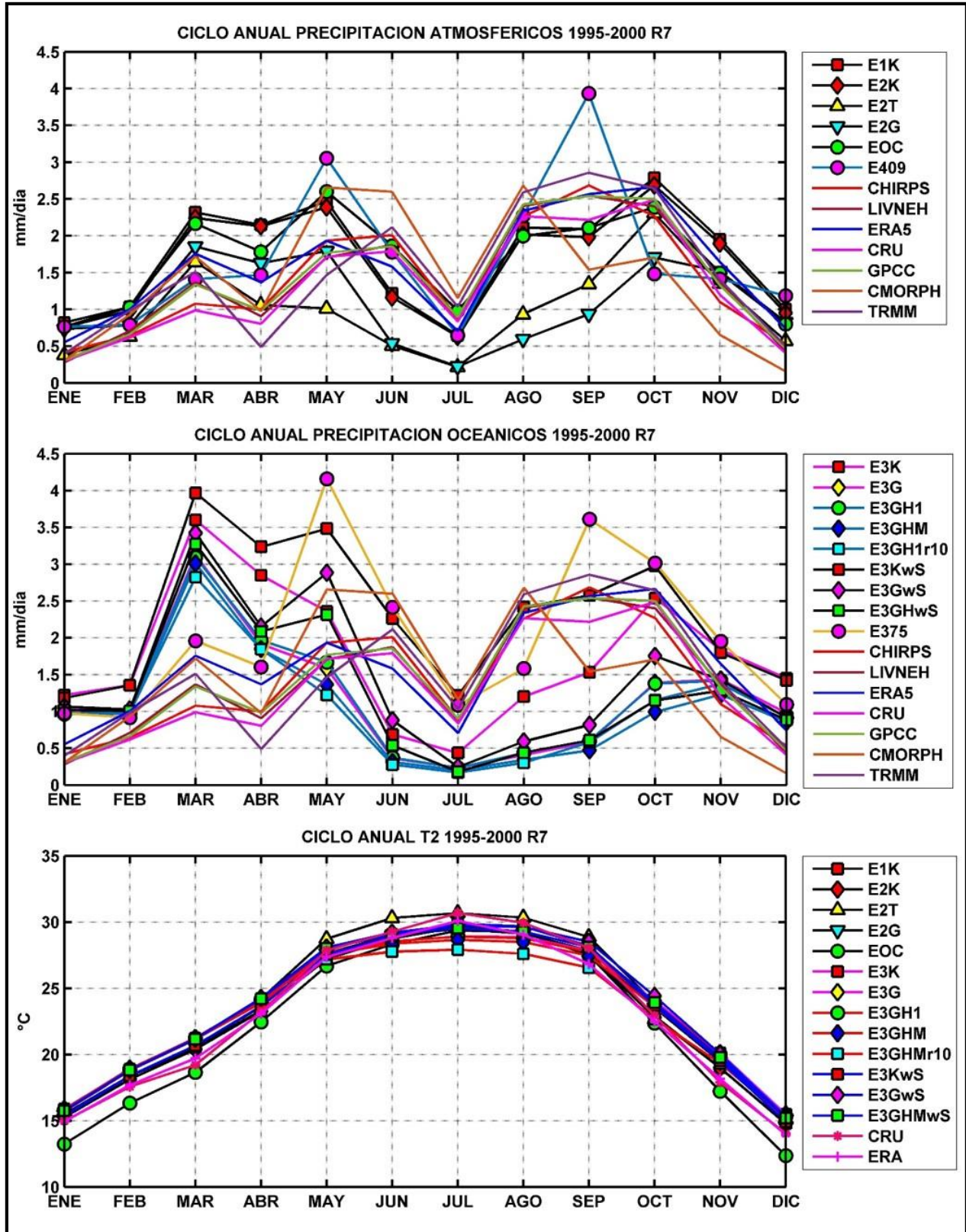


Figura A6 5. Ciclos Anuales en la Región 7. Panel superior: precipitación grupo atmosférico (mm/día). Panel central: precipitación grupo oceánico (mm/día). Panel inferior: temperatura a dos metros (°C).

ANEXO VII. Diagramas de Taylor

VII.I Diagramas de Taylor: 1995-2000.

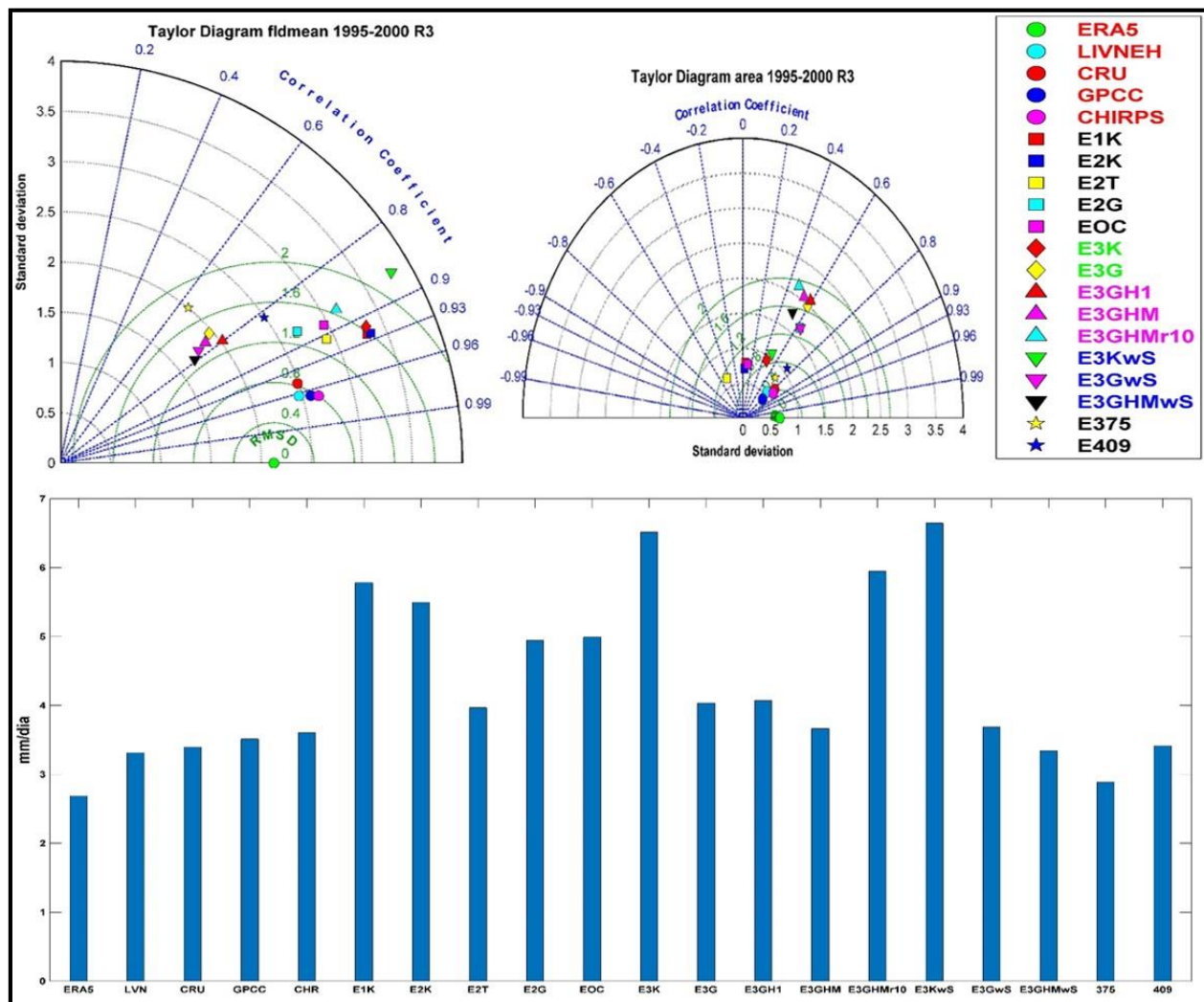


Figura A7 1. Diagramas de Taylor para la Región 3 en el periodo 1995-2000. Panel superior izquierdo: evaluación temporal. Panel superior derecho: evaluación espacial. Panel inferior: valor de la precipitación promedio (mm/día).

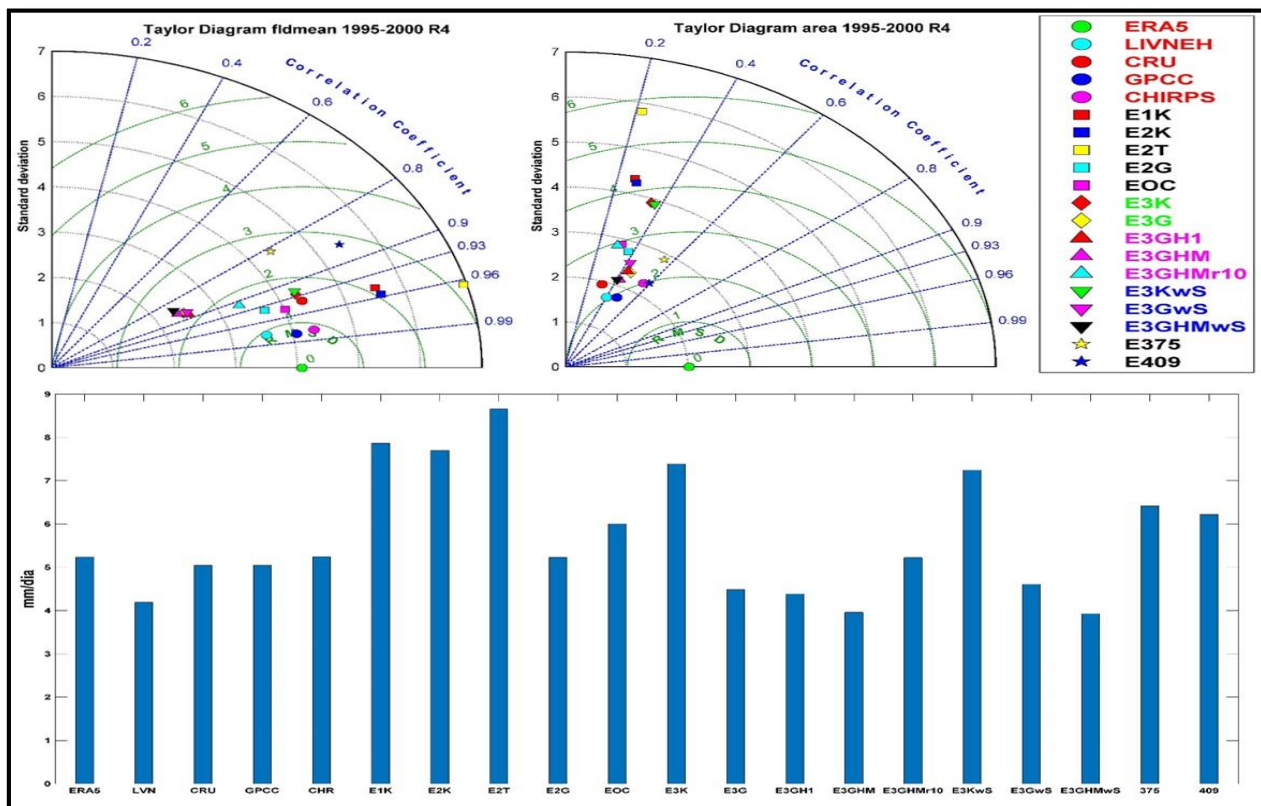


Figura A7 2. Diagramas de Taylor para la Región 4 en el periodo 1995-2000. Panel superior izquierdo: evaluación temporal. Panel superior derecho: evaluación espacial. Panel inferior: valor de la precipitación promedio (mm/día).

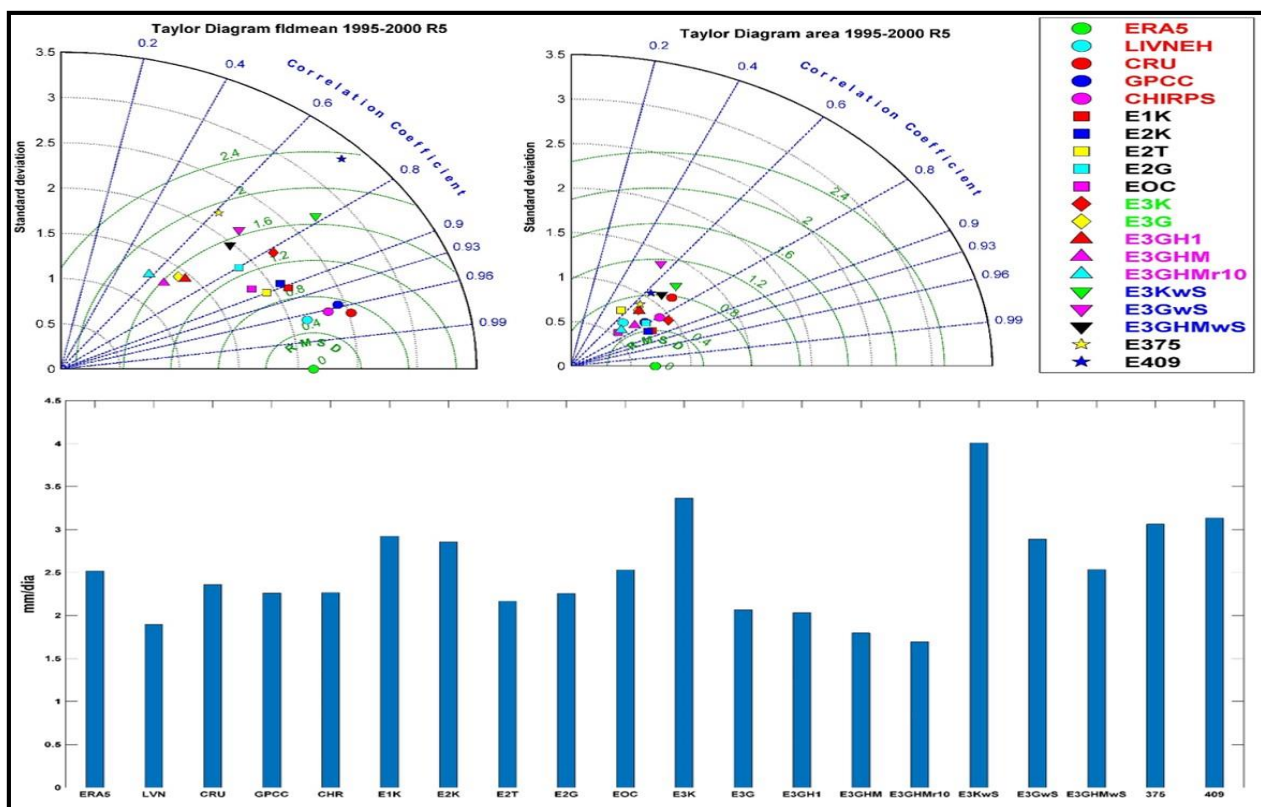


Figura A7 3. Diagramas de Taylor para la Región 4 en el periodo 1995-2000. Panel superior izquierdo: evaluación temporal. Panel superior derecho: evaluación espacial. Panel inferior: valor de la precipitación promedio (mm/día).

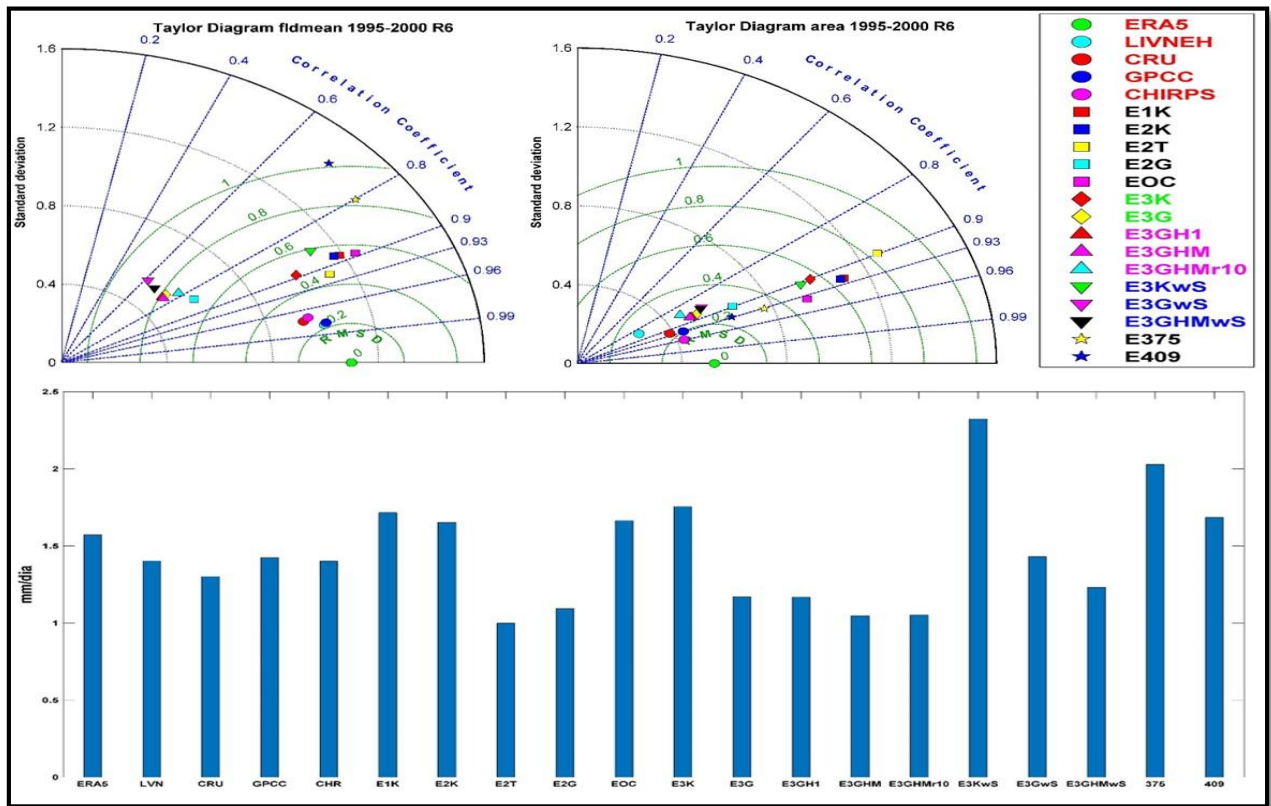


Figura A7 4. Diagramas de Taylor para la Región 6 en el periodo 1995-2000. Panel superior izquierdo: evaluación temporal. Panel superior derecho: evaluación espacial. Panel inferior: valor de la precipitación promedio (mm/día).

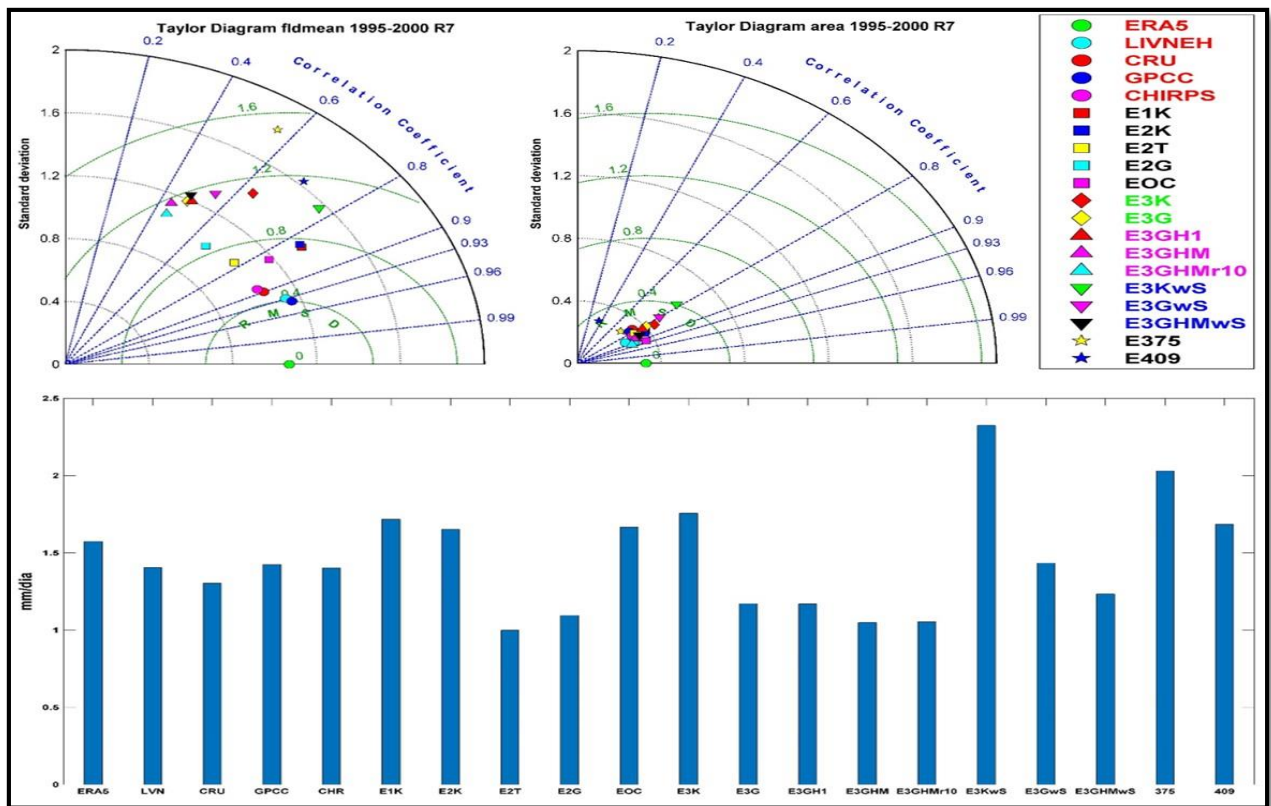


Figura A7 5. Diagramas de Taylor para la Región 6 en el periodo 1995-2000. Panel superior izquierdo: evaluación temporal. Panel superior derecho: evaluación espacial. Panel inferior: valor de la precipitación promedio (mm/día).

VII.II Diagramas de Taylor: Invierno Fases ENSO

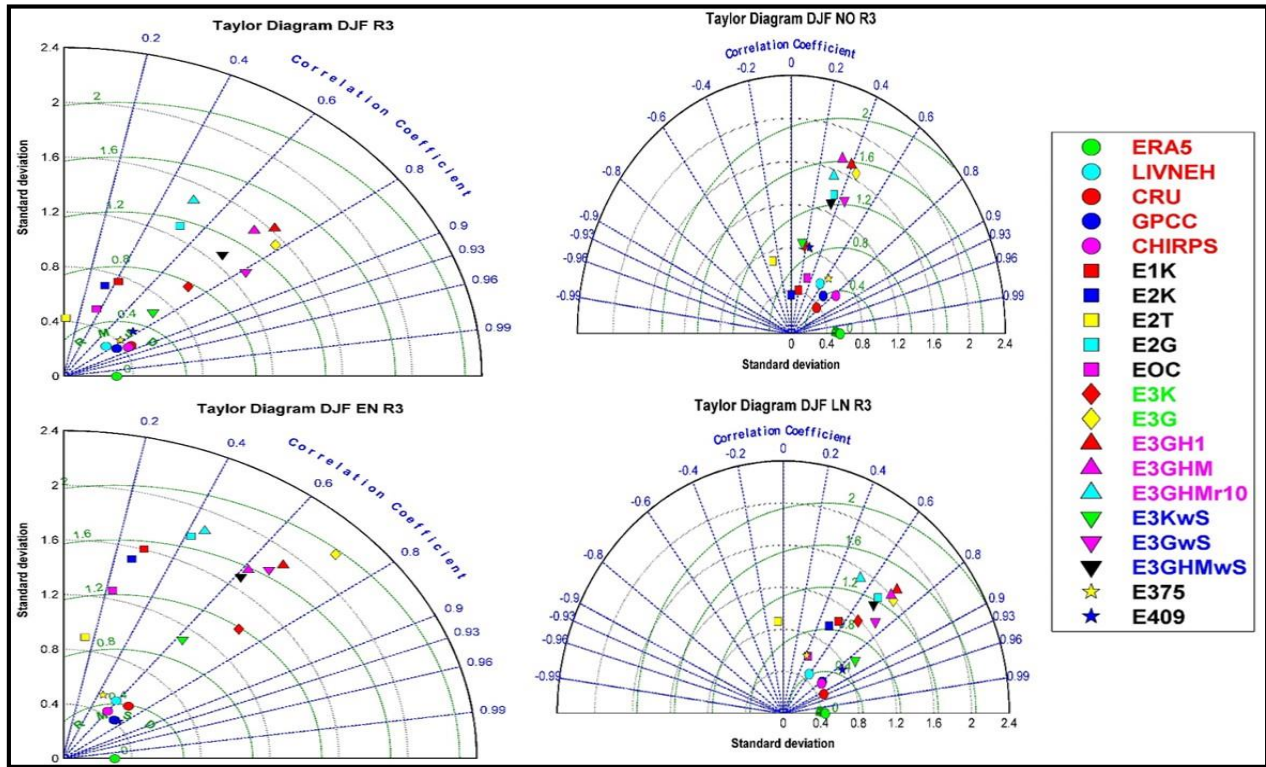


Figura A7 6. Diagramas de Taylor para el invierno sobre la Región 3. Panel superior izquierdo: invierno promedio. Panel superior derecho: invierno NO. Panel inferior izquierdo: invierno EN. Panel inferior derecho: invierno LN.

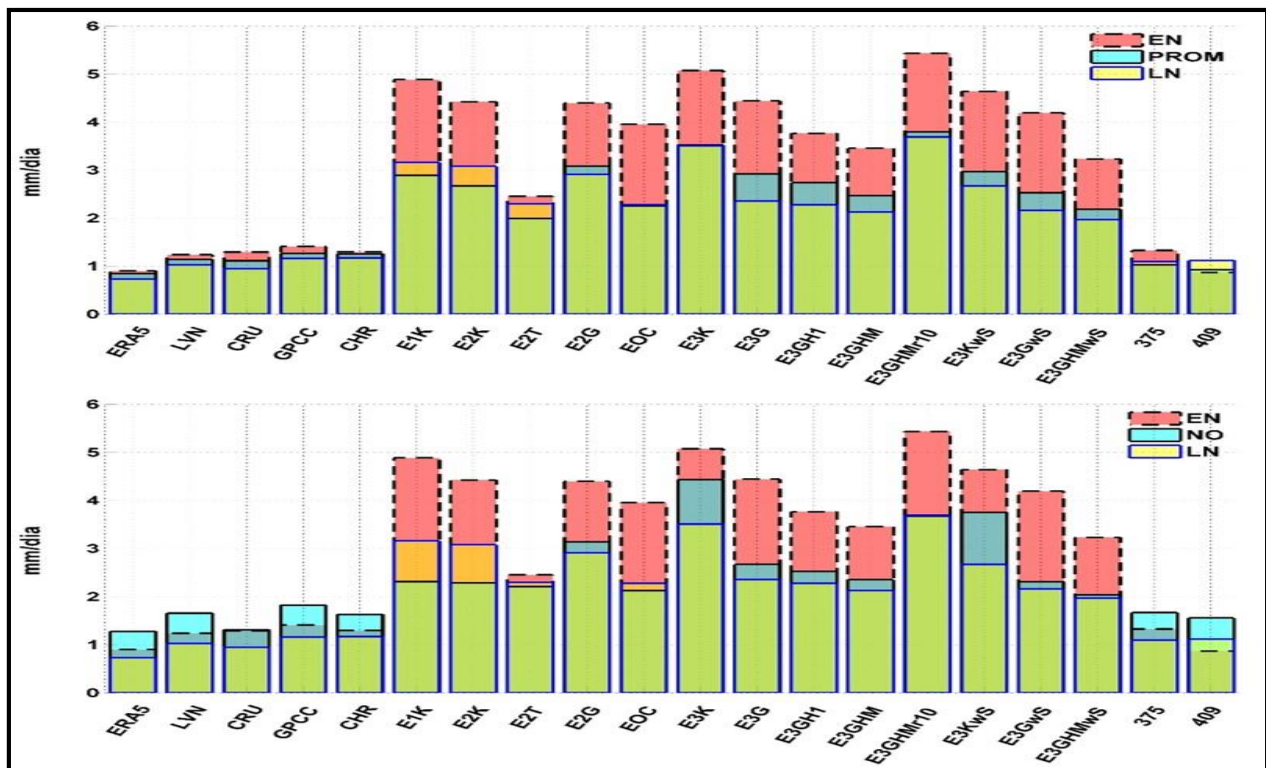


Figura A7 7. Valores promedio de la precipitación en invierno sobre la Región 1 (mm/día). Panel superior: EN y LN comparados con invierno promedio. Panel inferior: EN y LN comparados con NO.

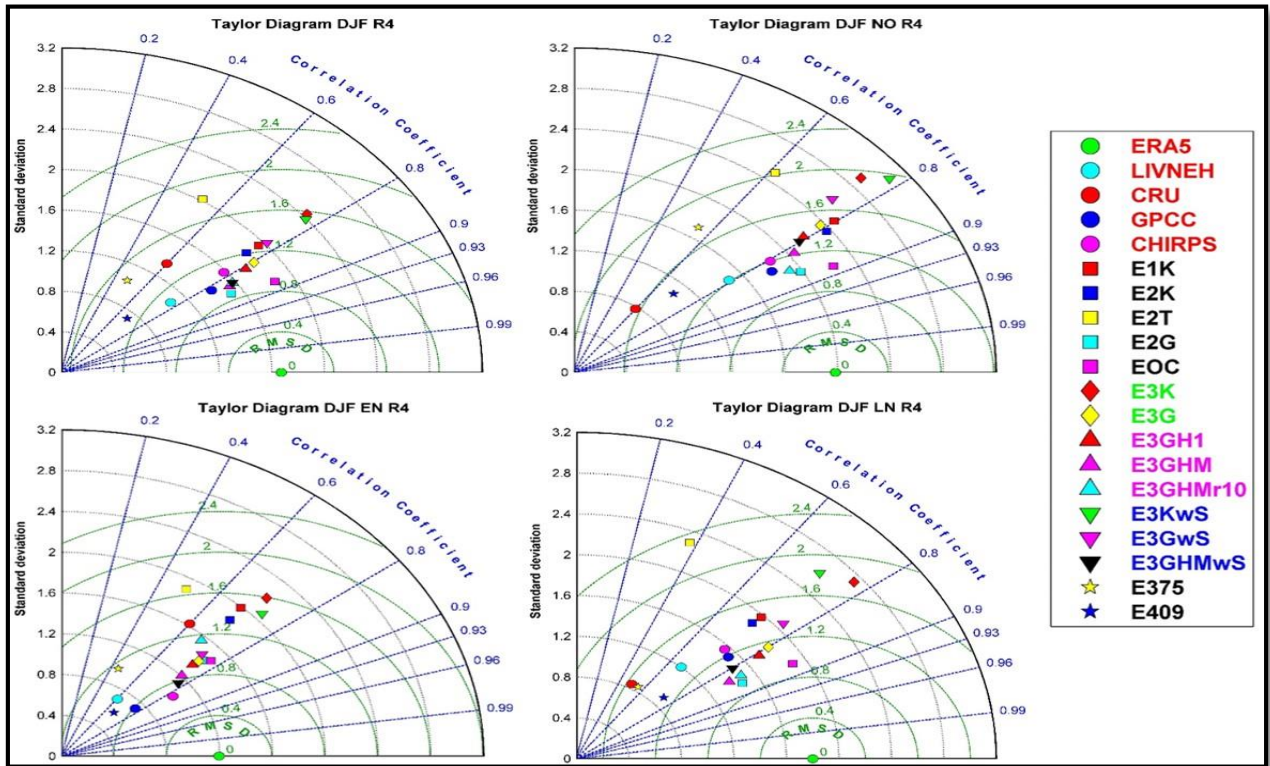


Figura A7 8. Diagramas de Taylor para el invierno sobre la Región 4. Panel superior izquierdo: invierno promedio. Panel superior derecho: invierno NO. Panel inferior izquierdo: invierno EN. Panel inferior derecho: invierno LN.

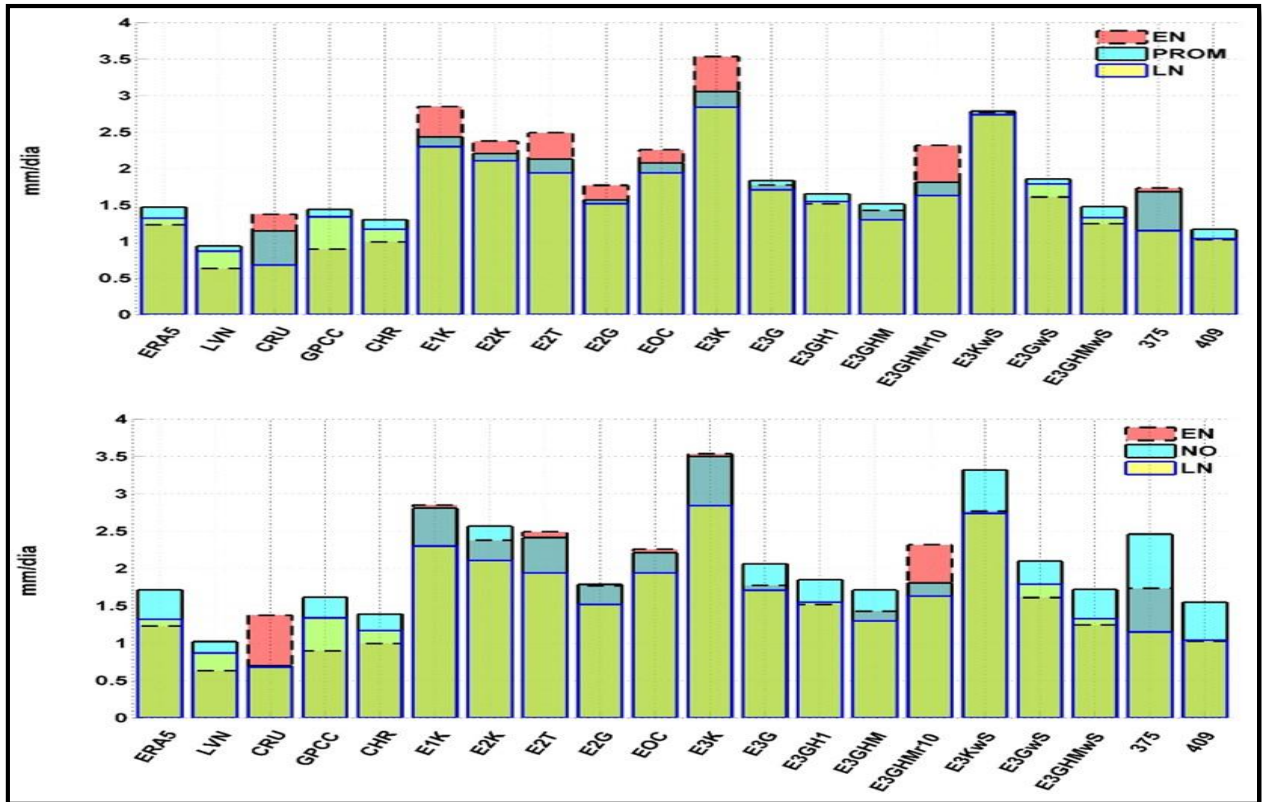


Figura A7 9. Valores promedio de la precipitación en invierno sobre la Región 4 (mm/día). Panel superior: EN y LN comparados con invierno promedio. Panel inferior: EN y LN comparados con NO.

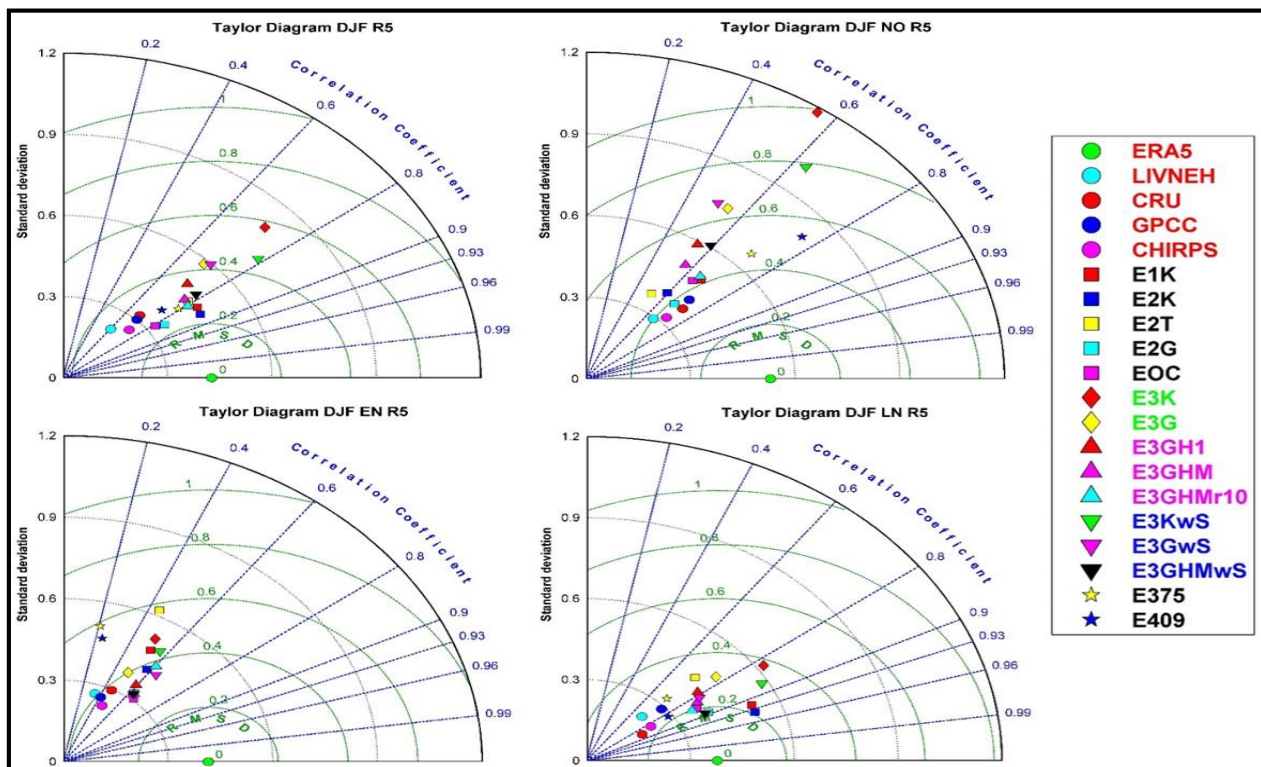


Figura A7 10. Diagramas de Taylor para el invierno sobre la Región 5. Panel superior izquierdo: invierno promedio. Panel superior derecho: invierno NO. Panel inferior izquierdo: invierno EN. Panel inferior derecho: invierno LN.

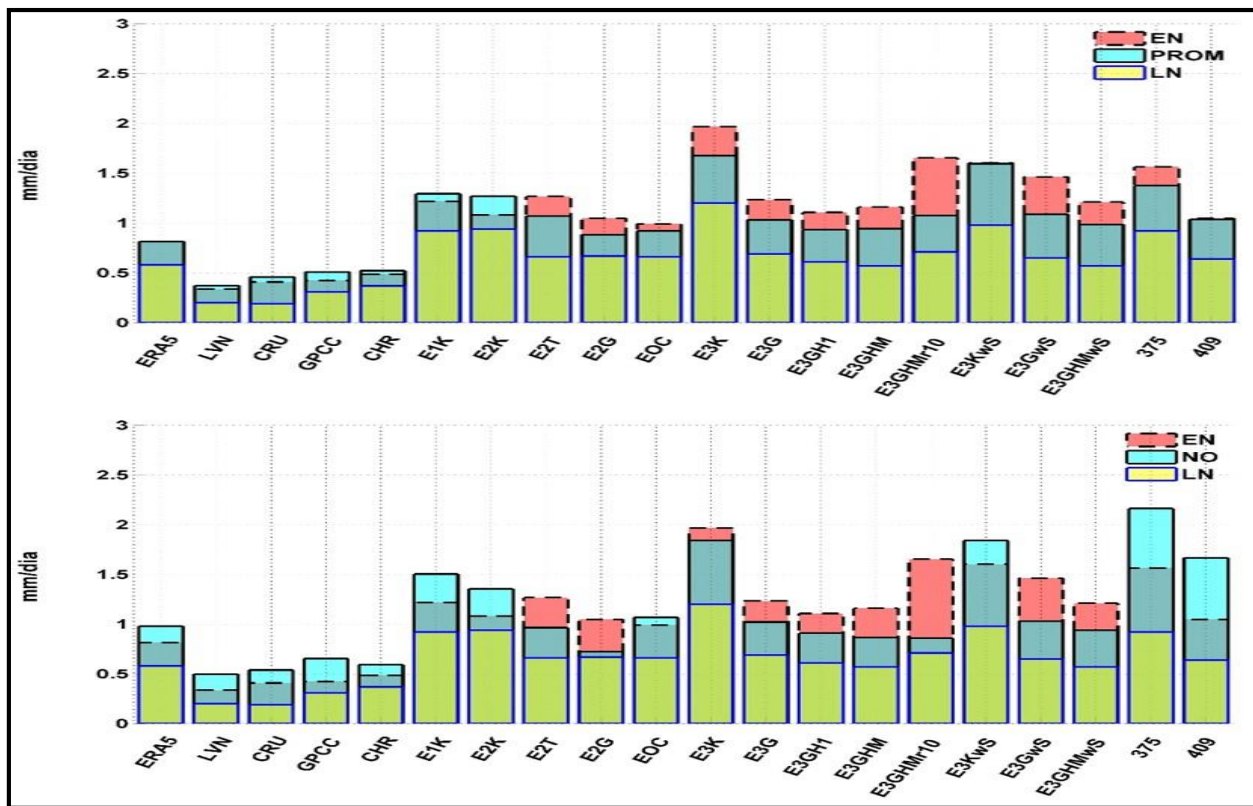


Figura A7 11. Valores promedio de la precipitación en invierno sobre la Región 5 (mm/día). Panel superior: EN y LN comparados con invierno promedio. Panel inferior: EN y LN comparados con NO.

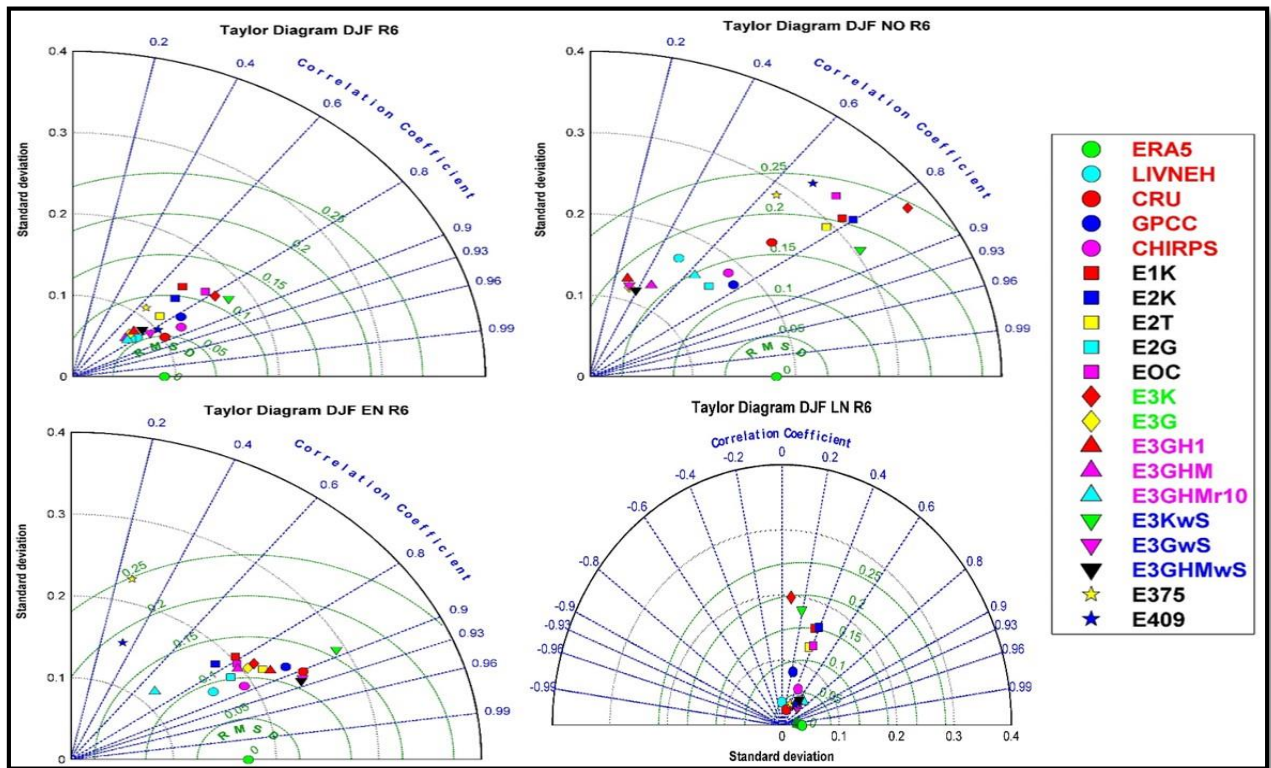


Figura A7 12. Diagramas de Taylor para el invierno sobre la Región 1. Panel superior izquierdo: invierno promedio. Panel superior derecho: invierno NO. Panel inferior izquierdo: invierno EN. Panel inferior derecho: invierno LN.

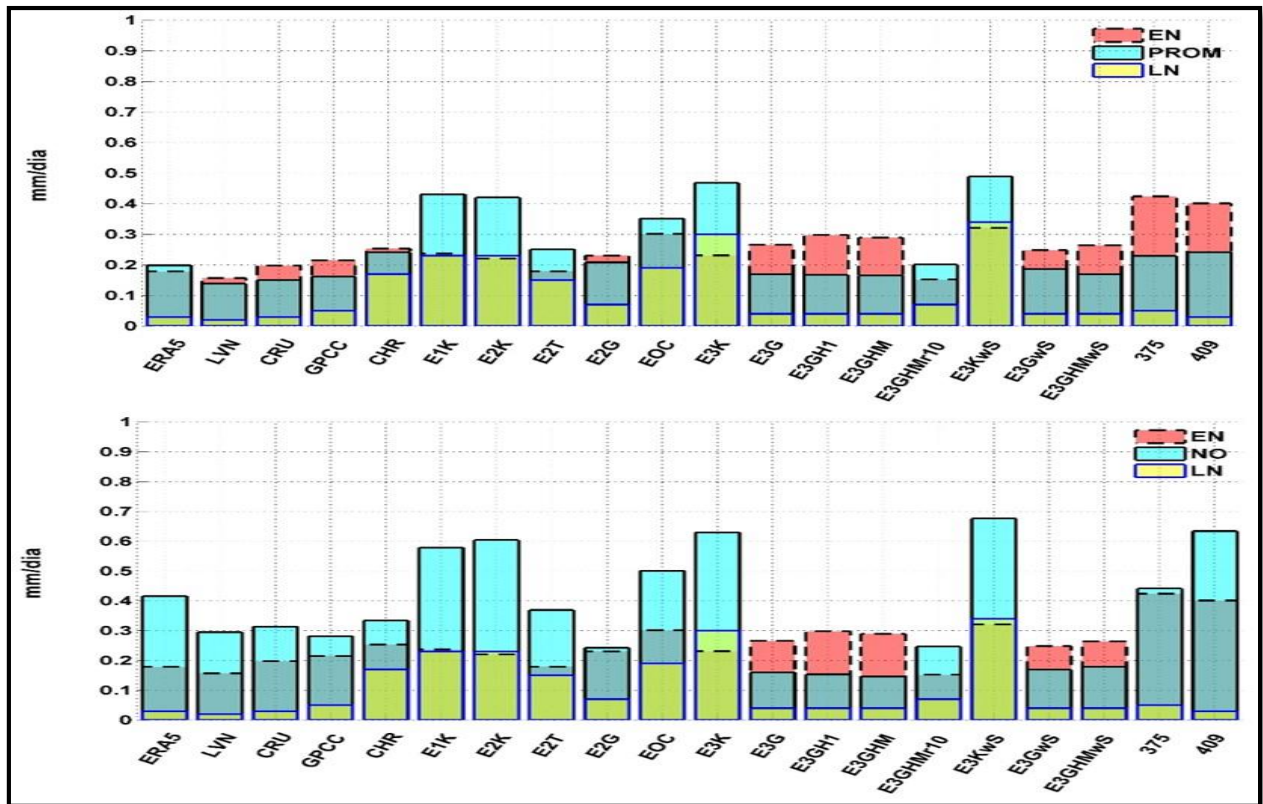


Figura A7 13. Valores promedio de la precipitación en invierno sobre la Región 6 (mm/día). Panel superior: EN y LN comparados con invierno promedio. Panel inferior: EN y LN comparados con NO.

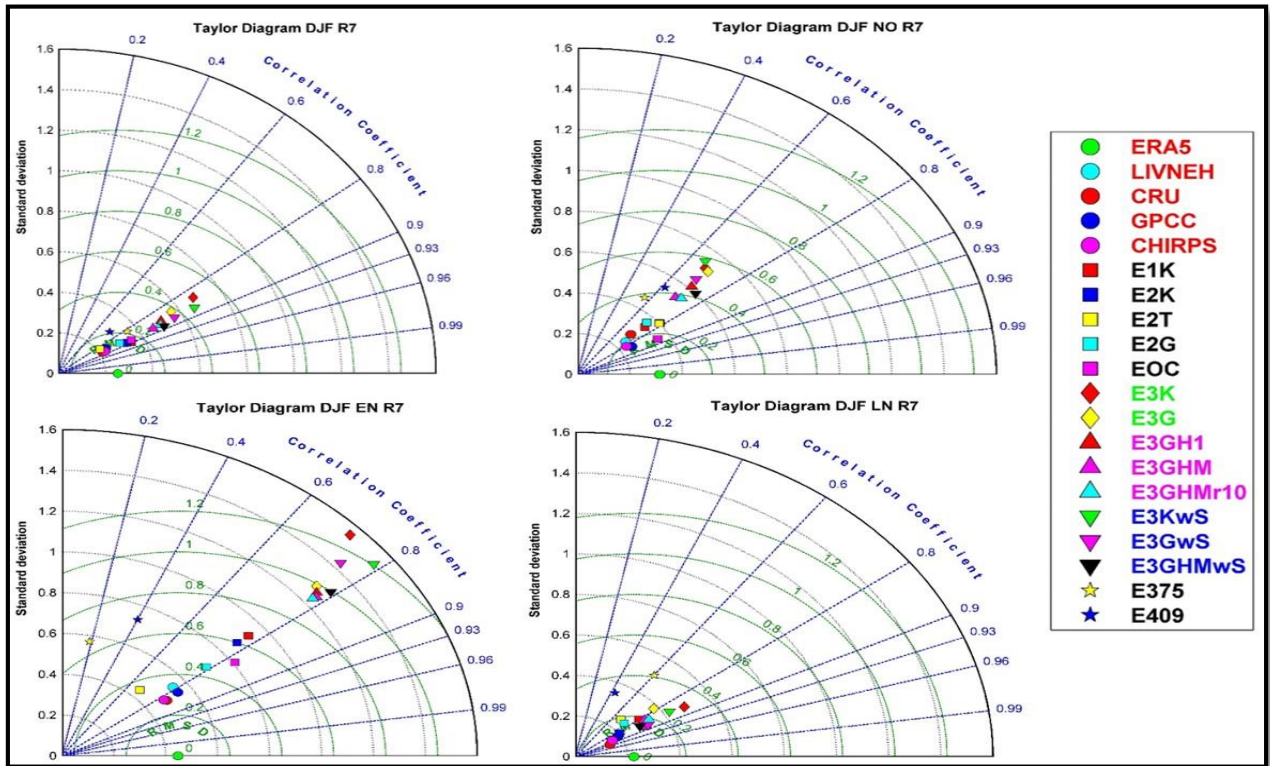


Figura A7 14. Diagramas de Taylor para el invierno sobre la Región 7. Panel superior izquierdo: invierno promedio. Panel superior derecho: invierno NO. Panel inferior izquierdo: invierno EN. Panel inferior derecho: invierno LN.

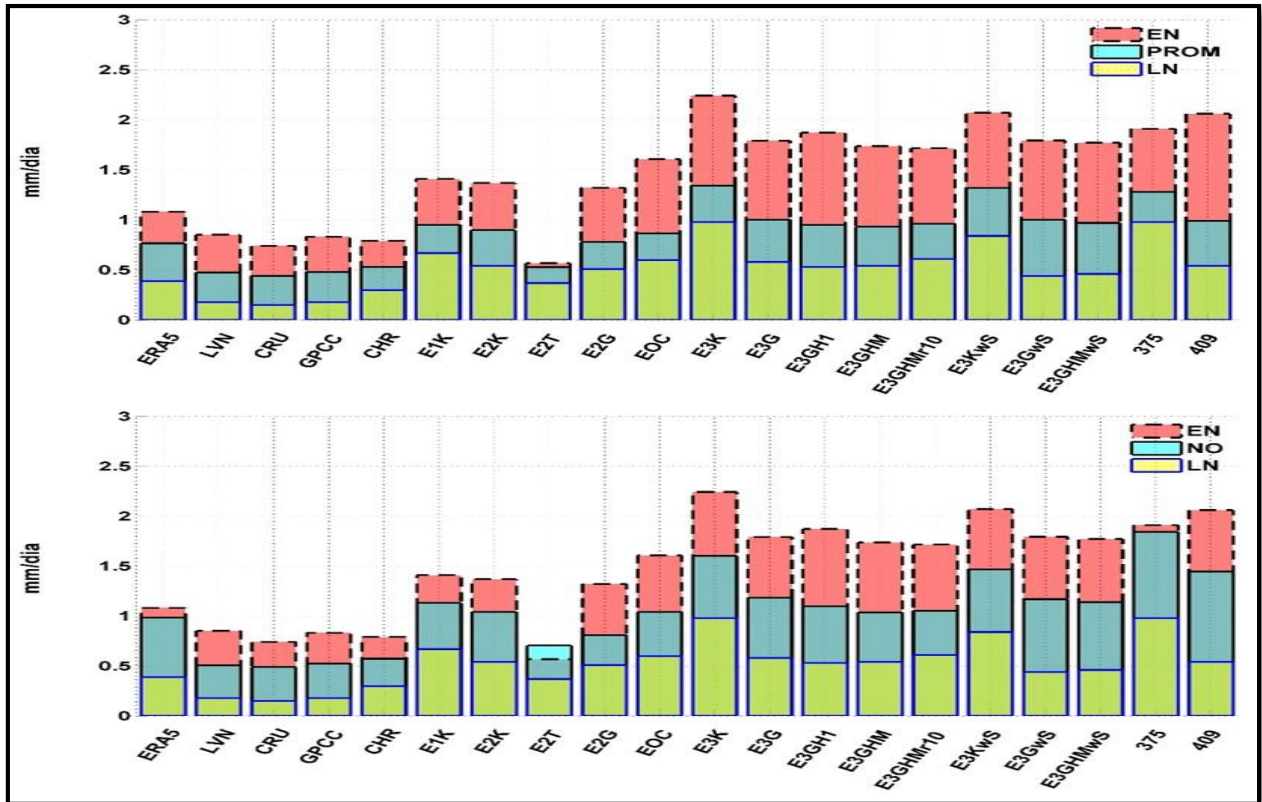


Figura A7 15. Valores promedio de la precipitación en invierno sobre la Región 7 (mm/día). Panel superior: EN y LN comparados con invierno promedio. Panel inferior: EN y LN comparados con NO.

VII.III Diagramas de Taylor: Verano Fases ENSO

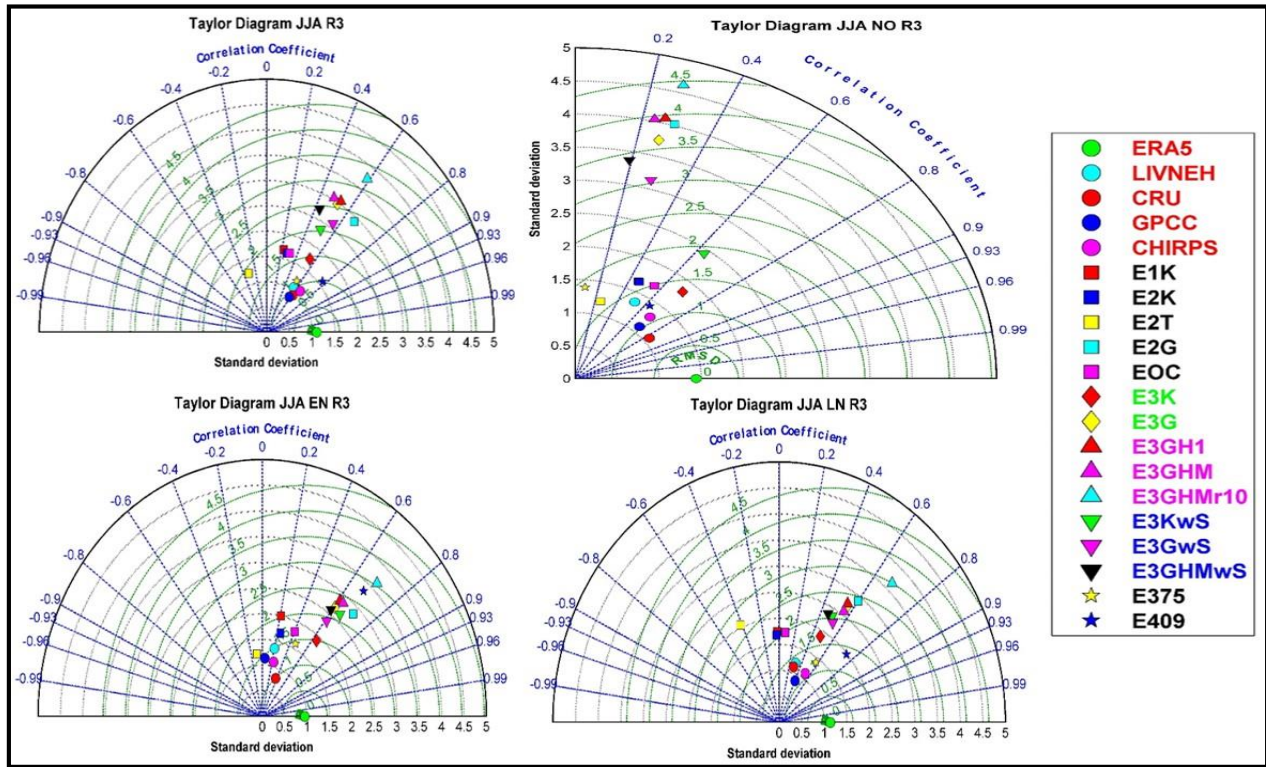


Figura A7 16. Diagramas de Taylor para el verano sobre la Región 2. Panel superior izquierdo: verano promedio. Panel superior derecho: verano NO. Panel inferior izquierdo: verano EN. Panel inferior derecho: verano LN.

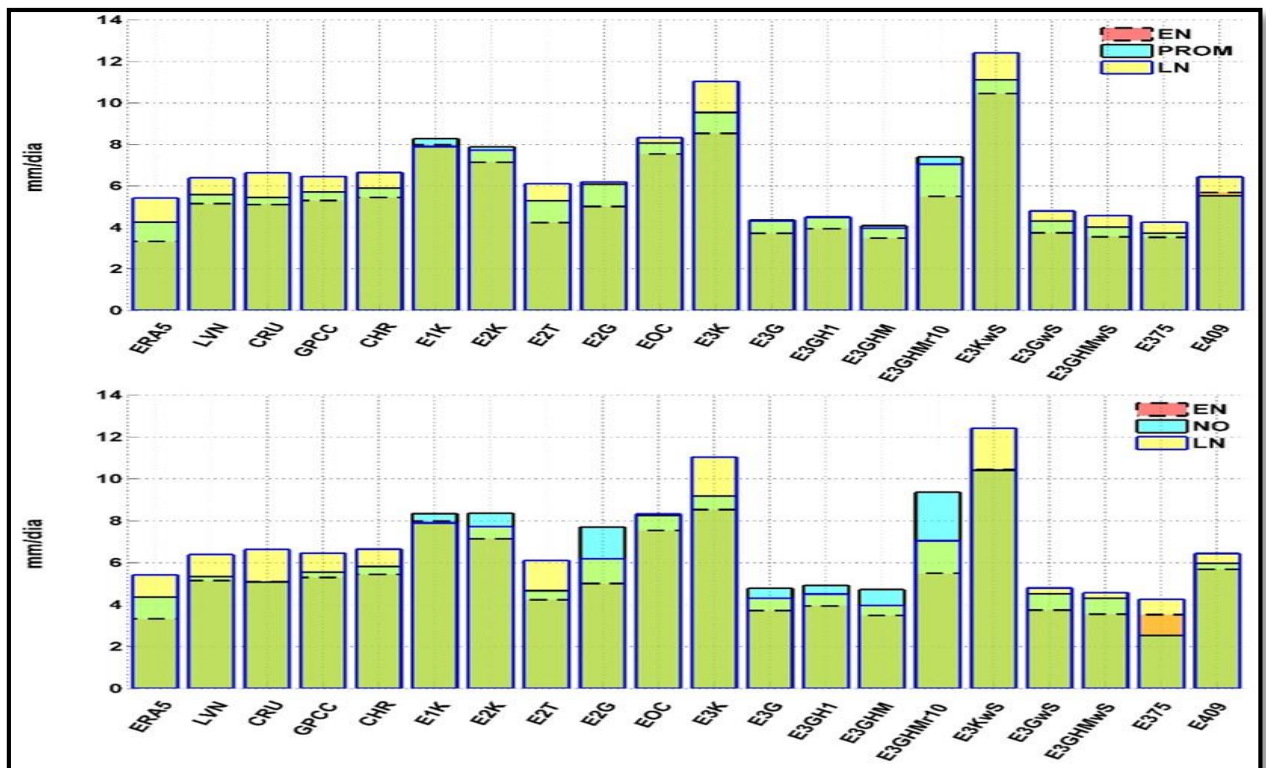


Figura A7 17. Valores promedio de la precipitación en verano sobre la Región 3 (mm/día). Panel superior: EN y LN comparados con verano promedio. Panel inferior: EN y LN comparados con NO.

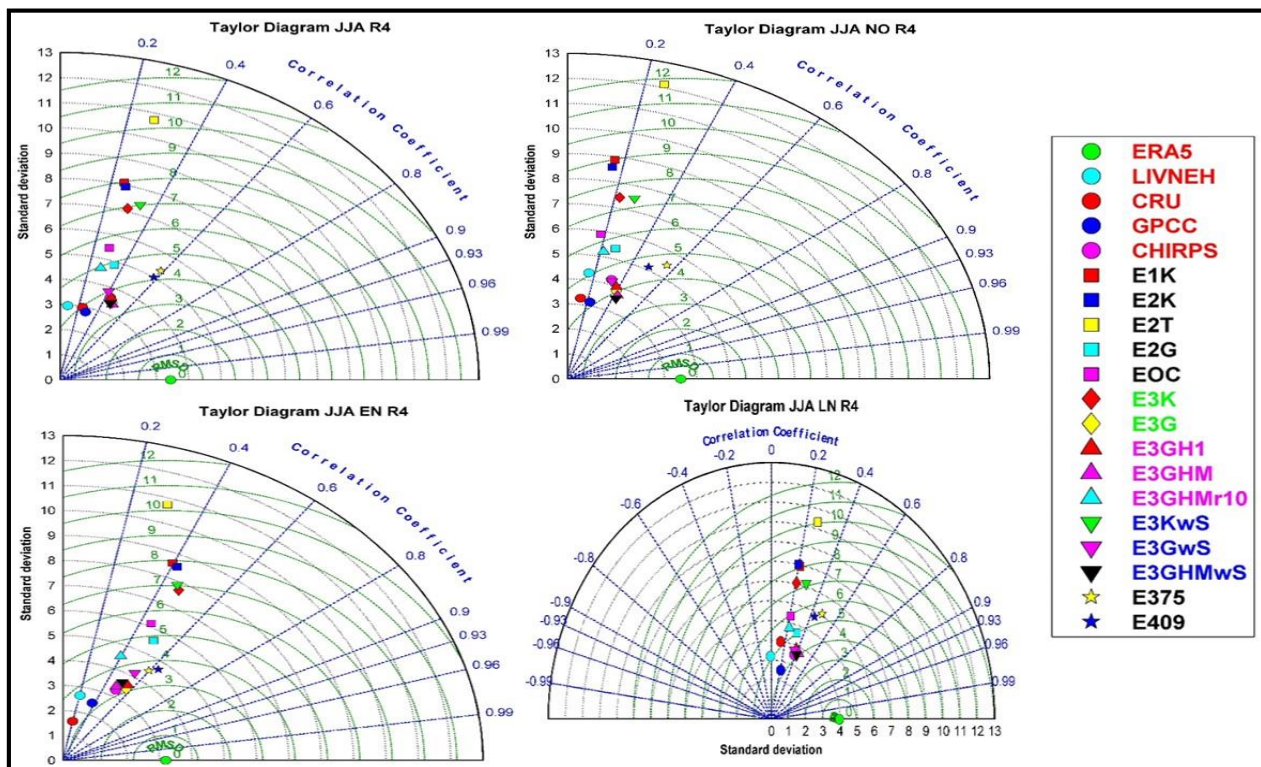


Figura A7 18. Diagramas de Taylor para el verano sobre la Región 4. Panel superior izquierdo: verano promedio. Panel superior derecho: verano NO. Panel inferior izquierdo: verano EN. Panel inferior derecho: verano LN.

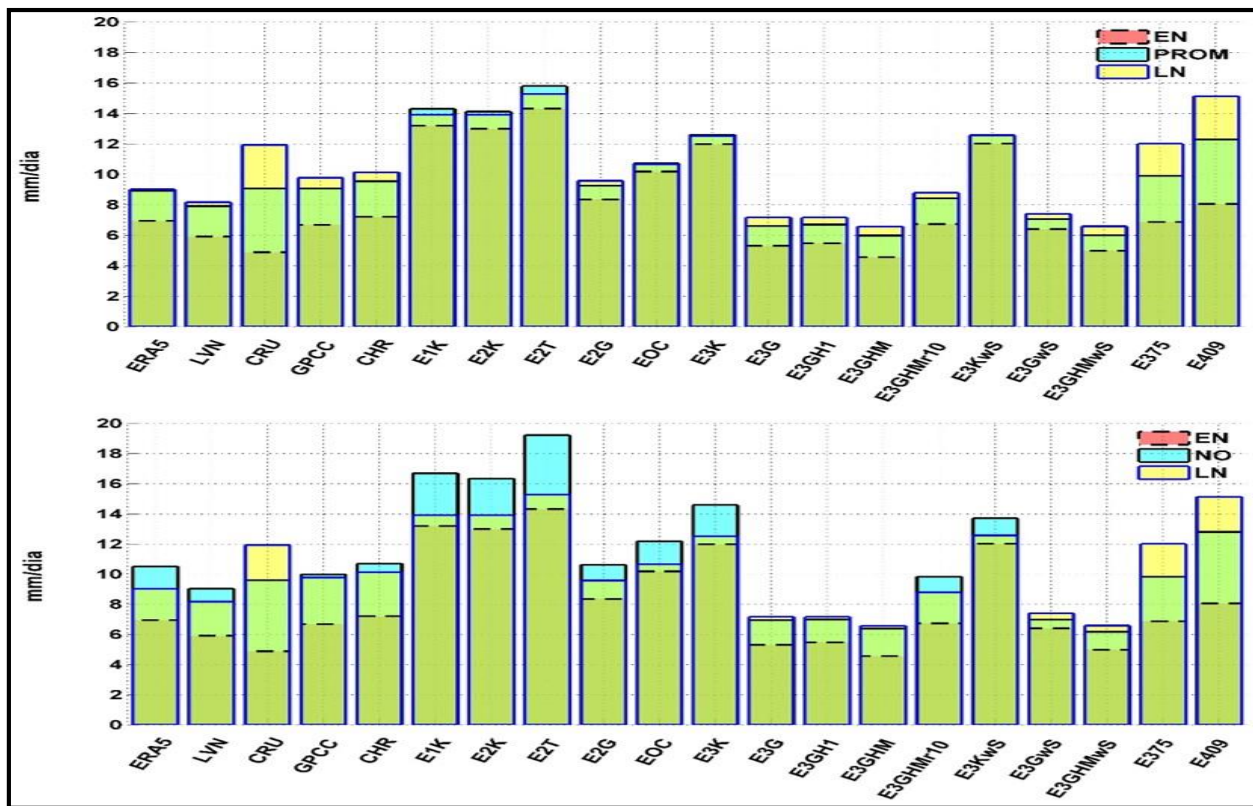


Figura A7 19. Valores promedio de la precipitación en verano sobre la Región 4 (mm/día). Panel superior: EN y LN comparados con verano promedio. Panel inferior: EN y LN comparados con NO.

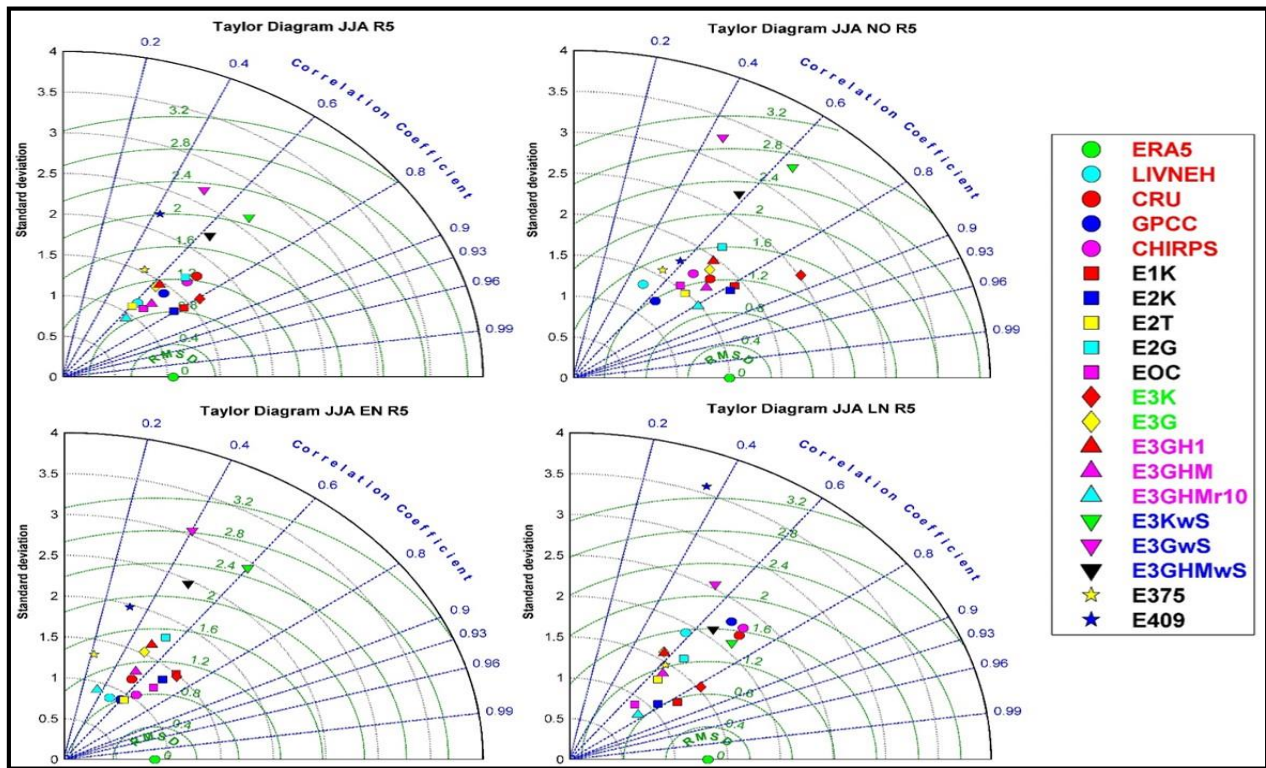


Figura A7 20. Diagramas de Taylor para el verano sobre la Región 5. Panel superior izquierdo: verano promedio. Panel superior derecho: verano NO. Panel inferior izquierdo: verano EN. Panel inferior derecho: verano LN.

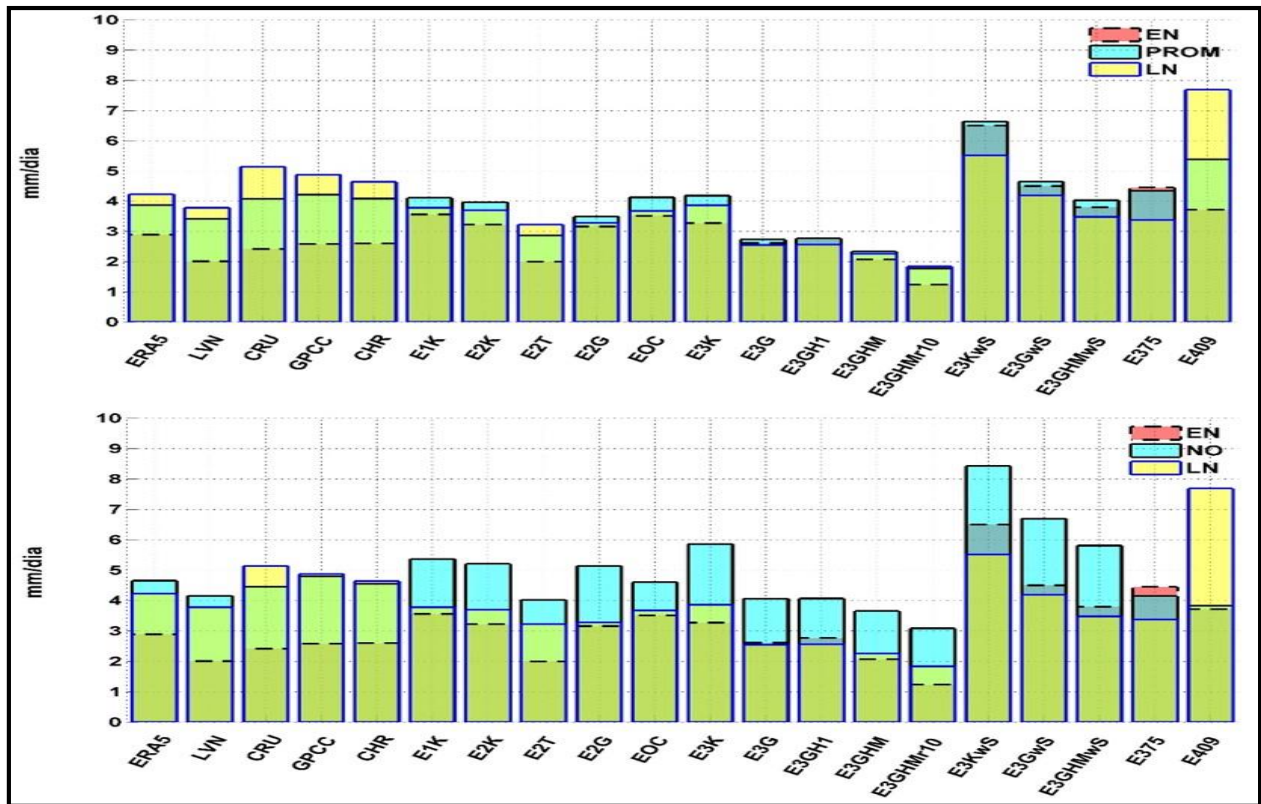


Figura A7 21. Valores promedio de la precipitación en verano sobre la Región 5 (mm/día). Panel superior: EN y LN comparados con verano promedio. Panel inferior: EN y LN comparados con NO.

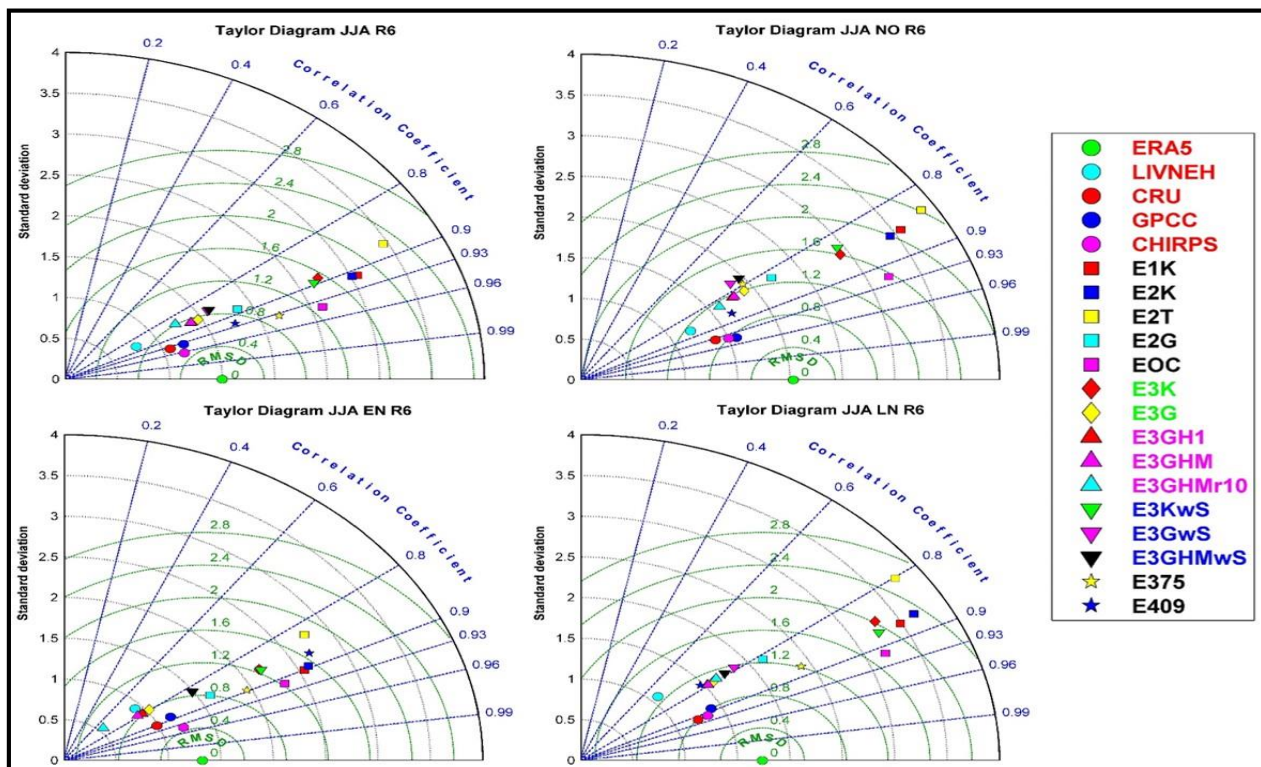


Figura A7 22. Diagramas de Taylor para el verano sobre la Región 6. Panel superior izquierdo: verano promedio. Panel superior derecho: verano NO. Panel inferior izquierdo: verano EN. Panel inferior derecho: verano LN.

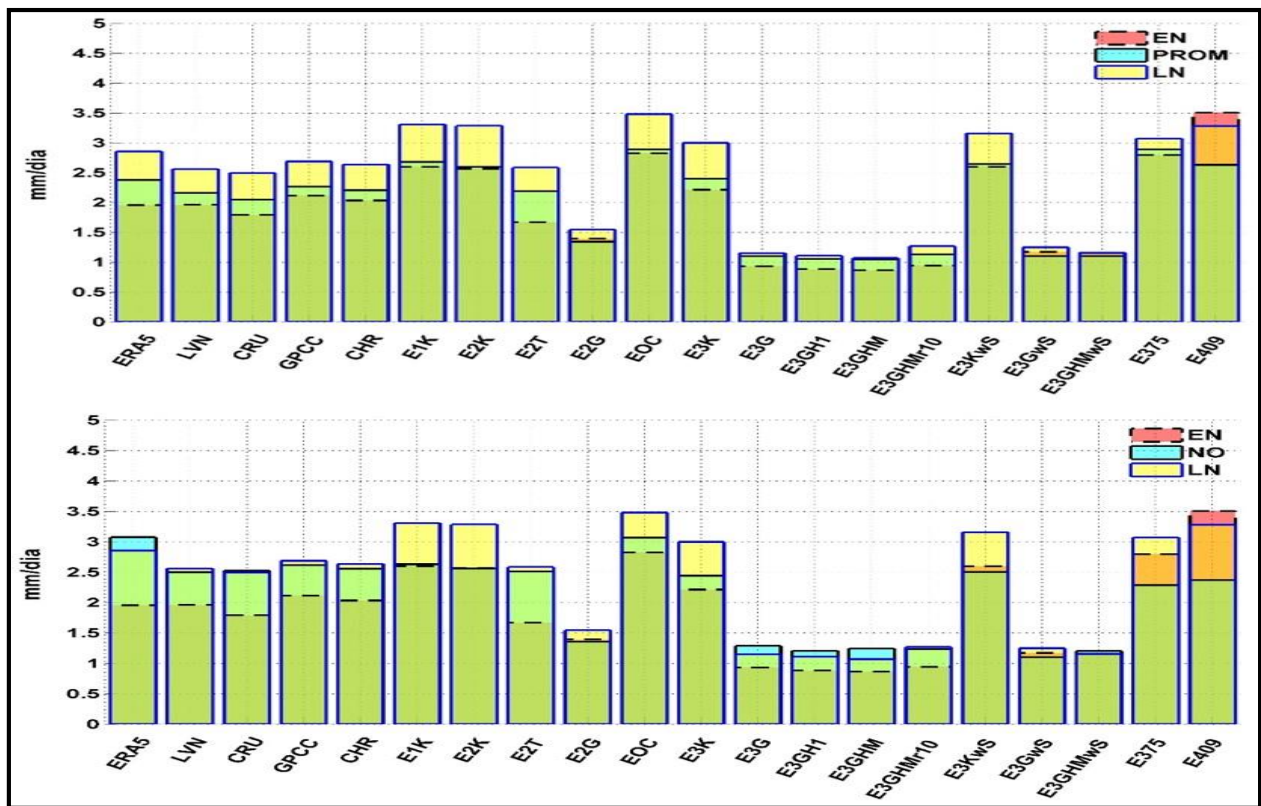


Figura A7 23. Valores promedio de la precipitación en verano sobre la Región 6 (mm/día). Panel superior: EN y LN comparados con verano promedio. Panel inferior: EN y LN comparados con NO.

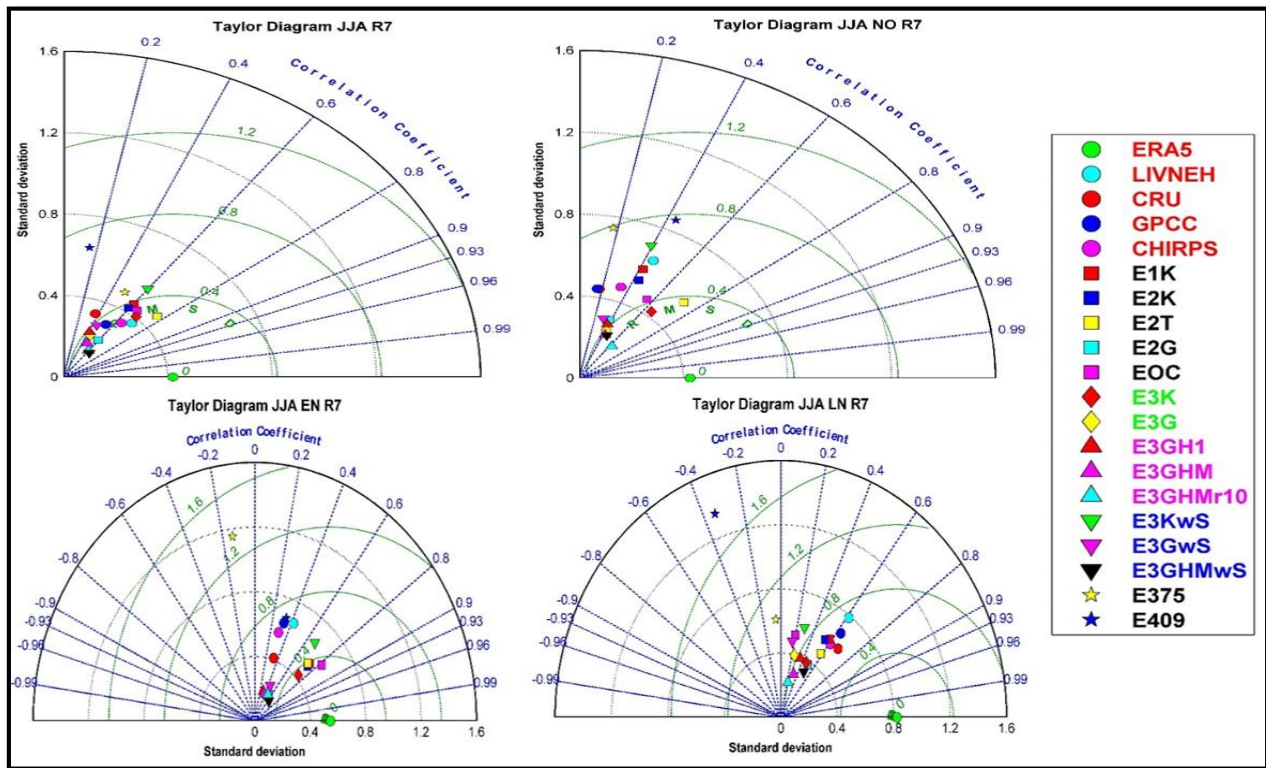


Figura A7 24. Diagramas de Taylor para el verano sobre la Región 7. Panel superior izquierdo: verano promedio. Panel superior derecho: verano NO. Panel inferior izquierdo: verano EN. Panel inferior derecho: verano LN.

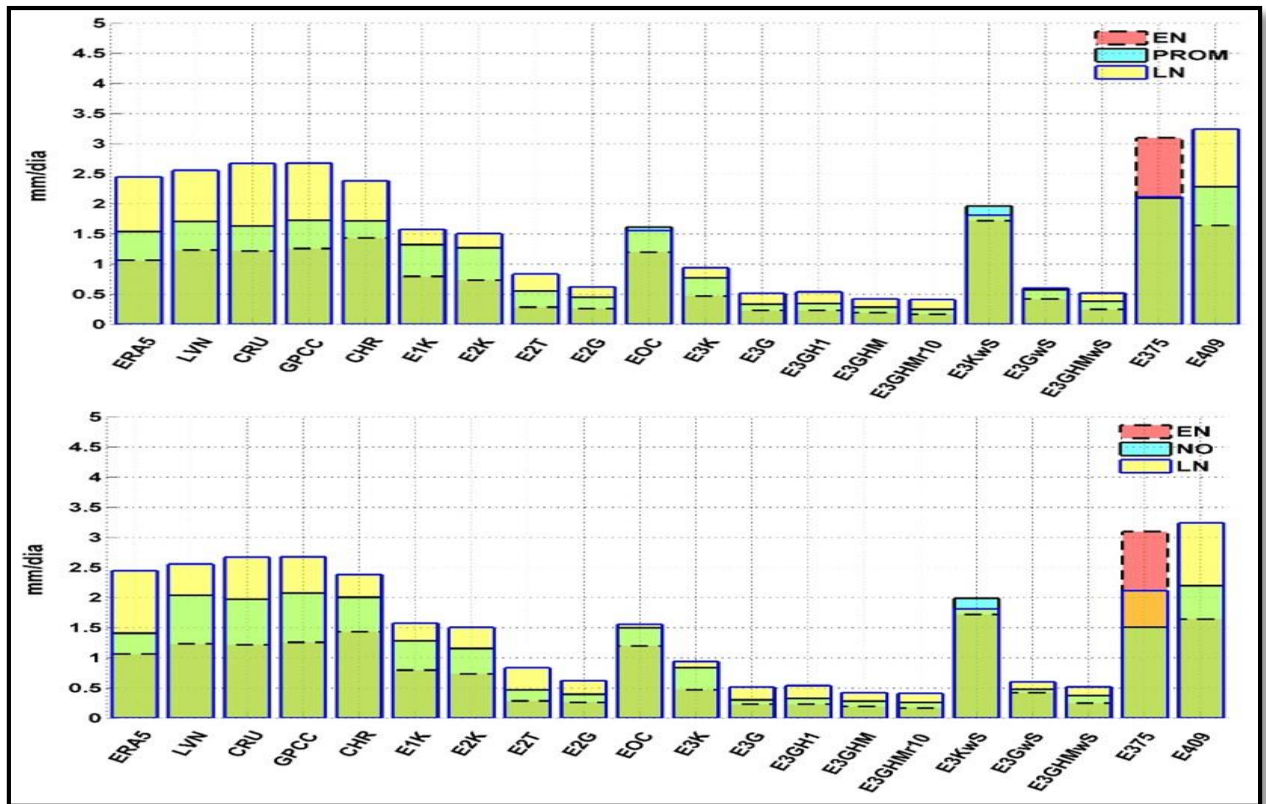


Figura A7 25. Valores promedio de la precipitación en verano sobre la Región 7 (mm/día). Panel superior: EN y LN comparados con verano promedio. Panel inferior: EN y LN comparados con NO.

Bibliografía

- Arakawa, A., & Schubert, W. H. (1974). *Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part I. Journal of the Atmospheric Sciences*, 31(3), 674-701.
- Arakawa, A., Jung, J. H., & Wu, C. M. (2011). *Toward unification of the multiscale modeling of the atmosphere. Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(8), 3731-3742.
- Bauer, P., Thorpe, A., & Brunet, G. (2015). *The quiet revolution of numerical weather prediction. Nature*, 525(7567), 47.
- Bjerknes J. *Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. Mon Wea Rev* 1969; 97: 163–72.
- Bravo Cabrera, J. L., Azpra Romero, E., Zarraluqui Such, V., Gay García, C., & Estrada Porrúa, F. (2010). *Significance tests for the relationship between "El Niño" phenomenon and precipitation in Mexico. Geofísica internacional*, 49(4), 245-261.
- Brown, David, Dana Warnecke, y Ted McKinney. 2006. "Effects of Midsummer Drought on Mortality of Doe Pronghorn (*Antilocapra Americana*)." *The Southwestern Naturalist* 51 (2): 220-225. doi: 10.1894/0038-4909(2006)51[220:eomdom]2.0.co;2.
- Bruyère, C. L., Holland, G. J., & Towler, E. (2012). *Investigating the use of a genesis potential index for tropical cyclones in the North Atlantic basin. Journal of Climate*, 25(24), 8611-8626.
- Chou, M. D., & Suarez, M. J. (1994). *An efficient thermal infrared radiation parameterization for use in general circulation models.*
- Copernicus Climate Change Service (C3S) (2017): ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS), date of access. <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>
- Danielson, J. J., & Gesch, D. B. (2011). *Global multi-resolution terrain elevation data 2010. US Department of the Interior and US Geological Survey*, 2011-1073.
- Davey, M. K., Brookshaw, A., & Ineson, S. (2014). *The probability of the impact of ENSO on precipitation and near-surface temperature. Climate Risk Management*, 1, 5-24.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., & Bechtold, P. (2011). *The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137(656), 553-597.
- Diaz, H. F., and V. Markgraf, Eds., 2000: *El Niño and the Southern Oscillation: Multi-Scale Variability and Global and Regional Impacts. Cambridge University Press*, 496 pp.
- Dudhia, J. (2019). *Overview of WRF physics. University Corporation for Atmospheric Research, Boulder, CO*, <http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/tutorial/201801/physics.pdf>.
- Emanuel, K. A., 1994: *Atmospheric convection. Oxford University Press.*
- Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., & Michaelsen, J. (2015). *The climate hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes. Scientific data*, 2, 150066.
- García, E. (1974). *Distribución de la precipitación en la República Mexicana. Investigaciones geográficas*, (5), 7-20.
- García, E. *Apuntes de Climatología, México*, 153 pp., 1978.
- García de Miranda, E. (1981). *Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen. Instituto de Geografía, UNAM, México, DF*, 243.

- Giorgi, F. and Shields, C. 1999. Tests of precipitation parameterizations available in latest version of NCAR regional climate model (RegCM) over continental United States. *J. Geophys. Res.* 104, 6353–6375.
- Gochis, D. J., Shuttleworth, W. J. and Yang, Z.-L. 2002. Sensitivity of the modeled North American monsoon regional climate to convective parameterization. *Mon. Weather Rev.* 130, 1282–1298.
- Grell, G. A., & Freitas, S. R. (2014). A scale and aerosol aware stochastic convective parameterization for weather and air quality modeling. *Atmos. Chem. Phys*, 14(10), 5233-5250.
- Haidvogel, D. B., Arango, H., Budgell, W. P., Cornuelle, B. D., Curchitser, E., Di Lorenzo, E., & Levin, J. (2008). Ocean forecasting in terrain-following coordinates: Formulation and skill assessment of the Regional Ocean Modeling System. *Journal of Computational Physics*, 227(7), 3595-3624.
- Halpert, M. S., & Ropelewski, C. F. (1992). Surface temperature patterns associated with the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 5(6), 577-593.
- Haney, R. L. (1971). Surface thermal boundary condition for ocean circulation models. *Journal of Physical Oceanography*, 1(4), 241-248.
- Harris, I. P. D. J., Jones, P. D., Osborn, T. J., & Lister, D. H. (2014). Updated high-resolution grids of monthly climatic observations—the CRU TS3. 10 Dataset. *International journal of climatology*, 34(3), 623-642.
- Hernández Cerda, María Engracia, Ordoñez Díaz, María de Jesús, & Giménez de Azcárate, Joaquín. (2018). Análisis comparativo de dos sistemas de clasificación bioclimática aplicados en México. *Investigaciones geográficas*, (95).
- Hibler III, W. D. (1979). A dynamic thermodynamic sea ice model. *Journal of physical oceanography*, 9(4), 815-846.
- Hong, S. Y., Dudhia, J., & Chen, S. H. (2004). A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Monthly Weather Review*, 132(1), 103-120.
- Hourdin, F., Musat, I., Bony, S., Braconnot, P., Codron, F., Dufresne, J. L., ... & Krinner, G. (2006). The LMDZ4 general circulation model: climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Climate Dynamics*, 27(7-8), 787-813.
- Iacono, M. J., Delamere, J. S., Mlawer, E. J., Shephard, M. W., Clough, S. A., & Collins, W. D. (2008). Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D13).
- Instituto Nacional de Ecología. (2009). *Cuarta comunicación nacional ante la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el cambio climático*.
- IPCC (2001). *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. New York: Cambridge University Press.
- Jacob, D. (2001). A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 77(1-4), 61-73.
- Janjic, Zavisla I., 1994: *The Step–Mountain Eta Coordinate Model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes*. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 927–945.
- Jáuregui, Ernesto. 1959. "Notas sobre la precipitación en Tacubaya para el periodo 1900-1958." *Ingeniería Hidráulica en México* 13 (4): 29-36.
- Jauregui, E. (1967). *Las ondas del Este y los ciclones tropicales en México*. *Ingeniería Hidráulica en México*, 21(3), 197-208.

- Joyce, R. J., Janowiak, J. E., Arkin, P. A., y Xie, P. (2004). CMORPH: A Method that Produces Global Precipitation Estimates from Passive Microwave and Infrared Data at High Spatial and Temporal Resolution. *Journal of Hydrometeorology*, 5(3), 487–503. [http://doi.org/10.1175/1525-7541\(2004\)005<0487:CAMTPG>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1525-7541(2004)005<0487:CAMTPG>2.0.CO;2)
- Jurado, O. (2017). *Sensibilidad de WRF ante condiciones iniciales y de frontera: Un estudio de caso en el Valle de México. (Tesis de Maestría)*. Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, México.
- Kain, J. S. (2004). The Kain–Fritsch convective parameterization: an update. *Journal of Applied Meteorology*, 43(1), 170–181.
- Karmalkar, A. V., Bradley, R. S., & Diaz, H. F. (2011). Climate change in Central America and Mexico: regional climate model validation and climate change projections. *Climate dynamics*, 37(3-4), 605.
- Kalnay, E. (2003). *Atmospheric modeling, data assimilation and predictability*. Cambridge university press.
- Kummerow, C., Barnes, W., Kozu, T., Shiue, J., & Simpson, J. (1998). The tropical rainfall measuring mission (TRMM) sensor package. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 15(3), 809-817.
- Legutke, S., & Voss, R. (1999). *The Hamburg atmosphere-ocean coupled circulation model ECHO-G (Vol. 18)*. Hamburg, Germany: DKRZ.
- Liang, X.-Z., Li, L., Kunkel, K. E., Ting, M. and Wang, J. X. L. 2004. Regional climate model simulation of U.S. precipitation during 1982–2002. Part I: annual cycle. *J. Climate* 17, 3510–3529.
- Livneh, B., Bohn, T. J., Pierce, D. W., Munoz-Arriola, F., Nijssen, B., Vose, R., & Brekke, L. (2015). A spatially comprehensive, hydrometeorological data set for Mexico, the US, and Southern Canada 1950–2013. *Scientific data*, 2, 150042.
- López-Bravo, C., Caetano, E., & Magaña, V. (2018). Forecasting summertime surface temperature and precipitation in the Mexico City metropolitan area: sensitivity of the WRF model to land cover changes. *Frontiers in Earth Science*, 6, 6.
- Magaña, V., Amador, J. A., & Medina, S. (1999). The midsummer drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate*, 12(6), 1577-1588.
- Magaña, V. O., Vázquez, J. L., Pérez, J. L., & Pérez, J. B. (2003). Impact of El Niño on precipitation in Mexico. *Geofísica internacional*, 42(3), 313-330.
- Magaña, V., López, L. C., y Vázquez, G. (2013). El pronóstico de lluvias intensas para la Ciudad de México. *TIP*, 16(1), 18–25.
- Majewski, D. (1991), *The Europa model of the Deutscher Wetterdienst*, in Seminar Proceedings ECMWF, vol. 2, pp. 147-191, ECMWF, Reading, U. K.
- Mallard, M. S., Lackmann, G. M., Ayyer, A., & Hill, K. (2013). Atlantic hurricanes and climate change. Part I: Experimental design and isolation of thermodynamic effects. *Journal of Climate*, 26(13), 4876-4893.
- Marsland, S. J., Haak, H., Jungclaus, J. H., Latif, M., & Röske, F. (2003). The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates. *Ocean modelling*, 5(2), 91-127.
- Martinez-Lopez, B., Quintanar, A. I., Cabos-Narvaez, W. D., Gay-Garcia, C., & Sein, D. V. (2018). Nonlinear trends and nonstationary oscillations as extracted from annual accumulated precipitation at Mexico City. *Earth and Space Science*, 5(9), 473-485.
- Mason, S. J., & Goddard, L. (2001). Probabilistic Precipitation Anomalies Associated with EN SO. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(4), 619-638.

- McGuffie, K., & Henderson-Sellers, A. (2005). *A climate modelling primer*. John Wiley & Sons.
- Méndez, Jorge, José de Jesús Návar Cháidez, y Vladimir González Ontiveros. 2008. "Análisis de tendencias de precipitación (1920-2004) en México." *Investigaciones Geográficas* 65:38-55.
- Mooney, P. A., Gill, D. O., Mulligan, F. J., & Bruyère, C. L. (2016). Hurricane simulation using different representations of atmosphere–ocean interaction: the case of Irene (2011). *Atmospheric Science Letters*, 17(7), 415-421.
- Neiman, P. J., Ralph, F. M., Moore, B. J., Hughes, M., Mahoney, K. M., Cordeira, J. M., & Dettinger, M. D. (2013). The landfall and inland penetration of a flood-producing atmospheric river in Arizona. Part I: Observed synoptic-scale, orographic, and hydrometeorological characteristics. *Journal of Hydrometeorology*, 14(2), 460-484.
- Nicholls, S. D., & Decker, S. G. (2015). Impact of coupling an ocean model to WRF nor'easter simulations. *Monthly Weather Review*, 143(12), 4997-5016.
- Pavia, E. G., Graef, F., & Reyes, J. (2006). PDO–ENSO effects in the climate of Mexico. *Journal of Climate*, 19(24), 6433-6438.
- Pavia, E. G. (2009). The relationship between Pacific Decadal and Southern Oscillations: Implications for the climate of northwestern Baja California. *Geofísica internacional*, 48(4), 385-389.
- Pavia, E. G., Graef, F., & Fuentes-Franco, R. (2016). Recent ENSO–PDO precipitation relationships in the Mediterranean California border region. *Atmospheric Science Letters*, 17(4), 280-285.
- Pollard, R. T., P. B. Rhines, and R. O. R. Y. Thompson, 1973: The deepening of the wind–mixed layer. *Geophys. Fluid. Dyn.*, 3, 381–404.
- Roeckner, E., Arpe, K., Bengtsson, L., Christoph, M., Claussen, M.P., Duemenil, L., Esch, M., Giorgetta, M., Schlese, U., & Schulzweida, U. (1996). The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate.
- Roeckner, E., Bäuml, G., Bonaventura, L., Brokopf, R., Esch, M., Giorgetta, M., et al. (2003). The atmospheric general circulation model ECHAM 5. PART I: Model description. Report / MPI für Meteorologie, 349.
- Ropelewski, C. F., & Halpert, M. S. (1986). North American precipitation and temperature patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation (ENSO). *Monthly Weather Review*, 114(12), 2352-2362.
- Ropelewski, C. F., & Halpert, M. S. (1987). Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly weather review*, 115(8), 1606-1626.
- Ropelewski, C. F., & Halpert, M. S. (1989). Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. *Journal of climate*, 2(3), 268-284.
- Sein, D. V., Mikolajewicz, U., Gröger, M., Fast, I., Cabos, W., Pinto, J. G., Hagemann, S., Semmler, T., Izquierdo, A., and Jacob, D. (2015), Regionally coupled atmosphere-ocean-sea ice-marine biogeochemistry model ROM: 1. Description and validation, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 7, 268– 304,
- Shchepetkin, A. F., and J. C. McWilliams, 2005: The Regional Ocean Modeling System: A split-explicit, free-surface, topography following coordinates ocean model, *Ocean Modelling*, 9, 347-404.
- Simmons, A.J. and D.M. Burridge, 1981: An Energy and Angular-Momentum Conserving Vertical Finite-Difference Scheme and Hybrid Vertical Coordinates. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 758–766

Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G Duda, X.-Y. Huang, W. Wang, and J. G. Powers, 2008: A Description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR Tech. Note NCAR/TN-475+STR, 113 pp.doi:10.5065/D68S4MVH

Small, R. J. O., De Szoeko, S. P., & Xie, S. P. (2007). The Central American midsummer drought: regional aspects and large-scale forcing. *Journal of Climate*, 20(19), 4853-4873.

Schneider, U., Becker, A., Finger, P., Meyer-Christoffer, A., Rudolf, B., y Ziese, M. (2015). GPCP Full Data Reanalysis Version 7.0 at 0.5°: Monthly Land-Surface Precipitation from Rain-Gauges built on GTS-based and Historic Data. Global Precipitation Climatology Centre.

Stensrud, D. J. (2009). *Parameterization schemes: keys to understanding numerical weather prediction models*. Cambridge University Press.

Taylor, K. E. (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D7), 7183-7192.

Tiedtke, M., 1989: A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Monthly Weather Review*, 117(8), 1779-1800.

Trenberth, K. E., G. W. Branstator, D. Karoly, A. Kumar, N.-C. Lau, and C. Ropelewski, 1998: Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *J. Geophys. Res.*, 103 (C7), 14 291–14 324.

Trenberth, K. E., & Shea, D. J. (2006). Atlantic hurricanes and natural variability in 2005. *Geophysical Research Letters*, 33(12).

Valcke, S., A. Caubel, D. Declat, and L. Terray (2003), OASIS3 Ocean Atmosphere Sea Ice Soil Users Guide, Tech. Rep. TR/CMGC/03-69, CERFACS, Toulouse, France.

Vidal, Rosalía. 2005. *Las regiones climáticas de México*. Serie Temas Selectos de la Geografía Mexicana. México D.F.: Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

Wang Zi-Qian & Duan An-Min (2012) A New Ocean Mixed-Layer Model Coupled into WRF, *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 5:3, 170-175.

Warner, T. T. (2010). *Numerical weather and climate prediction*. Cambridge University Press.

Williams, P. D. (2005). Modelling climate change: the role of unresolved processes. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 363(1837), 2931-2946.

Xie, P., and P.A. Arkin, 1997: Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 2539 - 2558.

Xu, J. and Small, E. E. 2002. Simulating summertime rainfall variability in the North American monsoon region: the influence of convection and radiation parameterizations. *J. Geophys. Res. Atmos.* 107, 4727–4743.

Yang, X., & DelSole, T. (2012). Systematic comparison of ENSO teleconnection patterns between models and observations. *Journal of Climate*, 25(2), 425-446.

Zeng, X., & Beljaars, A. (2005). A prognostic scheme of sea surface skin temperature for modeling and data assimilation. *Geophysical Research Letters*, 32(14).

Zhang, Y., Dubey, M., Olsen, S., Zheng, J., y Zhang, R. (2009). Comparisons of WRF/- Chem simulations in Mexico City with ground-based RAMA measurements during the 2006-MILAGRO. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(11), 3777–3798.