



**UNIVERSIDAD
DE ANTIOQUIA**

**EVALUACIÓN DEL TRANSPORTE DE
HUMEDAD ATMOSFÉRICA DESDE EL OCÉANO
ATLÁNTICO HACIA LAS CUENCAS DEL
ORINOCO Y EL NORTE DEL AMAZONAS
DURANTE EL AÑO 2010 MEDIANTE EL
MODELO WRF-TRACERS**

Autor

Juan Manuel Sánchez Ortega

Universidad de Antioquia

Facultad de Ingeniería, Escuela Ambiental

Medellín, Colombia

2021



Evaluación del transporte de humedad atmosférica desde el océano Atlántico hacia las cuencas del Orinoco y el norte del Amazonas durante el año 2010 mediante el modelo WRF-Tracers

Juan Manuel Sánchez Ortega

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:
Ingeniero Ambiental

Asesores (a):

Paola Andrea Arias Gómez

John Alejandro Martínez Agudelo

Línea de Investigación:

Modelación Ambiental

Grupo de Investigación:

Grupo de Ingeniería y Gestión Ambiental (GIGA)

Universidad de Antioquia

Facultad de Ingeniería, Escuela Ambiental.

Medellín, Colombia

2021

Agradecimientos

Primeramente, agradezco a mi familia. A mis padres por su apoyo, su paciencia y los buenos consejos durante todo el proceso de mi carrera universitaria. A mis hermanos, por siempre verme como un ejemplo para ellos. Gracias por ayudarme a conseguir este logro.

Agradezco también a la profesora Paola A. Arias y el profesor J. Alejandro Martínez por su compromiso en la realización de este trabajo de grado, por compartir conmigo sus conocimientos y por su excelencia académica. Estoy completamente agradecido por ayudarme a formarme profesionalmente.

Infinitas gracias a la profesora Nora E. Villegas, Carolina Valencia, Julián Gálvez y en general al semillero de investigación GIRH por impulsarme y ayudarme a crecer en el mundo de la investigación.

Finalmente, unas infinitas e insuficientes gracias a Paola A. Montoya, mi amor, mi compañera, mi colega. Gracias por darme todo su apoyo, por siempre tener una palabra de aliento en los momentos difíciles y su admiración en cada logro alcanzado. Espero seguir creciendo a su lado. Gracias por enseñarme tanto.

Este trabajo fue patrocinado por MINCIENCIAS mediante el programa No. 80740-490-2020.

Resumen

El año 2010 se caracterizó por el desarrollo de condiciones La Niña en el océano Pacífico, mientras que en el norte del océano Atlántico Tropical se detectaron altas anomalías positivas en la temperatura superficial del mar (SST, por sus siglas en inglés). La combinación de estos patrones de SST en ambos océanos generó que en el centro y norte de Suramérica se presentaran condiciones climáticas extremas. Por un lado, la selva amazónica experimentó una de las más graves sequías registradas, mientras que el norte de Suramérica presentó una de las temporadas húmedas más fuertes de las últimas décadas. Estas anomalías de temperatura en los océanos favorecieron el desarrollo de una zona de convergencia en el norte de Suramérica, incrementando así el transporte de humedad hacia la región, lo que generó aumentos en la precipitación. Por el contrario, sobre la cuenca amazónica se desarrolló una zona de subsidencia que llevó a una disminución en la advección de humedad a ésta, generando disminuciones importantes de precipitación. En este estudio utilizamos el modelo WRF–WVT con el fin de analizar la generación y el transporte de humedad atmosférica desde diferentes fuentes a tres sumideros en Suramérica: las cuencas de los ríos Amazonas, Orinoco y Magdalena-Cauca. Realizamos simulaciones para el año 2010, y las comparamos con simulaciones para el año 2013 que representa condiciones neutras de SST en ambos océanos. El análisis muestra aumentos importantes en la advección de humedad desde el Atlántico Tropical Norte y el Mar Caribe hacia la cuenca del Orinoco y el norte de Suramérica, así como disminuciones en el transporte de humedad desde esta fuente hacia la cuenca del Amazonas. Asimismo, notamos un mayor arrastre de vapor de agua desde el Amazonas hacia el norte de Suramérica y el Orinoco, y una disminución en el reciclaje de humedad en esta cuenca. En contraste evidenciamos un ligero aumento en el reciclaje de humedad en la cuenca del Orinoco, así como en el transporte hacia el norte de Suramérica. Finalmente, a pesar de que la humedad proveniente desde el Pacífico Tropical sur es considerablemente baja, el año 2010 mostró aumentos en la advección de humedad desde esta fuente al interior del continente.

Palabras clave: Transporte de humedad, fuente, sumidero, Norte de Suramérica, Orinoco, Amazonas

Contenido

Capítulo 1	3
Introducción	8
Capítulo 2	12
Objetivos	12
2.1. Objetivo general	12
2.2. Objetivos específicos	12
Capítulo 3	13
Marco teórico	13
3.1. Modelos de Transporte de Humedad Atmosférica	13
3.2. WVT y WRF-Tracers	14
Capítulo 4	16
Datos y Metodología	16
4.1 Datos	16
4.2 Metodología	18
Capítulo 5	20
Análisis y Resultados	20
5.1. Caracterización de las condiciones climáticas: 2010 y 2013	20
5.2. Validación de la representatividad del modelo WRF	23
5.3. Caracterización de la SST de los océanos Atlántico y Pacífico para el año 2010 con respecto a un año de condiciones neutras.	27
5.4. Transporte de humedad simulado por WRF	29
5.4.1. Transporte de humedad y precipitación simulada por WRF para el año 2010	29
5.4.1.1. Magdalena-Cauca	29
5.4.1.2. Orinoco	34
5.4.1.3. Amazonas	36
5.4.1.4. Sección Transversal	37
5.4.2. Comparación del transporte de humedad entre los años 2010 y 2013	40
5.4.2.1. Magdalena-Cauca	42
5.4.2.2. Orinoco	44

5.4.2.3.	Amazonas	45
5.4.2.4.	Sección Transversal	48
5.5.	Transporte de humedad simulado por DRM.....	50
5.5.1.	Comparación del transporte de humedad entre los años 2010 y 2013.....	50
5.5.1.1.	Magdalena-Cauca.....	52
5.5.1.2.	Orinoco	55
5.5.1.3.	Amazonas	56
Capítulo 6	57
	Discusiones y conclusiones	58
Referencias	63

Índice de Figuras

Figura 1. a) Regiones sumidero: NOSA (norte de Suramérica), ORIC (cuenca del Orinoco), AMZN (cuenca del Amazonas). b) Regiones consideradas como fuentes de humedad atmosférica: ORIC, AMZN, CABN-TNA (Atlántico Tropical Norte Y Mar Caribe), TSP (Pacífico Tropical Sur).	17
Figura 2. Caracterización estacional de condiciones de la precipitación total (mm día^{-1}) y vientos (850 hPa) obtenidos de ERA5 para el año 2010. a) Diciembre-Enero-Febrero. b) Marzo-Abril-Mayo. c) Junio-Julio-Agosto. d) septiembre-Agosto-Octubre.	21
Figura 3. Caracterización estacional de condiciones de la precipitación total (mm día^{-1}) y vientos (850 hPa) obtenidos de ERA5 para el año 2013. a) Diciembre-Enero-Febrero. b) Marzo-Abril-Mayo. c) Junio-Julio-Agosto. d) septiembre-Agosto-Octubre.	21
Figura 4. Caracterización estacional de condiciones de la SST ($^{\circ}\text{C}$) obtenidas de ERA5 para el año 2010. a) Diciembre-Enero-Febrero. b) Marzo-Abril-Mayo. c) Junio-Julio-Agosto. d) septiembre-Agosto-Octubre.	22
Figura 5. Caracterización estacional de condiciones de la SST ($^{\circ}\text{C}$) obtenidas de ERA5 para el año 2013. a) Diciembre-Enero-Febrero. b) Marzo-Abril-Mayo. c) Junio-Julio-Agosto. d) septiembre-Agosto-Octubre.	22
Figura 6. a) Campos de precipitación total (mm día^{-1}) y vientos (850 hPa) obtenidos con WRF. b) diferencia en los campos de precipitación total (mm día^{-1}) y vientos (850 hPa) entre WRF y ERA5. c) Campos de agua precipitable (kg m^{-2}) y vientos (850 hPa) obtenidos con WRF. d) diferencia en los campos de agua precipitable (kg m^{-2}) y vientos (850 hPa) entre WRF y ERA5. Estos campos son para el mes de abril del 2010.	24
Figura 7. a) Campos de precipitación total (mm día^{-1}) y vientos (850 hPa) obtenidos con WRF. b) diferencia en los campos de precipitación total (mm día^{-1}) y vientos (850 hPa) entre WRF y ERA5. c) Campos de agua precipitable (kg m^{-2}) y vientos (850 hPa) obtenidos con WRF. d) diferencia en los campos de agua precipitable (kg m^{-2}) y vientos (850 hPa) entre WRF y ERA5. Estos campos son para el mes de agosto del 2010.	24
Figura 8. Comparación del promedio espacial de la precipitación total (mm día^{-1}) entre WRF, TRMM, ERA5 y CHIRPS para el año 2010. a) Norte de Suramérica. b) Cuenca del Orinoco. c) Cuenca del Amazonas.	26
Figura 9. Comparación de las diferencias de 2010 y 2013 en el promedio espacial de la precipitación total (mm día^{-1}) entre WRF, TRMM, ERA5 y CHIRPS. a) Norte de Suramérica. b) Cuenca del Orinoco. c) Cuenca del Amazonas.	26
Figura 10. Diferencias de la SST ($^{\circ}\text{C}$) obtenida con el modelo WRF entre los años 2010 y 2013 para los meses de febrero a septiembre.	28
Figura 11. a) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Orinoco. b) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Orinoco. c) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Amazonas. d) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Amazonas. e) Patrón espacial de la precipitación generada en el TSP. f) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del TSP. g) Patrón espacial de la precipitación generada en CABN-TNA. h) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del CABN-TNA. Mes de abril del 2010. Simulaciones de WRF.	30
Figura 12. a) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Orinoco. b) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Orinoco. c) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Amazonas. d) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Amazonas. e) Patrón espacial de la precipitación generada en el TSP. f) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del TSP. g) Patrón espacial de la precipitación generada en CABN-TNA. h) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del CABN-TNA. Mes de agosto del 2010. Simulaciones de WRF.	31
Figura 13. Precipitación total obtenida del modelo WRF. a) Norte de Suramérica. b) Cuenca del Orinoco. c) Cuenca del Amazonas.	33

Figura 14. Precipitación total obtenida del modelo WRF generada en la cuenca del Amazonas y que cae en: a) Norte de Suramérica. b) Cuenca del Orinoco. c) Cuenca del Amazonas. Y r_p de la precipitación del Amazonas en: d) Norte de Suramérica. e) Cuenca del Orinoco. f) Cuenca del Amazonas.	33
Figura 15. Precipitación total obtenida del modelo WRF generada en el CABN y TNA y que cae en: a) Norte de Suramérica. b) Cuenca del Orinoco. c) Cuenca del Amazonas. Y r_p de la precipitación del CABN y TNA en: d) Norte de Suramérica. e) Cuenca del Orinoco. f) Cuenca del Amazonas.	33
Figura 16. Precipitación total generada obtenida del modelo WRF en la cuenca del Orinoco y que cae en: a) Norte de Suramérica. b) Cuenca del Orinoco. c) Cuenca del Amazonas. Y r_p de la precipitación de la cuenca del Orinoco en: d) Norte de Suramérica. e) Cuenca del Orinoco. f) Cuenca del Amazonas.	34
Figura 17. Precipitación total obtenida del modelo WRF generada en el TSP y que cae en: a) Norte de Suramérica. b) Cuenca del Orinoco. c) Cuenca del Amazonas. Y r_p de la precipitación del TSP en: d) Norte de Suramérica. e) Cuenca del Orinoco. f) Cuenca del Amazonas.	34
Figura 18. Región de corte de la sección transversal (0° Latitud, -75 y -65° Longitud).	38
Figura 19. Sección transversal oeste-este de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) para: a) cuenca del Orinoco. b) cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA. Mes de abril del 2010.	38
Figura 20. Sección transversal oeste-este de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) para: a) cuenca del Orinoco. b) cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA. Mes de agosto del 2010.	39
Figura 21. a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de abril entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo WRF.	41
Figura 22. a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de agosto entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo WRF. ..	42
Figura 23. Sección transversal oeste-este de las diferencias de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) del mes de abril entre los años 2010 y 2013 para: a) cuenca del Orinoco. b) cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA. ...	48
Figura 24. Sección transversal oeste-este de las diferencias de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) del mes de agosto entre los años 2010 y 2013 para: a) cuenca del Orinoco. b) cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA. ...	49
Figura 25. Precipitación total obtenida del modelo DRM. a) Norte de Suramérica. b) Cuenca del Orinoco. c) Cuenca del Amazonas.	51
Figura 26. Precipitación total generada obtenida del modelo DRM en la cuenca del Amazonas y que cae en: a) Norte de Suramérica. b) Cuenca del Orinoco. c) Cuenca del Amazonas. Y r_p de la precipitación de la cuenca del Amazonas en: d) Norte de Suramérica. e) Cuenca del Orinoco. f) Cuenca del Amazonas.	51
Figura 27. Precipitación total obtenida del modelo DRM generada en el CABN y TNA y que cae en: a) Norte de Suramérica. b) Cuenca del Orinoco. c) Cuenca del Amazonas. Y r_p de la precipitación del CABN y TNA en: d) Norte de Suramérica. e) Cuenca del Orinoco. f) Cuenca del Amazonas.	51
Figura 28. Precipitación total generada obtenida del modelo DRM en la cuenca del Orinoco y que cae en: a) Norte de Suramérica. b) Cuenca del Orinoco. c) Cuenca del Amazonas. Y r_p de la precipitación de la cuenca del Orinoco en: d) Norte de Suramérica. e) Cuenca del Orinoco. f) Cuenca del Amazonas.	52
Figura 29. a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de abril entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo DRM.	53
Figura 30. a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de agosto entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo DRM. ...	54

Figura 31. Diagrama esquemático del transporte de humedad en el año 2010 desde las fuentes: ORIC, AMZN, TSP y CABNA-TNA hacia los sumideros: NOSA, ORIC y AMZN. Un CABN y TNA más cálido y un TSP más frío favorecieron una zona de convergencia de la humedad atmosférica en el norte de Suramérica lo que fortaleció la celda regional de Hadley promoviendo la subsidencia de vientos sobre la cuenca del Amazonas inhibiendo el transporte de humedad a esta..... 61

Figura A.1: a) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Orinoco. b) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Orinoco. c) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Amazonas. d) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Amazonas. e) Patrón espacial de la precipitación generada en el TSP. f) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del TSP. g) Patrón espacial de la precipitación generada en CABN-TNA. b) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del CABN-TNA. Mes de **Febrero** del 2010. Simulaciones de WRF. _____ 69

Figura A 2: a) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Orinoco. b) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Orinoco. c) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Amazonas. d) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Amazonas. e) Patrón espacial de la precipitación generada en el TSP. f) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del TSP. g) Patrón espacial de la precipitación generada en CABN-TNA. b) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del CABN-TNA. Mes de **Marzo** del 2010. Simulaciones de WRF. _____ 70

Figura A.3: a) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Orinoco. b) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Orinoco. c) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Amazonas. d) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Amazonas. e) Patrón espacial de la precipitación generada en el TSP. f) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del TSP. g) Patrón espacial de la precipitación generada en CABN-TNA. b) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del CABN-TNA. Mes de **Mayo** del 2010. Simulaciones de WRF. _____ 71

Figura A.4: a) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Orinoco. b) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Orinoco. c) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Amazonas. d) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Amazonas. e) Patrón espacial de la precipitación generada en el TSP. f) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del TSP. g) Patrón espacial de la precipitación generada en CABN-TNA. b) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del CABN-TNA. Mes de **Junio** del 2010. Simulaciones de WRF. _____ 72

Figura A.5: a) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Orinoco. b) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Orinoco. c) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Amazonas. d) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Amazonas. e) Patrón espacial de la precipitación generada en el TSP. f) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del TSP. g) Patrón espacial de la precipitación generada en CABN-TNA. b) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del CABN-TNA. Mes de **Julio** del 2010. Simulaciones de WRF. _____ 73

Figura A.6: a) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Orinoco. b) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Orinoco. c) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Amazonas. d) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Amazonas. e) Patrón espacial de la precipitación generada en el TSP. f) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del TSP. g) Patrón espacial de la precipitación generada en CABN-TNA. b) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del CABN-TNA. Mes de **Septiembre** del 2010. Simulaciones de WRF. _____ 74

Figura B.1: Sección transversal oeste-este de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) para: a) Cuenca del Orinoco. b) Cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA. Mes de Febrero del 2010.	76
Figura B.2: Sección transversal oeste-este de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) para: a) cuenca del Orinoco. b) cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA. Mes de Marzo del 2010.	77
Figura B.3: Sección transversal oeste-este de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) para: a) cuenca del Orinoco. b) cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA. Mes de Mayo del 2010.	78
Figura B.4: Sección transversal oeste-este de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) para: a) cuenca del Orinoco. b) cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA. Mes de Junio del 2010.	79
Figura B.5: Sección transversal oeste-este de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) para: a) cuenca del Orinoco. b) cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA. Mes de Julio del 2010.	80
Figura B.6: Sección transversal oeste-este de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) para: a) cuenca del Orinoco. b) cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA. Mes de Septiembre del 2010.	81
Figura C.1: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de Febrero entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo WRF.	83
Figura C. 2: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de Marzo entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo WRF.	84
Figura C.3: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de Mayo entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo WRF.	85
Figura C.4: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de Junio entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo WRF.	86
Figura C.5: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de Julio entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo WRF.	87
Figura C.6: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de Septiembre entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo WRF.	88
Figura D.1: Sección transversal oeste-este de las diferencias de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) del mes de Febrero entre los años 2010 y 2013 para: a) cuenca del Orinoco. b) cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA.	90
Figura D.2: Sección transversal oeste-este de las diferencias de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) del mes de Marzo entre los años 2010 y 2013 para: a) cuenca del Orinoco. b) cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA.	91
Figura D.3: Sección transversal oeste-este de las diferencias de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) del mes de Mayo entre los años 2010 y 2013 para: a) cuenca del Orinoco. b) cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA.	92
Figura D.4: Sección transversal oeste-este de las diferencias de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) del mes de Junio entre los años 2010 y 2013 para: a) cuenca del Orinoco. b) cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA.	93

Figura D.5: Sección transversal oeste-este de las diferencias de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) del mes de **Julio** entre los años 2010 y 2013 para: a) cuenca del Orinoco. b) cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA. _ 94

Figura D 6: Sección transversal oeste-este de las diferencias de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) del mes de **Septiembre** entre los años 2010 y 2013 para: a) cuenca del Orinoco. b) cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA. _____ 95

Figura E.1: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de **Enero** entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo DRM. _ 97

Figura E.2: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de **Febrero** entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo DRM. 98

Figura E.3.: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de **Marzo** entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo DRM. _ 99

Figura E.4: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de **Mayo** entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo DRM. 100

Figura E.5: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de **Junio** entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo DRM. _ 101

Figura E.6: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de **Julio** entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo DRM. _ 102

Figura E.7: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de **Septiembre** entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo DRM. _____ 103

Figura E.8: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de **Octubre** entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo DRM. _____ 104

Figura E.9: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de **Noviembre** entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo DRM. _____ 105

Figura E.10: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de **Diciembre** entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo DRM _____ 106

Capítulo 1

Introducción

La selva Amazónica representa un tercio de la selva tropical del planeta, cubriendo aproximadamente 6.000.000 km² (Tomasella et al., 2011). Esta cuenca es una de las regiones más lluviosas del mundo y tiene un alto aporte de vapor de agua a la atmósfera, cumpliendo así una importante función en el clima regional y global (Villar et al., 2009; Yoon & Zeng, 2010). Además, la precipitación en la cuenca tiene una amplia y compleja variabilidad espacio-temporal (Espinoza et al., 2009). Se ha encontrado una fuerte relación entre la variabilidad decadal del Océano Pacífico y del Océano Atlántico y las precipitaciones en el Norte de Suramérica incluyendo la cuenca del Amazonas (Dettinger et al., 2001; Marengo, 2004; Zhou & Lau, 2001). Por ejemplo, entre el Atlántico Norte y el Atlántico Norte Tropical (TNA), se generan variaciones decadales en la temperatura superficial del mar (SST, por sus siglas en inglés), lo cual conduce a variaciones en la migración meridional de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), influyendo así en variaciones decadales de la precipitación en el norte de la cuenca Amazónica (Marengo, 2004; Nobre & Shukla, 1996). A escala interanual, diversos estudios han encontrado que la variabilidad de las precipitaciones del Amazonas está controlada, en parte, por la influencia que tiene el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés) sobre ésta. Durante eventos El Niño se observa una reducción en las precipitaciones, específicamente en el norte y centro de la cuenca, mientras que anomalías opuestas se observan durante eventos La Niña (Fu et al., 1999; Liebmann & Marengo, 2001; Marengo, 1992). Sin embargo, la variabilidad de las precipitaciones a escala interanual no está completamente definida por el ENSO. La SST del Atlántico tropical también juega un papel importante en las precipitaciones del Amazonas. Se ha demostrado que aumentos en las precipitaciones en el Amazonas están asociados con un aumento en el vapor de agua que llega a la cuenca desde el océano Atlántico (Yoon & Zeng, 2010). Por ejemplo, una disminución (aumento) en las precipitaciones sobre esta cuenca podría relacionarse con anomalías cálidas (frías) de la SST en el TNA y anomalías de SST más frías (cálidas) sobre el Atlántico Sur Tropical (TSA) (Yoon & Zeng, 2010). Además, se ha encontrado que la influencia de la SST del Atlántico Tropical sobre la cuenca no solo afecta la cantidad de humedad atmosférica advectada a ésta, sino que también condiciona el inicio y final de las temporadas de lluvia en el Amazonas central y cerca de la desembocadura; sin embargo, esta relación no se evidencia para el sur de la cuenca (Liebmann & Marengo, 2001).

Es importante mencionar además que la precipitación en la cuenca Amazónica no depende únicamente de la humedad que llega de fuentes oceánicas; la evapotranspiración del Amazonas genera cantidades importantes de humedad, las cuales contribuyen al proceso de reciclaje de precipitación. Por ejemplo, Costa & Foley (1999) estimaron valores de precipitación reciclada entre 27% durante la temporada húmeda y 33% en temporada seca; incluso, estudios más recientes, estiman que el reciclaje de humedad puede representar más del 50% de la precipitación en la cuenca (D'Almeida et al., 2007; Ruiz-Vásquez et al., 2020; Swann et al., 2015). Por último, la variación estacional de las temporadas húmedas y secas tienen contrastes muy marcados entre el norte y el sur de la cuenca. Para el norte del Amazonas se define la temporada húmeda entre febrero-mayo y la seca entre julio-octubre, mientras que para el sur de la cuenca, la temporada húmeda se da entre diciembre-marzo y la temporada seca entre julio-octubre (Marengo et al., 2011).

Por otro lado, la cuenca del Orinoco es la tercera más grande de Suramérica, con un área de 830.000km², cuyo río tiene el tercer flujo más grande del mundo, con un caudal de $5,4 \times 10^{11}$ m³/año (Nieto et al., 2008). Asimismo, algunos de los patrones que modulan la climatología sobre la cuenca del Amazonas, también modulan la climatología en la cuenca del Orinoco. La variabilidad interanual de la precipitación en esta cuenca está regulada, en parte, por el ENSO (Poveda et al., 2006); sin embargo, este no afecta de forma homogénea toda la región, teniendo un máximo de incidencia hacia el occidente. La influencia del ENSO sobre la cuenca ha sido reportada por (Araguayán, 2013), indicando que sobre el noreste y el sur del Orinoco, durante una fase El Niño (La Niña), se observa un aumento (disminución) en las temperaturas máximas, lo que lleva a una disminución (aumento) en la precipitación; por el contrario, en la región noroeste, las temperaturas mínimas aumentan (disminuyen) durante una fase El Niño (La Niña). Sobre la zona centro-norte y oriental de la cuenca, la variación interanual de la precipitación está controlada, además, por otros factores tales como variaciones en las temperaturas sobre el TNA (Araguayán, 2013), debido a que las anomalías en la SST modulan la cantidad de vapor de agua que es advectada a la cuenca del Orinoco desde este océano. A escala anual, la variabilidad de la precipitación en esta cuenca se ve dominada por los cambios de posición de la ZCIT (Poveda et al., 2006; Poveda & Mesa, 1997; Torrealba & Amador, 2010). Sin embargo, esta variabilidad no es la misma en toda la cuenca. El este y centro de la región se caracteriza por una distribución unimodal de las precipitaciones, mostrando un pico en el mes de agosto, mientras que el noroeste está caracterizado por un ciclo bimodal, con picos entre mayo-junio y septiembre-noviembre, mostrando un mínimo en julio-agosto (Torrealba & Amador, 2010).

La cuenca del Amazonas ha experimentado fuertes eventos de sequías (1998, 2005 y 2010) y de inundaciones (1999, 2006 y 2009) durante las últimas décadas (Espinoza et al., 2011b; Espinoza et al., 2011a; Marengo et al., 2011). Se ha documentado que la sequía observada en 2005 tiene un periodo de ocurrencia de cada 100 años; sin embargo, tan solo 5 años después, una sequía de mayor intensidad y extensión territorial, tuvo lugar sobre la cuenca (Lewis et al., 2011). Diferentes estudios han encontrado que la diferencia de intensidad entre estas sequías se debió a la combinación de los efectos del evento El Niño observado a finales del año 2009 y el calentamiento progresivo del TNA durante 2010 (Espinoza et al., 2011a; Lewis et al., 2011; Marengo et al., 2011). Por su parte, la sequía del año 2005 estuvo fundamentalmente influenciada por el aumento de temperaturas observado en el TNA durante este año (Marengo et al., 2008; Zeng et al., 2008).

Diversos estudios han demostrado que la ocurrencia de sequías sobre la cuenca Amazónica se ve parcialmente influenciada por las condiciones El Niño/La Niña que se estén desarrollando sobre el Océano Pacífico. Además, calentamientos anómalos del TNA, los cuales generan una ubicación más al norte de la ZCIT, también fortalecen las condiciones de sequías sobre la cuenca. En particular, para el año 2010, entre los meses de abril-agosto, se registraron anomalías negativas en la SST del Océano Pacífico oriental, lo que llevó a un fuerte evento La Niña para el periodo 2010-2011, el cual evolucionó después de la ocurrencia de un evento El Niño durante 2009-2010 (Espinoza et al., 2011). Sobre el TNA, la SST registrada fue especialmente alta para abril-agosto de 2010, alcanzando temperaturas de hasta 26°C. Este calentamiento anómalo generó un déficit en el vapor de agua que llega a la cuenca desde el océano Atlántico, encontrando disminuciones en el transporte de humedad de hasta -56% en algunas regiones de la cuenca (Espinoza et al., 2011a). Estos eventos de fuertes sequías traen serios impactos ecológicos y sociales en la cuenca. Por ejemplo, la sequía de 2010 afectó un área de 3.0 millones de km² (Lewis et al., 2011). Diversos estudios han documentado los impactos hidrológicos de las sequías en esta cuenca (Espinoza et al., 2011b; Espinoza et al., 2011a; Marengo et al., 2011; Tomasella et al., 2011). Por ejemplo para el río Solimões (Amazonas Peruano), un importante tributario del río Amazonas, presenta

disminuciones importantes de caudales en temporadas de estiaje como consecuencia de la disminución de precipitación en el Amazonas (Espinoza et al., 2011a). Marengo et al. (2011) discuten cómo la disminución en la precipitación durante la temporada seca del año 2010 generó disminuciones en los registros de caudal para diferentes ríos del Amazonas. Por otro lado, la cuenca Amazónica cumple con una función importante como sumidero de carbono; sin embargo, se ha encontrado que durante eventos de sequía extremos, este efecto de sumidero se invierte, ilustrando que los biomas del Amazonas pueden pasar de amortiguar el aumento de dióxido de carbono en la atmósfera a acelerarlo (Lewis et al., 2011). Estos eventos de sequía cobran especial interés debido a sus implicaciones sociales y ambientales, pues estos traen impactos en salud, transporte (fluvial), incendios forestales, y en los recursos naturales en general. Esto se hace más preocupante teniendo en cuenta que los resultados proyectados por modelos de circulación general indican que el cambio climático global favorece el aumento e intensidad de esas sequías (Cook et al., 2020; Parsons, 2020). Lo anterior, resalta la necesidad de establecer estrategias de mitigación, pero también generar planes de adaptación a los impactos que estos cambios puedan traer consigo.

Mientras que la cuenca Amazónica cuenta con una cantidad relativamente extensa de estudios sobre las principales fuentes de humedad que aportan a la precipitación de la cuenca, no es el mismo caso para la cuenca del Orinoco, pese a ser la tercera cuenca más grande de Suramérica. Nieto et al. (2008) utilizaron el modelo lagrangiano de dispersión de partículas FLEXPART para identificar las principales fuentes de humedad atmosférica para cuenca del Orinoco. En este estudio, los autores concluyen que las fuentes que aportan humedad a la cuenca en orden decreciente son: el TNA, el TSA y en una pequeña proporción, el Océano Pacífico oriental. Según los autores, el TNA aporta humedad durante todo el año, teniendo las mayores contribuciones entre enero y junio, mientras que los aportes del TSA se dan entre julio y septiembre. Sin embargo, como lo reportan Arias et al., (2020), el océano Atlántico no solo es la principal fuente de humedad para la cuenca, sino que este océano es, además, un regulador importante del Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI), ilustrando una relación estadísticamente significativa entre la vegetación del norte del Orinoco y las temperaturas del océano Atlántico. En particular, estos autores identifican que aumentos de la SST en el TNA y el mar Caribe (CABN) entre marzo y junio se relacionan con aumentos en el NDVI en junio, correspondiente a la estación húmeda de la cuenca. Esto favorece la convergencia de humedad atmosférica transportada desde el TNA hacia el norte de Suramérica. Sin embargo, a diferencia de lo observado en la cuenca del Amazonas, estos aumentos en transporte de humedad atmosférica no se traducen en aumentos de precipitación, aunque sí se observan aumentos de humedad del suelo y de actividad de la vegetación en el norte del Orinoco (Arias et al., 2020).

Pese a la existencia de múltiples estudios que identifican los mecanismos físicos por los cuales se generan eventos de sequía sobre la cuenca del Amazonas y sus impactos ambientales asociados, los estudios enfocados en identificar las principales fuentes de humedad atmosférica durante estos eventos se basan en el uso de modelos lagrangianos o semi-lagrangianos simplificados. Actualmente, existen diferentes métodos que permiten identificar las fuentes y sumideros de humedad (Gimeno et al., 2012). Uno de estos métodos son los trazadores numéricos de vapor de agua (WVT, por sus siglas en inglés). Los trazadores numéricos se incorporan a modelos de circulación global (GCM) y regional (RCM), permitiendo un análisis más detallado sobre procesos de advección y difusión, convección y microfísica de nubes (Bosilovich, 2002; Gimeno et al., 2012).

Los WVT incorporados al modelo de investigación y pronóstico del tiempo (WRF) desarrollados por Insua-Costa & Miguez-Macho (2018) (WRF Tracers) son una excelente

alternativa para el estudio de transporte de humedad atmosférica. El trabajo desarrollado por Dominguez et al. (2016) para el monzón de Norteamérica muestra que WRF Tracers permite, entre otras cosas, analizar las fuentes y sumideros de humedad y cuantificar la contribución de las diferentes fuentes consideradas. Debido a la escasez de estudios que analicen los mecanismos de transporte de humedad atmosférica hacia la cuenca del Orinoco, este Trabajo de Grado plantea emplear el modelo WRF Tracers para estimar las contribuciones de humedad atmosférica desde diferentes fuentes oceánicas y terrestres hacia las cuencas del Orinoco y del Amazonas y Magdalena-Cauca durante el año 2010. Este año es de particular interés dadas las anomalías en transporte de humedad atmosférica observadas. Durante este año se observó una de las temporadas lluviosas más fuertes en el norte de Suramérica, en contraste a lo que sucedía en la cuenca del Amazonas, debido a la combinación de la ocurrencia de un evento La Niña de gran intensidad y de un océano Atlántico más cálido de lo normal (Arias et al., 2015, 2020).

Capítulo 2

Objetivos

2.1. Objetivo general

Analizar y cuantificar el transporte de humedad atmosférica sobre las cuencas del norte del Amazonas y del Orinoco durante el año 2010 en comparación con un año en condiciones neutras de los océanos circundantes, mediante el modelo WRF-Tracers.

2.2. Objetivos específicos

- Analizar el comportamiento de la temperatura superficial del mar (SST) del Atlántico Norte Tropical (TNA), el Mar Caribe (CABN) y el Pacífico Tropical Sur (TSP) para el año 2010 y para un año con temperaturas cercanas a las climatológicas (neutras) en estas regiones oceánicas.
- Identificar los patrones de circulación atmosférica asociados al transporte de humedad hacia las cuencas del norte Amazonas y el Orinoco para el año 2010 y para el año neutro considerado, empleando el reanálisis climático ERA5.
- Implementar WRF-Tracers para cuantificar la humedad que llega desde TNA, CABN y TSP a las cuencas del Amazonas y del Orinoco en el año 2010 en comparación con lo estimado para el año neutro considerado.
- Comparar la eficiencia en el transporte de vapor de agua representado por el modelo WRF-Tracers contra otros modelos de transporte de humedad.

Capítulo 3

Marco teórico

3.1. Modelos de Transporte de Humedad Atmosférica.

La atmósfera contiene una pequeña proporción del agua total global; sin embargo, ésta juega un papel importante para el ciclo hidrológico en cuanto a la conexión de los principales reservorios de agua: océanos, lagos, ríos, nieve y hielo marino, etc, mediante el transporte de vapor de agua, la evapotranspiración y la precipitación (Gimeno et al., 2012). Es por esto que múltiples investigadores han trabajado en el desarrollo de nuevas y mejores herramientas que permitan aportar a un conocimiento cada vez más detallado del ciclo hidrológico. En particular, se ha intentado responder dos preguntas de especial interés: ¿cuáles son las regiones fuente de humedad para la precipitación observada en un lugar determinado?, y ¿cuáles son las consecuencias para la precipitación de posibles cambios futuros en las regiones fuentes de humedad debido a influencias antropogénicas o de variabilidad natural? (Insua-Costa & Miguez-Macho, 2018). Para dar respuesta a estas preguntas se han empleado herramientas que incluyen modelos analíticos y trazadores de vapor de agua lagrangianos y eulerianos (Gimeno et al., 2012). Los modelos analíticos derivados de la ecuación de conservación de la masa de agua atmosférica se han usado históricamente para comprender cómo la hidrología superficial puede modificar el clima debido a cambios en esta por acciones antrópicas o de variabilidad natural (Peixto & Oort, 1984). Una gran ventaja de estos métodos es su simplicidad y bajo costo computacional; sin embargo, esto está sujeto a fuertes suposiciones (Insua-Costa & Miguez-Macho, 2018). Por ejemplo, Marlatt et al. (1975) desarrolló un modelo asumiendo: (1) un cambio insignificante en el almacenamiento de agua atmosférica, (2) una estimación unidimensional (1D) de reciclaje, y (3) una atmósfera bien mezclada. De esta manera, el modelo planteado por Marlatt et al. (1975) corresponde a una estimación 1D del reciclaje que tiene lugar dentro de una región cuantificando la contribución de la evapotranspiración local a la precipitación (Gimeno et al., 2012; Rios-Entenza & Miguez-Macho, 2014). A la fecha, se han desarrollado modelos con el fin de expandir y mejorar la cuantificación del reciclaje de la precipitación propuesto por Marlatt et al. (1975). Por ejemplo, este enfoque 1D se extendió a dos dimensiones (2D) (Brubaker et al., 1993; G. I. Burde & Zangvil, 2001a, 2001b; Gimeno et al., 2012); sin embargo, estos modelos 2D solo eran funcionales a escalas temporales mensuales o más largas. Dominguez et al. (2006) desarrollaron el "Modelo de Reciclaje Dinámico" (DRM), el cual utiliza un enfoque analítico semi-lagrangiano 2D para estimar la variación espacio-temporal en el intercambio de vapor de agua entre diferentes fuentes y sumideros, donde el agua precipitable se calcula siguiendo la trayectoria de la parcela de aire (Martinez & Dominguez, 2014; Dominguez et al., 2006). Este modelo funciona bajo algunas simplificaciones tales como el supuesto bien mezclado, lo que implica que la humedad en una columna atmosférica se distribuye de manera homogénea al interior de esta. Esto último puede dar lugar a imprecisiones asociadas a la cizalladura vertical del viento horizontal, particularmente en regiones tropicales (Goessling & Reick, 2013; Morales et al., 2021; Van Der Ent et al., 2013). Además, Burde (2006a; 2006b) relajaron la suposición de una atmósfera bien mezclada al considerar el reciclaje "rápido" que tiene lugar cuando la precipitación que se origina de la evapotranspiración no se mezcla con la humedad advectada (Gimeno et al., 2012). Sin embargo, la mayoría de los modelos

existentes aún asumen que la humedad de todos los orígenes está bien mezclada en la columna atmosférica y esto puede comprometer significativamente sus resultados (Bosilovich, 2002; Insua-Costa & Miguez-Macho, 2018).

3.2. WVT y WRF-Tracers

Un segundo método para estudiar las regiones fuente-sumidero de humedad atmosférica son los denominados trazadores de vapor de agua (WVT). Los trazadores numéricos se implementan en modelos de circulación global (GCM) o en modelos de circulación regional (RCM), donde estos trazadores experimentan los mismos procesos que el agua atmosférica. Debido a que están integrados en modelos climáticos, los modelos numéricos WVT integran una comprensión detallada de cómo se mueve y se transforma la humedad a medida que pasa a través de la atmósfera. Sin embargo, una limitación de los WVT es que dependen de la versatilidad del modelo al que estén incorporados para simular los procesos relevantes (Gimeno et al., 2012).

Los WVT se dividen en dos tipos diferentes: eulerianos y lagrangianos. En el método lagrangiano, el observador sigue una parcela individual de fluido a medida que esta se mueve a través del espacio y el tiempo. El uso de esta metodología se ha vuelto muy popular para el estudio de las fuentes y los sumideros de humedad atmosférica y, particularmente, para determinar el origen de la humedad que precipita en determinadas regiones. Allí se usan trayectorias simples hacia atrás para rastrear el origen de la humedad que llega a un lugar y cómo estas masas de aire húmedo influyen en eventos de precipitación intensa (Gimeno et al., 2012; Wernli, 1997; Wernli & Davies, 1997).

El método euleriano rastrea el fluido que fluye a través de ubicaciones específicas a medida que pasa el tiempo. Esta técnica proporciona información de la precipitación reciclada y además explica el origen y el destino específicos de la humedad advectada. Estos métodos, a su vez, se dividen en dos tipos: el método euleriano off-line y el método euleriano on-line. El método off-line hace un seguimiento a la humedad en 2D y surge como una alternativa a los modelos analíticos; estos utilizan variables integradas en la vertical para sus cálculos, asumiendo aún el supuesto de una atmósfera bien mezclada, lo que puede conducir a errores en regiones donde el cortante vertical del viento es considerable. Sin embargo, actualmente se han desarrollado modelos que relajan esta suposición al agregar un nivel vertical (dos capas en la atmósfera), lo que ha mejorado considerablemente los resultados obtenidos por este método (Goessling & Reick, 2013; Insua-Costa & Miguez-Macho, 2018; Rudi J. van der Ent et al., 2010).

El método euleriano on-line, al estar integrado en un GCM o un RCM, permite considerar todos los procesos físicos que afectan la humedad atmosférica, como la advección, la difusión molecular y turbulenta, la convección y la microfísica de nubes. Esto hace que actualmente se considere como la técnica más precisa para el estudio de las fuentes de humedad atmosférica para la precipitación. Sin embargo, su total eficiencia depende de los resultados de la simulación del modelo al que esté acoplado, pues este método no puede aplicarse después de ejecutarse el modelo (Insua-Costa & Miguez-Macho, 2018).

Los WVT en modelos climáticos permiten realizar estudios de fuente-receptor de humedad atmosférica a escala global. Sin embargo, cuando se utilizan modelos WVT en GCMs para estudios locales, los resultados presentan sesgos considerables debido a la gruesa resolución de los GCMs, lo que conduce a pérdida de detalles en los procesos físicos que se dan, por

ejemplo, en el transporte de vapor de agua en áreas de topografía compleja. De esta manera, emplear los WVT en modelos regionales es quizá la mejor alternativa para el estudio de las fuentes-sumidero de la humedad atmosférica local debido a que los RCMs emplean una resolución mucho más fina, lo que permite una mejor representación de los procesos físicos que se dan a una escala espacio-temporal más reducida (Insua-Costa & Miguez-Macho, 2018).

Miguez-Macho et al. (2013) integraron la técnica del marcado de humedad al modelo WRF (WRF-Tracers). Esta técnica se basa en replicar la ecuación del pronóstico de humedad total a los trazadores de vapor de agua:

$$\frac{\partial q_n}{\partial t} = v \cdot \nabla q_n + v_q \cdot \nabla^2 q_n + \left(\frac{\partial q_n}{\partial t}\right)_{PBL} + \left(\frac{\partial q_n}{\partial t}\right)_{microphysics} + \left(\frac{\partial q_n}{\partial t}\right)_{convection} \quad (1)$$

donde q_n son las diferentes especies de humedad atmosférica, es decir, vapor de agua (t_{vapor}), agua de nube (t_{cloud}), agua de lluvia (t_{rain}), nieve (t_{snow}), hielo (t_{ice}) y granizo ($t_{graupel}$). Los dos primeros términos en la ecuación (1) se refieren a las tendencias debido a la advección y a la difusión molecular, respectivamente, y los tres términos restantes se refieren a las tendencias debidas al transporte turbulento parametrizado (capa límite planetaria – PBL), la microfísica y la convección. Estos últimos tres términos explican los procesos físicos que ocurren a una escala inferior al tamaño de la celda considerada, afectando la humedad atmosférica, como los cambios de fase y la precipitación, o la redistribución por convección y difusión turbulenta (Insua-Costa & Miguez-Macho, 2018). Para replicar la ecuación (1) a los trazadores de vapor de agua, se reemplazan las variables antes mencionadas representadas por q_n y se crean seis nuevas variables tq_n correspondientes a los trazadores de las diferentes especies de humedad: t_{vapor} , t_{cloud} , t_{rain} , t_{snow} , t_{ice} y $t_{graupel}$. La ecuación pronóstica de los trazadores es igual a la ecuación (1) pero reemplazando q_n por tq_n . Esta tiene la forma de una ecuación euleriana que, además, se resuelve simultáneamente con la ecuación (1). Es por esta razón que este método se considera como euleriano on-line. Es importante mencionar que la humedad marcada no evoluciona de manera independiente a la humedad total, y que muchos procesos físicos de los trazadores deben calcularse utilizando la humedad total; sin embargo, las ecuaciones del trazador no son utilizadas por el modelo en ningún otro lugar, lo que hace que no se afecte la dinámica del modelo.

Capítulo 4

Datos y Metodología

4.1 Datos

Para comprender el comportamiento del transporte atmosférico del vapor de agua desde y hacia el norte del Amazonas, la cuenca del Orinoco y el norte de Suramérica durante el año 2010, se utilizó la técnica de etiquetado de humedad integrada (WVT) en el modelo WRF (WRF Tracers). Además, con el fin de mejorar el entendimiento de cómo el comportamiento del transporte de humedad durante 2010 influyó en las condiciones dadas para estas cuencas en este año, se compararon los resultados obtenidos de estas simulaciones contra simulaciones realizadas para un año con condiciones neutras. El año escogido para representar estas condiciones es 2013, teniendo en cuenta que para este año no se reportaron condiciones importantes de fenómenos de variabilidad climática como el ENSO según el índice ONI, el cual es una medida del fenómeno ENSO (ver: https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php).

En particular, estudiamos el vapor de agua que se origina desde cuatro regiones diferentes: Norte del Amazonas (NAMZ), Orinoco (ORIC), Mar Caribe + Atlántico Tropical Norte (CABN+TNA), y Pacífico Tropical Sur (TSP), siendo AMZN, ORIC y NOSA (en representación de la cuenca Magdalena-Cauca) nuestras regiones sumideros. Estas cuatro regiones fuentes y las tres regiones sumideros están representadas en la Figura 1. El hecho de tener cuatro regiones fuente de humedad atmosférica implica que se debe realizar una simulación por cada región. Estas simulaciones se realizaron para un periodo comprendido entre el 1 de febrero de 2010 hasta el 30 de septiembre del mismo año, para representar condiciones anómalas de transporte y se compararon con aquellas obtenidas para el mismo periodo durante el año 2013, para representar las condiciones neutras. Lo anterior significa que se realizaron un total de 8 simulaciones.

Las condiciones iniciales y de frontera para el modelo se tomaron de datos del reanálisis ERA5 (Hersbach et al., 2020) (para una descripción detallada de este conjunto de datos visitar: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=overview>). Estos datos se consideraron a una resolución espacial de 0.75° para un dominio comprendido entre 30°S - 35°N y 120°W - 360°W . Las parametrizaciones físicas del modelo empleadas en este Trabajo de Grado son el modelo de superficie terrestre de Noah, el esquema de microfísica WRF Single-Moment 6-class (WSM6), el Modelo de Transferencia Radiativa Rápida (RRTM) para flujos radiativos atmosféricos de onda larga y

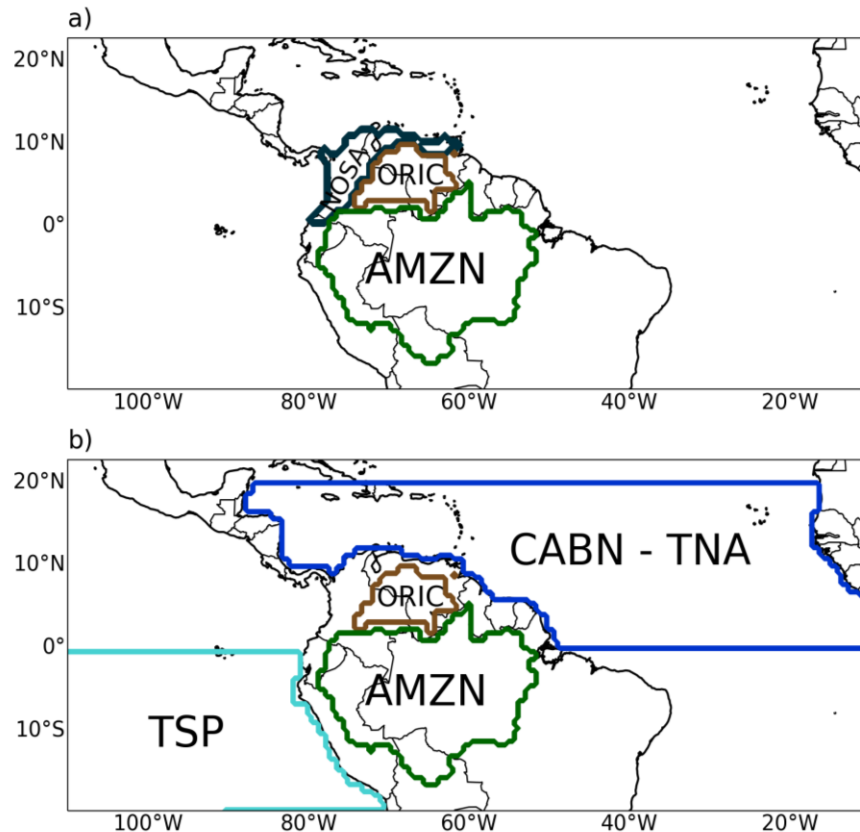


Figura 1. a) Regiones sumidero: NOSA (norte de Suramérica), ORIC (cuenca del Orinoco), AMZN (cuenca del Amazonas). b) Regiones consideradas como fuentes de humedad atmosférica: ORIC, AMZN, CABN-TNA (Atlántico Tropical Norte Y Mar Caribe), TSP (Pacífico Tropical Sur).

onda corta, la parametrización de la capa límite (YSU) y el esquema de convección de Kain-Fritsch. Es importante enfatizar que, actualmente, los trazadores de vapor de agua solo están disponibles para este esquema de parametrización; además, estos esquemas se han seleccionado porque son algunos de los más utilizados y muestran un rendimiento confiable en numerosas situaciones (Dominguez et al., 2016; Insua-Costa & Miguez-Macho, 2018). Por otro lado, el modelo se ha configurado para realizar las simulaciones a una resolución espacial de 50km x 50km en la horizontal y 38 niveles en la vertical. Esta resolución es adecuada para representar los procesos de interés en este estudio, además se ha escogido así dado el costo computacional que requiere cada una de las simulaciones.

Al mismo tiempo, se realizaron dos simulaciones con el modelo DRM para comparar estos resultados contra los resultados obtenidos con WRF-Tracers con el fin de evaluar el desempeño del DRM en términos de su capacidad para simular el transporte de humedad en regiones tropicales. En este sentido, los datos de entrada para estas simulaciones vienen, al igual que para WRF, del reanálisis ERA5 a una resolución de 0.75°/0.75° para el mismo dominio. Las variables usadas con insumos son: Precipitación total (mm/s), evaporación (mm/s), agua precipitable (mm) y la dirección zonal y meridional de vientos efectivos. Sin embargo, a diferencia de WRF y como se explicó anteriormente, el DRM tiene un costo computacional mucho más bajo permitiendo hacer simulaciones con periodos de tiempo

más largos. En este sentido, las simulaciones realizadas con este modelo comprenden un periodo entre 01 de enero al 31 de diciembre, tanto para el año 2010 como para el año 2013.

4.2 Metodología

Para el procesamiento de los resultados obtenidos de las simulaciones de WRF-Tracers, se usaron herramientas computacionales tales como NCAR Command Language (NCL), Climate Data Operators (CDO) y Python; de este último se resalta la librería *wrf-python* que proporciona una gran cantidad de comandos útiles para realizar cálculos e interpolaciones, además que permite generar gráficas y generar mapas a partir de las salidas del modelo WRF.

En primer lugar, se realizaron mapas de precipitación total, vientos a 850 hPa y SST con el objetivo de caracterizar las condiciones estacionales para los años 2010 y 2013 a partir del conjunto de datos ERA5. A pesar de que las simulaciones realizadas con el modelo WRF son de febrero a septiembre, este análisis se hace para las 4 temporadas, ya que las condiciones climáticas en el primer trimestre del año 2010 estuvieron influenciadas por el desarrollo del evento El Niño 2009-2010, condiciones que evolucionaron rápidamente a un fuerte evento La Niña.

Por otra parte, se realizó una comparación de los datos de precipitación, agua precipitable y vientos a 850 hPa con respecto a otros conjuntos de datos, con el fin de garantizar que WRF representa adecuadamente las condiciones climáticas experimentadas en los años de interés en este trabajo. La precipitación total se comparó con los conjuntos de datos ERA5, TRMM ([The Tropical Rainfall Measuring Mission \(TRMM\) | NASA Global Precipitation Measurement Mission](#)) y CHIRPS ([CHIRPS: Rainfall Estimates from Rain Gauge and Satellite Observations | Climate Hazards Center - UC Santa Barbara \(ucsb.edu\)](#)). Con este propósito, se obtuvieron series de tiempo mensuales de cada año para identificar la representación de la evolución temporal de cada conjunto de datos en cada una de las regiones sumideros. Asimismo, se generaron series de tiempo de las diferencias de ambos años para cada conjunto de datos para comprender de qué forma los conjuntos de datos representan las diferencias entre los años 2010 y 2013. Asimismo, se realizaron mapas de diferencias de las variables mencionadas anteriormente con respecto a los datos del reanálisis ERA5, con el objetivo de identificar diferencias en la distribución espacial de estas variables simuladas por WRF.

Dados los objetivos expuestos en este Trabajo de Grado, se plantearon dos tipos de análisis para el transporte de humedad atmosférica simulado con WRF. Una primera parte comprende el análisis del transporte de humedad neto para el año 2010 desde cada una de las fuentes a los sumideros de interés. En este sentido, se crearon conjuntos de mapas mensuales, los cuales representan tanto la humedad que se convierte en precipitación en cada una de las fuentes y logra ser transportada a diferentes regiones, como los vientos a 850 hPa simulados por WRF; además, estos mapas indican el porcentaje de precipitación que contribuye esta humedad a la precipitación total (r_p). Este porcentaje se calcula como lo muestra la ecuación 2.

$$\left(\frac{P_{trazador}}{P_{total}} \right) \times 100 \tag{2}$$

Donde P_{trazador} es la precipitación generada en cada fuente simulada por los trazadores del modelo y P_{total} es la precipitación total obtenida por WRF. Un segundo análisis consiste en determinar las diferencias en la generación y el transporte de humedad desde cada fuente entre los años 2010 y 2013. Para esto, se crearon conjuntos de mapas que representan las diferencias en la precipitación total y los vientos para estos años. También representan las diferencias entre los trazadores, así como las diferencias en los porcentajes de contribución de humedad. Esto último permite identificar en términos relativos si una fuente aumentó o disminuyó la generación y el transporte de humedad. Este cálculo se planteó como lo muestra la ecuación 3.

$$\frac{P_{\text{trazador}(2010)} - P_{\text{trazador}(2013)}}{P_{\text{total}(2013)}} \quad (3)$$

Finalmente, este conjunto de mapas indica la diferencia de contribución de la humedad de cada fuente a la precipitación total observada en cada sumidero, es decir, si la humedad que llegó a cada sumidero desde cada fuente fue importante o no para el desarrollo de la precipitación total experimentada en estos. Estos últimos mapas se obtuvieron haciendo uso de la ecuación 4.

$$\frac{P_{\text{trazador}(2010)}}{P_{\text{total}(2010)}} - \frac{P_{\text{trazador}(2013)}}{P_{\text{total}(2013)}} \quad (4)$$

Nótese que la ecuación 4 indica que si, por ejemplo, la precipitación advectada (P_{trazador}) desde una fuente cualquiera es baja, y al mismo tiempo la precipitación total también es baja, la importancia que tuvo esta advección de humedad fue alta para la precipitación total de ese sumidero en un año en particular. Del mismo modo, si la advección de humedad a una región sumidero en un año particular es alta, y al mismo tiempo la precipitación total es alta, podría inferirse que la importancia de esa advección de humedad no fue tan importante, lo que significa que, posiblemente, otras fuentes de humedad también aumentaron la cantidad de humedad que contribuyen a ese sumidero en específico.

Además de los mapas descritos anteriormente, se generaron series temporales de precipitación total, precipitación del trazador y porcentaje de contribución. Estas series de tiempo permiten identificar más concretamente el aumento o disminución de las variables anteriormente mencionadas, así como la evolución temporal de estas. Para obtener dichas series de tiempo, se realizó un promedio espacial de los mapas descritos en el primer tipo de análisis para el transporte de humedad.

Por último, para el análisis de las simulaciones mediante el modelo DRM se obtuvieron estos mismos conjuntos de mapas y series de tiempo. Sin embargo, para efectos de síntesis, sólo se analiza las diferencias de transporte de humedad y las series de tiempo descritas anteriormente, y a partir de estos resultados se hace una comparación cualitativa con los resultados obtenidos mediante el modelo WRF. Cabe resaltar, además, que en este trabajo sólo se presentan los mapas para los meses de abril y agosto, ya que, entre estos meses, las anomalías de SST del océano Atlántico tropical fueron especialmente altas. Adicional a esto, estos meses permiten un análisis de cada fase del régimen de vientos transecuatorial que, como se discutirá más adelante es importante para el transporte de humedad y las precipitaciones en Suramérica. Los mapas de los demás meses pueden ser consultados en la sección de anexos de este documento.

Capítulo 5

Análisis y Resultados

5.1. Caracterización de las condiciones climáticas: 2010 y 2013.

Con el fin de comprender las condiciones climáticas de precipitación, vientos a 850 hPa y SST observadas en los años de interés, se hace una caracterización estacional de éstas para los años 2010 y 2013 a partir del conjunto de datos del reanálisis ERA5. La Figura 2 muestra que el primer trimestre del año 2010 estuvo influenciado por el pico de las condiciones de El Niño 2009-2010, generando así disminuciones en la precipitación en centro y norte de Suramérica. Este evento El Niño marcó el récord de SST cálida en el Pacífico central y, además, pasó por la transición de fase más rápida a La Niña entre otros eventos anteriores (Kim et al., 2011). Es así como a partir del segundo trimestre se evidencian disminuciones en la SST sobre el océano Pacífico oriental (ver Figura 4), con respecto a los observado para el 2013 (Figura 5), dando comienzo a La Niña 2010-2011, la cual se considera como uno de los eventos de la fase fría del ENSO más intensos registrados de las últimas décadas. Lo anterior debido tanto por su magnitud como su duración, generando de esta manera aumentos en los registros de precipitación en el norte del subcontinente (Figura 2) (Hoyos et al., 2013).

Mientras que el océano Pacífico muestra disminuciones en la SST, en el océano Atlántico Tropical se evidencia, para este mismo año, aumentos importantes de temperatura, lo cual está altamente relacionado con disminuciones en la precipitación en la cuenca del Amazonas, pues aumentos en la SST del TNA llevan a un posicionamiento más al norte de la ZCIT generando un déficit en el vapor de agua que llega al Amazonas desde el océano Atlántico. Diferentes estudios han encontrado que las anomalías de SST en este océano para el segundo semestre del año 2010 estuvieron hasta 1.5°C por encima de la climatología, superando los récords anteriores alcanzados para esta temporada que estuvieron cerca a los 0.9°C en 2005. Sin embargo, el mes de abril (no mostrado) llama la atención ya que a pesar de los altos valores en la SST sobre el TNA (Figura 4), se observaron mayores cantidades de precipitación en el norte de la cuenca (Figura 2), lo cual puede deberse a una alta acumulación de humedad en esta zona, reflejando de esta manera que la relación entre los aumentos en la SST y la disminución de la precipitación en la cuenca del Amazonas no es completamente lineal.

Ya para el mes de junio, es decir, el inicio del tercer trimestre, las precipitaciones cubrieron un gran porcentaje del territorio de Colombia y Venezuela, generando importantes acumulados de precipitación. En contraste, en este mes la cuenca del Amazonas ya experimentaba disminuciones importantes en la precipitación (Marengo et al., 2011), y como se evidencia en la Figura 2, esta tiene una menor extensión territorial con respecto a lo mostrado en la Figura 3 correspondiente a la precipitación estacional del año 2013. Esto último cobra especial importancia si se tiene en cuenta que la sequía del 2010 en el Amazonas estuvo caracterizada no sólo por su duración, pues Marengo et al. (2011) encontraron que esta inició en el mes de mayo (un mes antes de lo observado climatológicamente), sino también por la extensión de esta en toda la cuenca.

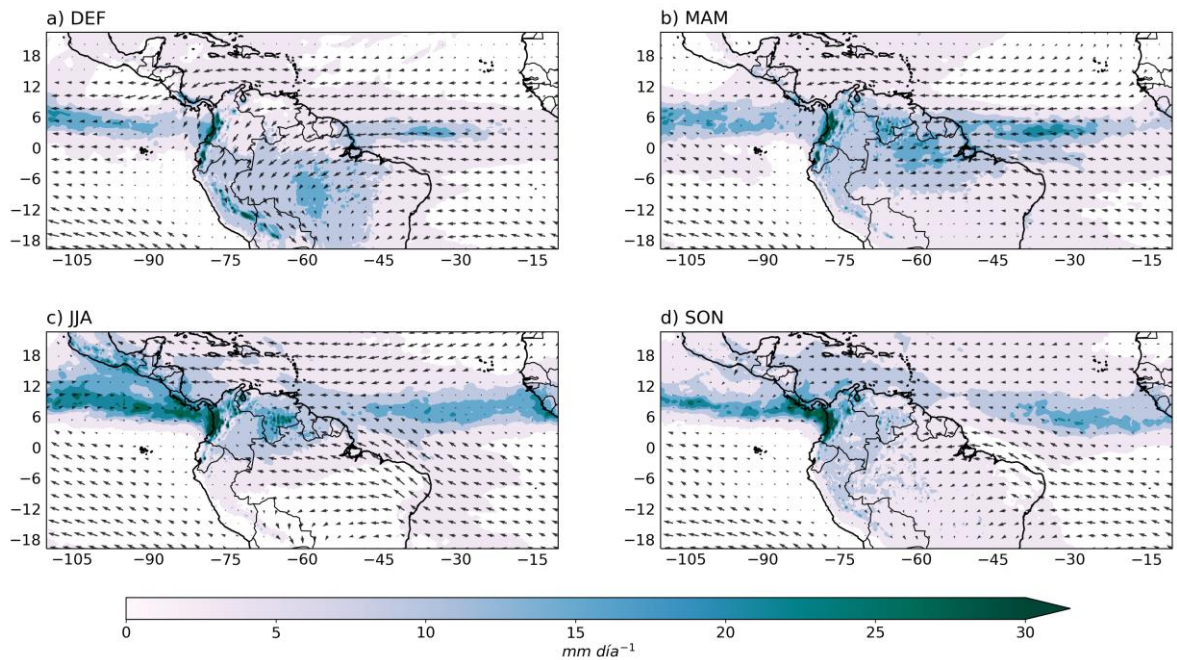


Figura 2. Caracterización estacional de condiciones de precipitación total (mm día^{-1}) y vientos (850 hPa) obtenidos de ERA5 para el año 2010. a) Diciembre-Enero-Febrero. b) Marzo-Abril-Mayo. c) Junio-Julio-Agosto. d) septiembre-Agosto-Octubre.

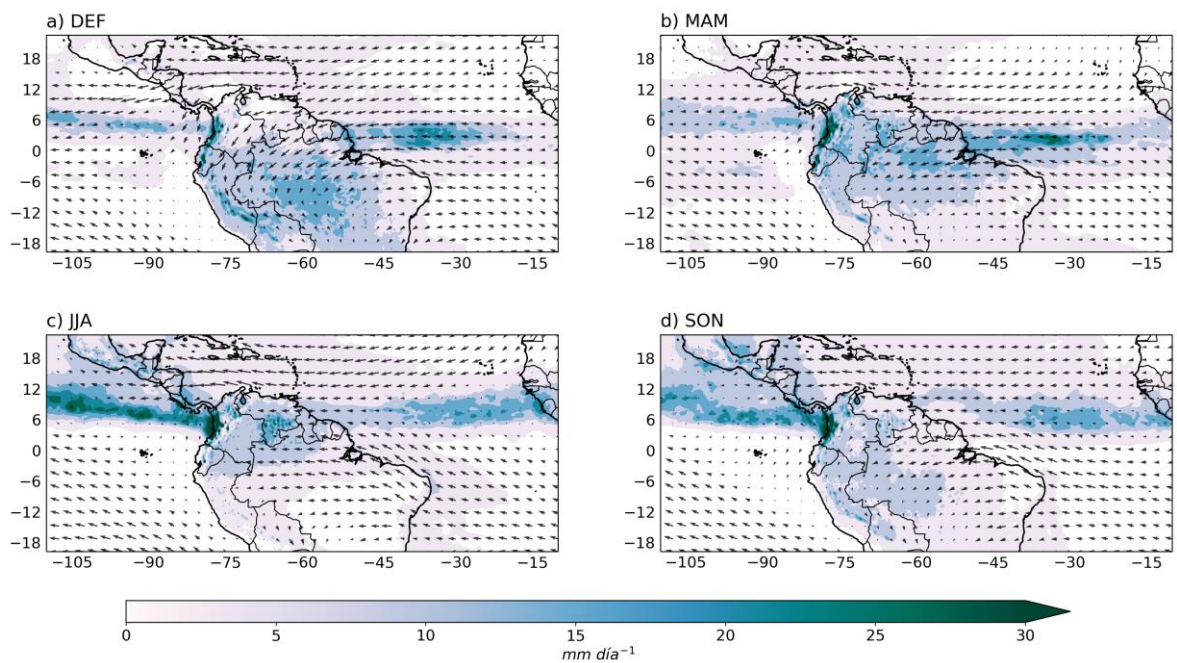


Figura 3. Caracterización estacional de condiciones de precipitación total (mm día^{-1}) y vientos (850 hPa) obtenidos de ERA5 para el año 2013. a) Diciembre-Enero-Febrero. b) Marzo-Abril-Mayo. c) Junio-Julio-Agosto. d) septiembre-Agosto-Octubre.

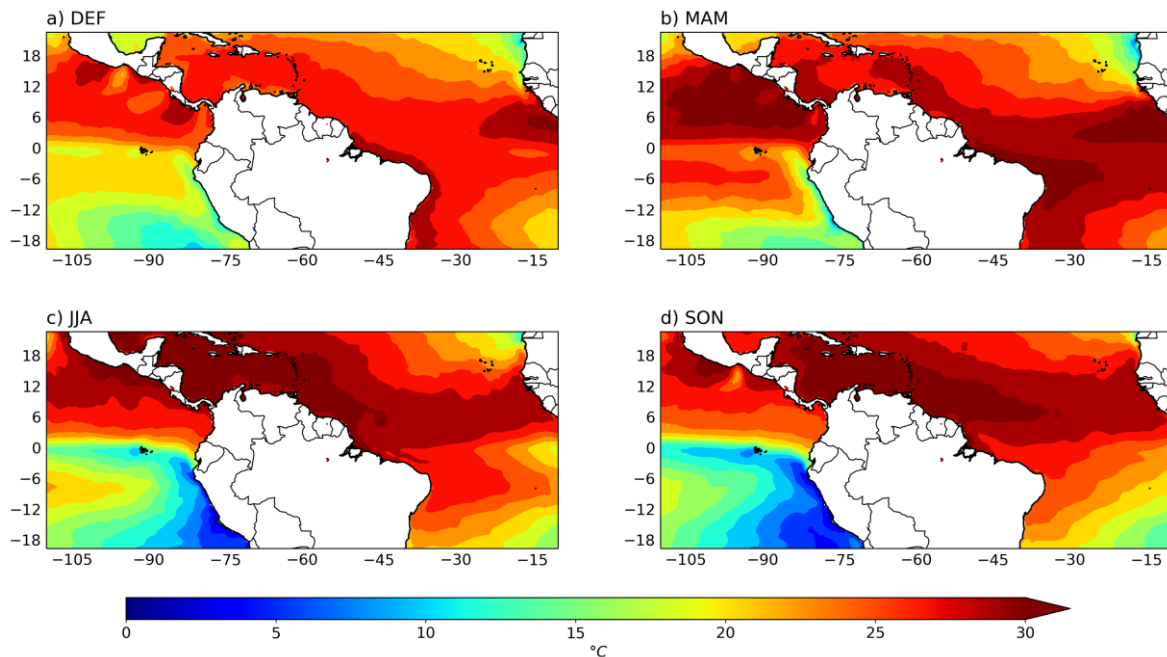


Figura 4. Caracterización estacional de condiciones de SST ($^{\circ}\text{C}$) obtenidas de ERA5 para el año 2010. a) Diciembre-Enero-Febrero. b) Marzo-Abril-Mayo. c) Junio-Julio-Agosto. d) Septiembre-Agosto-October.

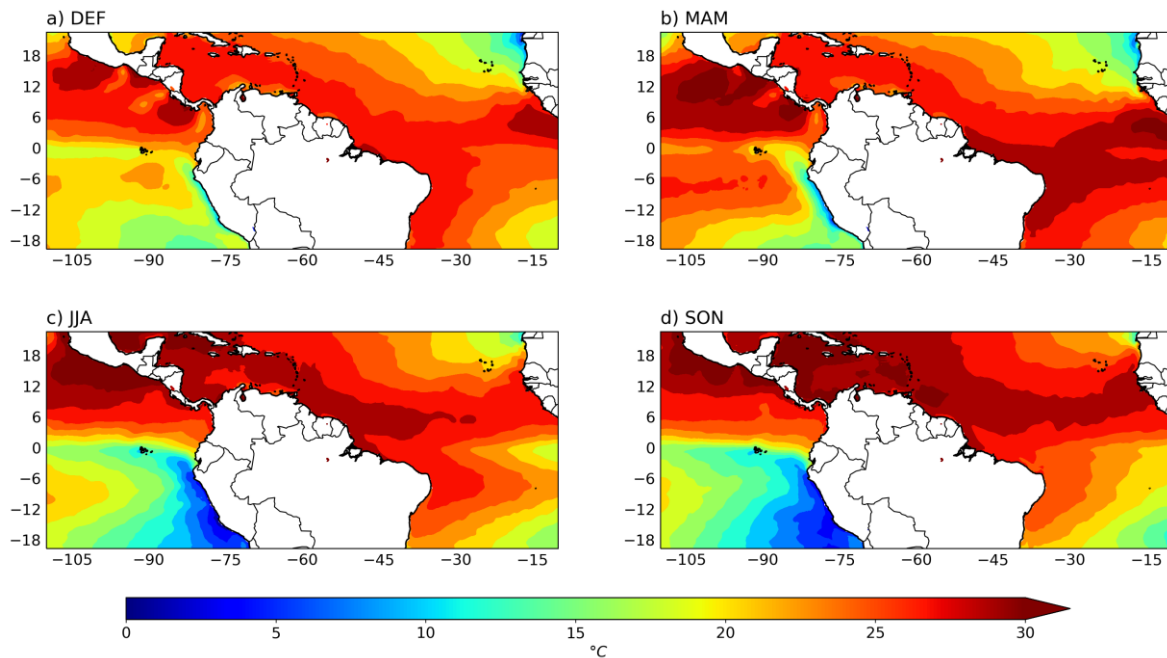


Figura 5. Caracterización estacional de condiciones de SST ($^{\circ}\text{C}$) obtenidas de ERA5 para el año 2013. a) Diciembre-Enero-Febrero. b) Marzo-Abril-Mayo. c) Junio-Julio-Agosto. d) Septiembre-Agosto-October.

Según los resultados obtenidos en este estudio, el mes de agosto es uno de los meses más críticos en términos de disminución de precipitación en la cuenca amazónica para el año 2010, pues es este mes el que muestra la menor extensión de precipitación y menores valores de esta variable. Finalmente, para la última temporada del año 2010 (Figura 2), la precipitación registrada en el norte de Suramérica superaba valores entre 100% y 300% por encima de la climatología según los reportado por Arias et al. (2015). Incluso se estima que las altas precipitaciones generadas por La Niña 2010-2011 afectó a cerca de 4 millones de colombianos, aproximadamente 9% de la población total, generando grandes pérdidas económicas de hasta US \$7.8 billones (Hoyos et al., 2013).

5.2. Validación de la representatividad del modelo WRF.

Para evaluar si los resultados obtenidos por el modelo WRF, así como los esquemas de parametrización usados en la configuración del mismo, presentan una buena representación de las condiciones climáticas experimentadas en los años 2010 y 2013 en el centro y norte de Suramérica, se hace necesario validar estos resultados con otros conjuntos de datos. Para esto, se usó el conjunto de datos del reanálisis ERA5. Lo primero a destacar de la Figura 6 son los altos valores de precipitación obtenidos en la cordillera de Los Andes, particularmente en Colombia, donde estas representan un porcentaje importante del territorio del país y, además, es una de las regiones de interés en este estudio. Llama la atención, cómo en el panel b de ambas figuras, se observan colores rojizos que rodean la cordillera, indicando que WRF tiende a subestimar la precipitación en los piedemontes a ambos lados de esta. Es evidente, además, la sobreestimación de la precipitación de WRF en la ZCIT. Nótese cómo en el océano Atlántico aparece una doble ZCIT con altos valores de precipitación en el mes de abril, indicando una sobreestimación con respecto a lo mostrado por ERA5 (panel a y b, Figura 6), mientras que en el océano Pacífico, WRF muestra la ZCIT con un posicionamiento más al norte, llevando a que se muestren, por ejemplo, altos acumulados de precipitación en todo Centro América en ambos meses (ver Figura 6 y Figura 7).

En cuanto a la precipitación al interior del continente, nuevamente WRF muestra sobreestimaciones importantes. En el mes de abril se notan tonos más azules en el panel b de la Figura 6 (indicando mayores valores de precipitación por parte de WRF), especialmente en el sur de la cuenca del Orinoco y norte y sur de la cuenca del Amazonas. Sin embargo, para este mes, se evidencia una subestimación de la precipitación en el centro de esta cuenca y en el norte de Suramérica, exceptuando la cordillera andina. Además, las Figura 6 y 7 presentan algunos puntos de fuerte precipitación al sur de la cuenca del Orinoco. Estos resultados de sobreestimación ya han sido reportados en la literatura. Por ejemplo, Yang & Domínguez (2019) encontraron que si bien los patrones de precipitación climatológica obtenida del modelo WRF durante las temporadas Diciembre-Enero-Febrero y Junio-Julio-Agosto están bien representados, el modelo muestra sobreestimaciones en el sureste de Brasil y la zona de convergencia en el Atlántico Sur durante la estación cálida austral; además, encontraron sobreestimaciones en la ZCIT donde se observan bandas de alta precipitación sobre los trópicos (Yang & Domínguez, 2019).

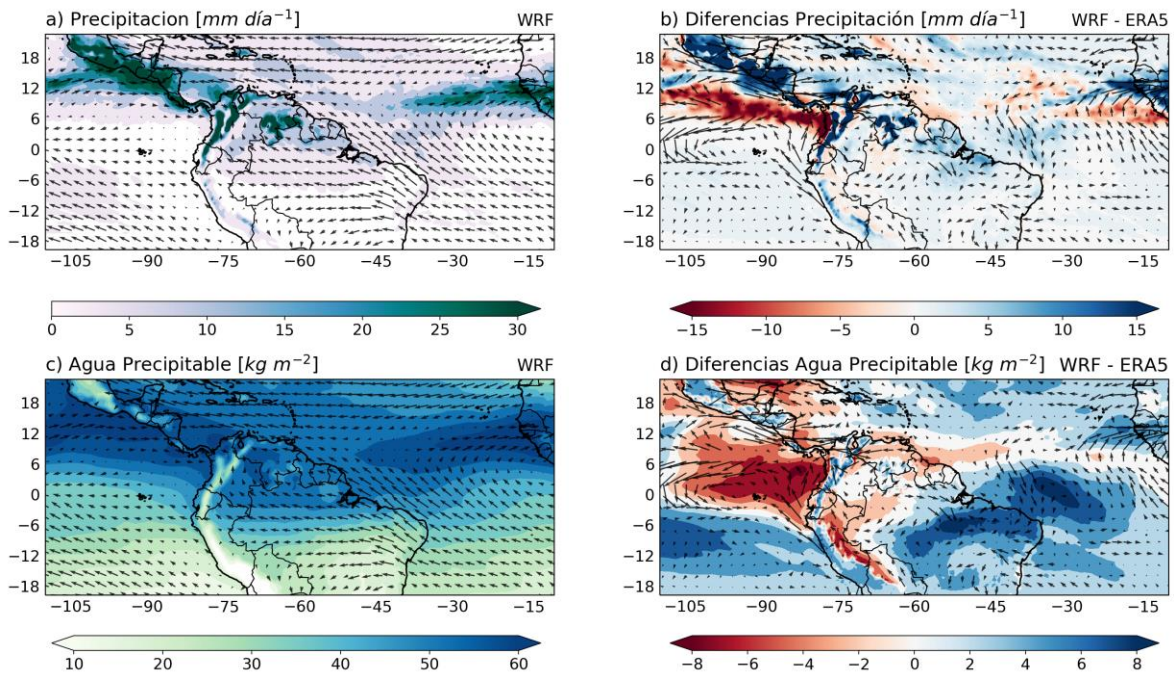


Figura 6. a) Campos de precipitación total (mm día^{-1}) y vientos (850 hPa) obtenidos con WRF. b) Diferencia en los campos de precipitación total (mm día^{-1}) y vientos (850 hPa) entre WRF y ERA5. c) Campos de agua precipitable (kg m^{-2}) y vientos (850 hPa) obtenidos con WRF. d) Diferencia en los campos de agua precipitable (kg m^{-2}) y vientos (850 hPa) entre WRF y ERA5. Estos campos son para el mes de abril de 2010.

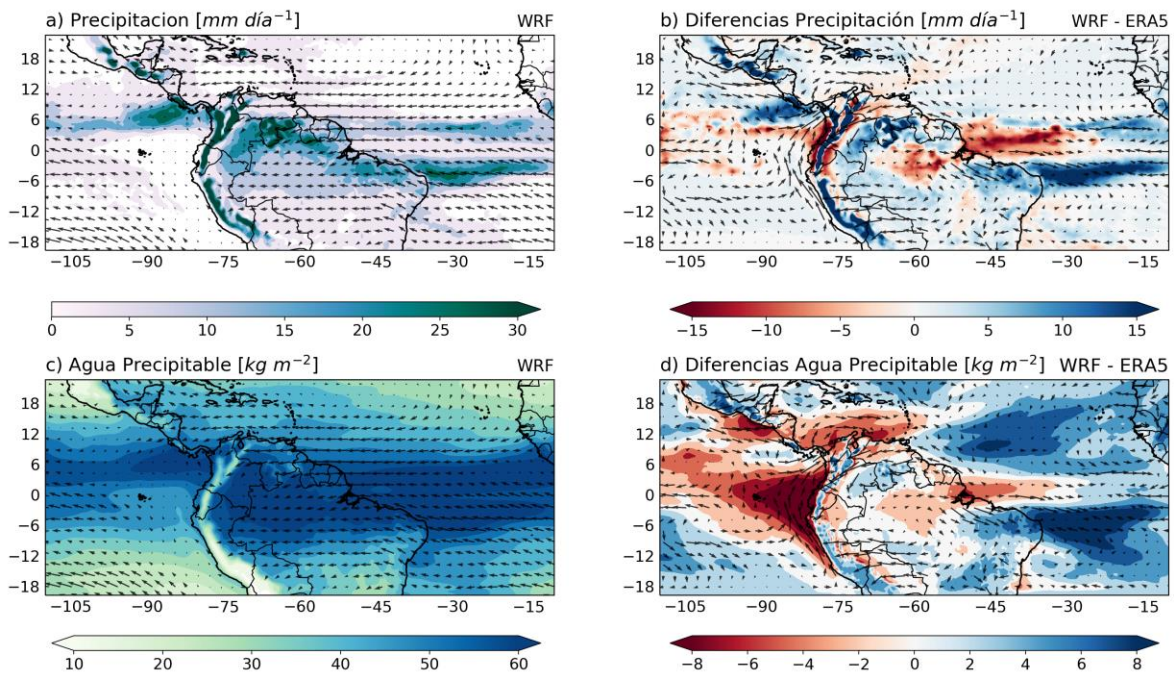


Figura 7. a) Campos de precipitación total (mm día^{-1}) y vientos (850 hPa) obtenidos con WRF. b) Diferencia en los campos de precipitación total (mm día^{-1}) y vientos (850 hPa) entre WRF y ERA5. c) Campos de agua precipitable (kg m^{-2}) y vientos (850 hPa) obtenidos con WRF. d) Diferencia en los campos de agua precipitable (kg m^{-2}) y vientos (850 hPa) entre WRF y ERA5. Estos campos son para el mes de agosto de 2010.

Nótese cómo los patrones de precipitación están ligados al comportamiento del agua precipitable, indicando que en las zonas de sobreestimación de precipitación hay sobreestimaciones de la humedad atmosférica por parte de modelo y, de la misma forma, en las zonas de subestimación de precipitación, hay subestimaciones de humedad atmosférica. Las Figura 6 y Figura 7 muestran una subestimación importante de agua precipitable en la costa este del océano Pacífico, lo que puede estar relacionado con la respuesta del modelo a la SST, que para estos meses ya empieza a mostrar disminuciones en esta región (Figura 4), lo que conduce a una menor cantidad de humedad atmosférica aportada por el océano que pueda ser convertida posteriormente en precipitación. Se observan además subestimaciones no tan altas del agua precipitable en el Mar Caribe y norte y centro de la cuenca del Amazonas asociados a una subestimación en la velocidad del viento en el océano Atlántico tropical, disminuyendo así la capacidad que tiene este de transportar la humedad.

Igualmente, se realizó una comparación de la evolución temporal de la precipitación entregada por el modelo WRF y diferentes conjuntos de datos para cada una de las regiones sumideros usadas en este estudio mostradas en la Figura 8. Los conjuntos de datos usados como referencias son: ERA5, TRMM y CHIRPS. Esta Figura expone de manera más contundente la sobreestimación de la precipitación arrojada por el modelo, con diferencias de hasta más de 15 mm/día como es el caso de la cuenca del Orinoco. Sin embargo, se resalta la buena representatividad del modelo en términos de la evolución temporal de la precipitación, es decir, nótese cómo los aumentos y disminuciones de la precipitación de WRF son correspondientes a los demás conjuntos de datos usados como referencias. Por ejemplo, para el norte de Suramérica y la cuenca del Orinoco, se observa un continuo aumento de la precipitación, relacionado con las fuertes condiciones La Niña experimentadas en esta región en el año 2010 y detallada en la sección anterior. En cuanto al Amazonas, hay una clara disminución continua de la precipitación en todos los conjuntos de datos utilizados, que se hace más pronunciada a partir de mayo, que es el mes de transición de la temporada húmeda a la seca, y fue el mes de inicio de la fuerte sequía que experimentó la cuenca ese año.

Asimismo, se obtuvieron series de tiempo a partir de las diferencias de precipitación entre 2010 y 2013 para cada conjunto de datos (ver Figura 9) con el propósito de observar dónde hay sesgos importantes por parte del modelo con respecto a los demás conjuntos de datos y cómo estos sesgos pueden afectar los resultados observados por los trazadores del modelo WRF. Como se ha discutido a lo largo de esta sección, WRF presenta fuertes sobreestimaciones de precipitación en los trópicos, esto lleva a que las diferencias entre los años sean más marcadas en el modelo. La Figura 9 muestra que los primeros meses son los que más sesgos tienen en términos de las diferencias; sin embargo, estos meses corresponden al spin up del modelo y se hace más notable en regiones como el norte de Suramérica y la cuenca del Amazonas. A partir del mes de abril, para el norte de Suramérica WRF representa de mejor manera las diferencias entre años, mostrando, al igual que los demás conjuntos de datos, que la precipitación en la región fue mayor en el año 2010, exceptuando el mes de mayo, pues para este mes los conjuntos de datos de referencia muestran menores precipitaciones en 2010 mientras que WRF sigue mostrando mayores valores de precipitación. Los resultados obtenidos para la cuenca del Orinoco muestran diferencias de casi 8 mm/día de precipitación en el mes de abril y casi 5 mm/día en mayo. Si bien los demás conjuntos de datos muestran diferencias positivas en estos meses, no reflejan la misma magnitud mostrada por WRF que puede ser ocasionada por los puntos de precipitación observados en la Figura 6; además, se nota una disminución en la precipitación

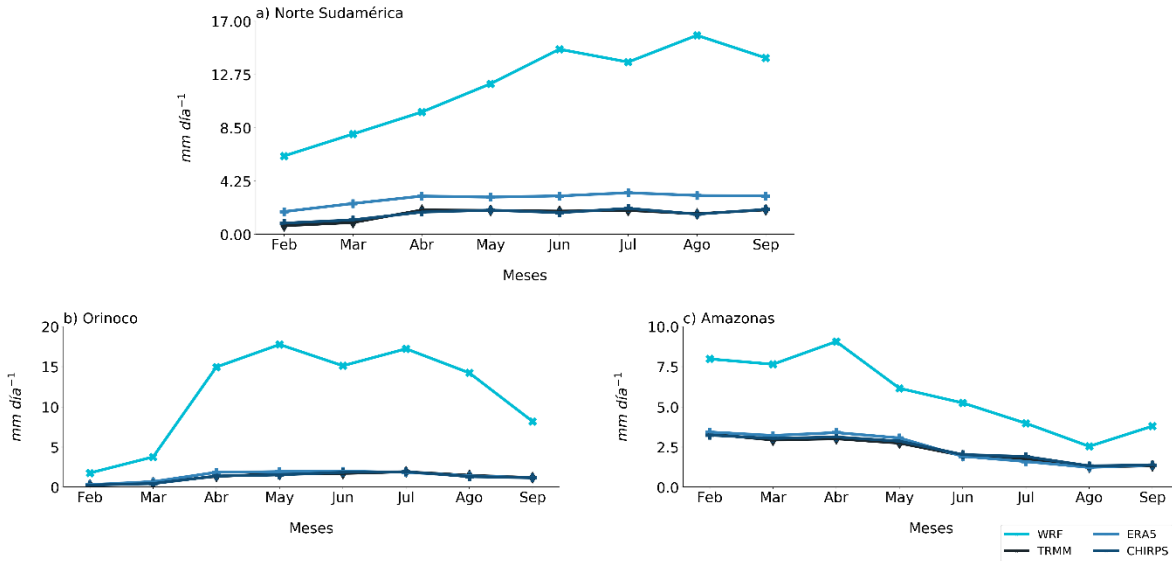


Figura 8. Comparación del promedio espacial de precipitación total (mm día^{-1}) entre WRF, TRMM, ERA5 y CHIRPS para el año 2010. a) Norte de Suramérica. b) Cuenca del Orinoco. c) Cuenca del Amazonas.

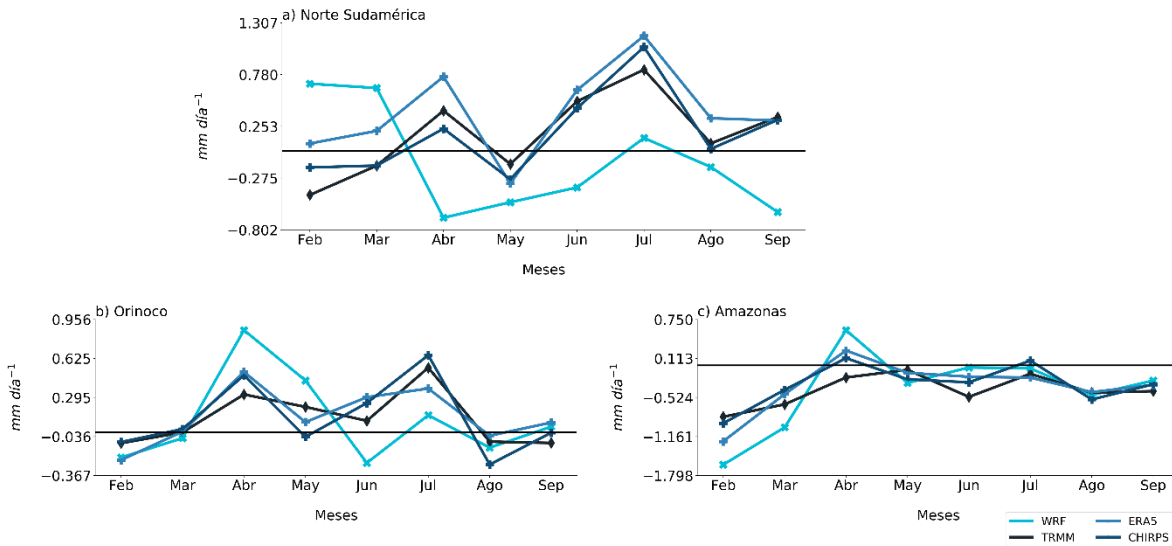


Figura 9. Comparación de las diferencias de 2010 y 2013 en el promedio espacial de precipitación total (mm día^{-1}) entre WRF, TRMM, ERA5 y CHIRPS. a) Norte de Suramérica. b) Cuenca del Orinoco. c) Cuenca del Amazonas.

para el 2010 que no es capturada por el conjunto de datos restante. En cuanto a la cuenca del Amazonas, WRF, ERA5 y CHIRPS muestran que 2010 estuvo ligeramente por encima de lo observado para el mes de abril de 2013; sin embargo, TRMM muestra lo contrario, con diferencias negativas en este mes.

Las altas sobreestimaciones generadas por el modelo WRF en la zona de estudio están fuertemente ligadas al uso del esquema de parametrización Kain-Fritsch (KF). Se debe tener en cuenta que la parametrización convectiva es uno de los aspectos más desafiantes en el modelado atmosférico dada la complejidad de los procesos físicos involucrados en estos procesos (Of et al., 2004). En este sentido, el esquema KF ha sufrido varias modificaciones en sus componentes que están relacionados con la tasa de flujo de corriente descendente y la altura inicial, la tasa de flujo ambiental, la energía cinética turbulenta (TKE) en la capa de

sub-nubes y el tiempo de consumo de la energía potencial convectiva disponible (CAPE), sin embargo, este esquema aún tiene complicaciones importantes a la hora de representar la precipitación en los trópicos, generando altas sobreestimaciones como se observó especialmente en la Figura 8 (Of et al., 2004; Yang et al., 2012; Yang & Dominguez, 2019).

Es importante mencionar además que los conjuntos de datos usados como referencia, también están sujetos a errores e incertidumbres, ya que se basan en productos de asimilación corregidos por sesgos mediante observaciones como es el caso de ERA5 (Yang & Dominguez, 2019). Por su parte, se ha encontrado que TRMM tiende a subestimar las tasas de precipitación de convección profunda sobre áreas continentales (Iguchi et al., 2009; Kozu et al., 2009; Rasmussen et al., 2013). Además, Wang & Wolff (2012) encontraron que TRMM tiene buena presentación con tasas de lluvia bajas, sin embargo, tiene sesgos importantes cuando las tasas de precipitación son fuertes (Wang & Wolff, 2012; Yang & Dominguez, 2019).

5.3. Caracterización de la SST de los océanos Atlántico y Pacífico para el año 2010 con respecto a un año de condiciones neutras.

Como lo reportan Trenberth & Fasullo (2012), el año 2010 se caracterizó por una serie de eventos extremos climáticos de alto impacto alrededor del mundo. Entre ellos destacan los impactos generados por el enfriamiento observado en el este del océano Pacífico, que generó un fuerte evento La Niña 2010-2011. Por otro lado, los altos valores en la SST en el océano Atlántico Tropical alcanzó récords históricos (Espinoza, et al., 2011a; Trenberth & Fasullo, 2012). Para entender los resultados del modelo WRF en términos de precipitación y circulación atmosférica, entre otras variables, es necesario analizar las SST con el objetivo de comprender cómo responde el modelo frente a estas condiciones.

La Figura 10 presenta las diferencias de SST entre los años 2010 y 2013. Los colores rojos dan cuenta de una mayor SST en 2010 y, por el contrario, los colores azules indican menor SST para ese año. Es notorio cómo los paneles de la Figura 10 tienen, en forma general, una predominancia de colores rojizos en el océano Atlántico dando cuenta de que el año 2010 experimentaba altos valores de SST en este océano. Se ha encontrado que los meses de abril a agosto de 2010 fueron especialmente altos en el TNA y Mar Caribe, alcanzando los casi 30°C en agosto (Espinoza et al., 2011a; Trenberth & Fasullo, 2012). Estos altos valores de SST están relacionados con aumentos en la precipitación en el norte de Suramérica (Figura 13) debido a que se genera un posicionamiento más al norte de la ZCIT, lo que favorece la acumulación de humedad en esta región, la cual posteriormente se convierte en precipitación. Por el contrario, este desplazamiento de la ZCIT lleva a que la zona de subsidencia de la celda de circulación de Hadley se posicione en el centro y sur de la cuenca del Amazonas, debilitando el transporte de humedad a esta región, lo que llevó a menores precipitaciones en la cuenca durante este año (Figura 20 y

Figura 21) (Arias et al., 2015; Espinoza et al., 2011a). Asimismo, el océano Atlántico Tropical sur mostró aumentos en la SST; sin embargo, estos no fueron tan altos y persistentes como los observado para TNA. Por su parte, el este del océano Pacífico presentaba valores de SST

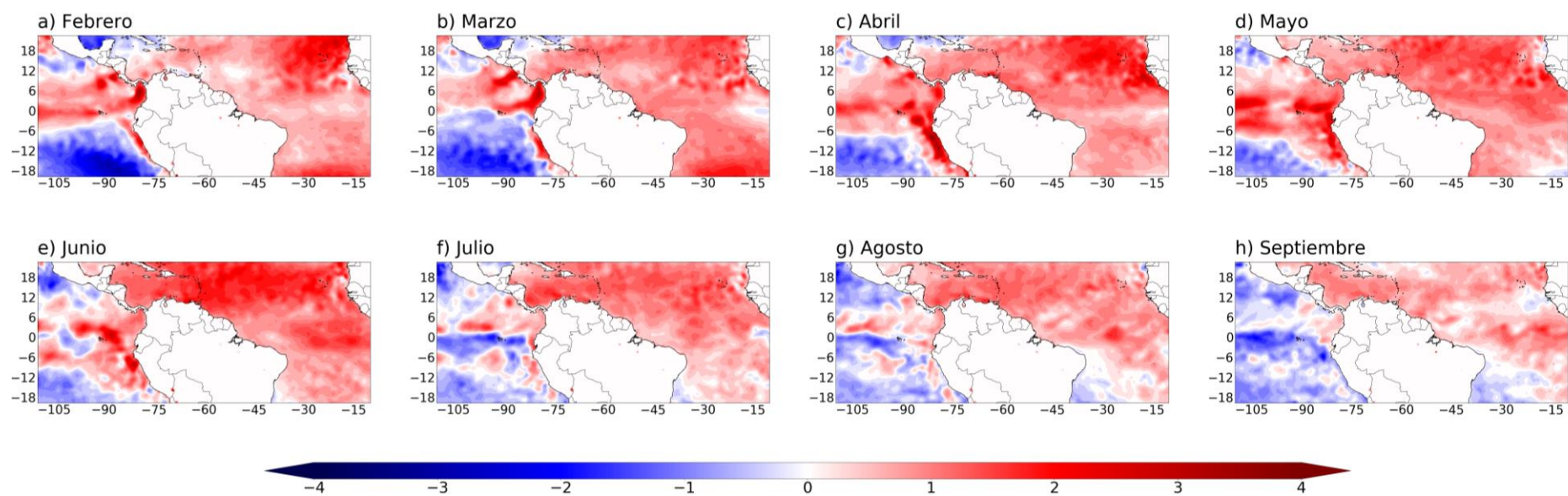


Figura 10. Diferencias de la SST ($^{\circ}\text{C}$) obtenida de ERA5 entre los años 2010 y 2013 para los meses de febrero a septiembre.

altos la primera mitad del año 2010 (Figura 4), correspondientes con el pico del evento El Niño 2009-2010. Sin embargo, para el segundo semestre del mismo año, las SSTs disminuyeron rápidamente, generando la característica Lengua Fría del Pacífico este, permitiendo así establecer las condiciones La Niña 2010-2011 (Arias et al., 2015).

5.4. Transporte de humedad simulado por WRF.

5.4.1. Transporte de humedad y precipitación simulados por WRF para el año 2010.

El uso de trazadores integrados en un modelo climático regional es una herramienta muy útil para el diagnóstico del transporte de humedad, pues se integran conocimientos de cómo se comporta la humedad a medida que circula a través de la atmósfera junto con procesos meteorológicos (Gimeno et al., 2012). En este sentido, la técnica de etiquetado de humedad (WVT) integrada en el modelo WRF es una herramienta ampliamente utilizada, desarrollada por Miguez-Macho et al. (2013) para simular este comportamiento desde diferentes fuentes a regiones sumideros de interés (Dominguez et al., 2016; Insua-Costa & Miguez-Macho, 2018; Yang & Dominguez, 2019). En este trabajo, utilizamos WRF-WVT (o WRF Tracers) con el fin de analizar la generación y el transporte de humedad atmosférica desde diferentes fuentes a tres sumideros en Suramérica: las cuencas de los ríos Amazonas, Orinoco y Magdalena-Cauca (representada en este estudio por el Norte de Suramérica) para un periodo de 8 meses comprendidos entre febrero y septiembre de los años 2010 y 2013.

La primera columna de las Figura 11 y Figura 12 muestra la precipitación generada en cada una de las cuatro regiones fuente, es decir, la precipitación del trazador. Asimismo, la segunda columna muestra el porcentaje que representa la precipitación del trazador con respecto a la precipitación total para los meses de abril y agosto del año 2010, respectivamente. Este porcentaje se estimó con la ecuación 2 (Figura 6 y Figura 7). De esta forma, se obtiene la contribución porcentual de precipitación que llega desde una región fuente a una región sumidero (Dominguez et al., 2016; Yang & Dominguez, 2019).

5.4.1.1. Magdalena-Cauca

La cuenca Magdalena-Cauca, representada en este estudio por el norte de Suramérica, se encuentra ubicada en el norte de Colombia. Diferentes estudios han identificado las fuentes de humedad para esta región, encontrado como fuente principal el Océano Atlántico Tropical Norte con hasta un 35% de contribución, seguida de la cuenca del Orinoco y el norte de Suramérica (reciclaje de humedad), representando cada una un 10% de la humedad total que llega esa cuenca (Arias et al., 2015).

En el panel g de las Figura 11 y Figura 12 se muestra que la humedad proveniente del TNA y el Mar Caribe que se convierte en precipitación y que logra llegar al norte de Suramérica tiene altos valores durante todo el año. Este transporte está modulado por el flujo de los vientos alisios, haciendo que, en los primeros meses del año, el transporte de humedad sea menor, pues para estos meses este flujo de vientos muestra desviaciones hacia el sur debido al régimen de vientos del flujo transecuatorial, disminuyendo así la humedad de esta fuente que logra llegar a la cuenca del Magdalena-Cauca. Sin embargo, a medida que la ZCIT

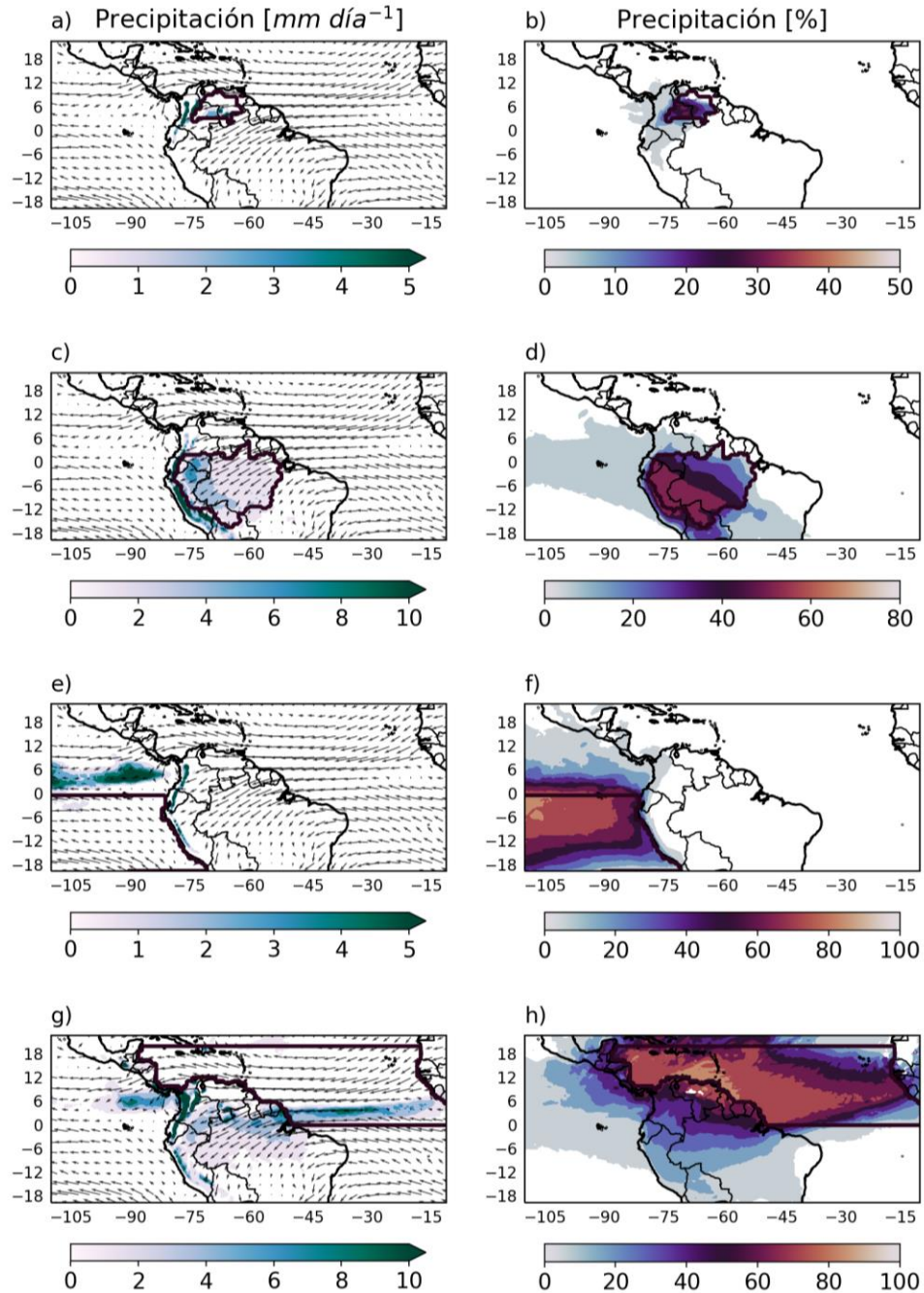


Figura 11. a) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Orinoco. b) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Orinoco. c) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Amazonas. d) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Amazonas. e) Patrón espacial de la precipitación generada en el TSP. f) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del TSP. g) Patrón espacial de la precipitación generada en CABN-TNA. h) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del CABN-TNA. Mes de **abril** del 2010. Estos patrones corresponden a las simulaciones de WRF.

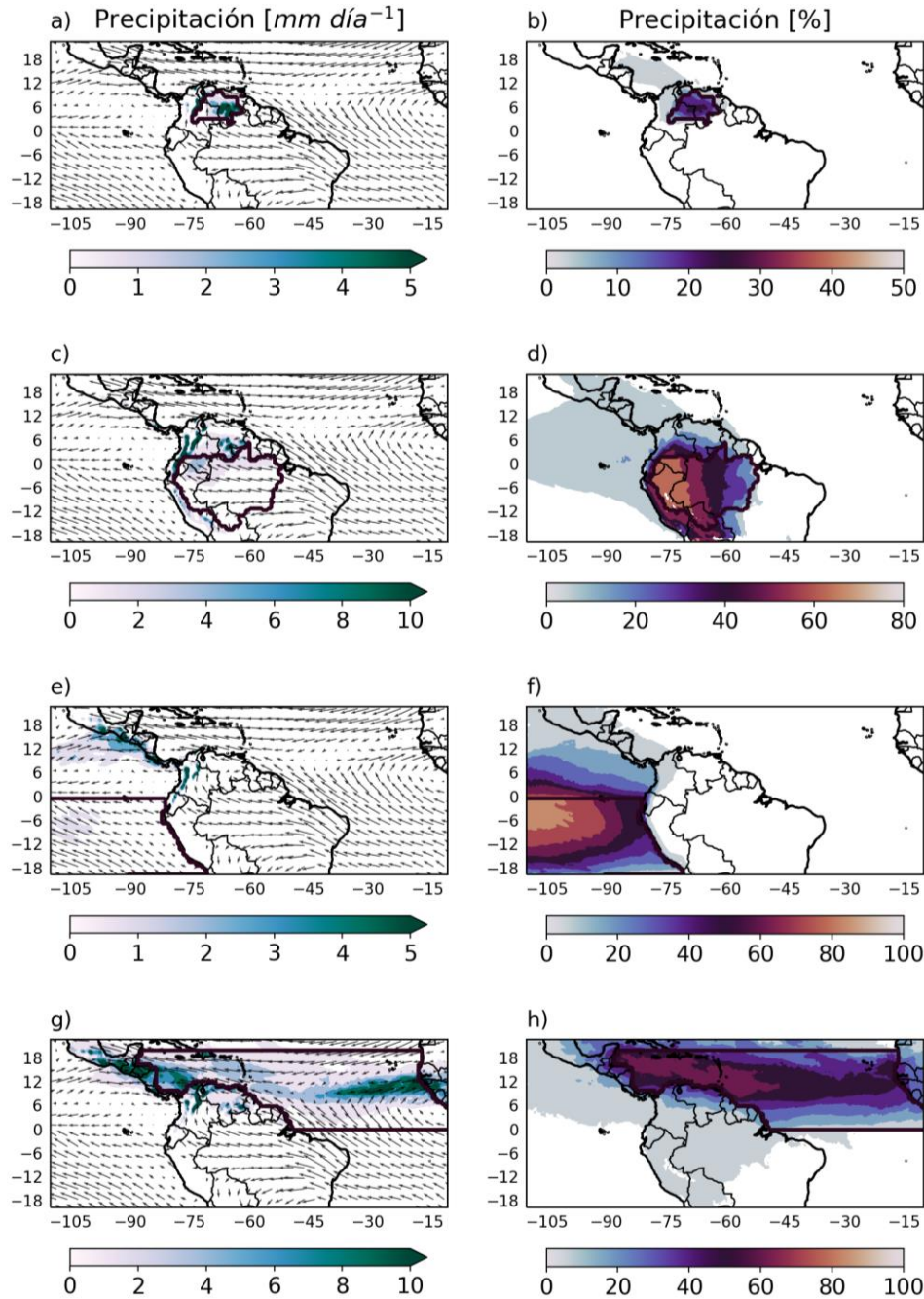


Figura 12. a) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Orinoco. b) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Orinoco. c) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Amazonas. d) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Amazonas. e) Patrón espacial de la precipitación generada en el TSP. f) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del TSP. g) Patrón espacial de la precipitación generada en CABN-TNA. h) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del CABN-TNA. Mes de **agosto** del 2010. . Estos patrones corresponden a las simulaciones de WRF.

se dirige hacia el norte, el flujo de vientos presenta un recurvamiento más zonal hasta alcanzar direcciones hacia el norte, generando un aumento en la humedad que llega a esta región sumidero.

La Figura 15 muestra de forma más explícita la evolución temporal de la contribución del TNA y el Mar Caribe a este sumidero. El mes de febrero, el cual es el mes con menos contribución, registra valores de 2mm/día aproximadamente, mientras que los meses de mayo y junio, que son los meses con más contribución, muestran valores de casi 5 mm/día para el año 2010. Pese a lo anterior, la contribución porcentual muestra un comportamiento opuesto al descrito anteriormente para la contribución en términos absolutos, pues el panel d) de esta misma Figura indica que los mayores valores de porcentaje de contribución se dan en los primeros meses, con valores de más del 50% de contribución de humedad, para luego mostrar una fuerte disminución, alcanzando valores inferiores a 28% en el mes de agosto de ese mismo año. Estos resultados se han encontrado en diferentes estudios, donde se reporta que en los primeros meses del año, la principal fuente de humedad para la región es el TNA y el Mar Caribe; sin embargo, durante los meses de MAM y JJA la cuenca del Amazonas cobra importancia en términos de la contribución de humedad a esta cuenca, con valores de casi 1 mm/día representando un 6% de la humedad total en este mes del año 2010 (ver Figura 14) Esto último también está relacionado con la variabilidad estacional en la dirección del flujo transecuatorial, pues como se evidencia en la Figura 11, en el mes de abril, correspondiente al segundo trimestre del año, la dirección de los vientos alisios tienen una dirección predominantemente zonal inhibiendo el transporte de humedad desde las cuenca del Amazonas hacia el norte de Suramérica, mientras que en el mes de agosto, la dirección de los vientos que atraviesan el Amazonas tiene un recurvamiento hacia el norte, favoreciendo el transporte de humedad a la cuenca del Magdalena-Cauca.

De manera similar, la cuenca del Orinoco muestra aumentos en la contribución de precipitación absoluta a la cuenca Magdalena-Cauca, con un máximo de 0.5mm/día para el año 2010, lo que es consecuente con la relación de los vientos alisios. Asimismo, se evidencia un leve aumento en la contribución porcentual de esta fuente a la cuenca de interés, representando contribuciones de entre 1% y 5% en el año 2010 (Figura 16). Estos resultados difieren de los obtenidos por Arias et al. (2015), quienes encuentran una contribución de humedad por parte del Orinoco al norte de Suramérica de hasta 10%. Estas diferencias pueden deberse a que el modelo DRM usado en Arias et al. (2015) asume una atmósfera bien mezclada, que implica que la humedad se distribuye de manera homogénea en toda la columna vertical de la atmósfera ignorando el efecto de las cordilleras y de la cizalladura del viento. Además, se debe tener en cuenta que el porcentaje de contribución del Orinoco al norte de Suramérica reportado en ese informe es una aproximación climatológica, mientras que el reportado en nuestra investigación es para el año 2010.

Por su parte, el océano Pacífico Tropical Sur muestra ligeras contribuciones al norte de Suramérica, alcanzando principalmente el este y norte de Colombia (Figura 11 y Figura 12). El transporte de humedad desde esta fuente a la cuenca Magdalena-Cauca, se da principalmente por la activación del chorro del Chocó. Este fenómeno se debe al recurvamiento hacia el este de los vientos que vienen del oeste por el sur del océano Pacífico Tropical y logran ingresar al continente, transportando una cantidad no despreciable de humedad atmosférica. Este chorro presenta un ciclo anual muy marcado, mostrando su fase más débil durante los meses de febrero-marzo-abril, fortaleciéndose desde mayo y alcanzando sus valores máximos en los meses de octubre y noviembre (Poveda & Mesa, 2000). El panel a) de la Figura 17 muestra menores valores de contribución de precipitación

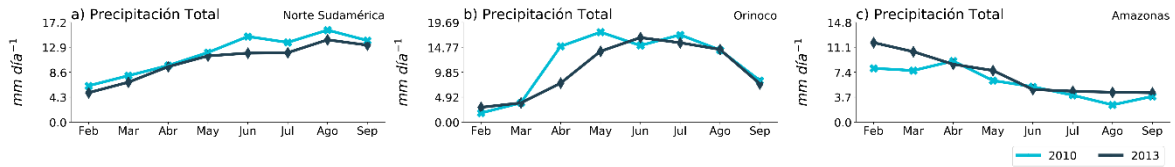


Figura 13. Precipitación total obtenida del modelo WRF. a) Norte de Suramérica. b) Cuenca del Orinoco. c) Cuenca del Amazonas.

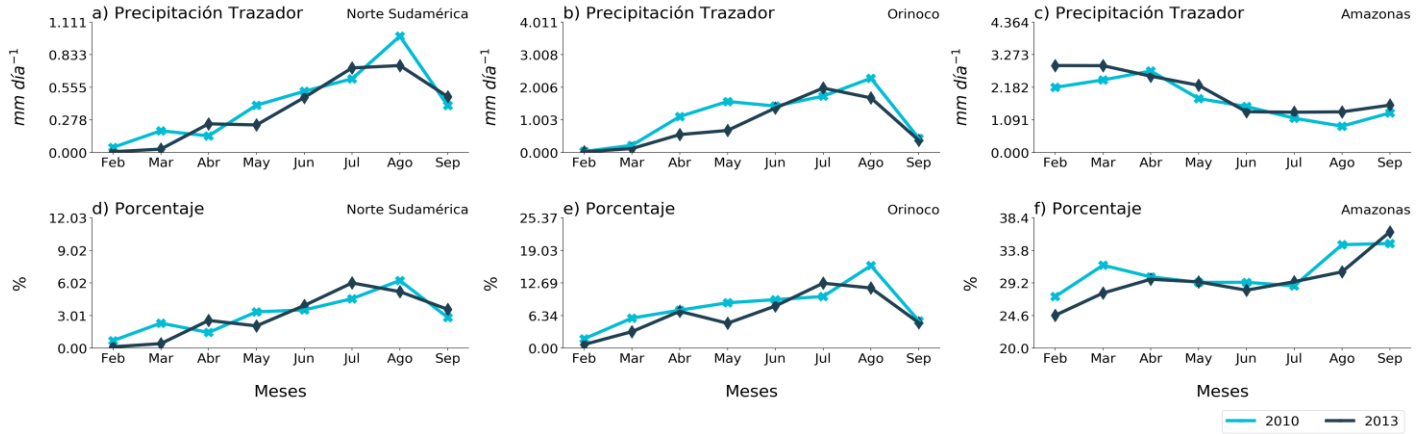


Figura 14. Precipitación total obtenida del modelo WRF generada en la cuenca del Amazonas y que cae en: a) Norte de Suramérica. b) Cuenca del Orinoco. c) Cuenca del Amazonas. Y r_p de la precipitación del Amazonas en: d) Norte de Suramérica. e) Cuenca del Orinoco. f) Cuenca del Amazonas.

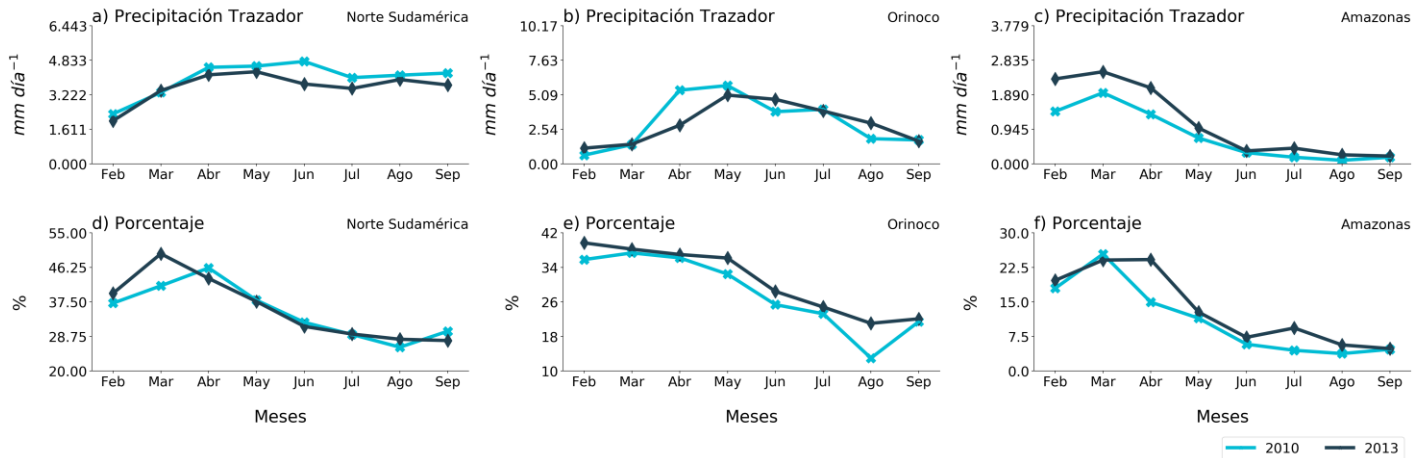


Figura 15. Precipitación total obtenida del modelo WRF generada en el CABN y TNA y que cae en: a) Norte de Suramérica. b) Cuenca del Orinoco. c) Cuenca del Amazonas. Y r_p de la precipitación del CABN y TNA en: d) Norte de Suramérica. e) Cuenca del Orinoco. f) Cuenca del Amazonas.

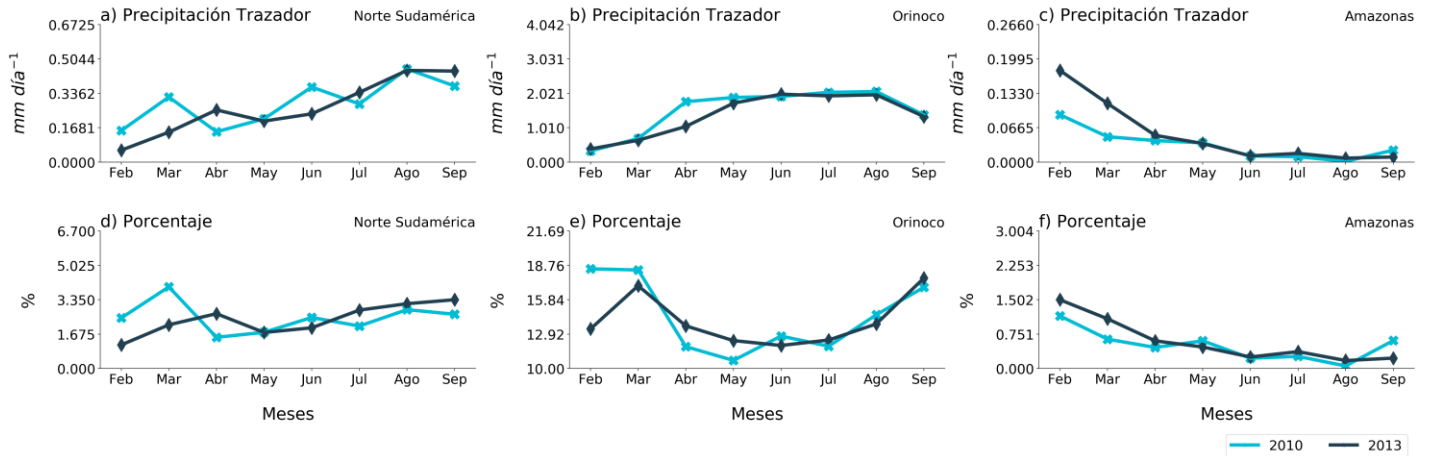


Figura 16. Precipitación total generada obtenida del modelo WRF en la cuenca del Orinoco y que cae en: a) Norte de Suramérica. b) Cuenca del Orinoco. c) Cuenca del Amazonas. Y r_p de la precipitación de la cuenca del Orinoco en: d) Norte de Suramérica. e) Cuenca del Orinoco. f) Cuenca del Amazonas.

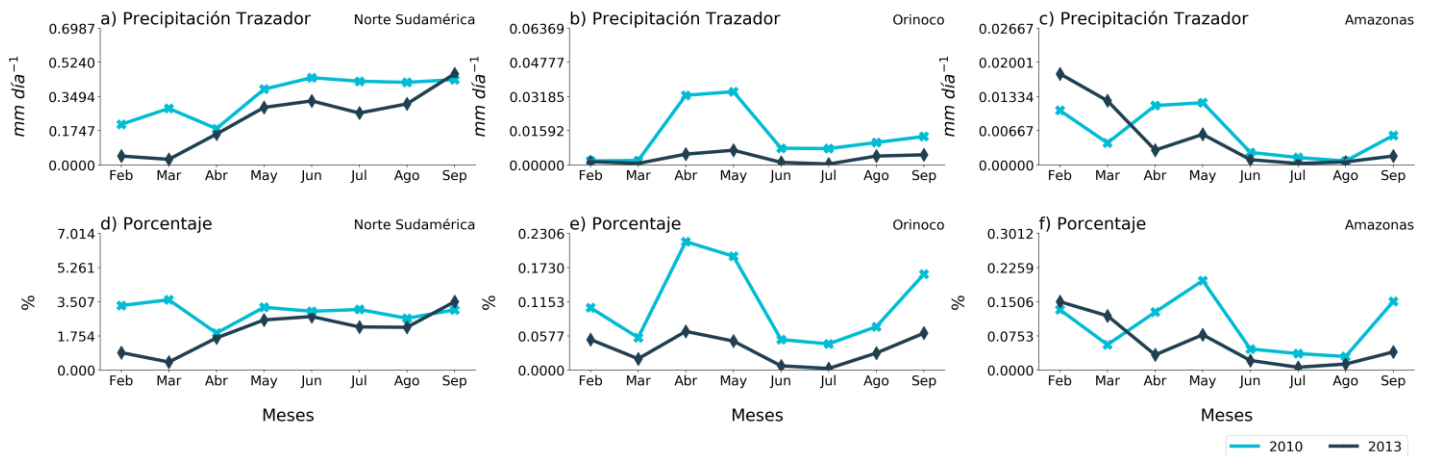


Figura 17. Precipitación total obtenida del modelo WRF generada en el TSP y que cae en: a) Norte de Suramérica. b) Cuenca del Orinoco. c) Cuenca del Amazonas. Y r_p de la precipitación del TSP en: d) Norte de Suramérica. e) Cuenca del Orinoco. f) Cuenca del Amazonas.

al norte de Suramérica en términos absolutos durante los primeros meses del año, que luego, a partir de mayo, aumentan de manera significativa, evidenciando el ciclo anteriormente descrito. Sin embargo, en términos de la contribución porcentual, no se identifica el mismo comportamiento, pues el panel d) de esta misma Figura muestra porcentajes similares a lo largo del año 2010 los cuales están alrededor de 3% y 3.5%, exceptuando el mes de abril, que muestra una disminución importante, alcanzando 1.7% aproximadamente de contribución a la precipitación total en el norte de Suramérica.

5.4.1.2. Orinoco

A pesar de ser una de las cuencas más grandes de Suramérica, pocos estudios se han enfocado en analizar el transporte de humedad desde diferentes fuentes a esta región. Nieto et al. (2008) encontraron que las principales fuentes de humedad para la cuenca del Orinoco

son, en orden de importancia, el océano Atlántico Tropical Norte, el océano Atlántico Tropical Sur y el este del océano Pacífico. Sin embargo, Arias et al. (2020) reportan que las principales fuentes para esta cuenca son el Atlántico Tropical Norte, la cuenca misma a través del reciclaje de humedad y, por último, el Atlántico Tropical Sur.

La Figura 16 muestra que la precipitación generada en la cuenca, presenta una evolución temporal similar a la precipitación total (panel b), (Figura 13), con bajos valores en los primeros meses del año, y aumentos importantes desde abril para luego decrecer en el mes de septiembre. El panel a) de la Figura 11 muestra que el reciclaje de humedad en la cuenca en el mes de abril se genera principalmente al sur y sureste de esta, alcanzando, además, algunas regiones de Colombia. Esto obedece a la circulación de los vientos alisios que para este mes presentan una circulación con direcciones predominantemente zonales. Sin embargo, al revisar los porcentajes de contribución en el panel de b) de esta misma Figura, se nota cómo casi la totalidad de la cuenca presenta valores entre 10% y 20% con respecto a la precipitación total. Asimismo, gran parte de Colombia, Ecuador y el norte de Perú se ven permeados por la precipitación generada en la cuenca del Orinoco. En contraste, a medida que la ZCIT migra hacia el norte y el flujo transecuatorial cambia de dirección, el reciclaje de humedad en la cuenca se genera de forma más marcada en el suroeste de esta. Llama la atención cómo la contribución porcentual muestra un comportamiento opuesto al reflejado por la contribución en términos de precipitación absoluta (Figura 16), mostrando altos valores en los primeros meses del año, con una disminución importante desde el mes de abril y aumentos a partir del mes de julio. Este comportamiento puede ser debido a que para los meses de marzo a junio la ZCIT migra hacia el norte, generando una zona de convergencia sobre la cuenca que favorece la advección de humedad desde diferentes fuentes a esta (incluyendo la cuenca misma), disminuyendo así la contribución porcentual de la precipitación generada dentro de la cuenca. Esta contribución oscila entre 12% en el mes de mayo hasta casi 19% en el mes de febrero para el año 2010. Esto último contradice lo mostrado por Nieto et al. (2008), quienes argumentan que la precipitación reciclada no contribuye de manera apreciable a la precipitación total en esta región. Sin embargo, los resultados encontrados en este estudio están de acuerdo con los presentados por Arias et al. (2020), quienes señalan una contribución del 11.6% por parte de la humedad reciclada a la precipitación total en el Orinoco.

En cuanto a la humedad advectada desde la cuenca del Amazonas hacia la cuenca del Orinoco, se observa que esta aumenta continuamente desde febrero hasta agosto y luego muestra una fuerte disminución en el mes de septiembre (panel e) Figura 14). Como se ha explicado anteriormente, el flujo de los vientos en el segundo trimestre del año, muestra una dirección de los vientos predominantemente zonal, lo que implica que la humedad generada en la cuenca del Amazonas sea arrastrada principalmente al sur y este de la misma. Esto explica los bajos valores de contribución porcentual de esta humedad a la precipitación total de la cuenca del Orinoco. Sin embargo, a medida que el flujo de vientos transecuatorial muestra direcciones más al norte y con ello la advección de humedad, se nota cómo la contribución de esta en el Orinoco aumenta, alcanzando valores que representan hasta un 12%, aproximadamente, de la precipitación total para el año 2010.

Por otro lado, la Figura 17 muestra que la contribución por parte del TSP al Orinoco no parece ser tan importante. Los meses de mayor contribución de humedad desde esta fuente se da en los meses abril y mayo (nótese el fuerte aumento en la contribución de esta fuente en el año 2010); sin embargo, los porcentajes de contribución no superan el 0.3% con respecto a la precipitación total.

Por su parte, el TNA, el cual es la principal fuente de humedad para la cuenca del Orinoco, muestra altos valores tanto en la contribución en términos absolutos como en la contribución porcentual a lo largo del año. Sin embargo, se observa una disminución progresiva desde el mes de mayo relacionada con el recurvamiento hacia el norte por parte de los vientos alisios. El panel g) de la Figura 11 muestra cómo para el mes de abril hay una acumulación de precipitación en la región del Orinoco proveniente de TNA debido al transporte de humedad por los vientos alisios, representando cerca de un 42% de la precipitación total de este mes. Nótese los fuertes colores oscuros en el panel h) de esta gráfica, indicando altos valores porcentuales con respecto a los hallados para las demás fuentes en el año 2010. Sin embargo, en el mes de agosto, en este mismo panel de la Figura 12, se observan colores mucho más claros, que si bien implican un porcentaje de precipitación importante, es evidente la fuerte disminución en la contribución durante este mes, el cual representa un 15%, aproximadamente, de la precipitación total en la cuenca. Estos resultados dan cuenta de la fuerte variabilidad anual que puede tener el transporte de humedad desde esta fuente a la cuenca del Orinoco ligado al cambio de dirección de los vientos alisios.

5.4.1.3. Amazonas

Contrario a la cuenca del Orinoco, la cuenca del Amazonas ha sido foco de estudios concernientes al transporte de humedad desde y hacia esta cuenca, es decir, tomando la cuenca tanto como una fuente como un sumidero (Martinez & Dominguez, 2014; Arias et al., 2020; Costa & Foley, 1999; Cuartas & Poveda, 2002; Ruiz-Vásquez et al., 2020). Algunos estudios reportan valores de precipitación reciclada en la cuenca entre 27% durante la temporada húmeda y 33% en temporada seca, incluso, estudios más recientes, estiman que el reciclaje de humedad puede representar más del 50% de la precipitación en la cuenca (Marengo et al., 2017; Ruiz-Vásquez et al., 2020).

En este sentido, al analizar el panel d) de las Figura 11 y Figura 12, los cuales representan la precipitación generada al interior de la cuenca en los meses de abril y agosto respectivamente, se observan valores de reciclaje de humedad que oscilan entre 40% para el mes de abril y casi un 60% en el mes de agosto, consecuente con los reportado en la literatura y mencionado anteriormente. También, se observa un gradiente en el reciclaje de humedad al interior del Amazonas, encontrando altos valores en la zona oeste y suroeste y una reducción gradual hasta la región este de la cuenca, donde se observan valores de hasta un 10% de reciclaje de humedad. Esto se debe al transporte de humedad de los vientos alisios, pues arrastran la humedad proveniente del TNA que es mezclada con la humedad generada como evapotranspiración en la cuenca misma hasta verse obstaculizados por la cordillera de los Andes, favoreciendo una acumulación de toda esta humedad y generando altas tasas de precipitación en esta parte de la cuenca. Este mismo patrón es reportado por Yang & Dominguez (2019), quienes muestran valores de más de 50% al oeste-suroeste del Amazonas en la temporada de JJA. La evolución temporal del reciclaje de humedad en la cuenca, en términos absolutos, presenta el mismo patrón que la precipitación total (Figura 14), reflejando altos valores en los primeros meses del año correspondiente con la temporada húmeda de la cuenca, y disminuyendo a partir de abril, meses en que inicia la transición de temporada húmeda a seca. Sin embargo, la contribución porcentual del reciclaje de humedad muestra ligeros aumentos desde el mes de julio del año 2010, indicando que, en la temporada seca, la humedad generada como evapotranspiración es una fuente importante para la precipitación en la cuenca.

En cuanto a la humedad que llega desde el Orinoco y es precipitada sobre el Amazonas, se observan, en términos generales, bajos valores, siendo los más altos en el mes de abril y marzo con contribuciones que representan 1.5% y 0.7%, respectivamente, hasta disminuir a valores casi imperceptibles en el mes de agosto (Figura 16). De esta misma manera, el TSP no muestra contribuciones importantes a la precipitación en la cuenca con aportes que van entre 0.05% y 0.3%, aproximadamente, en el mes de mayo del 2010 (Figura 17).

Caso contrario al anterior se observa para la humedad transportada desde el TNA y el Mar Caribe a la cuenca del Amazonas, donde se observan valores promedios de hasta un 30% en la contribución de vapor de agua a las precipitaciones de esta cuenca en el mes de marzo de 2010 y luego una disminución importante hasta alcanzar un porcentaje de 7.5%, aproximadamente, en el mes de agosto de este año (Figura 15). Es de resaltar cómo la precipitación total en el Amazonas está completamente ligada tanto al transporte de humedad proveniente del TNA y el Mar Caribe como a la evapotranspiración generada en la cuenca misma, indicando que estas dos regiones son fuentes importantes en el ciclo anual de la precipitación del Amazonas.

5.4.1.4. Sección Transversal de humedad específica.

Una de las ventajas de usar el modelo WRF-Tracers en el estudio del transporte de humedad desde diferentes fuentes a regiones sumideros, es que este es un modelo 3D, el cual permite analizar el comportamiento de variables como la humedad relativa, vientos, temperatura, etc, en una columna atmosférica. Con base en esto se hizo un corte transversal en la sección representada por la línea roja de la Figura 18, la cual está trazada en los 0° de latitud y entre -75° y -65° de longitud, al oeste de la cuenca del Amazonas. Esto con el fin de entender cómo el flujo de vientos alisios transporta la humedad y cómo este transporte está modulado por el flujo transecuatorial.

Como se ha discutido en secciones anteriores y se discutirá más adelante, el flujo transecuatorial tiene una influencia importante en los regímenes de precipitación en Suramérica. Asimismo, se ha mencionado que este flujo tiene, según la temporada del año, una dirección dominante hacia el sur(norte) en el verano(invierno) austral. Estos mismos resultados son descritos por Wang & Fu (2002), quienes caracterizan el flujo transecuatorial a partir de un índice meridional denominado V-index, concluyendo a partir de este índice que la variabilidad estacional de la precipitación en Suramérica está fuertemente relacionada con la variación en la dirección del flujo, representando hasta un 37% de esta variabilidad (Wang & Fu, 2002).

Las Figura 19 y **Figura 20** muestran la humedad específica en una columna atmosférica delimitada entre los 1000 hPa y 200 hPa que es generada en cada fuente en el mes de abril y agosto, respectivamente del año 2010. Como lo muestra la primera columna de la Figura 6, en el mes de abril, el flujo transecuatorial tiene una dirección predominantemente zonal, permitiendo el transporte de humedad desde la cuenca del Orinoco con valores que alcanzan los 0.1 g/kg a una altura de hasta 650 hPa (Figura 19), indicando que parte de la humedad generada al interior de la cuenca no permanece en ella, sino que puede ser advectada por la atmósfera superior hacia regiones al suroeste de la cuenca. Sin embargo, cuando el flujo transecuatorial tiene una dirección predominantemente hacia el norte en agosto, se observa que la humedad evaporada en el Orinoco es imperceptible en esta sección, indicando, como se mencionó anteriormente, que en estos meses del año la humedad generada en esta cuenca tiende a ir principalmente hacia el norte, permeando el centro y norte de Colombia.

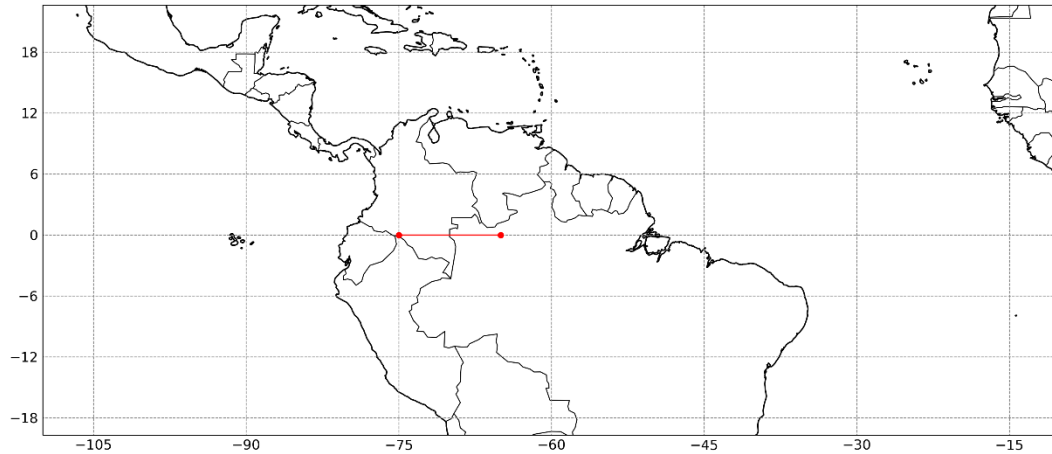


Figura 18. Región de corte de la sección transversal (0° de Latitud, -75 y -65° de Longitud).

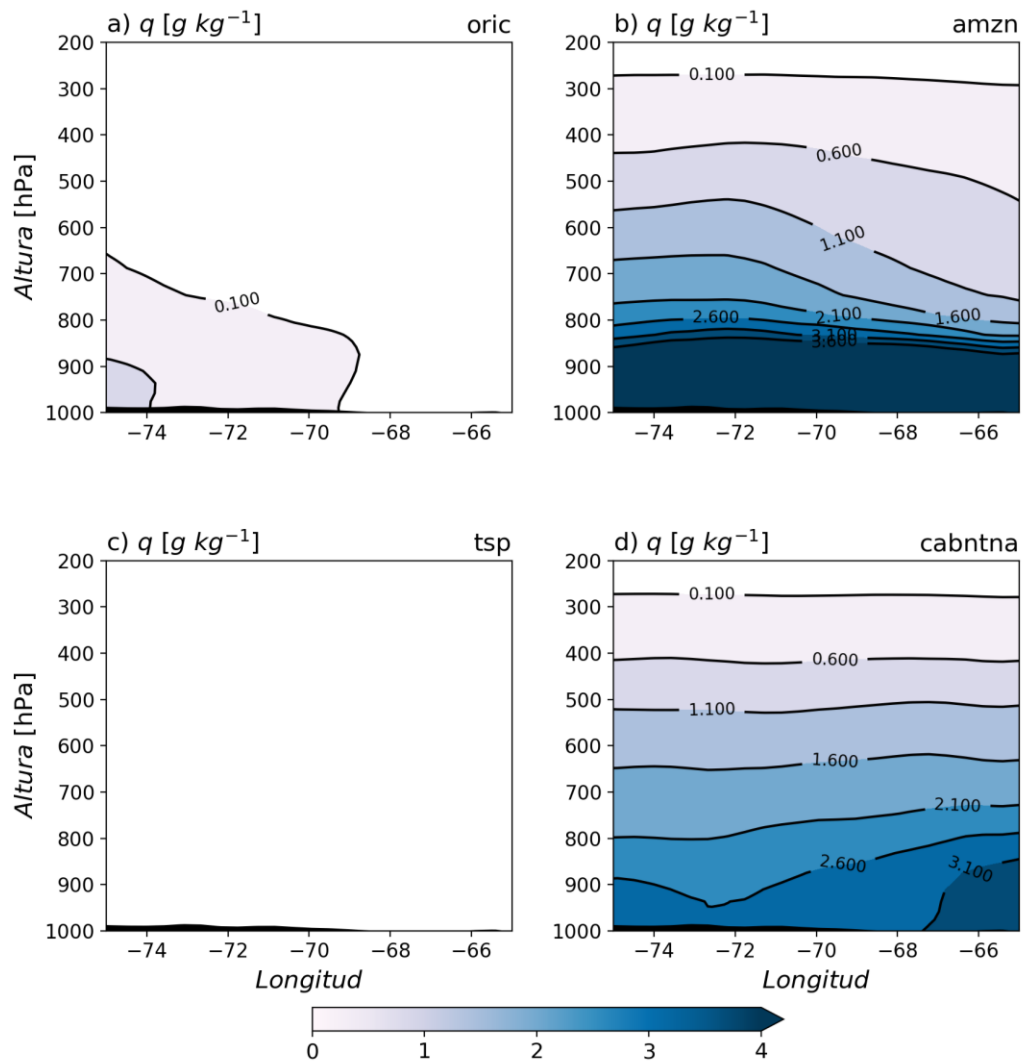


Figura 19. Sección transversal oeste-este de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) para: a) cuenca del Orinoco. b) cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA. Mes de abril de 2010.

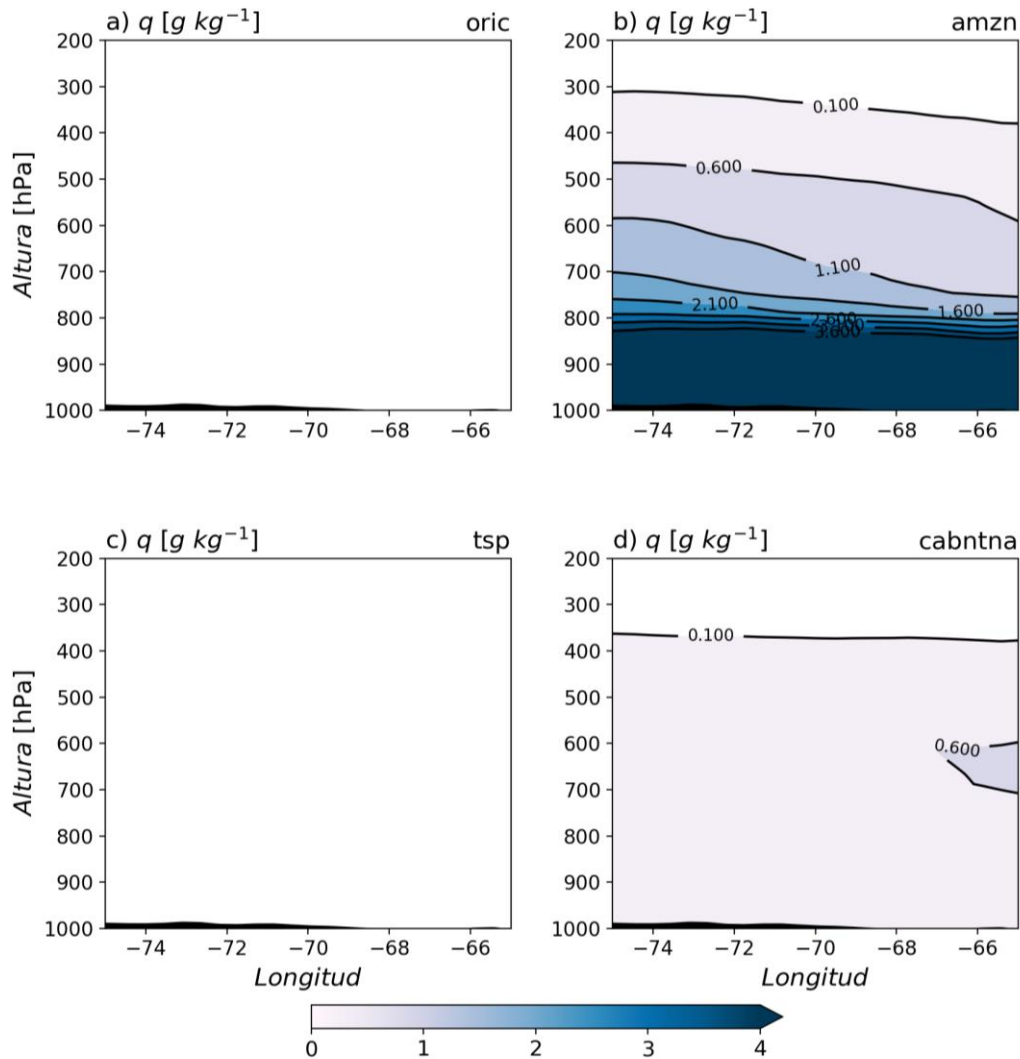


Figura 20. Sección transversal oeste-este de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) para: a) cuenca del Orinoco. b) cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA. Mes de **agosto** de 2010.

En cuanto la humedad generada por la cuenca del Amazonas, se nota que una gran cantidad de esta permanece en los niveles bajos de la atmósfera en ambos meses, mostrando que la evaporación es una fuente importante para las precipitaciones al interior de la cuenca. Asimismo, parte de la humedad evaporada allí alcanza altos niveles en la vertical tanto en el mes de abril como en el mes de agosto (Figura 19 y Figura 20), lo que refleja que esta humedad puede ser transportada, según la dirección del flujo transecuatorial, a lugares tan remotos como la cuenca del Río de la Plata (Martínez & Domínguez, 2014; Ruiz-Vásquez et al., 2020; Yang & Domínguez, 2019) o el norte de Colombia y Venezuela (Arias et al., 2015; Cuartas & Poveda, 2002).

Por su parte, el transporte de humedad desde el TSP refleja contribuciones imperceptibles de vapor de agua; esto explica las bajas contribuciones de esta fuente a la cuenca del Amazonas, pues tanto en abril como en agosto, no se observa ninguna contribución en ningún nivel de la columna atmosférica.

Finalmente, la contribución del TNA y el Mar Caribe muestra un comportamiento estratificado en el mes de abril con valores entre los 3 g/kg a una altura entre los 1000 hPa 900 hPa y hasta los 0.1 g/kg a los casi 300 hPa. Este comportamiento estratificado en el vapor de agua proveniente del TNA y el Mar Caribe indica que una cantidad importante de humedad puede ser advectada desde esta fuente a diferentes regiones ya que no se acumula sólo en los niveles bajos, sino que puede superar importantes barreras orográficas. En el mes de agosto de 2010 (Figura 20), esta estratificación ya no es evidente, sin embargo, dado que el flujo de vientos para este mes presenta un recurvamiento principalmente hacia el norte, aún se observa que parte de la humedad generada en esta fuente sigue permeando parte del centro y norte de Suramérica. Esto puede explicar por qué el TNA es una de las fuentes más importantes de humedad para esta región, ya que, durante gran parte del año, el vapor de agua proveniente de esta fuente permea continuamente el continente y, además, esta humedad puede viajar por altos niveles en la vertical.

5.4.2. Comparación del transporte de humedad entre los años 2010 y 2013.

Con el fin de entender el comportamiento anómalo del transporte de humedad desde las diferentes fuentes a los tres sumideros de interés en este estudio para el año 2010, el cual causó altos aumentos en la precipitación en el norte de Suramérica y una de las más fuertes sequías registradas en los últimos años en la cuenca del Amazonas, se realizaron diferencias de los campos de precipitación total, precipitación del trazador y vientos a 850 hPa con respecto al año 2013 el cual representa condiciones neutras en la SST del océanos Pacífico y Atlántico.

El panel a) de las

Figura 21 y Figura 22 muestra la diferencia en la precipitación total (mm/día) en el dominio de interés; asimismo, los paneles b) al e) muestran la diferencia en la precipitación del trazador en mm/día para cada una de las fuentes; los paneles f) al i) muestran la diferencia de porcentajes, las cuales indican aumentos o disminuciones relativas de la precipitación que se suele generar en un año con condiciones neutras. Este porcentaje se obtuvo como la diferencia entre la precipitación trazadora del año 2010 contra la precipitación trazadora del 2013 y este resultado es dividido por la precipitación total del año 2013 (ecuación 3), que es nuestro año de comparación. Los resultados de esta fila de mapas están relacionados con las series de tiempo mostradas en la primera fila de la Figura 14 a la Figura 17. Finalmente, las Figuras del panel j) al m) muestran las diferencias de contribución a la precipitación total para cada una de las fuentes, obtenidas como la diferencia de porcentajes mostrados en la segunda columna de las Figura 11 y Figura 12 (ecuación 4). Estos resultados se relacionan con las series de tiempo mostradas en la segunda fila de las Figura 14 a la Figura 17.

En cuanto a las diferencias de precipitación total, el panel a) de las

Figura 21 y Figura 22 evidencia que el norte de Suramérica experimentó mayores valores de precipitación en el año 2010, especialmente el territorio colombiano y la cuenca del Orinoco, mientras que la cuenca del Amazonas muestra colores rojizos, indicando menores valores de precipitación. Estas diferencias están relacionadas con un comportamiento anómalo de los vientos, alterando así la capacidad de arrastre de humedad que tienen estos desde diferentes fuentes. En este sentido, se identifica un debilitamiento de los vientos en la región del Mar Caribe y norte de Suramérica, lo que conduce a una acumulación de humedad en esta región, favoreciendo así aumentos en la precipitación. Por su parte, la zona este del océano Pacífico muestra algunos fortalecimientos en velocidad del viento asociados al

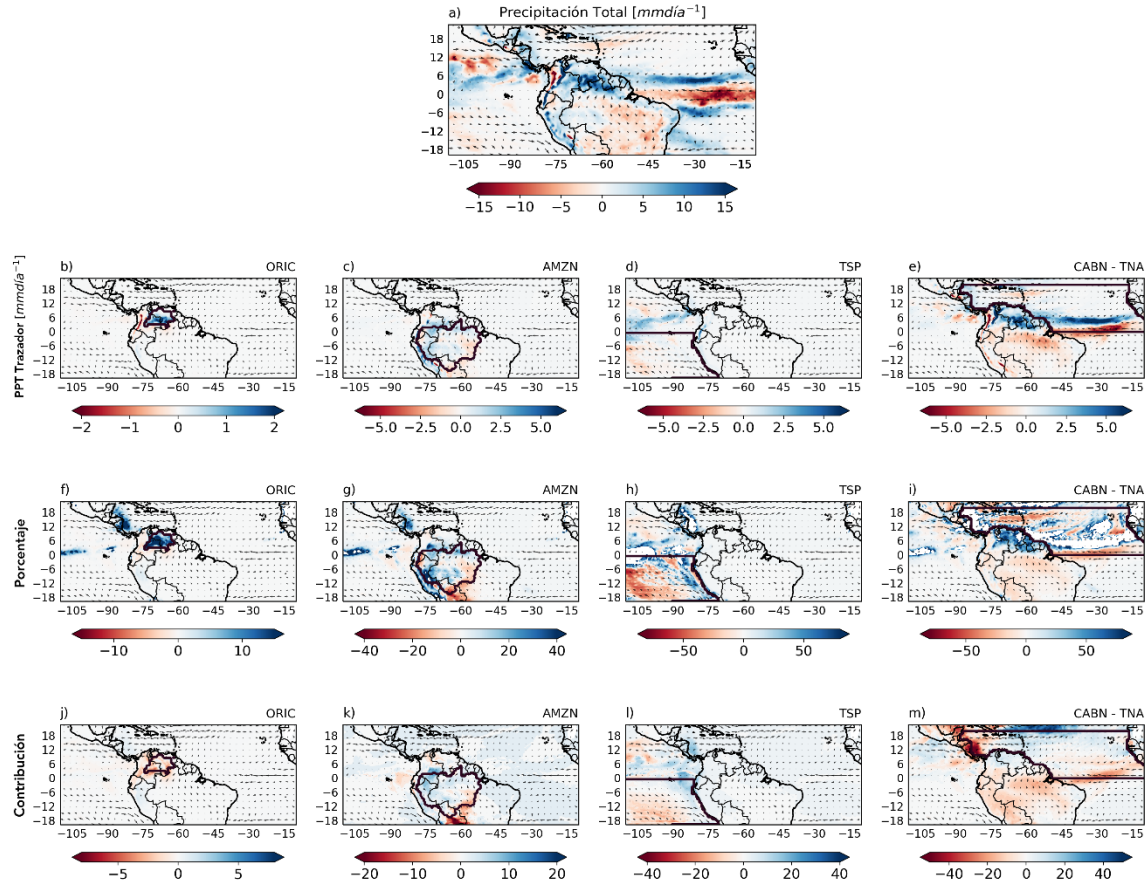


Figura 21. a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de **abril** entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo WRF.

denominado Chorro del Chocó. Estas diferencias se hacen más notorias en la Figura 22 correspondiente al mes de agosto, pues se ha identificado que esta corriente en chorro tiene un ciclo anual bien definido con máximas intensidades de vientos durante los dos últimos trimestres del año (Poveda & Mesa, 2000).

Sin embargo, al observar las diferencias de precipitación en la costa pacífica colombiana, se notan valores bajos para el año 2010 indicando menos precipitación en este año. Lo anterior puede estar relacionado con el posicionamiento anómalo hacia el norte de la ZCIT, conduciendo a que las precipitaciones en estos meses se den más al norte de lo esperado climatológicamente. También se notan debilitamientos en los vientos continentales, especialmente en la cuenca del Amazonas y del Orinoco, relacionados al flujo transecuatorial y al chorro del Orinoco respectivamente. El debilitamiento de estos flujos es debido al posicionamiento anómalo hacia el norte de celda de Hadley, posicionando su zona de subsidencia en el sur y centro de la cuenca del Amazonas, disminuyendo con esto la velocidad de los vientos que llegan a esta región (Arias et al., 2015; Yoon & Zeng, 2010). Esto último está relacionado con una disminución en el transporte de humedad desde el océano Atlántico hacia la cuenca del Amazonas y, en contraste, dada la zona de convergencia en el norte de Suramérica, favorece la acumulación de humedad en la cuenca del Orinoco y la región denominada NOSA. En este sentido, se procede a analizar las diferencias en el

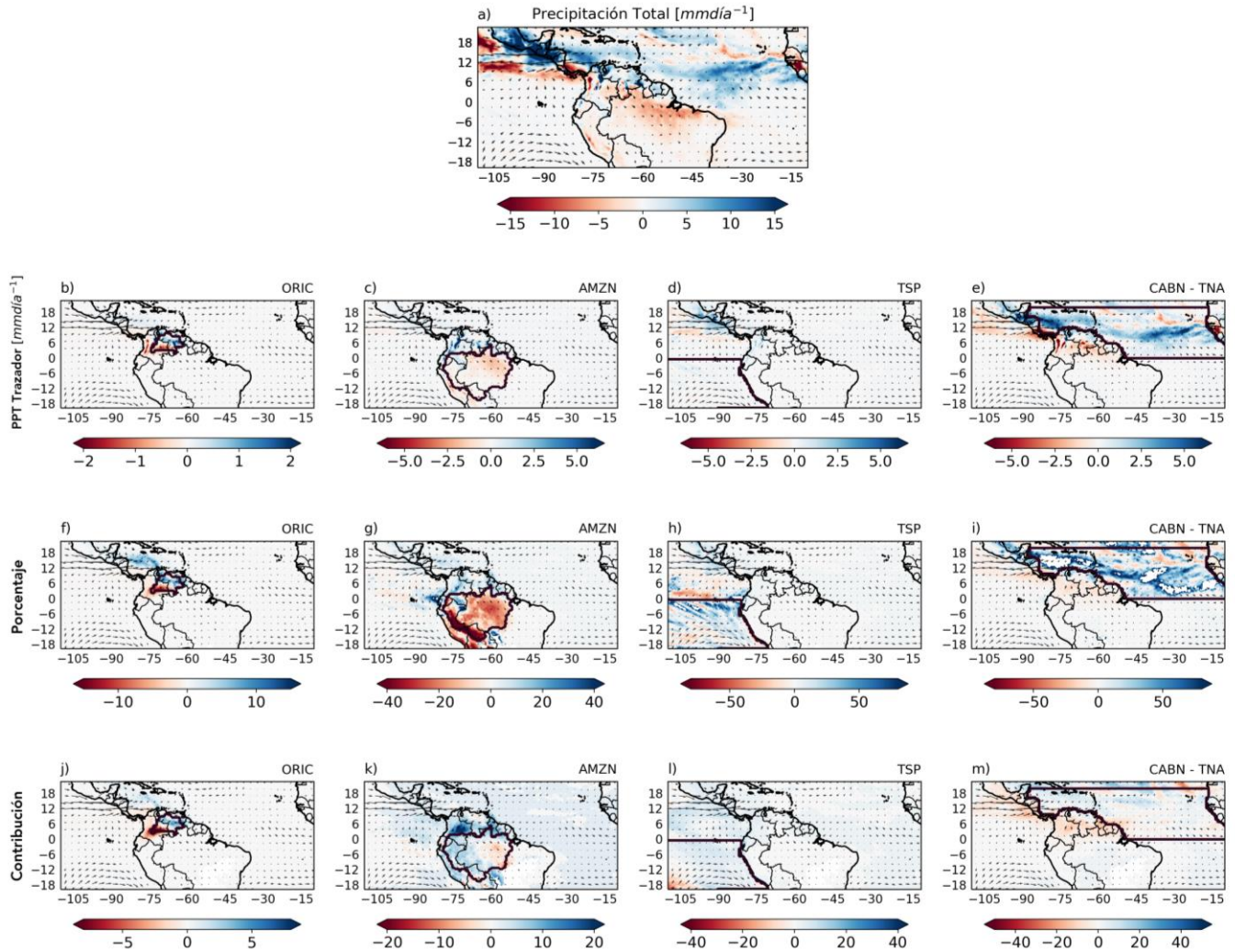


Figura 22. a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de **agosto** entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo WRF.

transporte de humedad desde cada una de las fuentes a cada región sumidero de este estudio.

5.4.2.1. Magdalena-Cauca

Durante el año 2010, el norte de Suramérica experimentaba altos acumulados de lluvia relacionados con el evento La Niña 2010-2011. El panel a) de la Figura 13 muestra como la serie de tiempo correspondiente a este año está, de forma general, por encima de lo observado para el año 2013, con diferencias importantes a partir del mes de junio y un decaimiento en el mes de septiembre. En este sentido, si bien la cuenca del Orinoco muestra mayores valores en las precipitaciones desarrolladas en esta cuenca, se observa en las

Figura 21 y Figura 22 que la advección de esta al este y norte de Colombia fue menor evidenciando que las diferencias de precipitación en NOSA están relacionadas con otras fuentes de humedad. Esto también se observa en el panel j) de la

Figura 21 que representa las diferencias en la contribución, donde los tonos rojizos indican que la humedad que llegó desde el Orinoco en el año 2010 a este sumidero tuvo una menor importancia que lo que llega en un año con condiciones neutras en la SST. Esto último se puede comprobar además en el panel d) de la Figura 16, donde se muestra que no existe un claro dominio en la contribución porcentual de humedad desde el Orinoco a esta región sumidero para el año 2010 sobre el año 2013.

Por su parte, la precipitación generada al interior de la cuenca del Amazonas y que es adveccionada al norte de Suramérica muestra valores más altos en la Amazonía colombiana y parte del centro de Colombia, y valores más bajos en el norte para el mes de abril año 2010 mientras que para el mes de agosto de este mismo año, una cantidad importante de precipitación es adveccionada a esa región consecuente con la dirección de los vientos alisios, que para el tercer trimestre del año tienen una dirección más hacia el norte. Incluso, el panel a) de la Figura 14 muestra una contribución importante en términos absolutos de precipitación para agosto de 2010, con respecto al 2013, alcanzando un aporte de más de 1mm/día el cual representa un 6% de la precipitación total para agosto del 2010. El panel g) de las

Figura 21 y Figura 22 muestra que las precipitaciones provenientes del Amazonas y que alcanzan el norte de Suramérica fueron entre 20% y 30% más altas de lo que normalmente llegan, generando contribuciones importantes a los aumentos de las precipitaciones observadas en esta región en el año 2010. Esto se evidencia en los tonos azulados en los paneles k) de estas mismas figuras.

En cuanto a la humedad adveccionada desde el océano Pacífico, se observan colores azulados en Colombia tanto para el mes de abril como para el mes de agosto, mostrando que en el año 2010, hubo un mayor aporte de humedad desde esta región. Esto se debe a que la formación de una zona de convergencia en el norte de Suramérica favorece un gradiente más marcado entre los centros de altas presiones en la costa oeste del océano Pacífico y bajas presiones al interior del continente, generando un cambio de dirección más notorio en los vientos provenientes del sur del Pacífico Tropical que se ven forzados a penetrar el continente arrastrando así más humedad que puede convertirse en precipitación. A pesar de que no es tan evidente los cambios porcentuales en el transporte de humedad y los cambios de contribución en las

Figura 21 y Figura 22 desde esta fuente, si se pueden apreciar algunas diferencias en las series de tiempo (Figura 17) donde, como se explicó anteriormente, se nota un mayor transporte de humedad con un aporte porcentual ligeramente mayor en el año 2010.

Finalmente, analizando el transporte de humedad desde el TNA y el Mar Caribe, se observan tonos azulados en el norte de Colombia en el mes de abril, mientras que en el mes de agosto se evidencian tonos rojizos indicando menores precipitaciones en este mes para esta región(Figura 21). Sin embargo, al revisar la serie de tiempo correspondiente al transporte de humedad desde esta fuente al Norte de Suramérica, se observa que el año 2010 tuvo, de forma general, ligeros aumentos en este transporte, con especial diferencia en el mes de junio (Figura 15). Asimismo, el panel i) de la

Figura 21 muestra que este arrastre fue un 20% más alto de lo que sucede en un año con condiciones de SST neutras para el mes de abril. Sin embargo, en el mes de agosto, vemos que este porcentaje fue menor, incluyendo la importancia en la contribución a la precipitación total, que se evidencia en los tonos rojizos del panel m de la Figura 22 y además se confirma en la Figura 15, donde se observa que el porcentaje de precipitación de esta fuente a las precipitaciones totales en el norte de Suramérica en el mes de agosto fue el más bajo, lo que significa que para este mes hubieron contribuciones considerablemente importantes desde otras fuente (i.e Amazonas).

5.4.2.2. Orinoco

La cuenca del Orinoco muestra dos comportamientos principales en lo que respecta a la precipitación generada en la cuenca misma, es decir, la precipitación reciclada. Por un lado, se pueden observar mayores valores de reciclaje de humedad en toda la cuenca, como se nota en el mes de abril mostrado en el panel b) de la

Figura 21, con contribuciones de casi 2mm/ día. Por otro lado, algunos meses presenta un comportamiento dipolar, como en el caso del mes de agosto (panel b) Figura 22) donde se concentran valores más altos en el reciclaje de humedad al norte de la cuenca y menores valores al sur de esta en el año 2010. El desarrollo de este comportamiento tipo dipolo parece estar relacionado con el debilitamiento del chorro del Orinoco descrito detalladamente por Jiménez-Sánchez et al. (2019, 2020). Nótese que en el mes de agosto, cuando el dipolo sobre la cuenca está bien definido (panel b) Figura 22), hay un debilitamiento notorio de este chorro. Esto lleva a que haya una acumulación en el norte de la humedad generada al interior de la cuenca misma, favoreciendo así a aumentos en la precipitación en esta región. Asimismo, este debilitamiento del chorro hace que menos humedad sea transportada al sur y sureste de la cuenca disminuyendo la cantidad de humedad que puede convertirse en precipitación. En cuanto al comportamiento observado para el mes de abril, el panel f) de la

Figura 21 muestra que el cambio en el reciclaje de humedad en el 2010 fue hasta un 15% mayor con respecto al 2013, lo cual se puede corroborar en el panel b) de la Figura 16 donde se evidencia que la contribución de reciclaje alcanzó una tasa de 2 mm/día. Sin embargo, a pesar de que estas contribuciones de la misma cuenca fueran altas, el panel j) de la

Figura 21 muestra que la importancia de esta contribución fue baja, es decir, para este mes donde la precipitación total en la cuenca del Orinoco presenta valores de hasta casi 15 mm/día hubo una contribución dominante desde otras fuentes, por ejemplo, el TNA y el Mar caribe y el Amazonas.

En este sentido, la precipitación advectada desde la cuenca del Amazonas, muestra contribuciones mayores en el año 2010 especialmente en los meses de abril, mayo y agosto (panel e) Figura 14), asimismo, el panel g) de las

Figura 21 y Figura 22 muestra que ambos meses tuvieron una transporte de humedad de entre 10% y 20% aproximadamente mayor en el año 2010 en comparación a los transportado en el año de condiciones neutras, teniendo una contribución importante para las

precipitaciones al interior de la cuenca, contribuyendo de forma más alta en el mes de abril donde el panel k) de la

Figura 21 muestra tonos de azul más oscuros y que se corrobora con lo mostrado en la serie de tiempo de la contribución porcentual donde se alcanza casi un 20% de la precipitación advectada desde el Amazonas hacia el Orinoco en el mes de agosto del año 2010 (Figura 14).

Los mapas que dan cuenta del transporte de humedad desde TSP hacia la cuenca del Orinoco, no muestran una contribución relevante a esta cuenca. Esto se observa en el panel b de la Figura 17 donde las mayores contribuciones del TSP se dan en los meses de abril y mayo con contribuciones que alcanzan algo más de los 0.03 mm/día. Del mismo modo, y como se explicó anteriormente, dado el comportamiento de los vientos que transportan humedad desde esta región del océano Pacífico y se ven forzados a ingresar al continente dado el gradiente de presión reforzado por las condiciones La Niña experimentadas en el 2010, se observa que la contribución porcentual de la precipitación proveniente de TSP a la cuenca del Orinoco fue considerablemente mayor durante todo el año 2010 con respecto al año de referencia 2013 con dos picos en importantes también en abril y mayo que representaron casi el 0.23% de la precipitación total en la cuenca.

A su vez, la región del TNA y el Mar Caribe, muestra un transporte de humedad con un comportamiento muy similar al mostrado por la precipitación total (panel b) Figura 13), con bajos valores de ésta en febrero y marzo, un aumento considerable desde abril con una disminución desde el mes de junio. El panel e) de la

Figura 21 muestra una fuerte acumulación de humedad en la cuenca del Orinoco en el mes de abril del año 2010, proveniente desde el TNA relacionada con el debilitamiento de los vientos en esta región que, como se explicó anteriormente, disminuye la capacidad de arrastre de humedad en esta y favorece la acumulación y posterior precipitación en la misma, de hecho, como se evidencia en el panel i) de esta misma Figura, esta acumulación de humedad fue de hasta un 50% mayor que lo que sería transportado en un año con de condiciones neutras como el 2013, cuyo aumento se ve reflejado en el panel b) de la Figura 15, que para este mes alcanza casi 7mm/día de precipitación. Sin embargo, al analizar la importancia de contribución para este mes a la cuenca del Orinoco, se observa bajas diferencias con respecto al año 2013. A partir de esto se infiere que los meses de abril y mayo se observaron altas precipitaciones en la cuenca del Orinoco, con altas contribuciones de las diferentes fuentes tenidas en cuenta en este estudio, sin embargo, el hecho de que todas las fuentes aumentaran las tasas de contribución a la precipitación en la cuenca llevó a que ninguna presentara un comportamiento dominante en términos de la importa de contribución a estos altos valores de precipitación sobre la cuenca del Orinoco para estos meses. Para los últimos meses de esta simulación, vemos que, en particular el mes de agosto, muestra un menor transporte de humedad, debido a que, para este mes, la humedad del TNA y el Mar Caribe tiende a ser transportada a regiones más al norte, esto sumado al anómalo posicionamiento más al norte de la ZCIT experimentada en el año 2010. Estos bajos valores de contribución representaron casi un 10% de la precipitación total en la cuenca, casi un 15% menos que lo observado en 2013, donde la contribución fue de algo más del 25% de las precipitaciones totales de ese año.

5.4.2.3. Amazonas

El panel c) de la Figura 13 muestra la precipitación en el Amazonas desde febrero a septiembre tanto del año 2010 como del 2013. Ambas series representan los meses finales de la temporada húmeda e inicios de la temporada seca, definidas en Yoon & Zeng (2010) desde diciembre a abril y de junio a octubre respectivamente. En esta gráfica se observa que el año 2010 tiene, en términos generales, menores valores de precipitación con respecto a la serie del 2013. Es de resaltar como el mes de mayo del 2010 muestra un menor valor con respecto a lo obtenido para el 2013, corroborando lo documentado por Marengo et al. (2011) donde se destaca que la fuerte sequía del 2010 se caracterizó no sólo por su extensión espacial, sino también por su duración temporal, iniciando un mes antes de lo climatológicamente observado.

El reciclaje de humedad en la cuenca durante el mes de abril del año 2010 se concentró principalmente en el noroeste y oeste de la cuenca, donde se observan colores azulados en el panel c) de la

Figura 21, mientras que en la región conocida como el Arco de Deforestación aparecen tonalidades rojizas indicando menores valores de humedad reciclada para el 2010. Estos bajos valores de reciclaje de humedad en esta región pueden estar ligados al fenómeno de deforestación intensiva que experimenta esta zona; actividad que consiste en reemplazar bosque endémico por cultivos de soya para su posterior exportación, lo cual altera fuertemente la relación suelo-atmósfera, conduciendo así a una disminución en el aporte de humedad para la precipitación no sólo de la cuenca misma sino también para la humedad que es advectada fuera de esta (Ruiz-Vásquez et al., 2020). En este sentido, se observa como la región del Arco de Deforestación tuvo un reciclaje de humedad de casi un 10% menos aproximadamente de lo que se recicla en un año con condiciones neutras, mientras que las regiones donde el reciclaje de humedad fue mayor en este mes, se evidencia aumentos de hasta casi 20% más de lo que suele ser reciclado. Esto último indica que la deforestación en la cuenca puede generar eventos de sequía aún más extremos y prolongados tal como lo discuten Ruiz-Vásquez et al. (2020), donde reportan que, según el escenario de deforestación, la frecuencia de ocurrencia de temporadas más secas está entre un 29% y 57%. Para el mes de agosto, el panel c) de la Figura 22 evidencia menores valores en el reciclaje de humedad que se notan además en el panel c) de la Figura 14, mostrando que para este mes, el reciclaje fue el más bajo de los meses de análisis de esta investigación. En este sentido, el panel g) de la Figura 22 muestra que el reciclaje disminuyó menos del 40% con respecto a nuestro año de referencia, especialmente en el suroeste y oeste de la cuenca. Sin embargo, a pesar de esta disminución del reciclaje de humedad, el panel k) de esta misma figura muestra valores más altos en el cambio de contribución, lo que significa que si bien la precipitación reciclada en el mes de agosto en la cuenca del Amazonas fue menor, fue esta una de las fuentes que más importancia tuvo en las precipitaciones de este mes, relacionada a una importante disminución de otras fuentes de humedad.

En este sentido, tanto las

Figura 21 y Figura 22 no muestran una contribución considerable por parte de la cuenca del Orinoco especialmente luego del segundo semestre del año, donde el flujo transecuatorial tiene un régimen de vientos principalmente hacia el norte. La Figura 16 muestra que los meses con más contribución de humedad a la cuenca del Amazonas se dan en febrero y marzo, sin embargo, estos meses del año 2010 tuvieron una menor contribución tanto

absoluta como porcentual, donde se evidencia que esta advección de humedad representó cerca del 1% a la precipitación total de la cuenca del Amazonas en este año mientras que en el 2013 representó hasta el 1.5%.

El Pacífico Tropical Sur al igual que la cuenca del Orinoco, no muestran contribuciones importantes de humedad a la cuenca del Amazonas. El panel c) de la Figura 17 muestra que la precipitación generada en TSP y que alcanza la región amazónica fue generalmente mayor en 2010, con valores de casi 0.015 mm/día en el mes de mayo, que representa un 0.22% de las precipitaciones en la cuenca. Esto da cuenta de que esta fuente de humedad no tiene una importancia relevante para la formación de precipitaciones en la cuenca del Amazonas.

Finalmente, al analizar el transporte de humedad desde el océano Atlántico y Mar Caribe hacia el Amazonas, vemos que la advección en el año 2010 fue generalmente menor en el año 2010. Esto ha sido documentado por diferentes estudios, donde se ha reportado que existe una fuerte relación entre la SST del océano Atlántico Tropical y las precipitaciones al interior de la cuenca del Amazonas. Esta correlación ha permitido concluir que un calentamiento(enfriamiento) en TNA conducen a la formación de una zona de subsidencia(convergencia) sobre la cuenca, reduciendo(incrementando) la convergencia de humedad desde este océano, lo cual desfavorece(favorece) la generación de precipitación en el Amazonas (Espinoza et al., 2011a; Marengo et al., 2011; Yoon & Zeng, 2010). En este sentido se evidencia en las

Figura 21 y Figura 22, colores rojizos tanto en el mes de abril como en agosto del 2010 en la precipitación generada en el océano Atlántico Tropical Norte y que llega a la cuenca del Amazonas. Asimismo, el panel c) de la Figura 15 evidencia los menores valores de advección de humedad para este año, cuya menor contribución porcentual se dio en el mes de agosto, la cual representó tan solo el 7% de la precipitación total en la cuenca. Se resalta, además, como el ciclo de precipitación total de la cuenca (Figura 13) está altamente ligado al ciclo de advección de humedad del TNA, pues ambas series muestran altos valores en el primer trimestre del año (temporada húmeda en la cuenca) y luego disminuyen hasta su mínimo en agosto y septiembre (temporada seca). Esto último confirma, junto con los porcentajes de contribución mostrados en el panel f) de la Figura 13, que el océano Atlántico Tropical Norte es una de las fuentes de humedad más importantes para la formación de lluvias en el Amazonas.

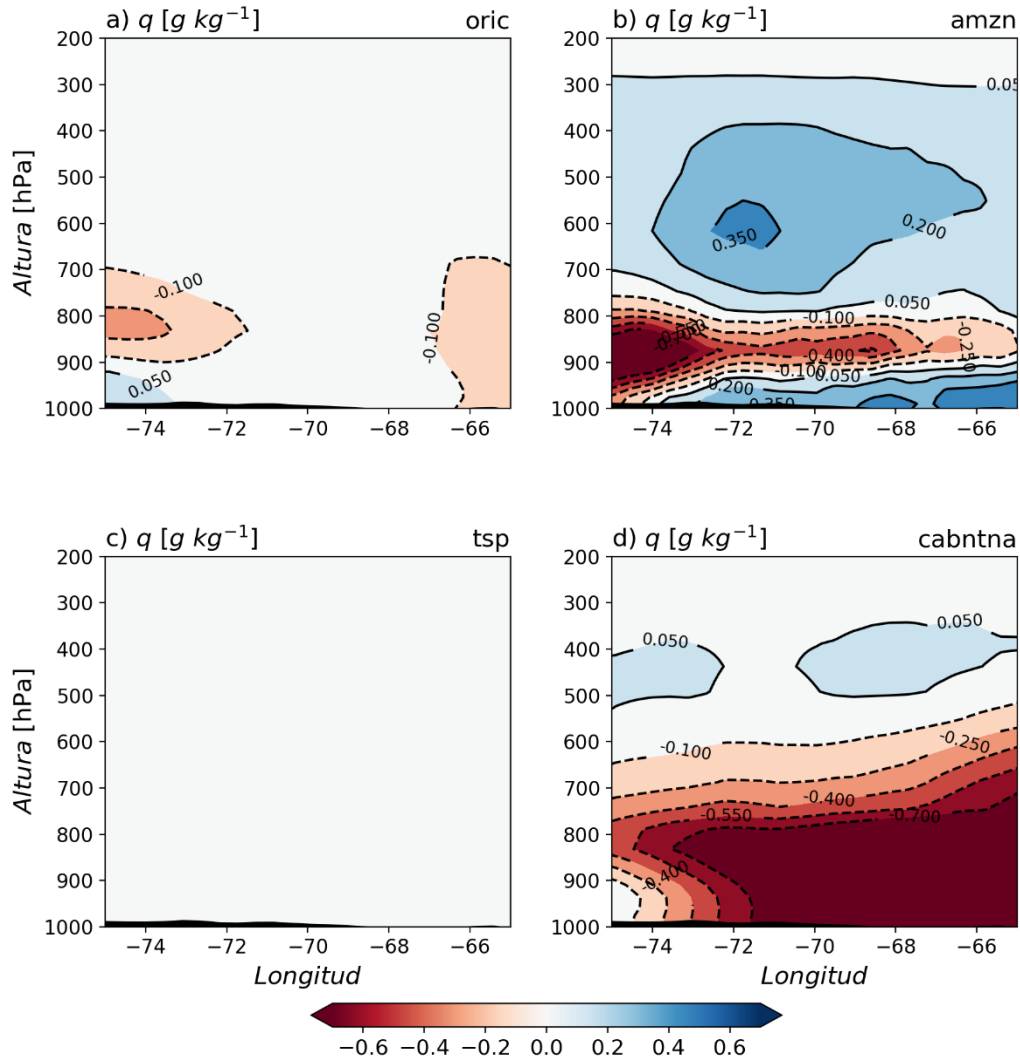


Figura 23. Sección transversal oeste-este de las diferencias de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) del mes de **abril** entre los años 2010 y 2013 para: a) Cuenca del Orinoco. b) Cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA.

5.4.2.4. Sección Transversal de humedad específica

Con el fin de entender con más detalle el transporte de humedad en el año 2010 y cómo difiere este de un año en condiciones neutras en la SST del océano Pacífico y Atlántico, analizamos a continuación las diferencias en de la humedad específica en el corte transversal descrito en secciones anteriores. Las Figura 23 y Figura 24 muestran estas diferencias para los meses de abril y agosto respectivamente.

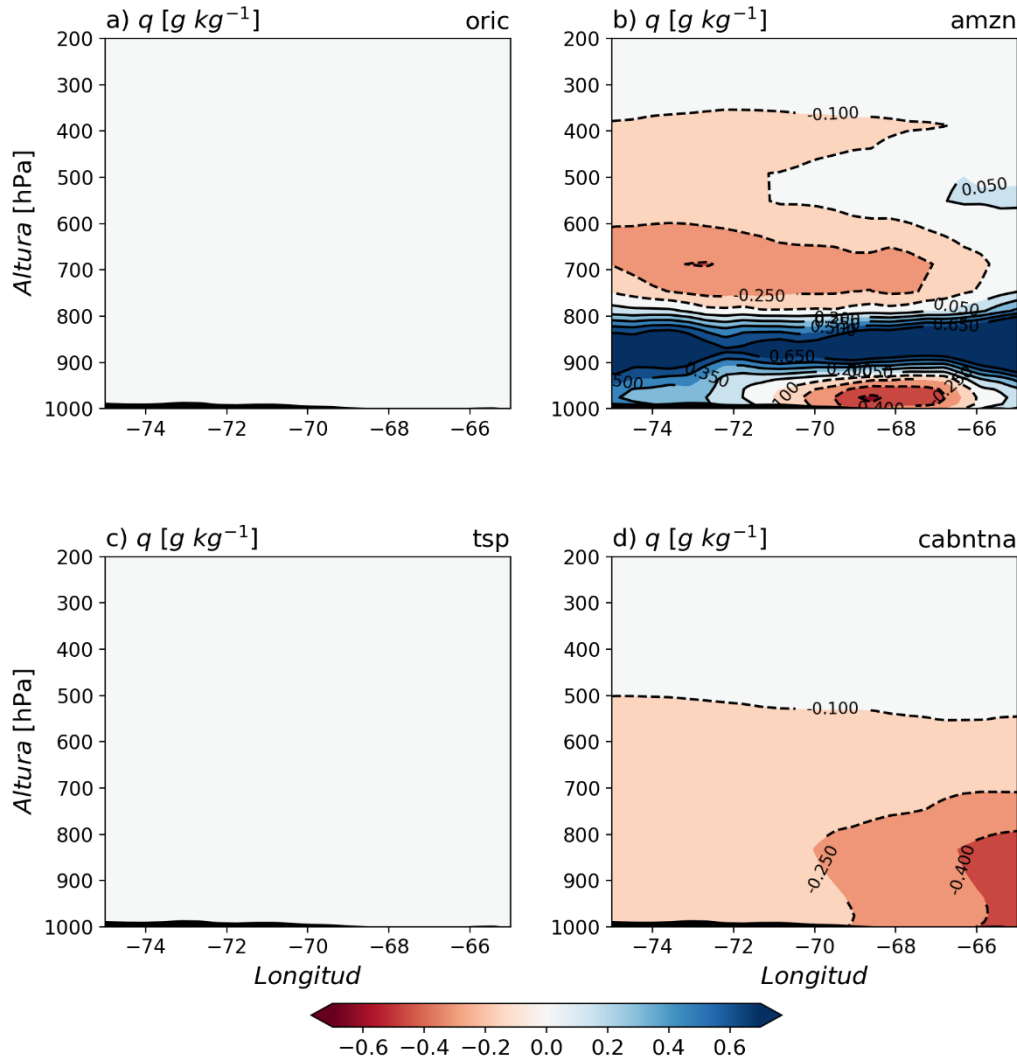


Figura 24. Sección transversal oeste-este de las diferencias de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) del mes de **agosto** entre los años 2010 y 2013 para: a) Cuenca del Orinoco. b) Cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA.

El panel a) de la Figura 23 referente al vapor de agua proveniente de la cuenca del Orinoco y que es transportada por el flujo transecuatorial en el mes de abril, muestra que en los primeros niveles de la atmósfera hubo un mayor arrastre de esta humedad, sin embargo, a medida que asciende en la vertical, el arrastre disminuye. Esta disminución en el transporte de humedad en la atmósfera media puede estar relacionada con la zona de subsidencia que se generó en el centro de la cuenca del Amazonas, inhibiendo la capacidad de los vientos de transportar humedad a esta región.

Referente a la cuenca del Amazonas, y como se explicó anteriormente, en el mes de abril se evidencian mayores tasas de reciclaje de humedad en el oeste de la cuenca, lo cual puede ser observado en el panel b) de la Figura 23, donde en los primeros niveles de la atmósfera vemos mayores valores de humedad específica en la región del flujo transecuatorial, sin embargo, en los niveles medios vemos una importante disminución de esta humedad, lo que puede indicar que para este mes en específico la advección de humedad a otros sumideros disminuyó (**Figura 21**). Un comportamiento opuesto al anteriormente descrito se observa para el mes de agosto en el mismo panel de la Figura 24, donde vemos menores tasas de

vapor de agua en los primeros niveles de la vertical, consecuente con el déficit de humedad que experimentaba la cuenca, sin embargo, en los niveles medios observamos un aumento de esta humedad, mostrando que durante la temporada seca en la cuenca, se advectó más humedad fuera de esta en el año 2010 (ver Figura 22).

En cuanto a la humedad proveniente del TSP, no se observa ninguna diferencia en ningún mes, ya que como se mencionó anteriormente, el vapor de agua proveniente desde esta región y que logra ingresar al continente no muestra una contribución perceptible en la región usada en este estudio para analizar la influencia del flujo transecuatorial en el transporte de humedad.

Por su parte, la humedad proveniente del TNA y el Mar Caribe muestra una continua disminución en el año 2010. En el panel d) de la Figura 23 se observa que este déficit de humedad en los primeros niveles es hasta 0.7 g/kg menos de humedad de lo que es transportado en un año de condiciones neutras en el mes de abril. En el mes de agosto, cuando el vapor de agua generado en TNA y el Mar Caribe tiende principalmente a regiones más al norte se observa que las diferencias en el transporte de ambos años no es tan marcada, sin embargo, se sigue observando un menor arrastre de humedad en el año 2010. Como se explicó anteriormente para la humedad de la cuenca del Orinoco esta disminución en la capacidad de arrastre de humedad puede estar relacionada con la zona de subsidencia generada en la cuenca del Amazonas lo cual desfavorece la advección a esta región.

5.5. Transporte de humedad simulado por DRM.

5.5.1. Comparación del transporte de humedad entre los años 2010 y 2013.

El modelo DRM utiliza un enfoque analítico semi-lagrangiano 2D para estimar la variación espacio-temporal en el intercambio de vapor de agua entre diferentes fuentes y sumideros (Martinez & Dominguez, 2014; Dominguez et al., 2006). Este modelo funciona bajo algunas simplificaciones tales como el supuesto bien mezclado, lo que implica que la humedad en una columna atmosférica se distribuye de manera homogénea al interior de esta. Esto último puede dar lugar a imprecisiones asociadas a la cizalladura vertical del viento horizontal, particularmente en regiones tropicales (Goessling & Reick, 2013; Morales et al., 2021; R. J. Van Der Ent et al., 2013). Sin embargo, el modelo ha sido utilizado en diferentes estudios, mostrando buenos resultados en el diagnóstico del transporte de humedad (Martinez & Dominguez, 2014; Arias et al., 2015, 2020; Morales et al., 2021; Ruiz-Vásquez et al., 2020).

Los datos de entrada para las simulaciones de este modelo se obtuvieron del reanálisis ERA5, y al ser un modelo más simple, permite hacer diagnósticos a escalas temporales más grandes. En este sentido, a diferencia de las simulaciones hechas con WRF, las simulaciones realizadas con el DRM fueron de enero a diciembre tanto para el año 2010 como para el año 2013. Sin embargo, para efectos de comparación se analizan los meses de abril y agosto. Es importante mencionar que las diferencias encontradas entre WRF y el DRM no sólo están ligadas al desempeño del DRM en su capacidad para simular el transporte de humedad, sino

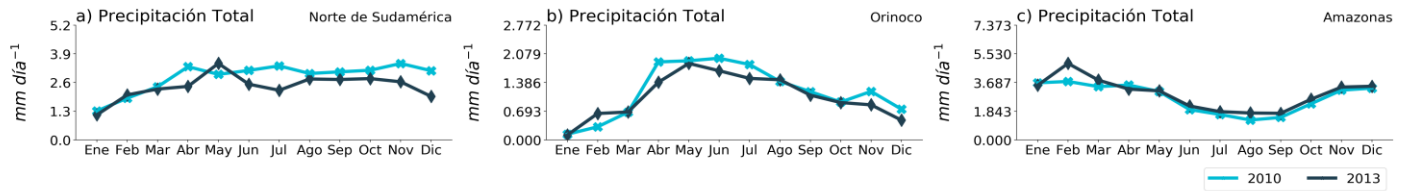


Figura 25. Precipitación total obtenida del modelo DRM. a) Norte de Suramérica. b) Cuenca del Orinoco. c) Cuenca del Amazonas.

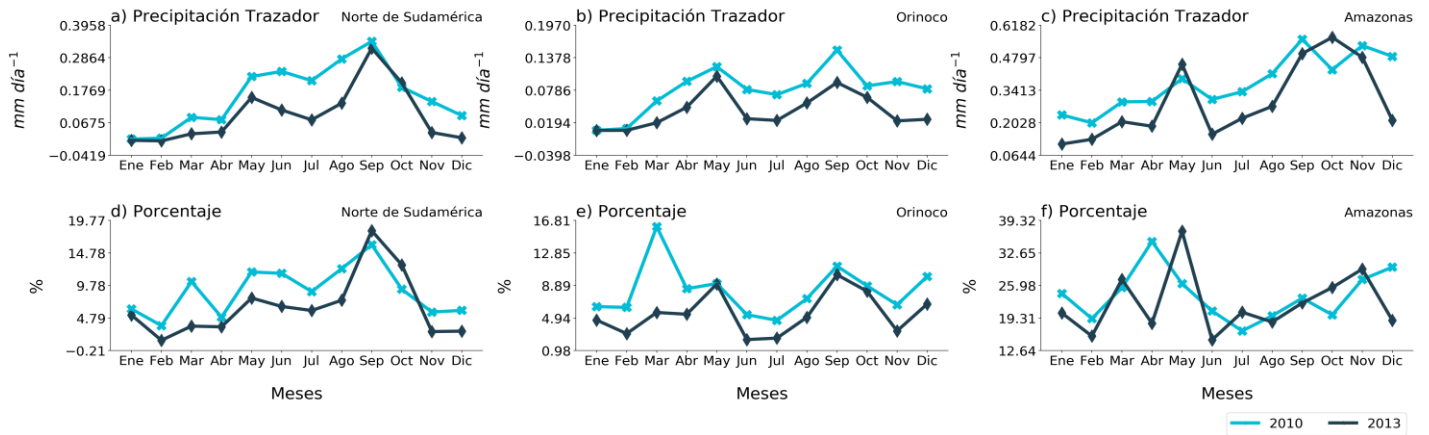


Figura 26. Precipitación total generada obtenida del modelo DRM en la cuenca del Amazonas y que cae en: a) Norte de Suramérica. b) Cuenca del Orinoco. c) Cuenca del Amazonas. Y r_p de la precipitación de la cuenca del Amazonas en: d) Norte de Suramérica. e) Cuenca del Orinoco. f) Cuenca del Amazonas.

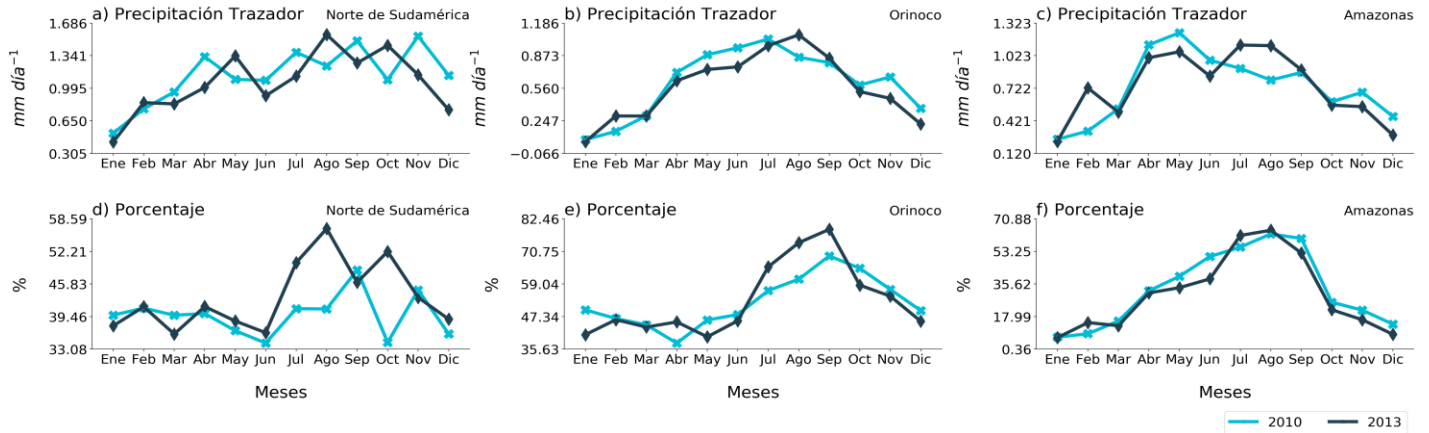


Figura 27. Precipitación total obtenida del modelo DRM generada en el CABN y TNA y que cae en: a) Norte de Suramérica. b) Cuenca del Orinoco. c) Cuenca del Amazonas. Y r_p de la precipitación del CABN y TNA en: d) Norte de Suramérica. e) Cuenca del Orinoco. f) Cuenca del Amazonas.

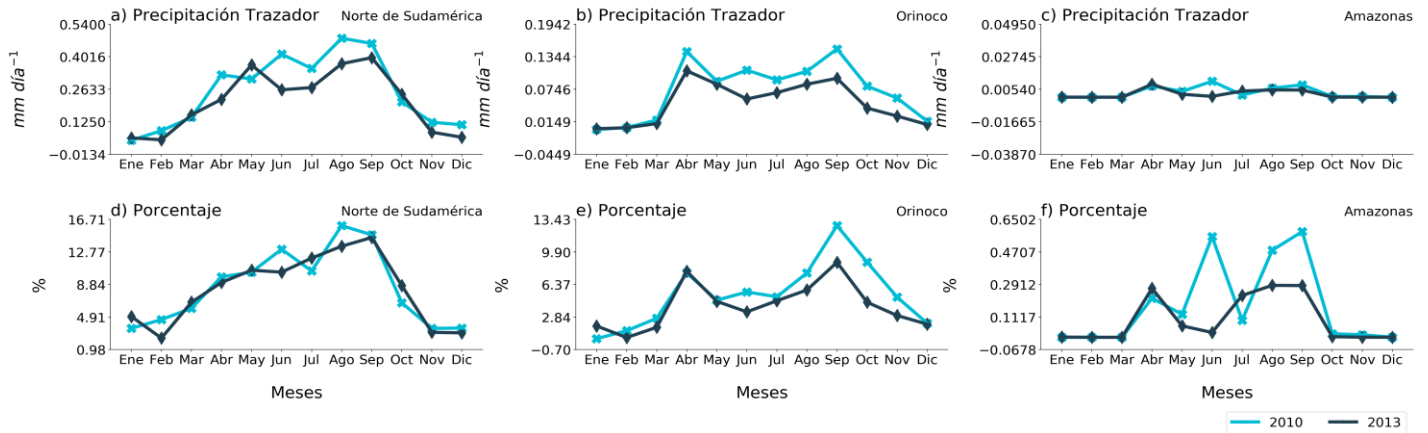


Figura 28. Precipitación total generada obtenida del modelo DRM en la cuenca del Orinoco y que cae en: a) Norte de Suramérica. b) Cuenca del Orinoco. c) Cuenca del Amazonas. Y r_p de la precipitación de la cuenca del Orinoco en: d) Norte de Suramérica. e) Cuenca del Orinoco. f) Cuenca del Amazonas.

también, al sesgo existente en los datos del reanálisis ERA5, que como se discutió en una sección anterior en este informe, presenta diferencias considerables con respecto a lo mostrado por WRF.

5.5.1.1. Magdalena-Cauca

Al igual que en el modelo WRF, la diferencia de precipitación entre el año 2010 y 2013 obtenida por los datos de entrada (ERA5) para las simulaciones del DRM muestra mayores valores de esta para el año 2010 en el norte de Suramérica (panel a) Figura 25). En cuanto a la humedad proveniente desde la cuenca del Orinoco, se evidencia aumentos en la advección de esta a la cuenca Magdalena Cauca en el año 2010, con aumentos de más de 1mm/día (panel b) Figura 29), por otro lado, si bien la humedad transportada desde el Orinoco a esta cuenca fue mayor en este año, el panel f) de la Figura 29 muestra que el aumento en este transporte fue tan solo del 1% mayor. En este sentido, la diferencia de contribución mostrada en el panel j) de esta Figura no es tan evidente. Lo cual también se nota en el panel d) de la Figura 30 donde no se observan diferencias apreciables en los porcentajes de contribución de humedad de la cuenca del Orinoco a la región del norte de Suramérica. Lo anterior en contraste a lo observado por el modelo WRF que, como se documentó anteriormente, muestra disminuciones en el transporte de humedad desde la cuenca del Orinoco a esta región sumidero.

Por otro lado, DRM al igual que WRF, muestra un aumento en la humedad proveniente desde la cuenca del Amazonas al norte de Suramérica. Esto se evidencia tanto para el mes de abril como para agosto (panel c) Figura 29 y Figura 30, respectivamente), asimismo, el transporte de humedad desde esta cuenca al norte de Suramérica fue hasta 4% más que lo que se transporta en un año de condiciones neutras según lo sugerido por DRM. Este mismo comportamiento se encuentra en el cambio de contribución, indicando que esta advección de humedad contribuyó de manera importante a las precipitaciones desarrolladas en la cuenca Magdalena-Cauca.

En cuanto al transporte de humedad proveniente del TSP al norte de Suramérica, no se notan diferencias apreciables en la distribución espacial de este transporte en los meses de

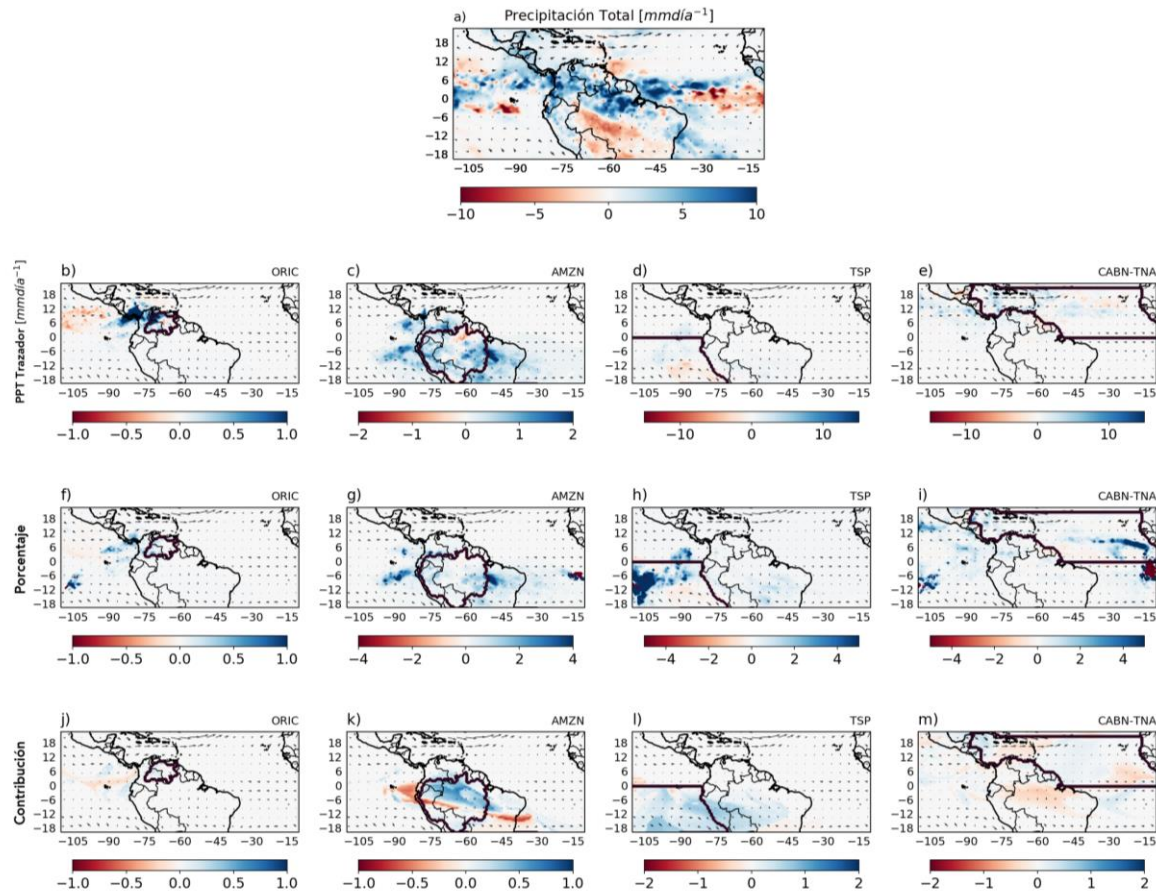


Figura 29. a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del trazador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de **abril** entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo DRM.

abril y agosto analizados en este estudio. Sin embargo, diferentes estudios han intentado caracterizar la contribución de humedad desde esta fuente al norte y centro de Suramérica.

En este sentido, Agudelo et al. (2019) encuentran que las mayores contribuciones del océano Pacífico hacia el norte de Suramérica vienen principalmente del Pacífico Tropical Norte, asimismo, Arias et al. (2015) reportan que la humedad proveniente desde el TSP contribuye (climatológicamente) casi un 0.5% de humedad a las precipitaciones en este sumidero. Este porcentaje es considerablemente menor al obtenido por WRF. Sin embargo, es necesario tener en cuenta, que los datos reportados por Arias et al. (2020) están basados en la climatología, mientras que este estudio analiza dos años particulares.

Finalmente, si bien el transporte de humedad desde el TNA y el mar Caribe al norte de Suramérica representado por DRM muestra un ciclo similar al de WRF, con menores valores en el primer trimestre del mes con aumentos a partir del mes de abril, no se evidencia claramente mayores valores en este transporte desde esta fuente en el año 2010 tal como lo sugiere WRF (panel a) Figura 27). En este sentido, el mes de abril muestra ligeros tonos azulados en el transporte de humedad (panel e) Figura 29) al igual que la diferencia porcentual en el transporte de esta mostrada en el panel i) de la Figura 29, sin embargo, la

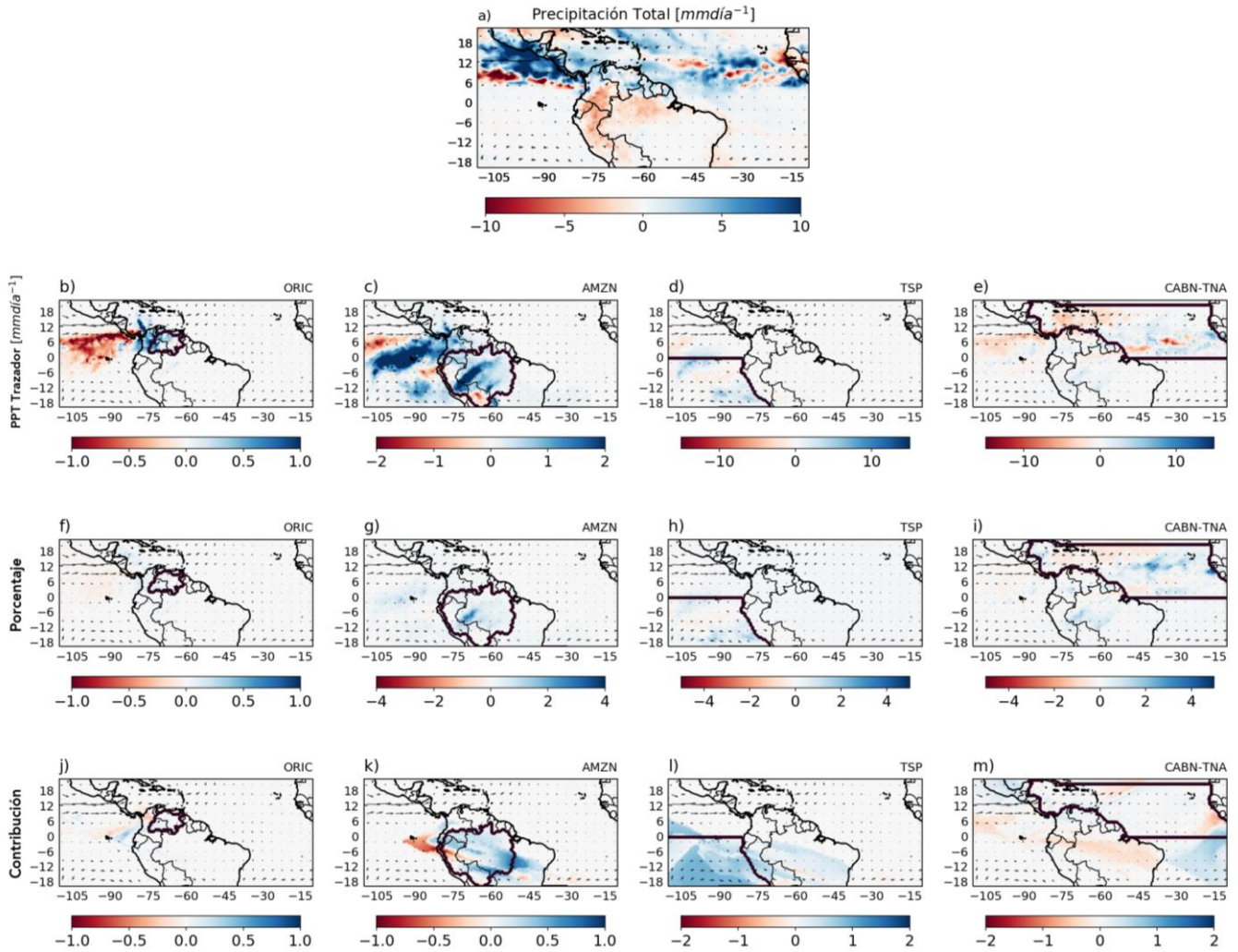


Figura 30. a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de **agosto** entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo DRM.

importancia de contribución de esta humedad en el mes de abril reflejada fue menor en este mes (panel m) Figura 29) indicando que los aumentos de precipitación en el norte de Suramérica experimentados en 2010 están explicados por la advección de humedad desde otras fuentes. Mientras que para el mes de agosto, DRM muestra una disminución en el transporte de vapor de agua desde el TNA y el Mar Caribe a al norte de Colombia, al mismo tiempo que muestra un leve aumento de esta en centro del mismo país en el año 2010 (panel e) Figura 30). Sin embargo, en términos de las diferencias porcentuales y las diferencias en la contribución, DRM muestra ligeros aumentos en el año 2010 en el norte de Suramérica, indicando que esta humedad contribuyó de manera importante a las precipitaciones de este mes del año 2010.

5.5.1.2. Orinoco

La serie de tiempo de precipitación total sobre la cuenca del Orinoco mostrada en el panel b) de la gráfica 25 representa adecuadamente el ciclo anual de esta, con menores valores entre octubre a marzo y mayores valores de precipitación entre abril y septiembre. Igualmente, evidencia que, en términos generales, la precipitación sobre la cuenca en el año 2010 fue mayor.

En términos del reciclaje de humedad, si bien el DRM no muestra que la humedad generada en la cuenca permanece allí concentrada como lo sugiere el modelo WRF, si muestra mayores valores de precipitación reciclada en el año 2010 (panel b) Figura 26) y, además, una parte importante de esta humedad es advectada al norte de la cuenca. Asimismo, y como se mencionó anteriormente, si bien el reciclaje de humedad fue mayor, la diferencia con respecto al año 2013 fue de tan solo un 1% más de lo que se recicla en este año de referencia. Además, al igual WRF, el panel j) de la Figura 29 sugiere que si bien este reciclaje de humedad fue mayor, no fue condicional para el aumento de las precipitaciones observadas en la cuenca durante el 2010. Además, se nota que el modelo DRM no representa el comportamiento dipolar descrito anteriormente representado por WRF, en el cual se muestra mayores tasas de reciclaje de humedad en el norte de la cuenca y menores tasas al sur de esta (panel b) Figura 22).

Por otro lado, la humedad que es advectada desde la cuenca del Amazonas y llega a la cuenca del Orinoco es mayor en el año 2010, esto lo sugiere tanto el modelo WRF como el DRM (panel b) Figura 14). En este sentido, DRM muestra que esta humedad proveniente desde el Amazonas, oscila entre valores de 0.02 mm/día y 0.2 mm/día aproximadamente, lo que representa hasta un 16% de la precipitación total generada en la cuenca. Estos porcentajes están de acuerdo con los obtenidos por WRF, sin embargo, difieren en el mes en que se alcanzan estos picos, pues DRM indica que el mes en que la humedad proveniente del Amazonas contribuyó de manera más importante a la precipitación en la cuenca del Orinoco fue marzo representando más del 16% de la precipitación total, mientras que WRF indica que el mes en que se cumple esta condición fue agosto alcanzando casi un 19%.

En relación con la humedad proveniente desde el TSP, las gráficas 29 y 30 no muestran una señal clara de la advección de humedad a la cuenca del Orinoco. En este sentido, igual que para la región del Norte de Suramérica, la contribución de humedad por parte del TSP a centro América, y en particular a la cuenca del Orinoco es baja registrando valores que están por debajo del 1%, igual que lo sugiere WRF.

Finalmente, al analizar el transporte de humedad desde el TNA y el Mar caribe, el panel b de la Figura 27 muestra una evolución temporal de esta advección de una forma muy similar a la representada por WRF, con mayores valores en los meses de abril a julio y una disminución en agosto del año 2010. Referente a la contribución de humedad desde esta fuente a la cuenca del Orinoco, DRM sugiere que el TNA y el Mar Caribe es la principal fuente de humedad a esta cuenca, sin embargo, se observan dos diferencias importantes con respecto a los mostrado por WRF. La primera diferencia es que DRM sugiere que esta humedad representa entre un 35% y 82% de las precipitaciones en la cuenca según la temporada del año, mientras que WRF sugiere que esta humedad representa entre 10% y 42% de las precipitaciones; por otro lado, WRF, sugiere que a medida que la ZCIT migra hacia el norte otras fuentes de humedad toman importancia para las precipitaciones en la cuenca disminuyendo así el porcentaje de contribución desde esta fuente, mientras que

DRM muestra lo contrario, reflejando aumentos considerables en la contribución porcentual de este transporte de humedad a partir del segundo semestre del año.

5.5.1.3. Amazonas

El ciclo anual de precipitación representado en el panel c) de la Figura 25 muestra que la cuenca experimenta una temporada húmeda en los meses de noviembre a abril y una temporada seca desde junio a septiembre, lo que sugiere una buena representación de este ciclo por parte de ERA5.

En cuanto al reciclaje de humedad al interior de la cuenca del Amazonas representado por el modelo DRM muestra que este fue, en términos generales mayor en el año 2010 (panel c) Figura 26). La contribución de esta humedad generada en la cuenca misma oscila entre 0.06 mm/día y 0.6mm/día. En este sentido se encuentra una diferencia importante con respecto a lo mostrado por WRF, pues este último sugiere que el reciclaje de humedad en la cuenca del Amazonas disminuye conforme el flujo transecuatorial tiende a una dirección principalmente hacia el norte. A pesar de lo anterior, en términos de la contribución porcentual del reciclaje de humedad a la precipitación total en la cuenca representado por el modelo DRM está en acuerdo a los mostrado por WRF, con valores que van entre 12% y 40% (panel f) Figura 26), mientras que WRF muestra contribuciones porcentuales entre el 20% y 40% (panel f) Figura 14). Ambas series sugieren que esta contribución representa porcentajes cada vez más importantes en la temporada seca de la cuenca.

En cuanto a la humedad transportada desde la cuenca del Orinoco, se observan bajas contribuciones de esta a la cuenca del Amazonas. Esto debido a que como lo muestran las Figura 29 y Figura 30, DRM sugiere que la humedad generada en el Orinoco es advectada principalmente a regiones al norte, sin tener en cuenta el régimen de dirección del viento del flujo transecuatorial el cual en el verano austral tiende al sur. Si bien WRF también sugiere bajas contribuciones de humedad por parte de la cuenca del Orinoco al Amazonas, este logra representar mayores contribuciones en los meses donde el flujo transecuatorial tiene una dirección predominantemente hacia el sur. Asimismo, se evidencian diferencias en términos de la contribución porcentual de esta fuente al Amazonas, pues WRF muestra que los primeros meses del año, esta humedad representa más del 1% de la precipitación total, para disminuir progresivamente hasta ser casi imperceptible en el mes de agosto (panel f) Figura 14). Por su parte DRM sugiere que en los primeros meses del mes, la contribución de esta humedad en términos de porcentaje es casi imperceptible, aumentando a valores de hasta 6% desde el mes de abril al mes de septiembre (panel f) de la Figura 26).

A su vez, el transporte de humedad desde el TSP a la cuenca del Amazonas tiene ligeras similitudes con respecto a lo mostrado por WRF. Ambos muestran, en términos generales, altos valores de contribución de humedad en los primeros meses del año, que luego disminuye de forma importante en el segundo semestre y vuelve a aumentar a partir del tercer trimestre. Sin embargo, se encuentran diferencias importantes en términos de las magnitudes de contribución. WRF indica que la humedad advectada desde TSP y se logra convertir en precipitación en la cuenca del Amazonas es de hasta 0.02 mm/día, mientras que el DRM sugiere que este transporte puede contribuir hasta 0.4 mm/día.

Finalmente, en relación con la advección de humedad desde el TNA y el Mar Caribe, el modelo DRM sugiere que esta tiene menores contribuciones en los meses de octubre a marzo

(de hasta 0.4 mm/día) y mayores contribuciones desde abril a septiembre que superan 1 mm/día. En este sentido, este comportamiento en el transporte de humedad desde esta fuente a la cuenca del Amazonas mostrado por el DRM difiere del mostrado por el modelo WRF. Este último sugiere que las mayores contribuciones desde el TNA y el Mar Caribe se da en los primeros meses del mes con tasas de hasta 2 mm/día hasta un mínimo en Agosto (panel f) Figura 15). Asimismo, la diferencia en cuanto a la contribución porcentual de esta humedad a la precipitación total difiere tanto en magnitud como comportamiento. DRM indica que esta humedad puede representar hasta casi un 70% de la precipitación total en la cuenca en los meses de julio a septiembre, mientras que WRF sugiere que esta humedad representa hasta casi un 30% en los meses de abril y mayo.

Capítulo 6

Discusión y conclusiones

El año 2010 se caracterizó por el desarrollo de condiciones La Niña en el océano Pacífico, mientras que en el norte del océano Atlántico Tropical se detectaron altas anomalías positivas de SST. La combinación de estos patrones de SST en ambos océanos generó que en el centro y norte de Suramérica se presentaran condiciones climáticas extremas. Por un lado, la selva amazónica experimentó una de las sequías más graves registradas, mientras que el norte de Suramérica presentó una de las temporadas húmedas más fuertes de las últimas décadas. Estas anomalías de temperatura en los océanos favorecieron el desarrollo de una zona de convergencia en el norte de Suramérica, incrementando así el transporte de humedad hacia la región, lo que generó aumentos en la precipitación. Por el contrario, sobre la cuenca amazónica se desarrolló una zona de subsidencia que llevó a una disminución en la advección de humedad a esta, generando disminuciones importantes de precipitación. Este estudio utilizó el modelo WRF Tracers para estimar las contribuciones de humedad atmosférica desde diferentes fuentes hacia el norte de Suramérica y la cuenca del Amazonas durante el año 2010 y las comparamos con simulaciones para el año 2013 que representa condiciones neutras de SST en ambos océanos. Además, se hizo una comparación contra el modelo DRM, el cual es un modelo 2D que hace algunas simplificaciones importantes tales como el supuesto de atmósfera bien mezclada que ha sido tema de discusión científica. Esta comparación se hace con el fin de evaluar el desempeño de este modelo en el transporte de humedad dada las condiciones climáticas experimentadas en los mismos años simulados por el modelo WRF.

En primer lugar, se realizó la validación del modelo WRF contra el conjunto de datos del reanálisis ERA5 con el objetivo de evaluar si este modelo representa adecuadamente las condiciones climáticas experimentadas en el centro y norte de Suramérica para los años de interés de este estudio. Se evidenció que el modelo WRF logra representar adecuadamente la distribución temporal y espacial de la precipitación. Sin embargo, se encontró que WRF tiende a sobre estimar de forma general la precipitación en la región tropical, especialmente en la ZCIT y la región continental. Particularmente, encontramos fuertes sobre estimaciones sobre la cordillera de Los Andes y el Amazonas. Además, se encontró que el modelo tiende a posicionar la ZCIT más al norte de lo mostrado por ERA5, mostrando altos acumulados en el norte de Suramérica y Centroamérica en el tercer trimestre del año. Asimismo, notamos patrones de sobre estimación de agua precipitable en las regiones donde la precipitación era sobre estimada por el modelo y, de igual forma, subestimaciones de esta variable donde se observaban subestimaciones de precipitación. Finalmente se realizó una comparación a partir de series de tiempo para la precipitación simulada por el modelo y la obtenido de ERA5, TRMM y CHIRPS. Con esta comparación confirmamos que el modelo representa de buena manera la evolución temporal de la precipitación en cada una de las regiones de interés, sin embargo, existe una alta sobreestimación de esta por parte de WRF.

En términos del transporte de humedad, se analizó la generación y el transporte de humedad atmosférica desde diferentes fuentes a tres sumideros en Suramérica: las cuencas de los ríos Amazonas, Orinoco y Magdalena-Cauca (representada en este estudio por el Norte de Suramérica) para un periodo de 8 meses comprendidos entre febrero y septiembre del año 2010. Asimismo, se realizó una comparación del transporte de humedad de este año contra

el año 2013 el cual representa condiciones neutras en la SST del océano Pacífico Tropical y Atlántico Tropical. En este sentido encontramos que para el norte de Suramérica la humedad que llega desde el TNA y el Mar Caribe contribuye entre el 28% el 50% a las precipitaciones en esta región. Por su parte, la cuenca del Amazonas representa hasta un 6% de la humedad disponible para precipitación en el norte de Suramérica en el tercer trimestre del año. Asimismo, encontramos que la contribución de humedad desde la cuenca del Orinoco a la cuenca Magdalena-Cauca osciló entre 1% y 5%, mientras que el transporte de humedad desde el TSP a esta cuenca vía el Chorro del Chocó no tuvo variaciones importantes en términos de la contribución porcentual con valores entre 5% y 3.7% aproximadamente. En cuanto a la comparación contra el año de condiciones neutras, observamos un menor transporte desde la cuenca del Orinoco a la región del norte de Suramérica. Por otro lado, las precipitaciones generadas en la cuenca del Amazonas y que alcanzaron el norte de Suramérica fueron en términos generales mayores en el año 2010 consecuente con la zona de convergencia desarrollada en el norte de Suramérica, superando más de 1 mm/día en la región NOSA en el mes de agosto (Figura 14). Asimismo, la humedad proveniente de TSP y que llegó tanto al norte de Suramérica como a la cuenca del Orinoco fue mayor en el año 2010 favorecida por la zona de convergencia anteriormente mencionada (con diferencias de hasta 0.3 mm en la advección de humedad hacia la cuenca del Orinoco, Figura 17). Finalmente encontramos que el año 2010 tuvo, de forma general, ligeros aumentos en el transporte de humedad al norte de Suramérica. El aumento en el transporte de humedad desde estas cuatro diferentes fuentes favoreció una acumulación importante de vapor de agua en nuestras regiones NOSA y ORIC, lo que condujo a aumentos en los registros de precipitación experimentados allí.

En cuanto a la cuenca del Orinoco se evidenciaron dos comportamientos dominantes asociados al comportamiento de los vientos del denominado chorro de bajo nivel del Orinoco. En primer lugar, cuando el debilitamiento de este chorro no es perceptible, se evidencia un aumento en el reciclaje de humedad de hasta 15% más con respecto al año 2013. Por su parte, si el debilitamiento de este flujo de vientos es evidente, se observa un comportamiento tipo dipolo que favorece la acumulación de humedad en el norte de la cuenca del Orinoco y una disminución de la misma al sur de esta. Al igual que para el norte de Suramérica, la humedad proveniente de la cuenca del Amazonas y que llega a la cuenca del Orinoco fue mayor en el año 2010, mostrando contribuciones que van entre 10% y 20% más de lo observado para el año de condiciones neutras. Si bien las contribuciones de humedad desde el TSP a la cuenca del Orinoco son considerablemente bajas, evidenciamos una contribución sustancialmente mayor en el año 2010; aun así, esta contribución sólo alcanza a representar hasta un 0.23% de humedad a las precipitaciones registradas en la cuenca en este año. Contrario a esto último, el TNA y el Mar Caribe, la principal fuente de humedad para la cuenca del Orinoco, mostró una mayor contribución relacionada al debilitamiento de los vientos ecuatoriales en esta región favoreciendo la acumulación de esta humedad impulsando la generación de precipitaciones al interior de la cuenca durante el 2010 comparado con 2013. Evidenciamos que esta acumulación de humedad fue de hasta un 50% mayor que lo que sería transportado en un año con condiciones neutras como las observadas 2013.

Finalmente, la cuenca del Amazonas registró, en términos generales, menores valores de precipitación absoluta relacionada tanto a una disminución generalizada en el reciclaje de humedad como a una disminución de la humedad advectada desde grandes fuentes de humedad atmosférica. La disminución en la precipitación reciclada es más evidente en la región conocida como el Arco de Deforestación, con un reciclaje de humedad de casi 10% menos aproximadamente de lo que se recicla en condiciones neutras. De forma general, la

cuenca entera presentó disminución de reciclaje humedad que alcanzaron hasta un 40% menos (e.g agosto), lo cual representa de buena manera la escasez de humedad que experimentaba la cuenca en esta sequía extrema, de tal forma que, a pesar de las bajas tasas de reciclaje, esta poca humedad contribuía de manera importante a las leves precipitaciones que se generaban en la cuenca. En cuanto a la advección de humedad que llega desde la cuenca del Orinoco, evidenciamos que esta se da principalmente en los primeros meses del año, cuando el flujo transecuatorial presenta sus regímenes de vientos con dirección al sur. En este sentido, la humedad proveniente de la cuenca del Orinoco a la Amazonía representó cerca del 1% a la precipitación total de la cuenca en el año 2010 mientras que en el 2013 representó hasta el 1.5%. Asimismo, el TNA y el Mar Caribe mostraron un debilitamiento en el transporte de humedad hacia esta cuenca, alcanzando un mínimo en el mes de agosto que representó el 7% de las precipitaciones totales en el Amazonas. Tanto esta disminución en la advección de humedad como la proveniente de la cuenca del Orinoco parecen estar relacionadas con la zona de subsidencia desarrollada al interior de la cuenca que inhibió el transporte de humedad a esta.

Por otro lado, realizamos un corte transversal en una sección importante para la caracterización del flujo transecuatorial al oeste de la cuenca del Amazonas (0° latitud y entre -75° y -65° longitud). Se escogió esta región ya que estudios previos han documentado una fuerte relación entre este flujo y el régimen de precipitación en Suramérica (Wang & Fu, 2002). En este sentido, encontramos que si bien la cuenca del Orinoco muestra mayores tasas de precipitación reciclada, el transporte de ésta fuera de la cuenca fue menor en el año 2010, evidenciado en las diferencias negativas de humedad específica desde niveles muy bajos en la atmósfera con respecto al año de referencia 2013. Por su parte, la cuenca del Amazonas, muestra una variación mensual importante en términos de la humedad reciclada. Sin embargo, notamos que, en términos generales, hubo una disminución en este reciclaje de humedad al interior de la cuenca. No obstante, en niveles medios de la atmósfera, las diferencias de humedad específica del año 2010 con respecto al 2013 eran mayores, favoreciendo a que el transporte de esta humedad a otras regiones fuera de la cuenca fuera mayor en el año 2010. En términos de la humedad proveniente del TSP, no identificamos alguna contribución de humedad a la región escogida para el análisis del corte transversal. Por último, la humedad transportada desde el TNA y el Mar Caribe muestra una disminución prolongada a lo largo del año con diferencias de hasta 0.7 g/kg menos de los que se transportó en el año 2013. Como se ha discutido a lo largo de este estudio, este debilitamiento en el transporte de humedad está asociado al debilitamiento de los vientos alisios en esta región producido por la zona de subsidencia desarrollada en la cuenca del Amazonas.

Adicionalmente, se realizó una comparación entre WRF y el modelo DRM con el fin de analizar el desempeño de este último en el transporte de humedad desde diferentes fuentes a regiones sumideros. Este modelo hace algunas simplificaciones importantes tales como asumir que la atmósfera se mezcla de manera homogénea en la vertical ignorando los efectos de la cizalladura del viento. Encontramos que la precipitación total representada por el conjunto de datos ERA5, el cual es un insumo importante en las simulaciones del DRM, representa adecuadamente la evolución temporal de esta variable en cada una de las cuencas. En cuanto al transporte de humedad desde las 4 fuentes a las 3 regiones sumideros analizadas en este estudio, encontramos algunas diferencias espacio-temporales importantes en términos de magnitud y comportamiento. Especialmente en regiones donde las barreras geográficas juegan un papel fundamental en términos de obstaculizar el transporte de la humedad.

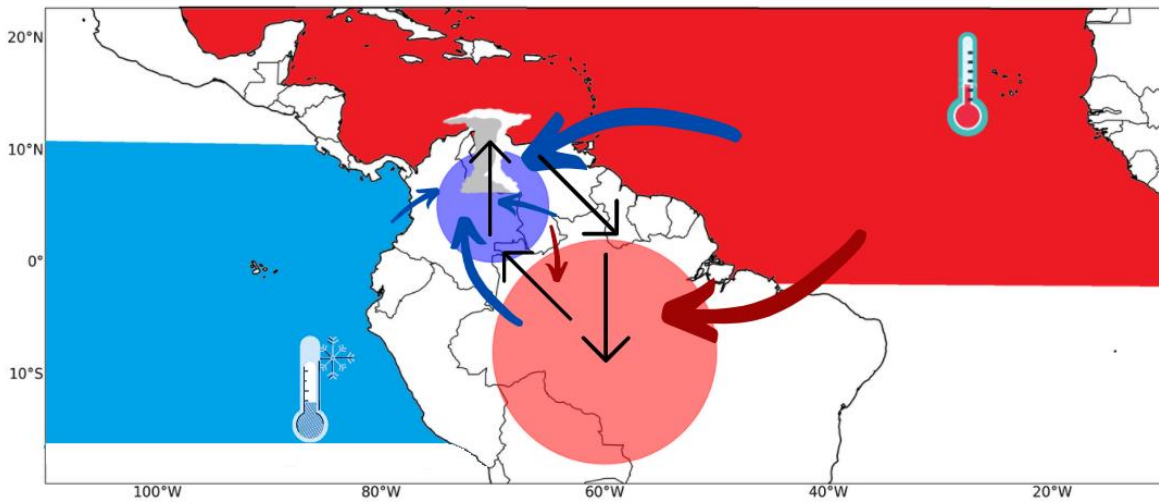


Figura 31. Diagrama esquemático del transporte de humedad en el año 2010 desde las fuentes: ORIC, AMZN, TSP y CABNA-TNA hacia los sumideros: NOSA, ORIC y AMZN. Un CABN y TNA más cálido y un TSP más frío durante 2010 favorecieron una zona de convergencia de humedad atmosférica en el norte de Suramérica lo que fortaleció la celda regional de Hadley promoviendo la subsidencia de vientos sobre la cuenca del Amazonas inhibiendo el transporte de humedad hacia esta. Las flechas representan el transporte de humedad, donde el color azul (rojo) de ésta indica aumento (diminución) en el transporte de humedad comparado contra el año 2013, así como el tamaño de éstas indica la magnitud de este transporte.

Finalmente, en la Figura 31 presentamos un esquema de resumen sobre los principales resultados obtenidos en este Trabajo de Grado en lo referente al análisis realizado al transporte de humedad desde diferentes fuentes tanto oceánicas como terrestre (incluyendo en esta última el reciclaje de humedad) usando el modelo WRF-Tracers. En esta se representa cómo la SST en el Atlántico norte estuvo considerablemente más cálida que lo observado en el año 2013, mientras que la SST del océano Pacífico Tropical, particularmente en el centro y este registró valores anómalamente bajos relacionados con el evento La Niña 2010-2011. En cuanto a la circulación atmosférica y el transporte de humedad, resaltamos el posicionamiento anómalo hacia el norte de la celda de circulación de Hadley, la cual favoreció al desarrollo de una zona de convergencia en el norte de Suramérica, fortaleciendo de esta manera la convergencia de humedad y con ello aumentos en las precipitaciones en esta región. En contraste, en el centro y sur de la cuenca del Amazonas, se posicionó la zona de subsidencia de esta celda de circulación, inhibiendo tanto la advección de humedad desde fuentes externas a la cuenca como la capacidad del ascenso de masas de aire húmedo, generando disminuciones en la precipitación. En este orden de ideas, observamos, en términos generales, aumentos importantes en la advección de humedad desde el TNA y el Mar Caribe hacia la cuenca del Orinoco y el norte de Suramérica, mientras que observamos disminuciones en el transporte de humedad desde el TNA hacia la cuenca del Amazonas. Asimismo, notamos un mayor transporte de vapor de agua desde el Amazonas hacia el norte de Suramérica y el Orinoco, y una disminución en el reciclaje de humedad en esta cuenca. En contraste evidenciamos un ligero aumento en el reciclaje de humedad en la cuenca del Orinoco, así como en el transporte hacia NOSA. Finalmente, a pesar de que la humedad proveniente desde el TSP es considerablemente baja, el año 2010 mostró aumentos en la advección de humedad desde esta fuente al interior del continente.

A partir de este Trabajo de Grado se propone como trabajo futuro dos actividades principales: 1. Ya que el modelo WRF-Tracers permite estimar el transporte de humedad en

3D, se podrían realizar más análisis que tengan que ver con la estructura vertical del transporte, por ejemplo, comparaciones de vientos, temperatura, y otras diferentes variables que el modelo WRF-Tracers facilita. 2. Una segunda actividad se refiere a la comparación entre WRF y DRM. El modelo DRM al ser un modelo analítico de reciclaje requiere que la relación entre la precipitación del trazador sobre la precipitación total (r_p) sea igual a la relación entre el agua precipitable del trazador sobre el agua precipitable total. En este sentido, se sugiere realizar la comparación de estas relaciones entre ambos modelos, lo cual permite dar una idea más detallada de las diferencias obtenidas en los resultados de ambos modelos.

Referencias

- Agudelo, J., Arias, P. A., Vieira, S. C., & Martínez, J. A. (2019). Influence of longer dry seasons in the Southern Amazon on patterns of water vapor transport over northern South America and the Caribbean. *Climate Dynamics*, *52*(5–6), 2647–2665. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4285-1>
- Alejandro Martínez, J., & Dominguez, F. (2014). Sources of atmospheric moisture for the La Plata River Basin. *Journal of Climate*, *27*(17), 6737–6753. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00022.1>
- Araguayán, R. C. V. (2013). *Influencia de los océanos Pacífico y Atlántico en la variabilidad interanual de la precipitación y las temperaturas extremas en Venezuela*. 1–7.
- Arias, P. A., Martínez, J. A., Mejía, J. D., Pazos, M. J., Espinoza, J. C., & Wongchuig-Correa, S. (2020). Changes in Normalized Difference Vegetation Index in the Orinoco and Amazon River Basins: Links to Tropical Atlantic Surface Temperatures. *Journal of Climate*, *33*(19), 8537–8559. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0696.1>
- Arias, P. A., Martínez, J. A., & Vieira, S. C. (2015). Moisture sources to the 2010–2012 anomalous wet season in northern South America. *Climate Dynamics*, *45*(9–10), 2861–2884. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2511-7>
- Bosilovich, M. G. (2002). On the vertical distribution of local and remote sources of water for precipitation. *Meteorology and Atmospheric Physics*, *80*(1–4), 31–41. <https://doi.org/10.1007/s007030200012>
- Brubaker, K. L., Entekhabi, D., & Eagleson, P. S. (1993). Estimation of continental precipitation recycling. *Journal of Climate*, *6*(6), 1077–1089. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1993\)006<1077:EOCPR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006<1077:EOCPR>2.0.CO;2)
- Burde, G. I., & Zangvil, A. (2001a). The estimation of regional precipitation recycling. Part I: Review of recycling models. *Journal of Climate*, *14*(12), 2497–2508. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<2497:TEORPR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<2497:TEORPR>2.0.CO;2)
- Burde, G. I., & Zangvil, A. (2001b). The estimation of regional precipitation recycling. Part II: A new recycling model. *Journal of Climate*, *14*(12), 2509–2527. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<2509:TEORPR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<2509:TEORPR>2.0.CO;2)
- Burde, Georgy I. (2006). Bulk recycling models with incomplete vertical mixing. Part I: Conceptual framework and models. *Journal of Climate*, *19*(8), 1461–1472. <https://doi.org/10.1175/JCLI3687.1>
- Burde, Georgy I., Gandush, C., & Bayarjargal, Y. (2006). Bulk recycling models with incomplete vertical mixing. Part II: Precipitation recycling in the Amazon basin. *Journal of Climate*, *19*(8), 1473–1489. <https://doi.org/10.1175/JCLI3688.1>
- Cook, B. I., Mankin, J. S., Marvel, K., Williams, A. P., Smerdon, J. E., & Anchukaitis, K. J. (2020). Twenty-First Century Drought Projections in the CMIP6 Forcing Scenarios. *Earth's Future*, *8*(6), 1–20. <https://doi.org/10.1029/2019EF001461>
- Costa, M. H., & Foley, J. A. (1999). Trends in the hydrologic cycle of the Amazon basin. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, *104*(D12), 14189–14198. <https://doi.org/10.1029/1998JD200126>
- Cuartas, L. A., & Poveda, G. (2002). Balance atmosférico de humedad y estimación de la precipitación reciclada en Colombia según el Reanálisis NCEP/NCAR. *Meteorología Colombiana*, *5*, 59–65.
- D'Almeida, C., Vörösmarty, C. J., Hurtt, G. C., Marengo, J. A., Dingman, S. L., & Keim, B. D. (2007). The effects of deforestation on the hydrological cycle in Amazonia: a review on scale and resolution. *International Journal of Climatology*, *27*(5), 633–647. <https://doi.org/10.1002/joc.1475>
- Dettinger, M. D., Battisti, D. S., Garreaud, R. D., McCabe, G. J., & Bitz, C. M. (2001).

- Interhemispheric Effects of Interannual and Decadal ENSO-Like Climate Variations on the Americas. *Interhemispheric Climate Linkages, August 2001*, 1–16.
<https://doi.org/10.1016/b978-012472670-3/50004-5>
- Dominguez, F., Kumar, P., Liang, X. Z., & Ting, M. (2006). Impact of atmospheric moisture storage on precipitation recycling. *Journal of Climate*, 19(8), 1513–1530.
<https://doi.org/10.1175/JCLI3691.1>
- Dominguez, F., Miguez-Macho, G., & Hu, H. (2016). WRF with water vapor tracers: A study of moisture sources for the North American Monsoon. *Journal of Hydrometeorology*, 17(7), 1915–1927. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-15-0221.1>
- Espinoza, J. C., Ronchail, J., Guyot, J. L., Junquas, C., Vauchel, P., Lavado, W., Drapeau, G., & Pombosa, R. (2011). Climate variability and extreme drought in the upper Solimões River (western Amazon Basin): Understanding the exceptional 2010 drought. *Geophysical Research Letters*, 38(13), 1–6.
<https://doi.org/10.1029/2011GL047862>
- Espinoza, J. C., Ronchail, J., Guyot, J. L., & Santini, W. (2011). La variabilidad hidrológica y climática reciente en la cuenca del río Amazonas: Un enfoque particular sobre los eventos hidrológicos extremos. *ResearchGate, February 2015*.
- Fu, R., Zhu, B., & Dickinson, R. E. (1999). How do atmosphere and land surface influence seasonal changes of convection in the tropical Amazon? *Journal of Climate*, 12(5 I), 1306–1321. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<1306:HDAALS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<1306:HDAALS>2.0.CO;2)
- Gimeno, L., Stohl, A., Trigo, R. M., Dominguez, F., Yoshimura, K., Yu, L., Drumond, A., Durn-Quesada, A. M., & Nieto, R. (2012). Oceanic and terrestrial sources of continental precipitation. *Reviews of Geophysics*, 50(4), 1–41.
<https://doi.org/10.1029/2012RG000389>
- Goessling, H. F., & Reick, C. H. (2013). On the “well-mixed” assumption and numerical 2-D tracing of atmospheric moisture. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(11), 5567–5585. <https://doi.org/10.5194/acp-13-5567-2013>
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., ... Thépaut, J. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Hoyos, N., Escobar, J., Restrepo, J. C., Arango, A. M., & Ortiz, J. C. (2013). Impact of the 2010–2011 La Niña phenomenon in Colombia, South America: The human toll of an extreme weather event. *Applied Geography*, 39(September 2011), 16–25.
<https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2012.11.018>
- Iguchi, T., KOZU, T., KWIATKOWSKI, J., MENEGHINI, R., AWAKA, J., & OKAMOTO, K. (2009). Uncertainties in the Rain Profiling Algorithm for the TRMM Precipitation Radar. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 87A, 1–30.
<https://doi.org/10.2151/jmsj.87A.1>
- Insua-Costa, D., & Miguez-Macho, G. (2018). A new moisture tagging capability in the Weather Research and Forecasting model: Formulation, validation and application to the 2014 Great Lake-effect snowstorm. *Earth System Dynamics*, 9(1), 167–185.
<https://doi.org/10.5194/esd-9-167-2018>
- Jiménez-Sánchez, G., Markowski, P. M., Jewtoukoff, V., Young, G. S., & Stensrud, D. J. (2019). The Orinoco Low-Level Jet: An Investigation of Its Characteristics and Evolution Using the WRF Model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(20), 10696–10711. <https://doi.org/10.1029/2019JD030934>
- Jiménez-Sánchez, G., Markowski, P. M., Young, G. S., & Stensrud, D. J. (2020). The Orinoco Low-Level Jet: An Investigation of Its Mechanisms of Formation Using the WRF Model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125(13), 1–23.
<https://doi.org/10.1029/2020JD032810>

- Kim, W., Yeh, S. W., Kim, J. H., Kug, J. S., & Kwon, M. (2011). The unique 2009–2010 El Niño event: A fast phase transition of warm pool El Niño to la Niña. *Geophysical Research Letters*, 38(15), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2011GL048521>
- Kozu, T., IGUCHI, T., KUBOTA, T., YOSHIDA, N., SETO, S., KWIATKOWSKI, J., & TAKAYABU, Y. N. (2009). Feasibility of Raindrop Size Distribution Parameter Estimation with TRMM Precipitation Radar. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 87A, 53–66. <https://doi.org/10.2151/jmsj.87A.53>
- Lewis, S. L., Brando, P. M., Phillips, O. L., Van Der Heijden, G. M. F., & Nepstad, D. (2011). The 2010 Amazon drought. *Science*, 331(6017), 554. <https://doi.org/10.1126/science.1200807>
- Liebmann, B., & Marengo, J. A. (2001). Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon Basin. *Journal of Climate*, 14(22), 4308–4318. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<4308:IVOTRS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<4308:IVOTRS>2.0.CO;2)
- Marengo, J. A., Nobre, C. A., Sampaio, G., Salazar, L. F., & Borma, L. S. (2011). Climate change in the Amazon Basin: Tipping points, changes in extremes, and impacts on natural and human systems. In *Tropical Rainforest Responses to Climatic Change* (pp. 259–283). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-05383-2_9
- Marengo, J. A., Nobre, C. A., Tomasella, J., Cardoso, M. F., & Oyama, M. D. (2008). Hydro-climatic and ecological behaviour of the drought of Amazonia in 2005. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 363(1498), 1773–1778. <https://doi.org/10.1098/rstb.2007.0015>
- Marengo, Jose A. (2004). Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. *Theoretical and Applied Climatology*, 78(1–3), 79–96. <https://doi.org/10.1007/s00704-004-0045-8>
- Marengo, José A. (1992). Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. *International Journal of Climatology*, 12(8), 853–863. <https://doi.org/10.1002/joc.3370120808>
- Marengo, Jose A., Fisch, G. F., Alves, L. M., Sousa, N. V., Fu, R., & Zhuang, Y. (2017). Meteorological context of the onset and end of the rainy season in Central Amazonia during the GoAmazon2014/5. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(12), 7671–7681. <https://doi.org/10.5194/acp-17-7671-2017>
- Marengo, Jose A., Tomasella, J., Alves, L. M., Soares, W. R., & Rodriguez, D. A. (2011). The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. *Geophysical Research Letters*, 38(12), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2011GL047436>
- Marlatt, W. E., Budyko, M. I., & Miller, D. H. (1975). Climate and Life. *Journal of Range Management*, 28(2), 160. <https://doi.org/10.2307/3897455>
- Miguez-Macho, G., Rios-Entenza, A., Dominguez, F., Miguez-Macho, G., Rios-Entenza, A., & Dominguez, F. (2013). The Impact of Soil Moisture and Evapotranspiration Fluxes on the Spring Water Cycle in the Iberian Peninsula: a Study with Moisture Tracers in WRF. *AGUFM*, 2013, H12B-05. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2013AGUFM.H12B..05M/abstract>
- Morales, J. S., Arias, P. A., Martínez, J. A., & Durán-Quesada, A. M. (2021). The role of low-level circulation on water vapour transport to central and northern South America: Insights from a 2D Lagrangian approach. *International Journal of Climatology*, 41(S1), E2662–E2682. <https://doi.org/10.1002/joc.6873>
- Nieto, R., Gallego, D., Trigo, R., Ribera, P., & Gimeno, L. (2008). Dynamic identification of moisture sources in the Orinoco basin in equatorial South America. *Hydrological Sciences Journal*, 53(3), 602–617. <https://doi.org/10.1623/hysj.53.3.602>
- Nobre, P., & Shukla, J. (1996). Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. In *Journal of Climate* (Vol. 9, Issue 10, pp. 2464–2479). <https://doi.org/10.1175/1520->

- 0442(1996)009<2464:VOSSTW>2.0.CO;2
- Of, J., Meteorology, A., & Studies, M. M. (2004). *The Kain–Fritsch Convective Parameterization: An Update*. 170–181.
- Oscar A. Rueda y German Poveda. (2006). *Variabilidad espacial y temporal del chorro del Chocó y su efecto en la hidroclimatología del Pacífico Colombiano Oscar A . Rueda y German Poveda Maestría en Ingeniería – Recursos Hidráulicos Universidad Nacional de Colombia , Sede Medellín centro del país. May 2014.*
- Parsons, L. A. (2020). Implications of CMIP6 Projected Drying Trends for 21st Century Amazonian Drought Risk. *Earth's Future*, 8(10).
<https://doi.org/10.1029/2020EF001608>
- Peixoto, J. P., & Oort, A. H. (1984). Physics of climate. In *Reviews of Modern Physics* (Vol. 56, Issue 3, pp. 365–429). <https://doi.org/10.1103/RevModPhys.56.365>
- Poveda, G., & Mesa, O. J. (1997). Feedbacks between hydrological processes in tropical South America and large-scale ocean-atmospheric phenomena. *Journal of Climate*, 10(10), 2690–2702. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1997\)010<2690:FBHPIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1997)010<2690:FBHPIT>2.0.CO;2)
- Poveda, G., & Mesa, O. J. (2000). On the existence of Lloró (the rainiest locality on Earth): Enhanced ocean-land-atmosphere interaction by a low-level jet. *Geophysical Research Letters*, 27(11), 1675–1678. <https://doi.org/10.1029/1999GL006091>
- Poveda, G., Waylen, P. R., & Pulwarty, R. S. (2006). Annual and inter-annual variability of the present climate in northern South America and southern Mesoamerica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 234(1), 3–27.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.10.031>
- Rasmussen, K. L., Choi, S. L., Zuluaga, M. D., & Houze, R. A. (2013). TRMM precipitation bias in extreme storms in South America. *Geophysical Research Letters*, 40(13), 3457–3461. <https://doi.org/10.1002/grl.50651>
- Rios-Entenza, A., & Miguez-Macho, G. (2014). Moisture recycling and the maximum of precipitation in spring in the Iberian Peninsula. *Climate Dynamics*, 42(11–12), 3207–3231. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1971-x>
- Ruiz-Vásquez, M., Arias, P. A., Martínez, J. A., & Espinoza, J. C. (2020). Effects of Amazon basin deforestation on regional atmospheric circulation and water vapor transport towards tropical South America. *Climate Dynamics*, 54(9–10), 4169–4189.
<https://doi.org/10.1007/s00382-020-05223-4>
- Swann, A. L. S., Longo, M., Knox, R. G., Lee, E., & Moorcroft, P. R. (2015). Future deforestation in the Amazon and consequences for South American climate. *Agricultural and Forest Meteorology*, 214–215, 12–24.
<https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2015.07.006>
- Tomasella, J., Borma, L. S., Marengo, J. A., Rodriguez, D. A., Cuartas, L. A., Nobre, C. A., & Prado, M. C. R. (2011). The droughts of 1996–1997 and 2004–2005 in Amazonia: Hydrological response in the river main-stem. *Hydrological Processes*, 25(8), 1228–1242. <https://doi.org/10.1002/hyp.7889>
- Torrealba, E. R., & Amador, J. A. (2010). La corriente en chorro de bajo nivel sobre los Llanos Venezolanos de Sur América. *Revista De Climatología*, 10, 1–20.
<http://webs.ono.com/reclim4/reclim10a.pdf%0Aciteulike-article-id:7624462>
- Trenberth, K. E., & Fasullo, J. T. (2012). Climate extremes and climate change: The Russian heat wave and other climate extremes of 2010. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D17), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2012JD018020>
- Van Der Ent, R. J., Tuinenburg, O. A., Knoche, H. R., Kunstmann, H., & Savenije, H. H. G. (2013). Should we use a simple or complex model for moisture recycling and atmospheric moisture tracking? *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(12), 4869–4884. <https://doi.org/10.5194/hess-17-4869-2013>
- van der Ent, Rudi J., Savenije, H. H. G., Schaeffli, B., & Steele-Dunne, S. C. (2010). Origin

- and fate of atmospheric moisture over continents. *Water Resources Research*, 46(9), 9525. <https://doi.org/10.1029/2010WR009127>
- Villar, J. C. E., Ronchail, J., Guyot, J. L., Cochonneau, G., Naziano, F., Lavado, W., de Oliveira, E., Pombosa, R., & Vauchel, P. (2009). Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *International Journal of Climatology*, 29(11), 1574–1594. <https://doi.org/10.1002/joc.1791>
- Wang, H., & Fu, R. (2002). Cross-equatorial flow and seasonal cycle of precipitation over South America. *Journal of Climate*, 15(13), 1591–1608. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<1591:CEFASC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<1591:CEFASC>2.0.CO;2)
- Wang, J., & Wolff, D. B. (2012). Evaluation of TRMM rain estimates using ground measurements over central Florida. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51(5), 926–940. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-11-080.1>
- Wernli, H. (1997). A lagrangian-based analysis of extratropical cyclones. II: A detailed case-study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 123(542), 1677–1706. <https://doi.org/10.1002/qj.49712354211>
- Wernli, H., & Davies, H. C. (1997). A lagrangian-based analysis of extratropical cyclones. I: The method and some applications. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 123(538), 467–489. <https://doi.org/10.1002/qj.49712353811>
- Yang, B., Qian, Y., Lin, G., Leung, R., & Zhang, Y. (2012). Some issues in uncertainty quantification and parameter tuning: A case study of convective parameterization scheme in the WRF regional climate model. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(5), 2409–2427. <https://doi.org/10.5194/acp-12-2409-2012>
- Yang, Z., & Dominguez, F. (2019). Investigating land surface effects on the moisture transport over South America with a moisture tagging model. *Journal of Climate*, 32(19), 6627–6644. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0700.1>
- Yoon, J. H., & Zeng, N. (2010). An Atlantic influence on Amazon rainfall. *Climate Dynamics*, 34(2), 249–264. <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0551-6>
- Zeng, N., Yoon, J. H., Marengo, J. A., Subramaniam, A., Nobre, C. A., Mariotti, A., & Neelin, J. D. (2008). Causes and impacts of the 2005 Amazon drought. *Environmental Research Letters*, 3(1), 014002. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/3/1/014002>
- Zhou, J., & Lau, K. M. (2001). Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. *International Journal of Climatology*, 21(13), 1623–1644. <https://doi.org/10.1002/joc.700>

Anexo A

Transporte de humedad y precipitación simulada por WRF para el año 2010.

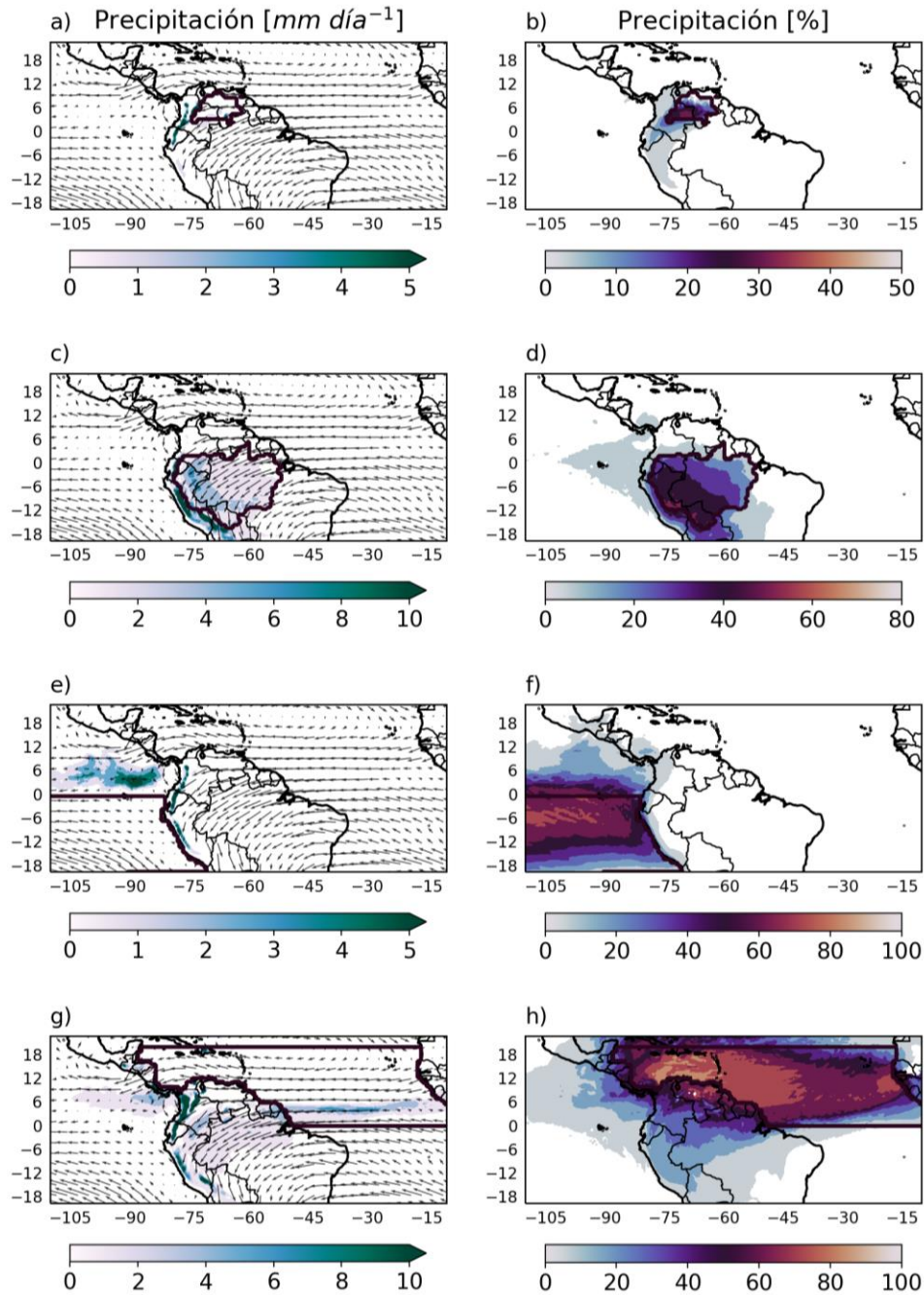


Figura A.1: a) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Orinoco. b) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Orinoco. c) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Amazonas. d) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Amazonas. e) Patrón espacial de la precipitación generada en el TSP. f) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del TSP. g) Patrón espacial de la precipitación generada en CABN-TNA. h) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del CABN-TNA. Mes de **Febrero** del 2010. Estos patrones corresponden a las simulaciones de WRF.

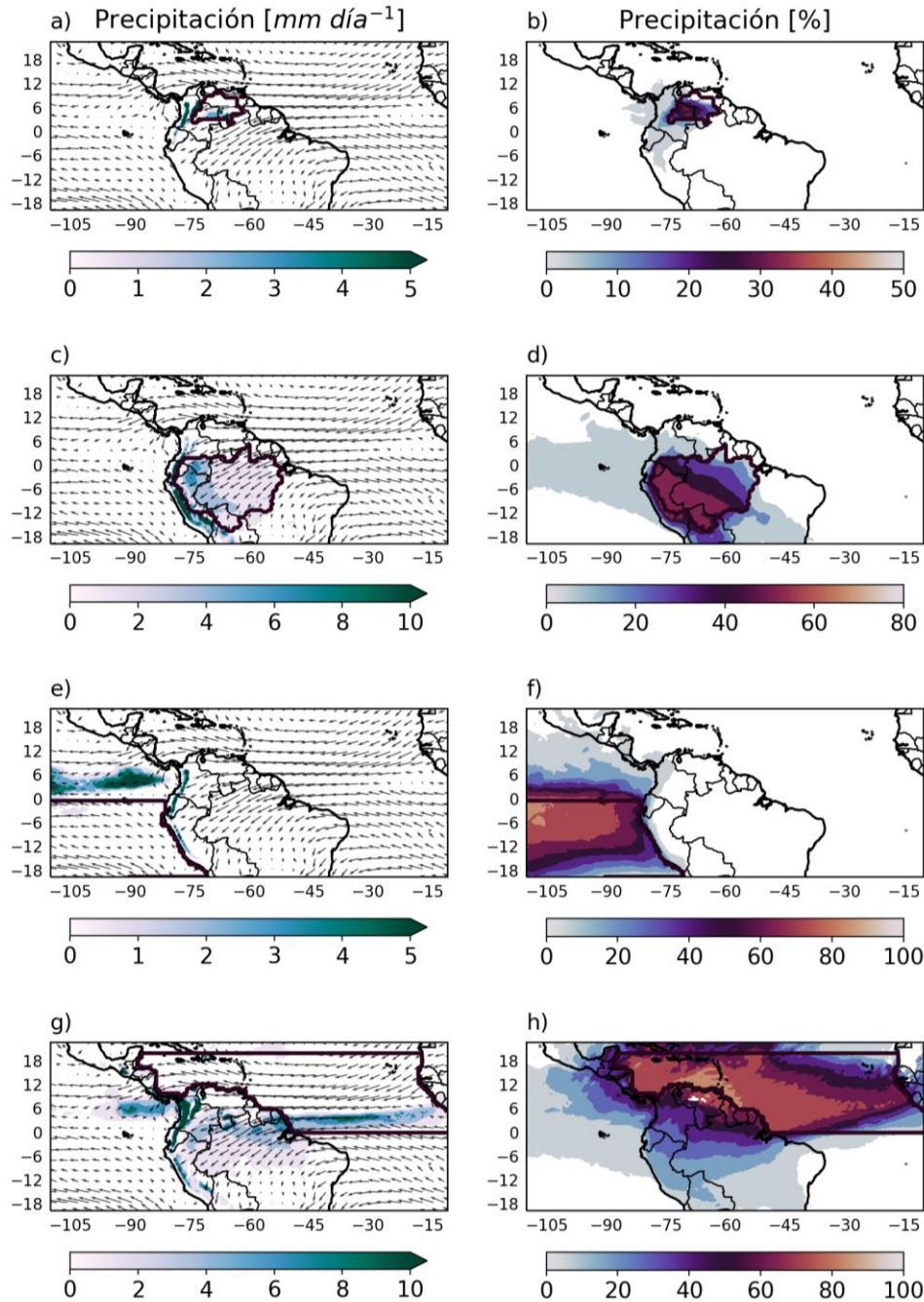


Figura A 2: a) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Orinoco. b) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Orinoco. c) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Amazonas. d) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Amazonas. e) Patrón espacial de la precipitación generada en el TSP. f) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del TSP. g) Patrón espacial de la precipitación generada en CABN-TNA. h) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del CABN-TNA. Mes de **Marzo** del 2010. Estos patrones corresponden a las simulaciones de WRF.

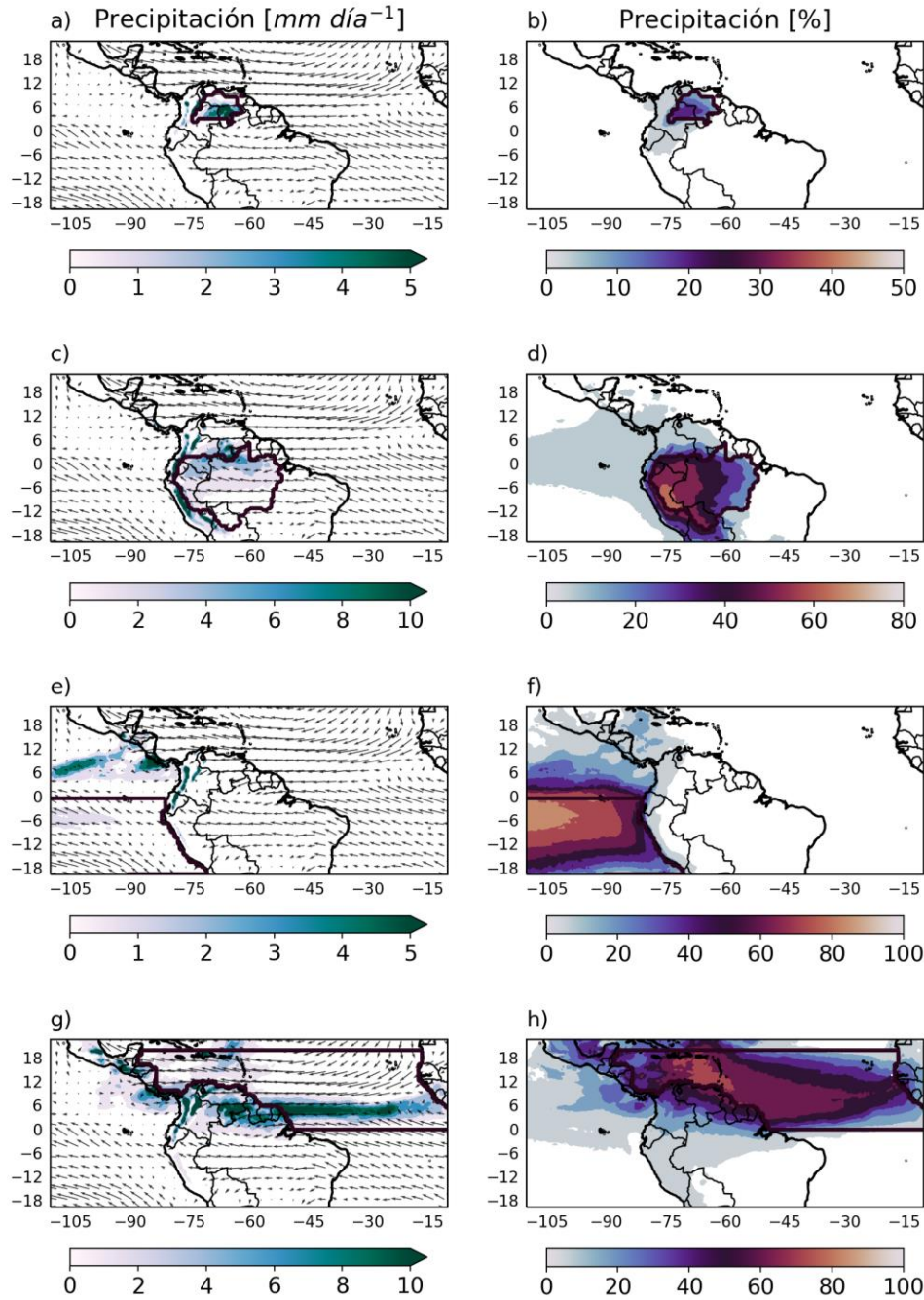


Figura A.3: a) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Orinoco. b) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Orinoco. c) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Amazonas. d) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Amazonas. e) Patrón espacial de la precipitación generada en el TSP. f) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del TSP. g) Patrón espacial de la precipitación generada en CABN-TNA. h) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del CABN-TNA. Mes de **Mayo** del 2010. Estos patrones corresponden a las simulaciones de WRF.

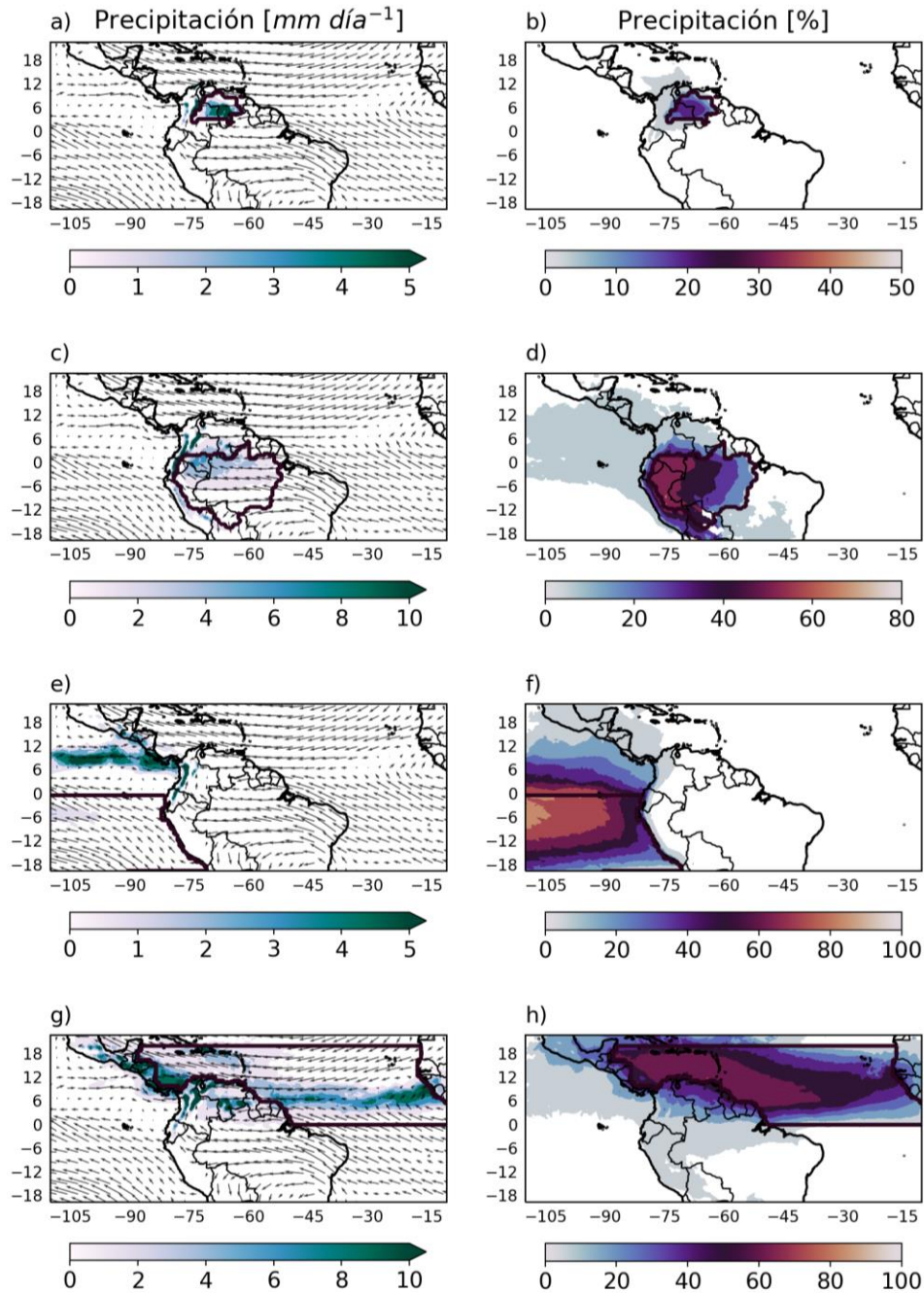


Figura A.4: a) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Orinoco. b) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Orinoco. c) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Amazonas. d) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Amazonas. e) Patrón espacial de la precipitación generada en el TSP. f) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del TSP. g) Patrón espacial de la precipitación generada en CABN-TNA. h) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del CABN-TNA. Mes de **Junio** del 2010. Estos patrones corresponden a las simulaciones de WRF.

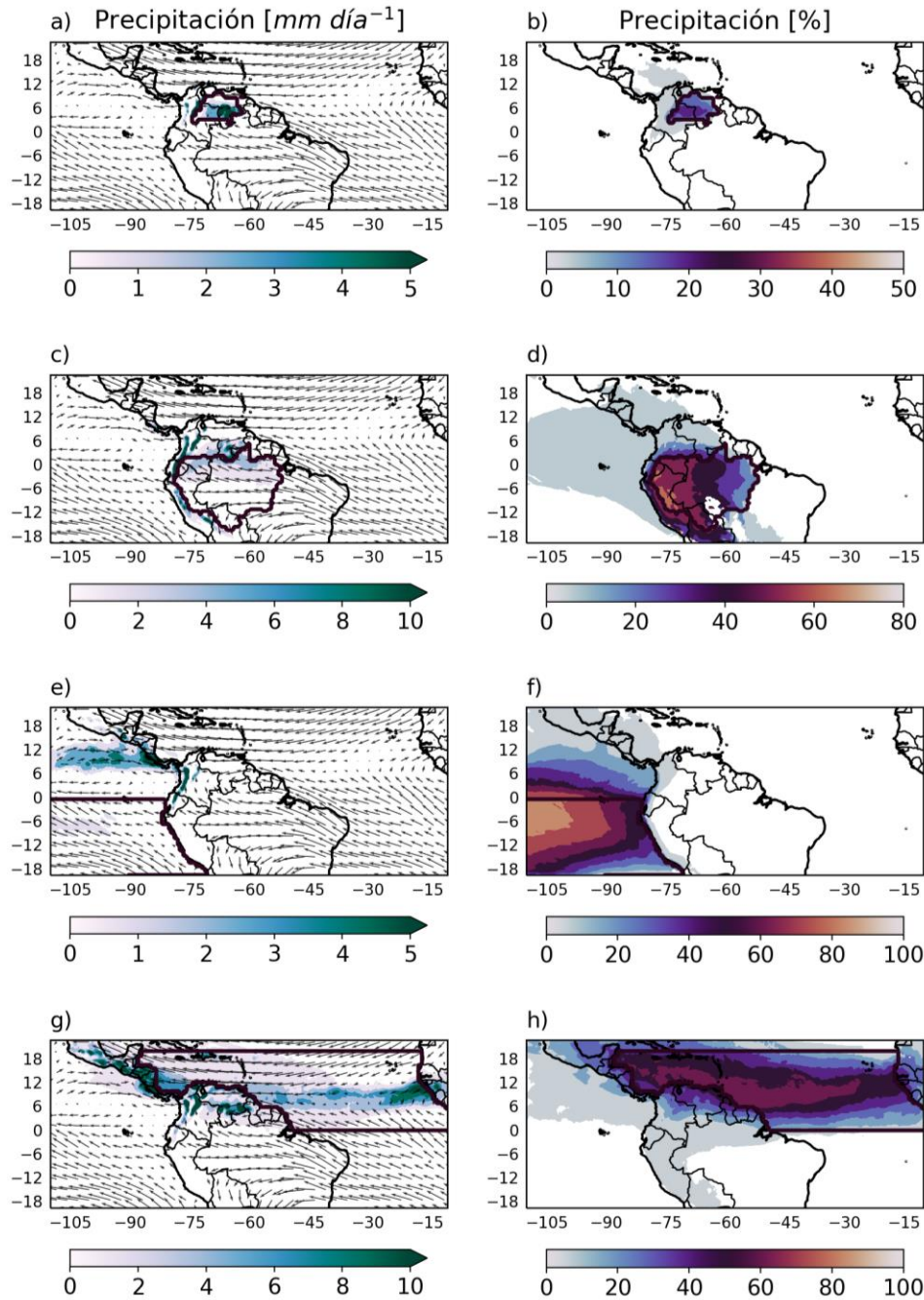


Figura A.5: a) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Orinoco. b) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Orinoco. c) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Amazonas. d) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Amazonas. e) Patrón espacial de la precipitación generada en el TSP. f) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del TSP. g) Patrón espacial de la precipitación generada en CABN-TNA. h) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del CABN-TNA. Mes de **Julio** del 2010. Estos patrones corresponden a las simulaciones de WRF.

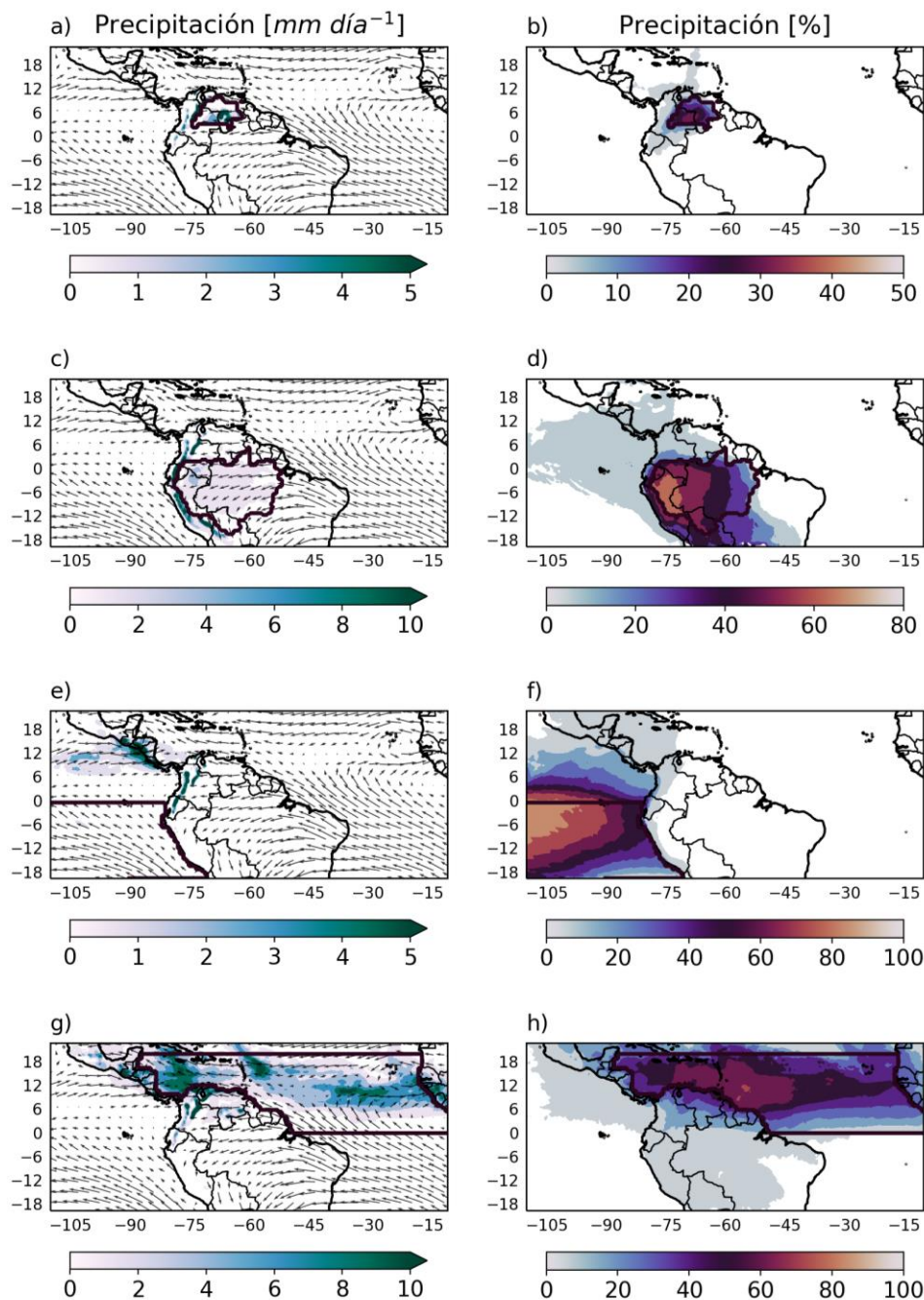


Figura A.6: a) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Orinoco. b) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Orinoco. c) Patrón espacial de la precipitación generada en la cuenca del Amazonas. d) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p de la cuenca del Amazonas. e) Patrón espacial de la precipitación generada en el TSP. f) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del TSP. g) Patrón espacial de la precipitación generada en CABN-TNA. h) Patrón espacial de la relación de precipitación del trazador r_p del CABN-TNA. Mes de **Septiembre** del 2010. Estos patrones corresponden a las simulaciones de WRF.

Anexo B

Sección transversal de humedad específica para el año 2010.

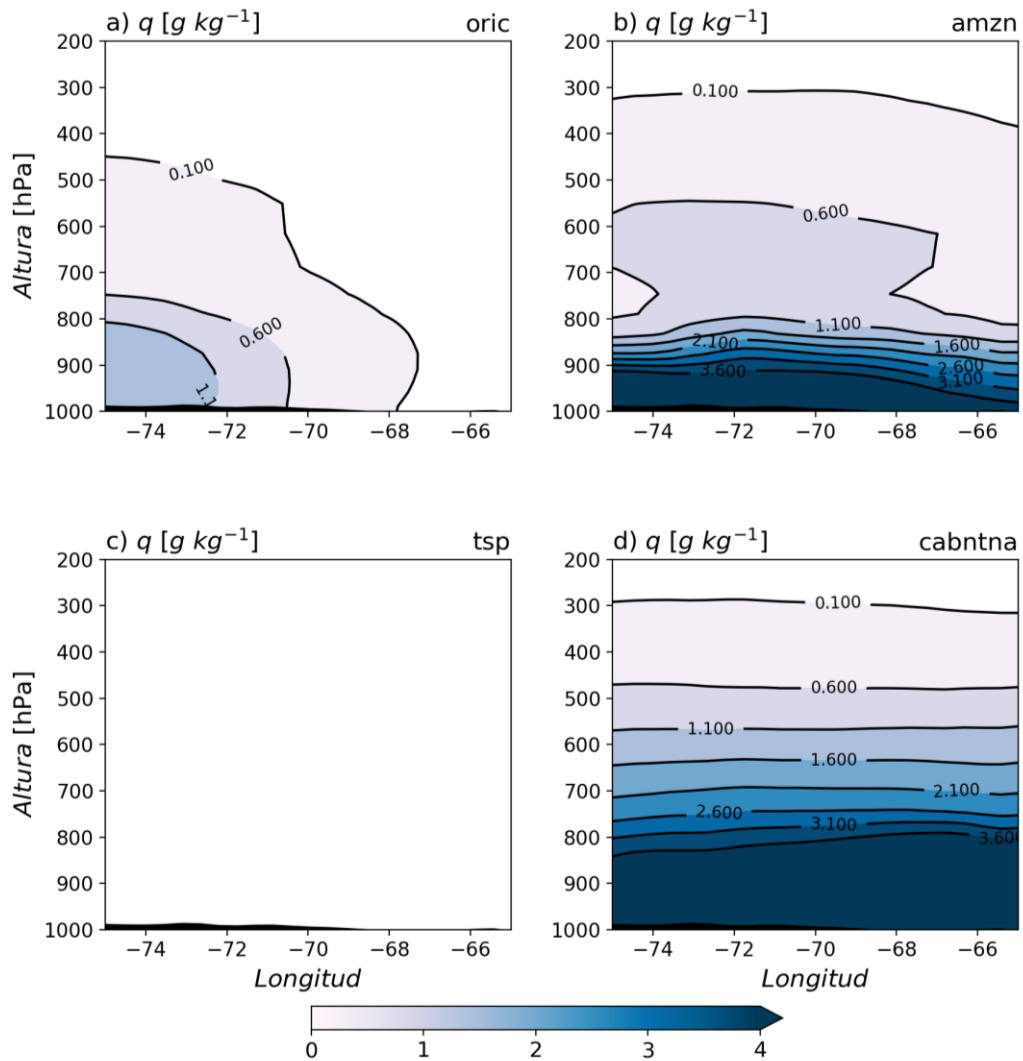


Figura B.1: Sección transversal oeste-este de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) para: a) Cuenca del Orinoco. b) Cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA. Mes de **Febrero** del 2010.

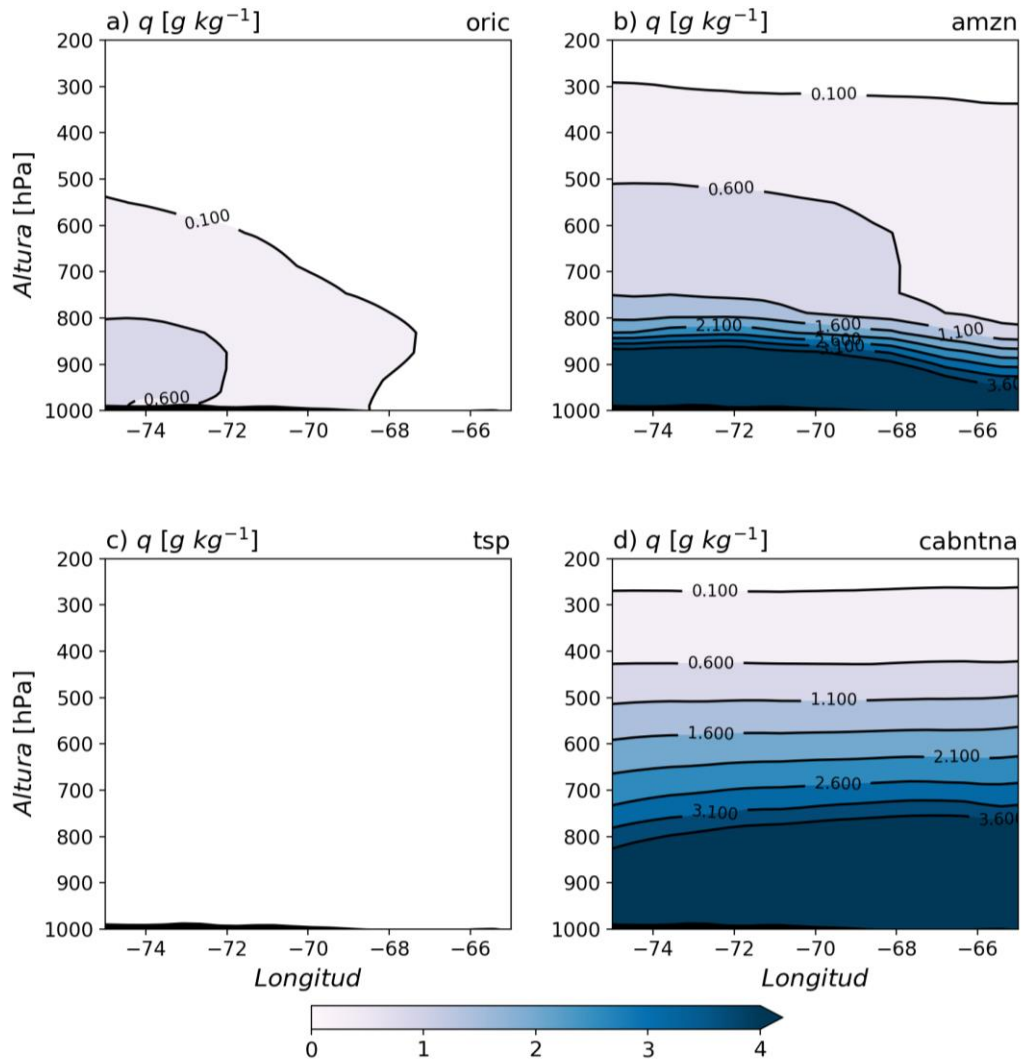


Figura B.2: Sección transversal oeste-este de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) para: a) Cuenca del Orinoco. b) Cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA. Mes de **Marzo** del 2010.

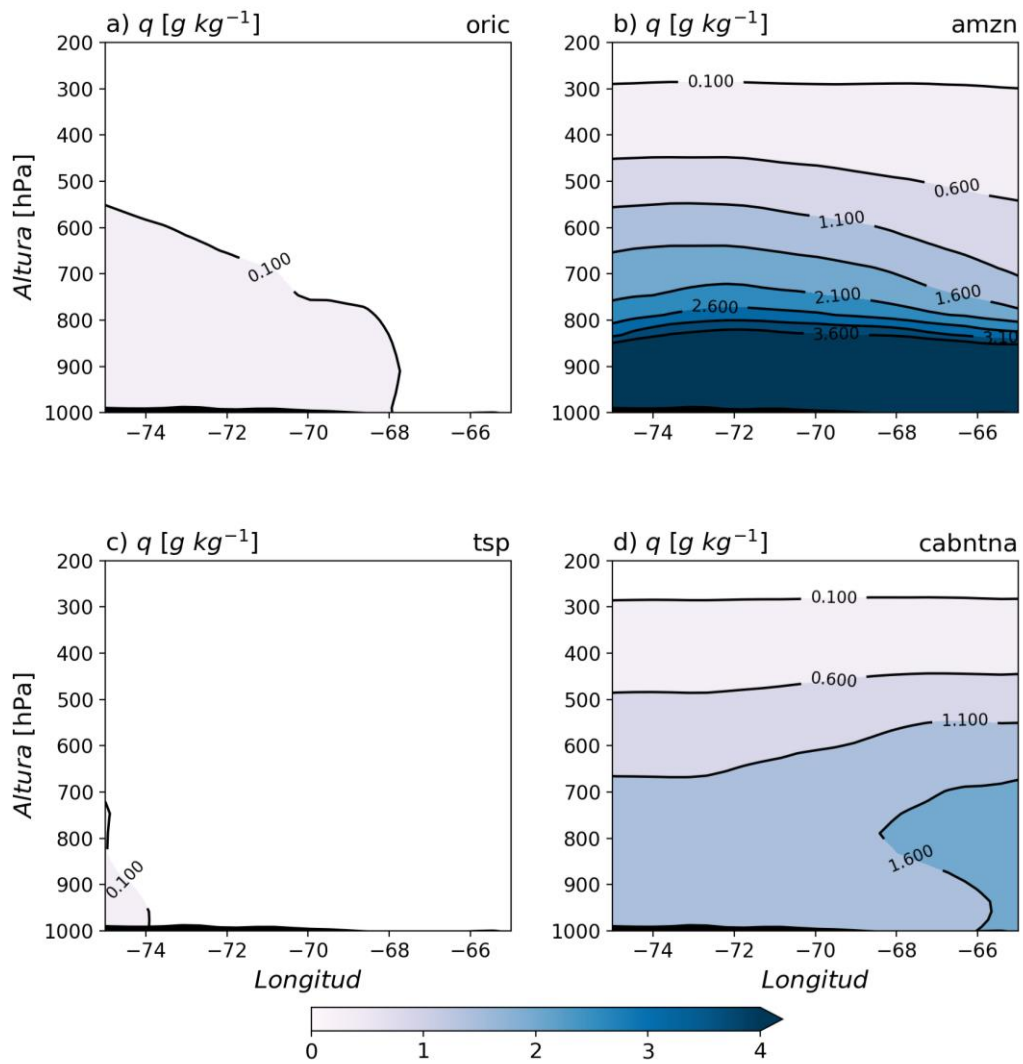


Figura B.3: Sección transversal oeste-este de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) para: a) Cuenca del Orinoco. b) Cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA. Mes de **Mayo** del 2010.

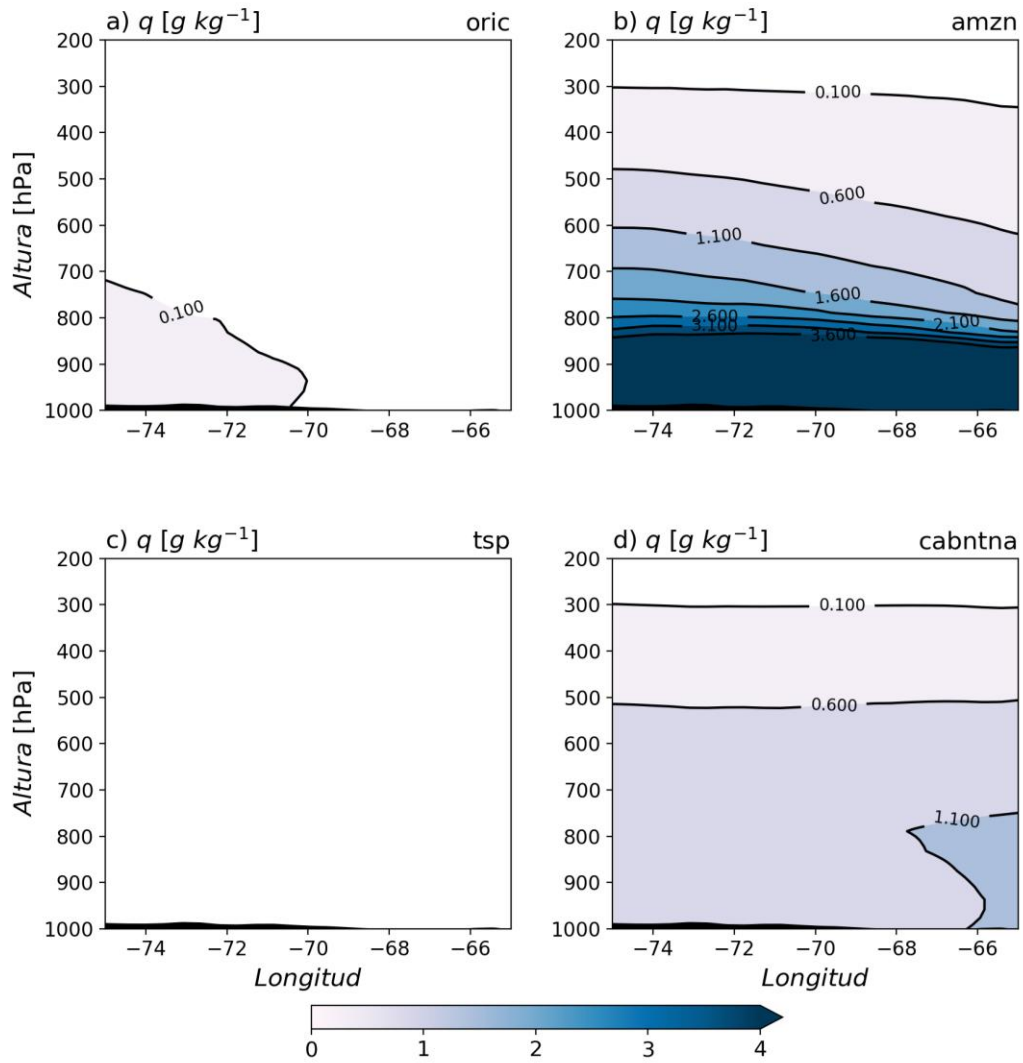


Figura B.4: Sección transversal oeste-este de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) para: a) Cuenca del Orinoco. b) Cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA. Mes de **Junio** del 2010.

Jul

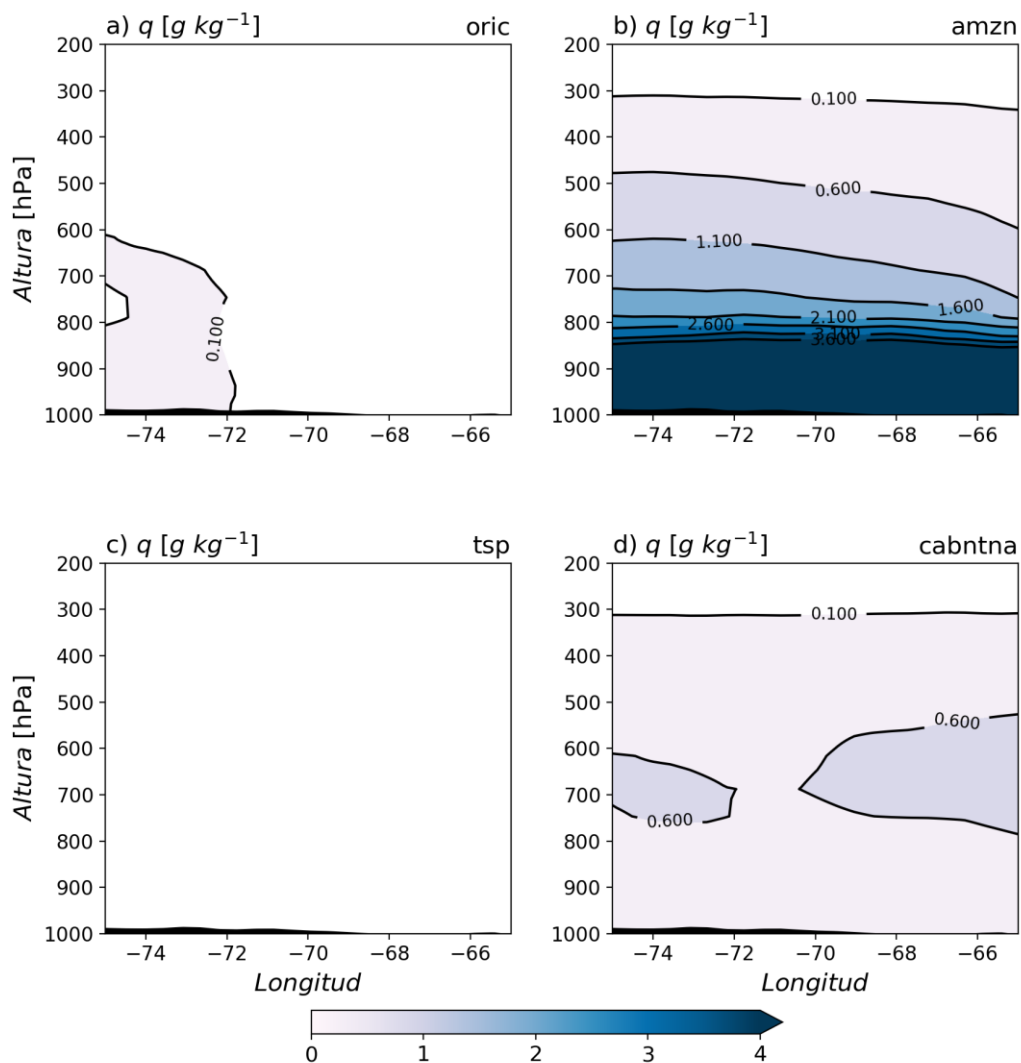


Figura B.5: Sección transversal oeste-este de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) para: a) Cuenca del Orinoco. b) Cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA. Mes de **Julio** del 2010.

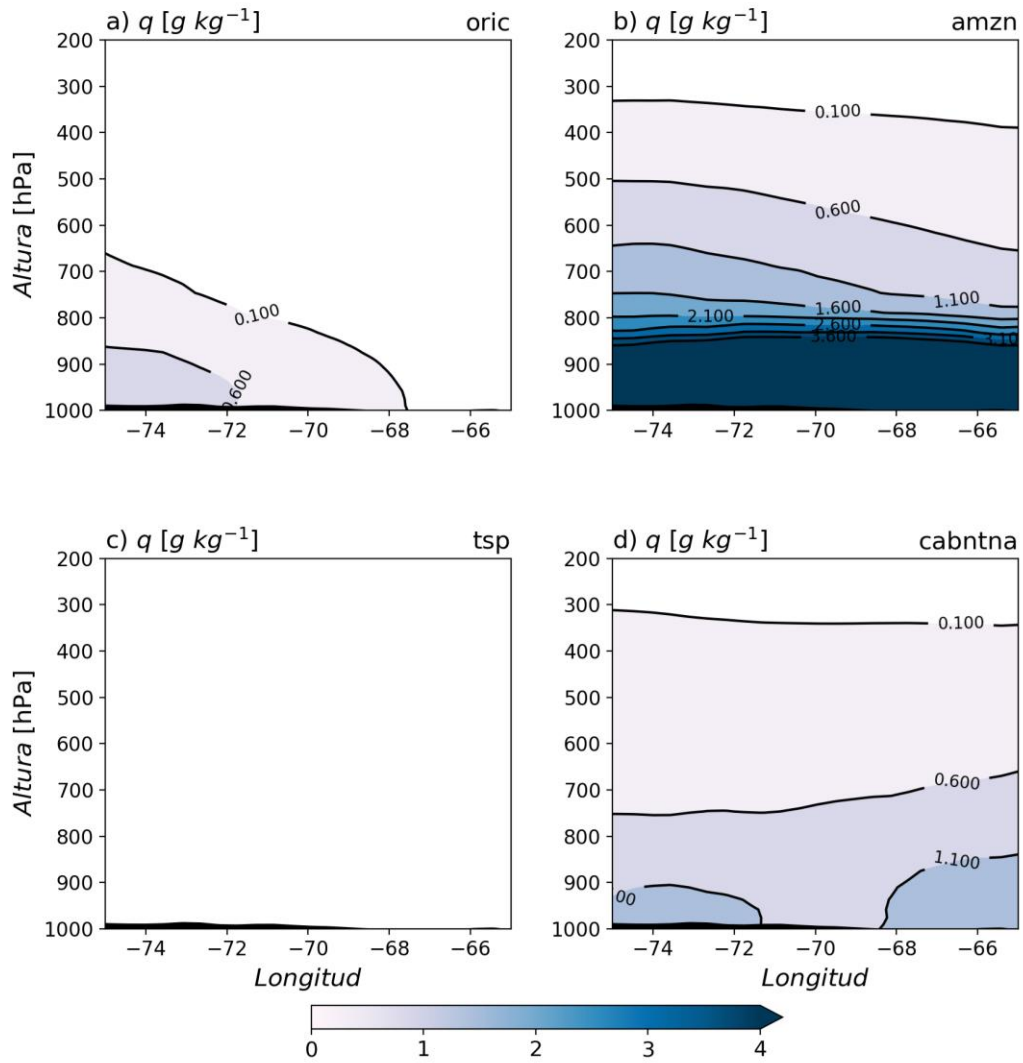


Figura B.6: Sección transversal oeste-este de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) para: a) Cuenca del Orinoco. b) Cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA. Mes de **Septiembre** del 2010.

Anexo C

Comparación del transporte de humedad entre los años 2010 y 2013 usando WRF-Tracers

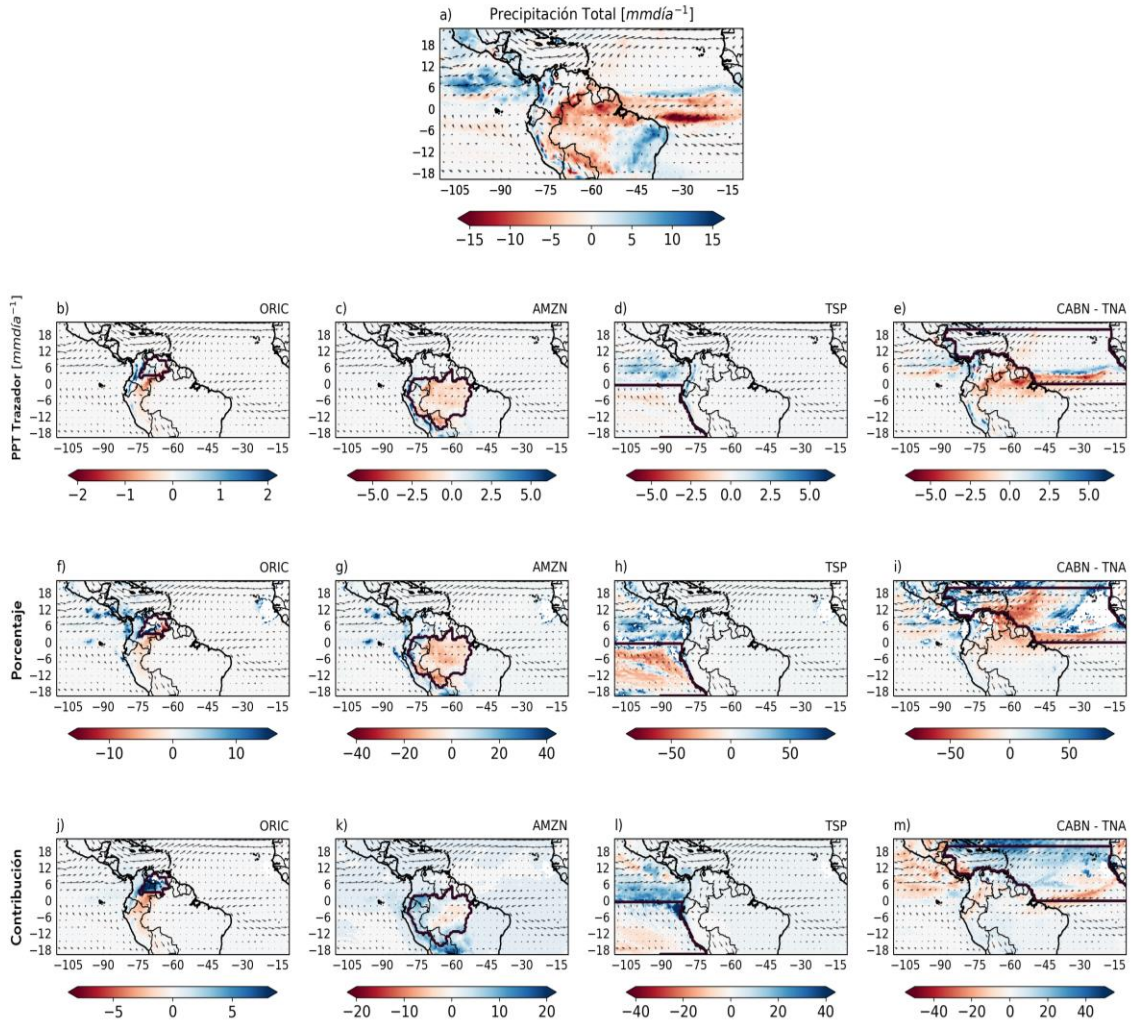


Figura C.1: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de **Febrero** entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo WRF.

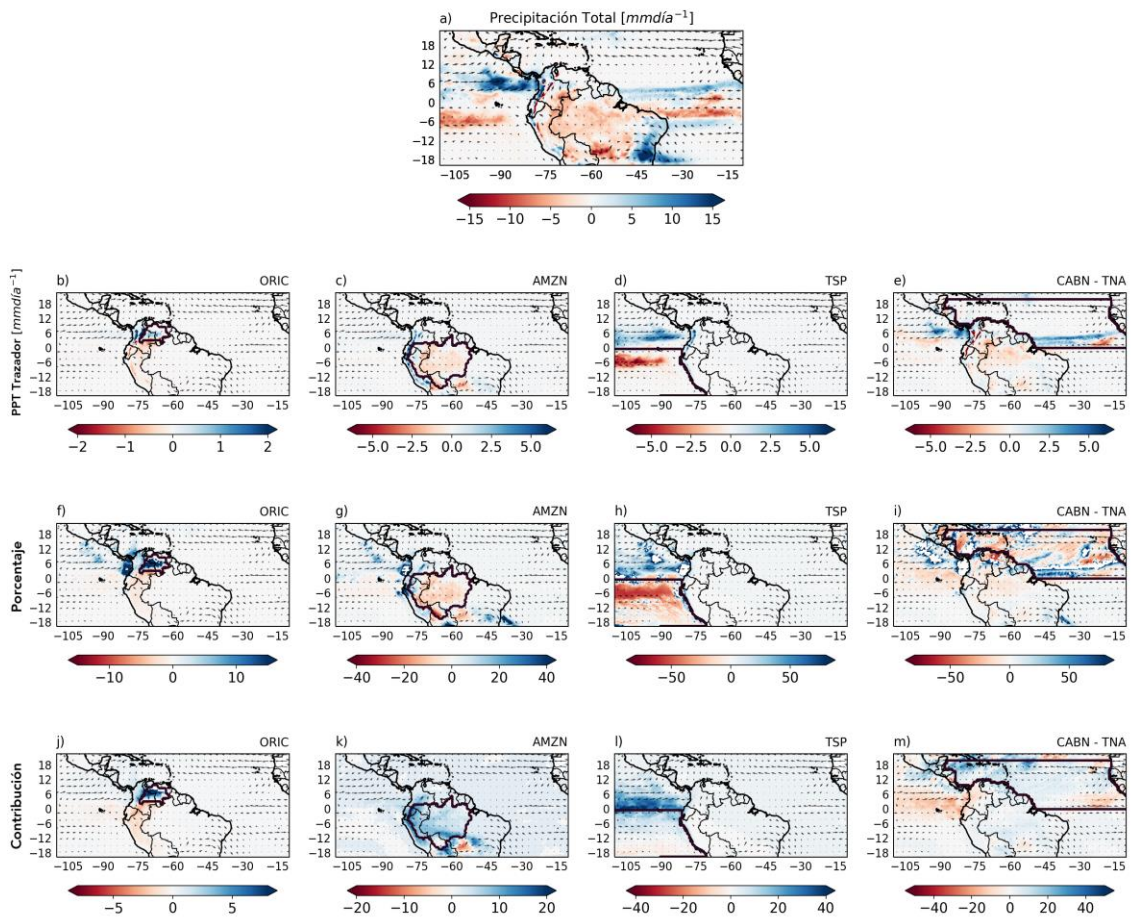


Figura C. 2: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de **Marzo** entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo WRF.

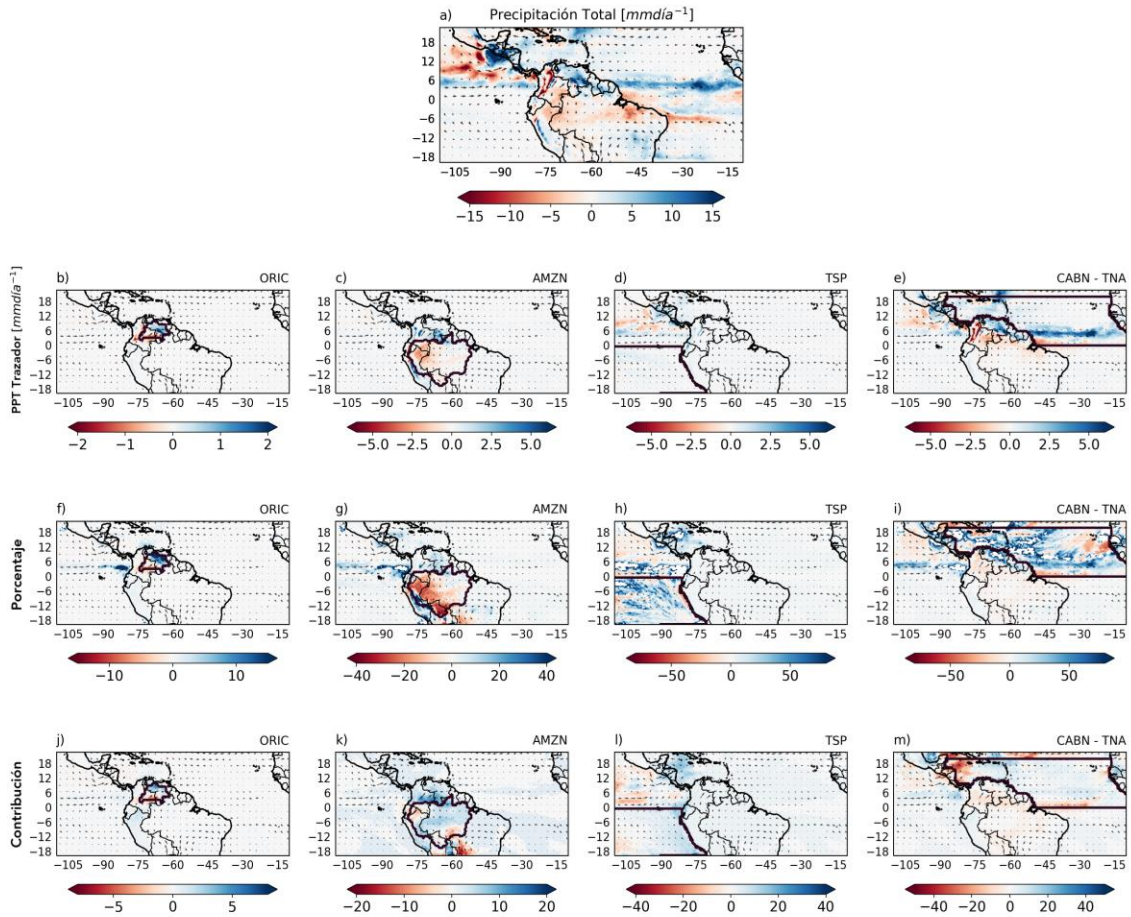


Figura C.3: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de **Mayo** entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo WRF.

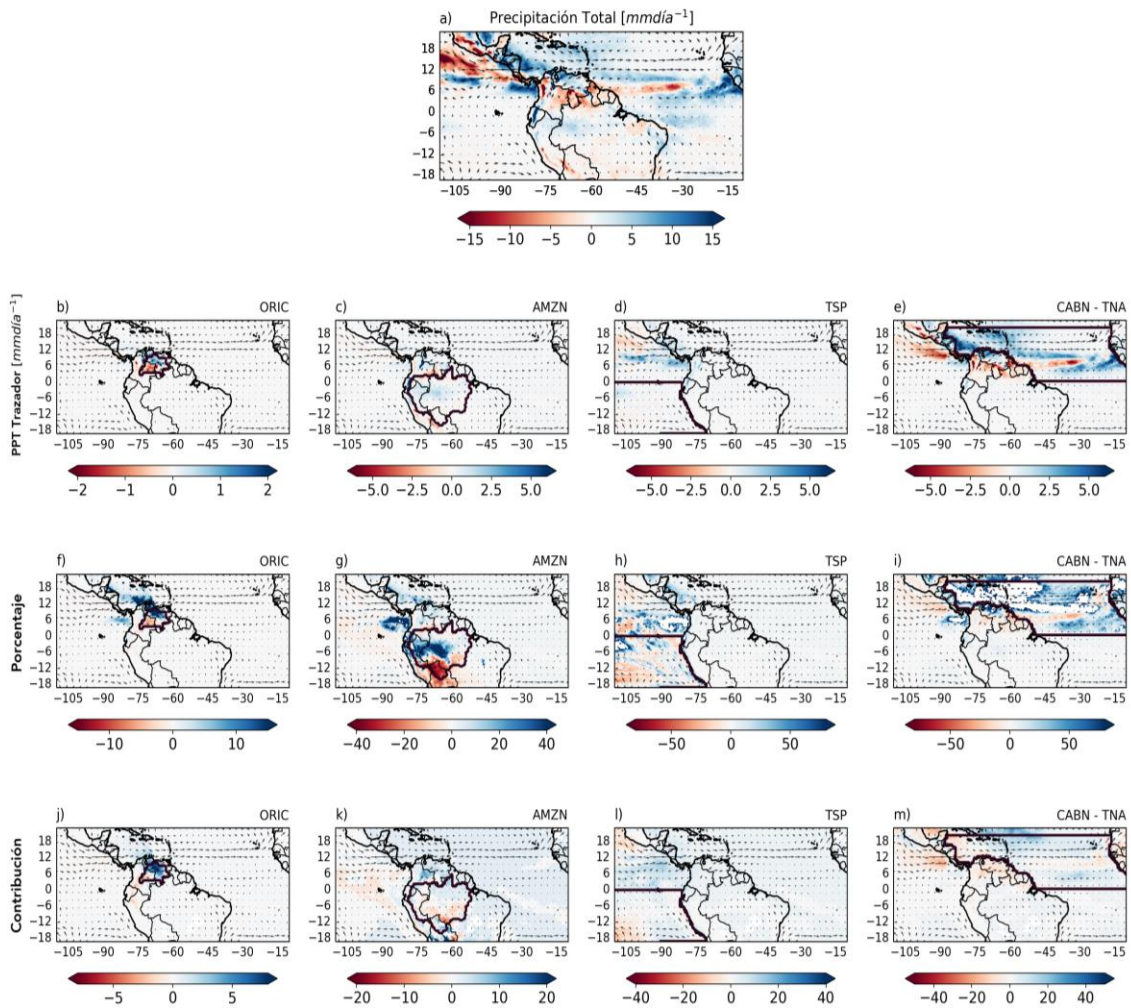


Figura C.4: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de **Junio** entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo WRF.

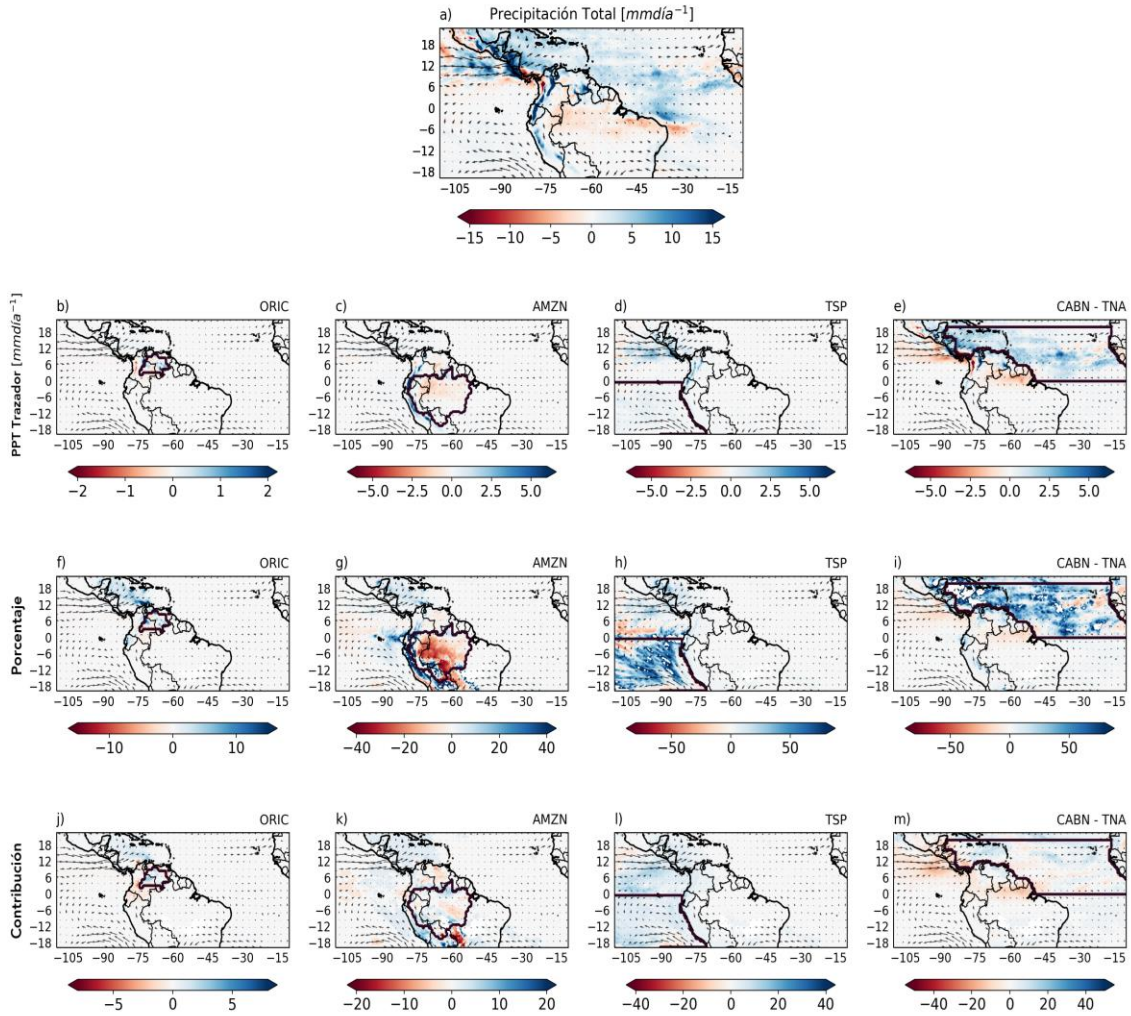


Figura C.5: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de Julio entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo WRF.

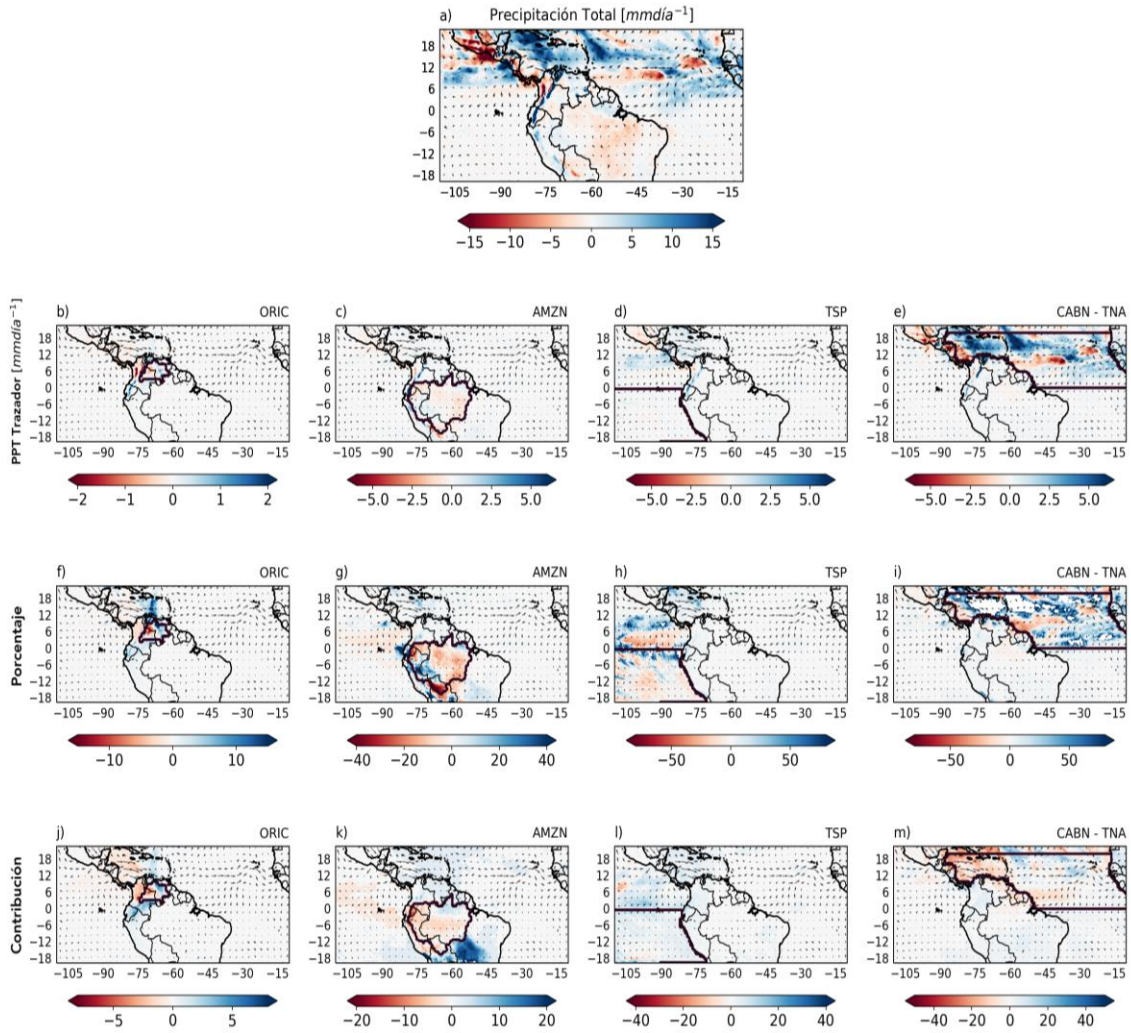


Figura C.6: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de **Septiembre** entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo WRF.

Anexo D

Diferencia en la Sección transversal de humedad específica entre 2010 y 2013.

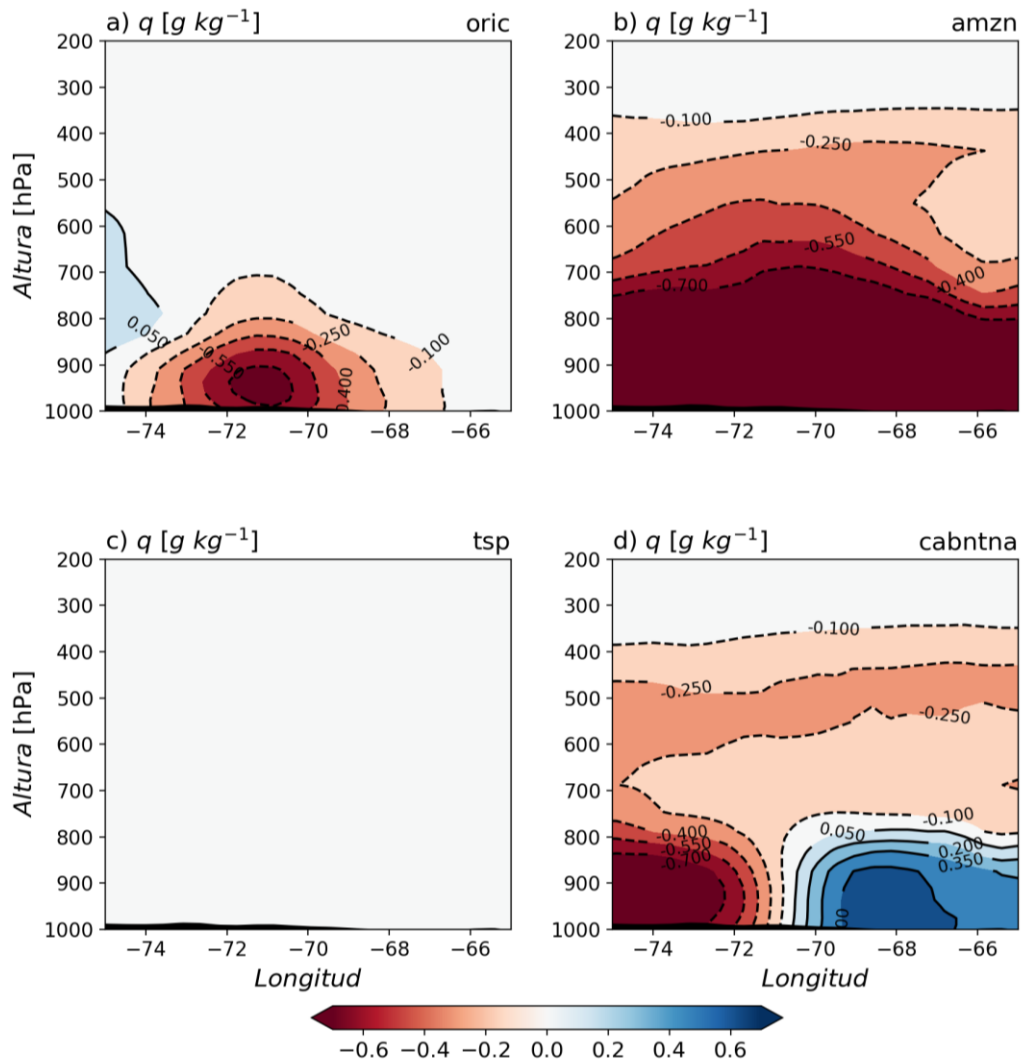


Figura D.1: Sección transversal oeste-este de las diferencias de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) del mes de **Febrero** entre los años 2010 y 2013 para: a) Cuenca del Orinoco. b) Cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA.

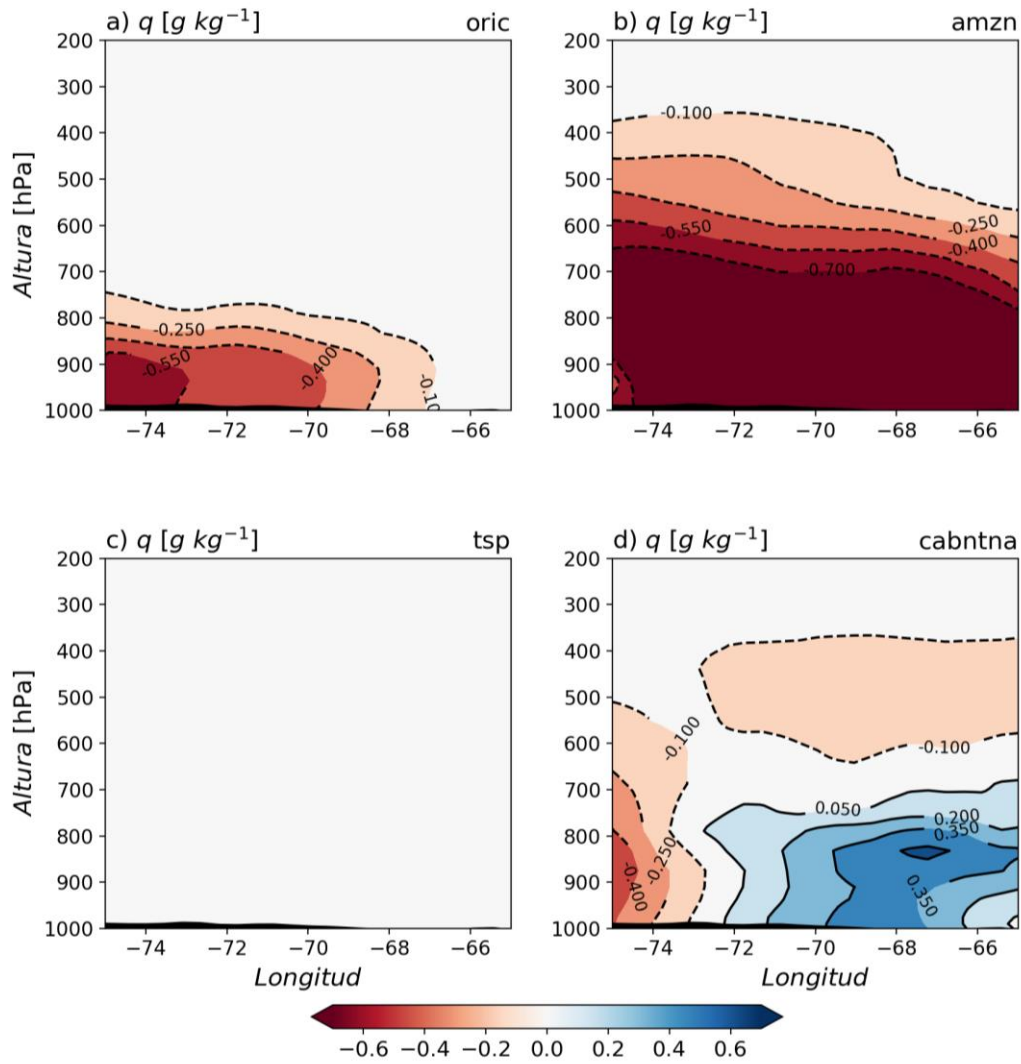


Figura D.2: Sección transversal oeste-este de las diferencias de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) del mes de **Marzo** entre los años 2010 y 2013 para a) Cuenca del Orinoco. b) Cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA.

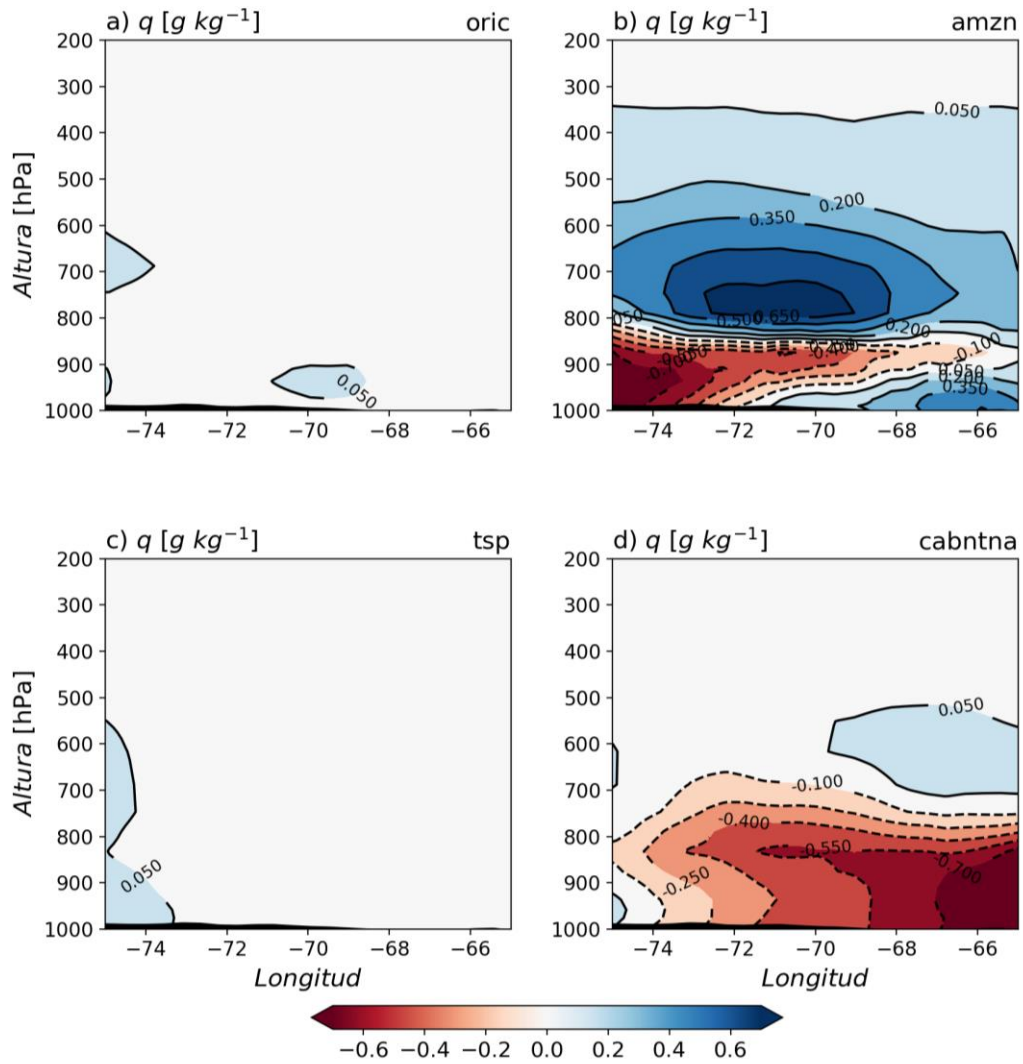


Figura D.3: Sección transversal oeste-este de las diferencias de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) del mes de **Mayo** entre los años 2010 y 2013 para: a) Cuenca del Orinoco. b) Cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA.

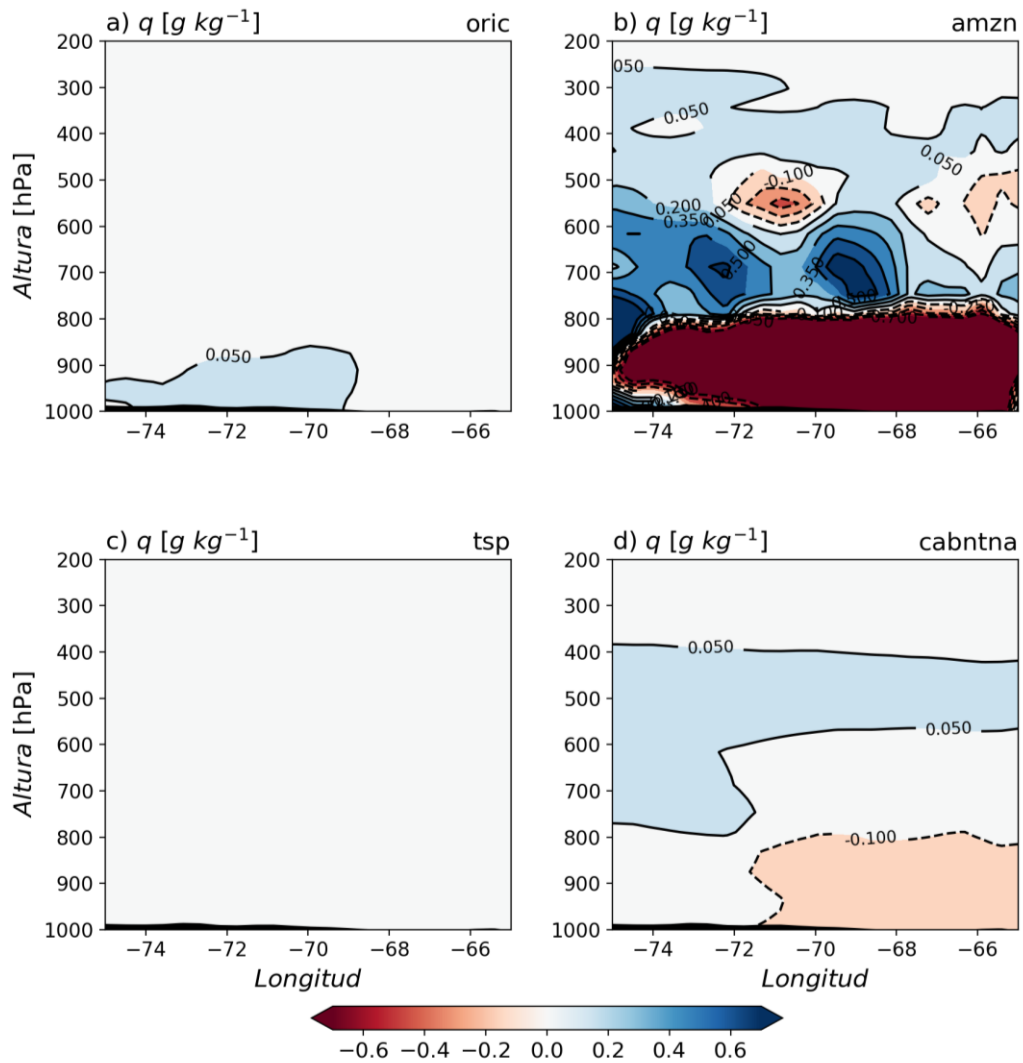


Figura D.4: Sección transversal oeste-este de las diferencias de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) del mes de **Junio** entre los años 2010 y 2013 para: a) Cuenca del Orinoco. b) Cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA.

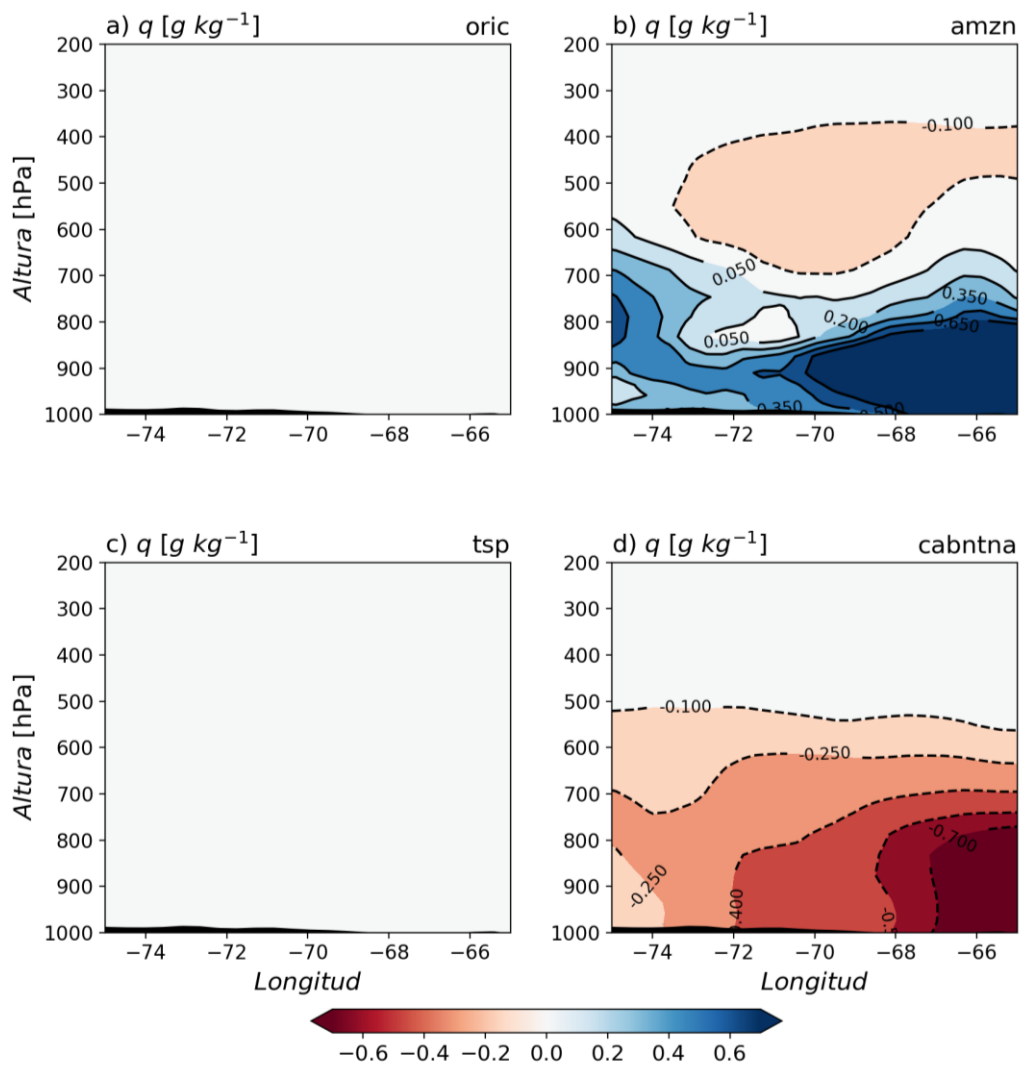


Figura D.5: Sección transversal oeste-este de las diferencias de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) del mes de **Julio** entre los años 2010 y 2013 para: a) Cuenca del Orinoco. b) Cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA.

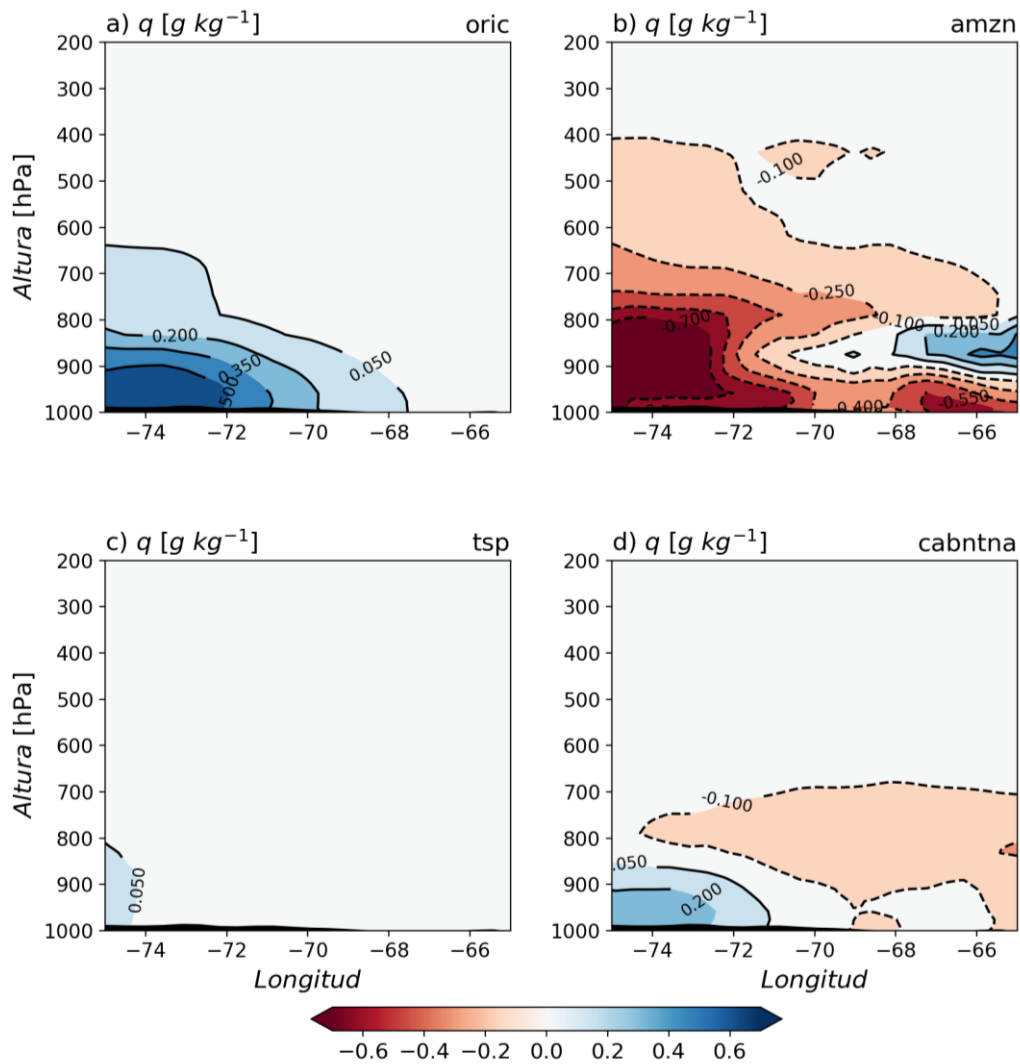


Figura D 6: Sección transversal oeste-este de las diferencias de humedad específica ($g\ kg^{-1}$) del mes de **Septiembre** entre los años 2010 y 2013 para: a) Cuenca del Orinoco. b) Cuenca del Amazonas. c) TSP. d) CABN y TNA.

Anexo E

Comparación del transporte de humedad entre los años 2010 y 2013 usando DRM

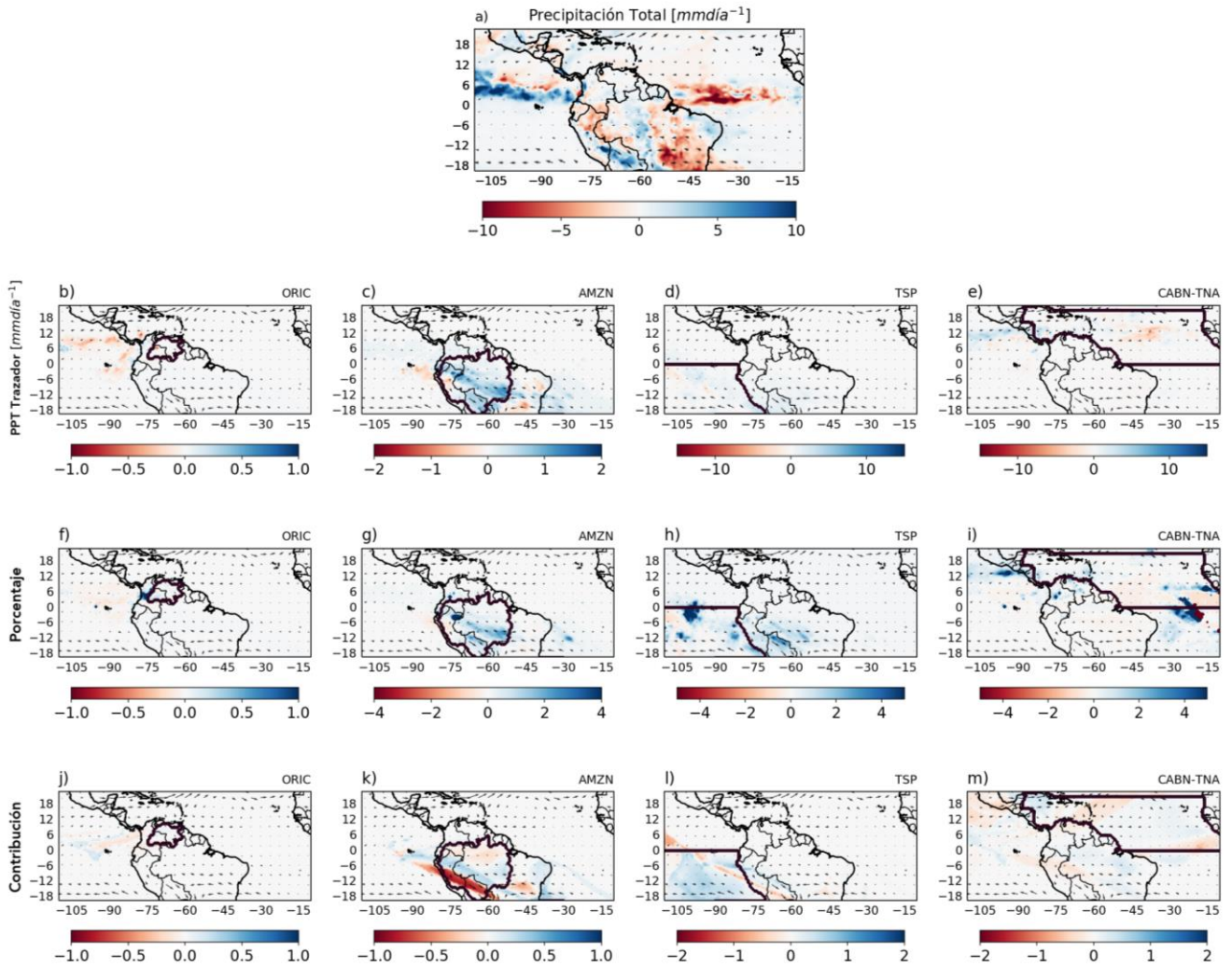


Figura E.1: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del trazador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de **Enero** entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo DRM.

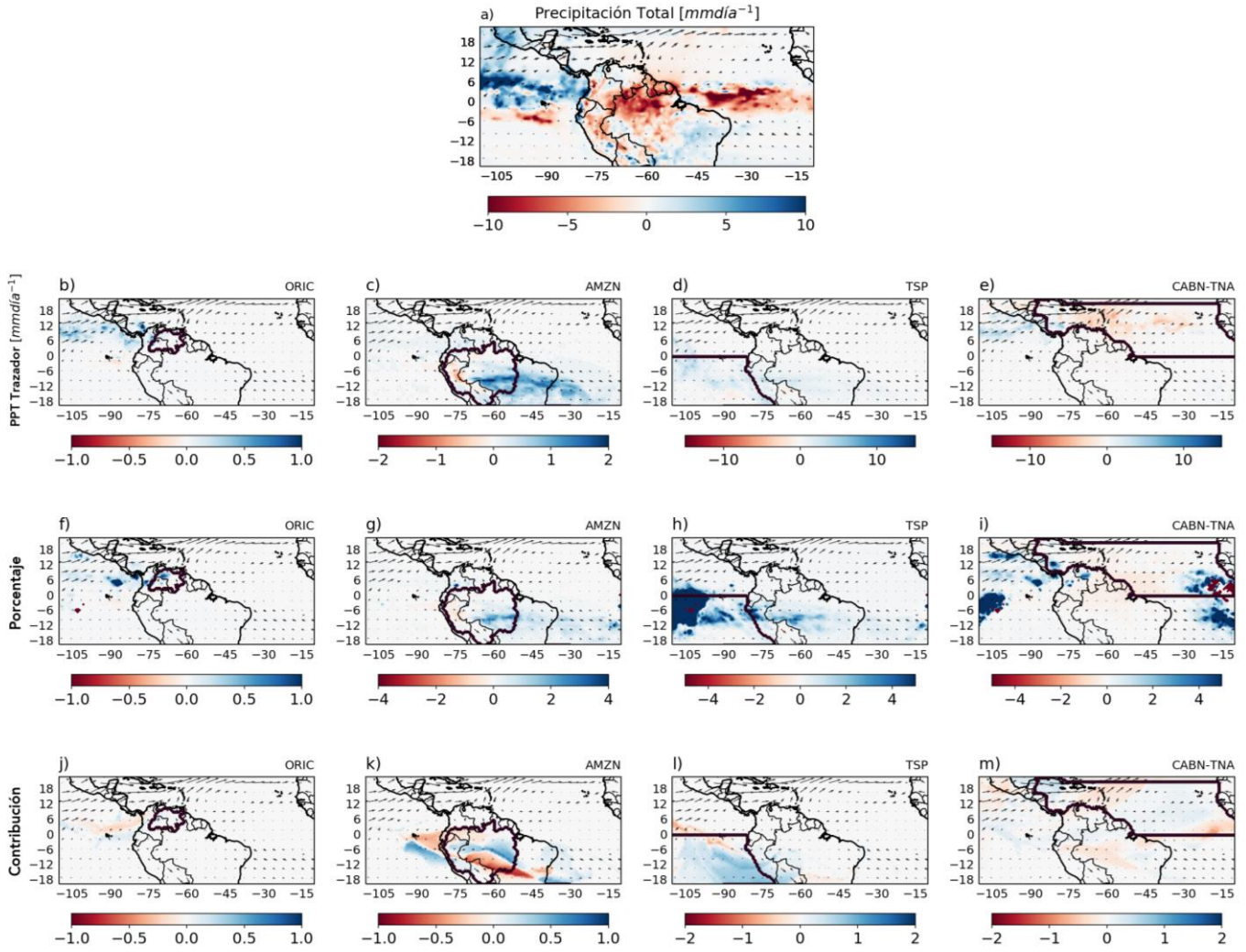


Figura E.2: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del trazador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de **Febrero** entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo DRM.

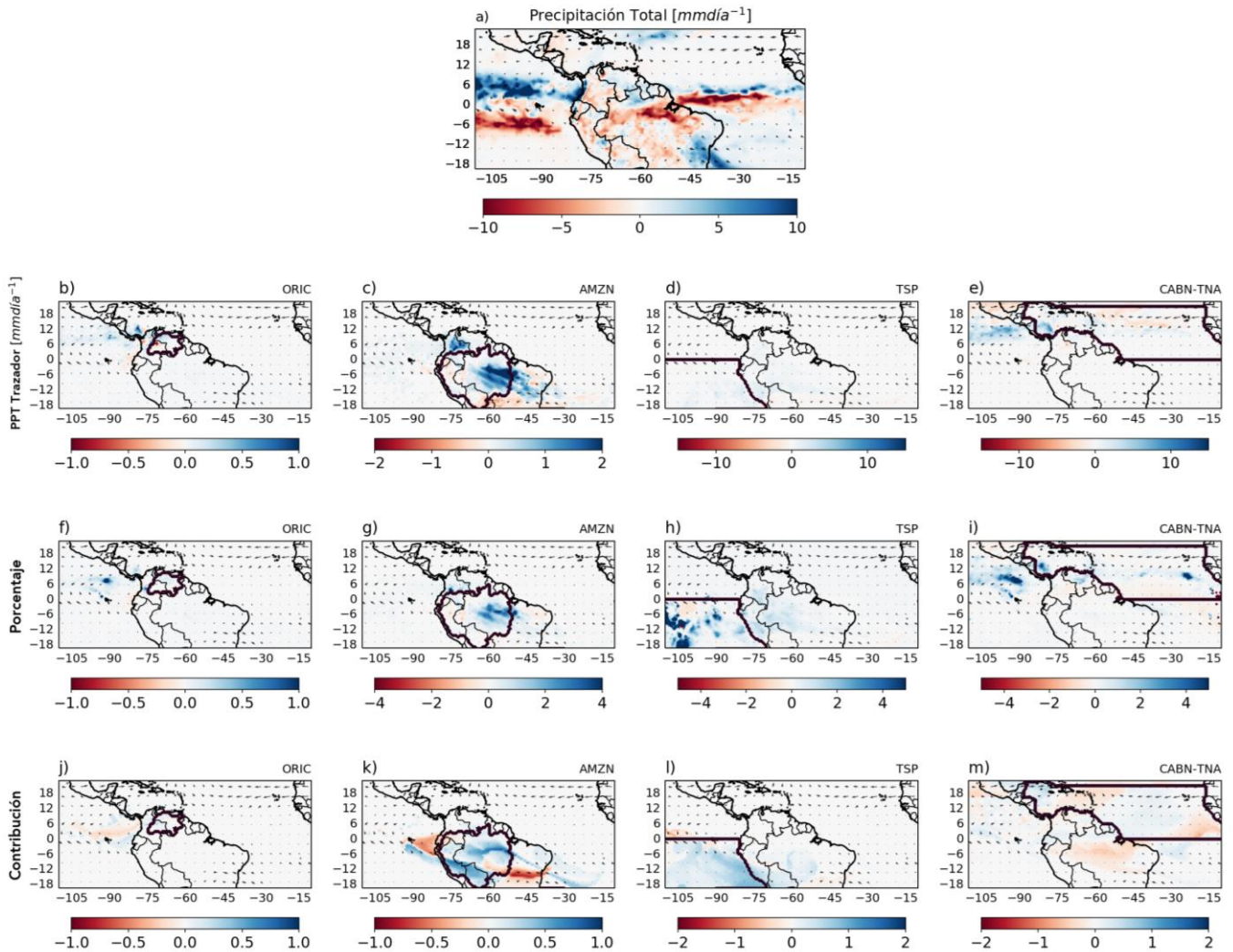


Figura E.3: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de **Marzo** entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo DRM.

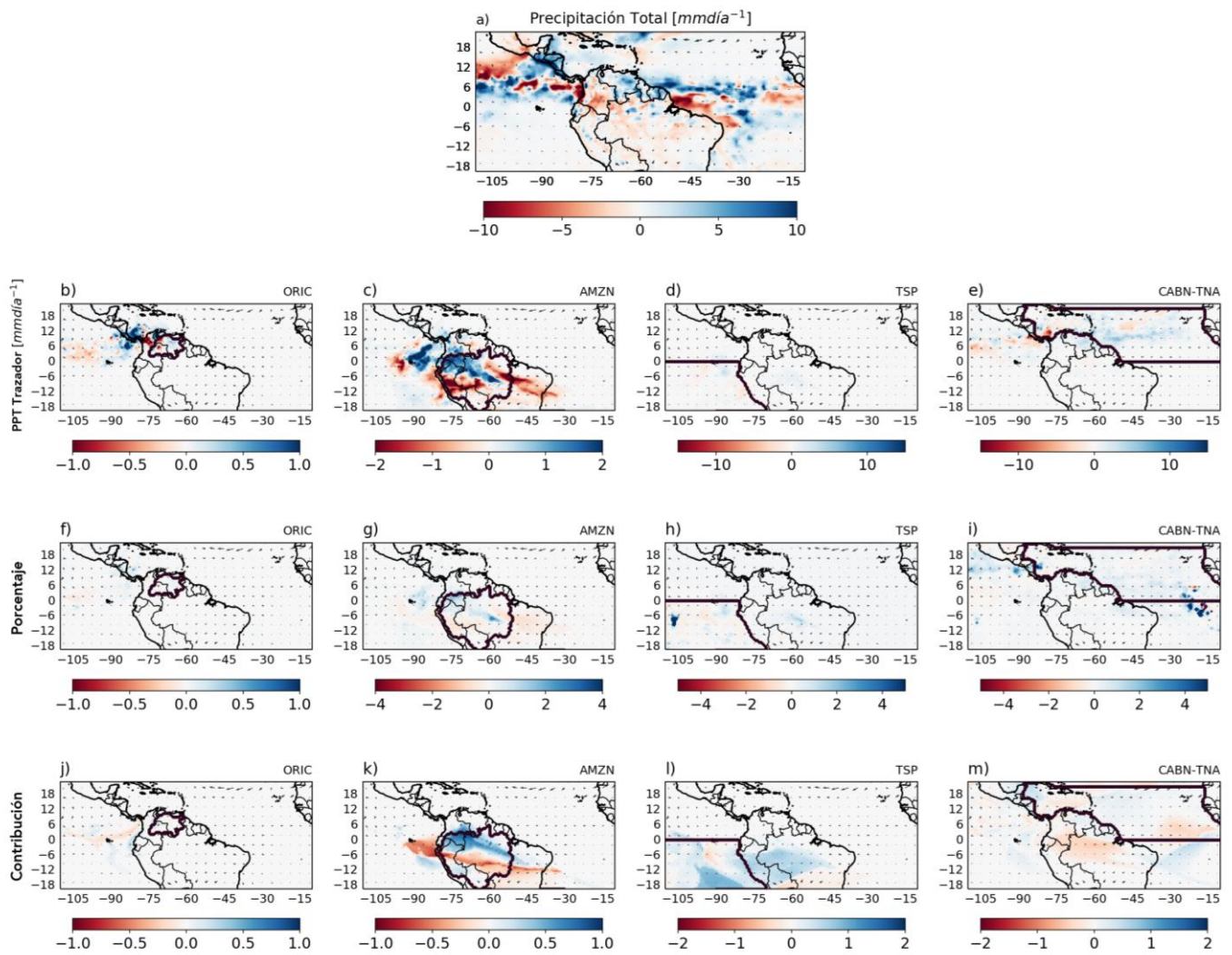


Figura E.4: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de **Mayo** entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo DRM.

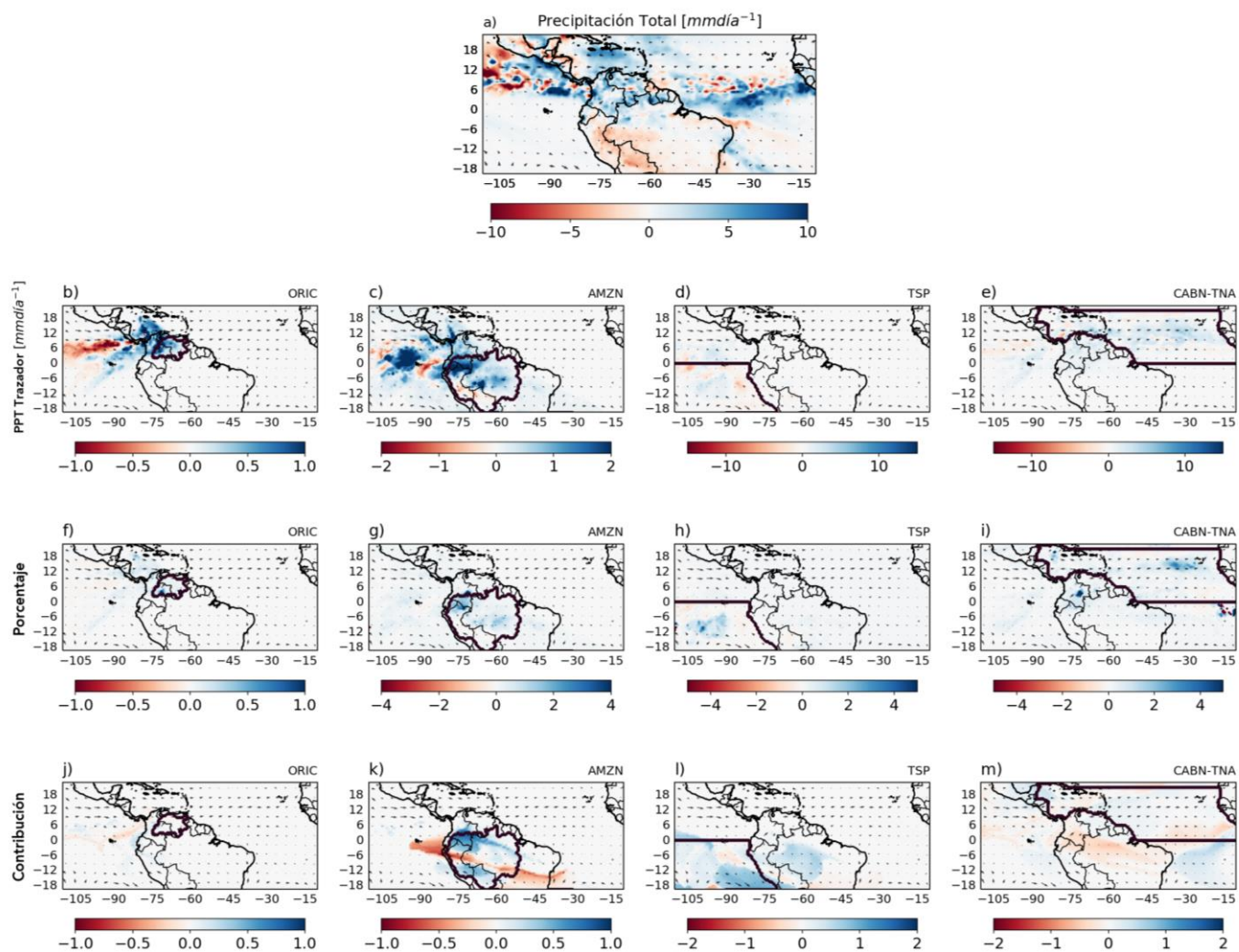


Figura E.5: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del trazador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de **Junio** entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo DRM.

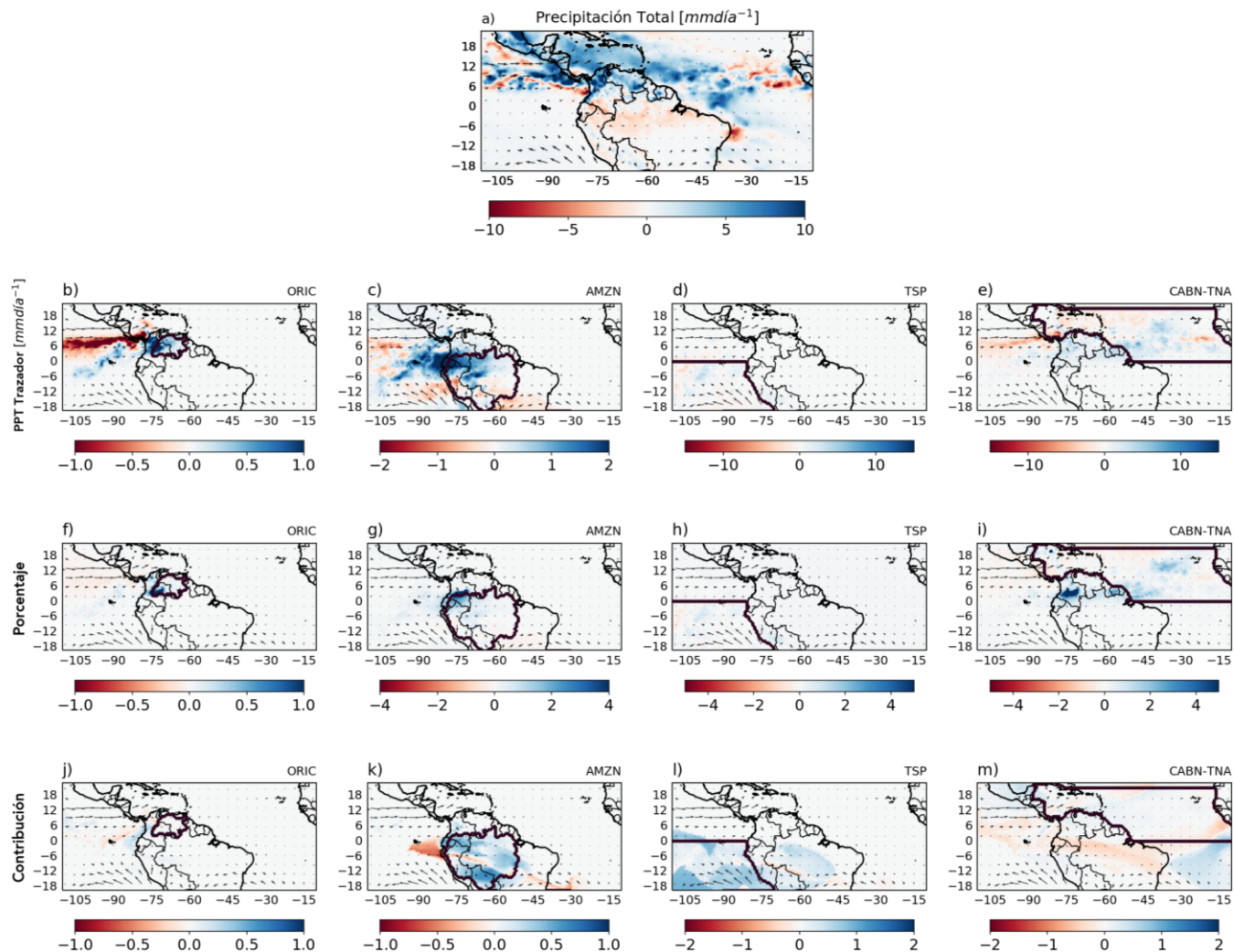


Figura E.6: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del trazador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de Julio entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo DRM.

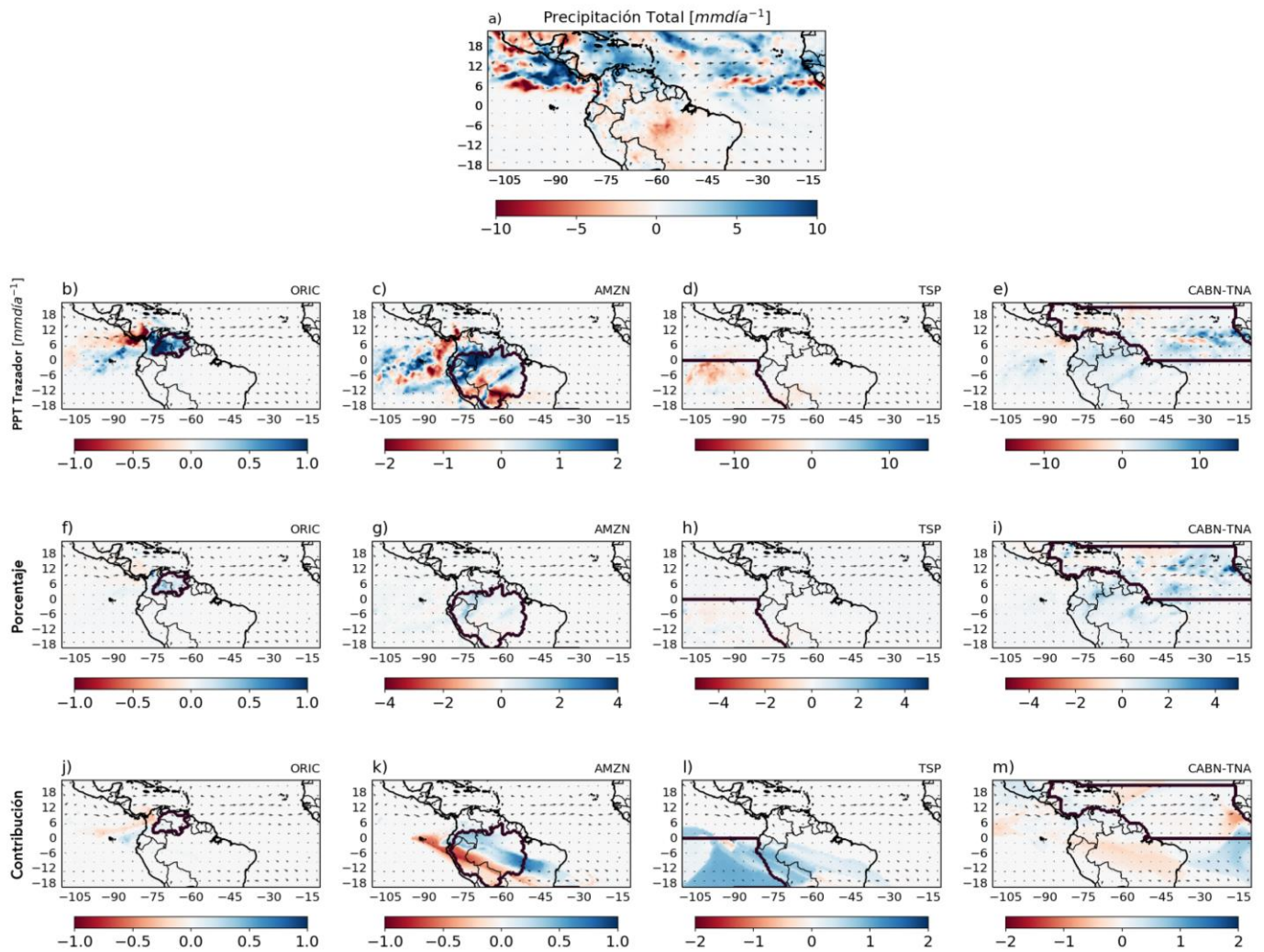


Figura E.7: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de **Septiembre** entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo DRM.

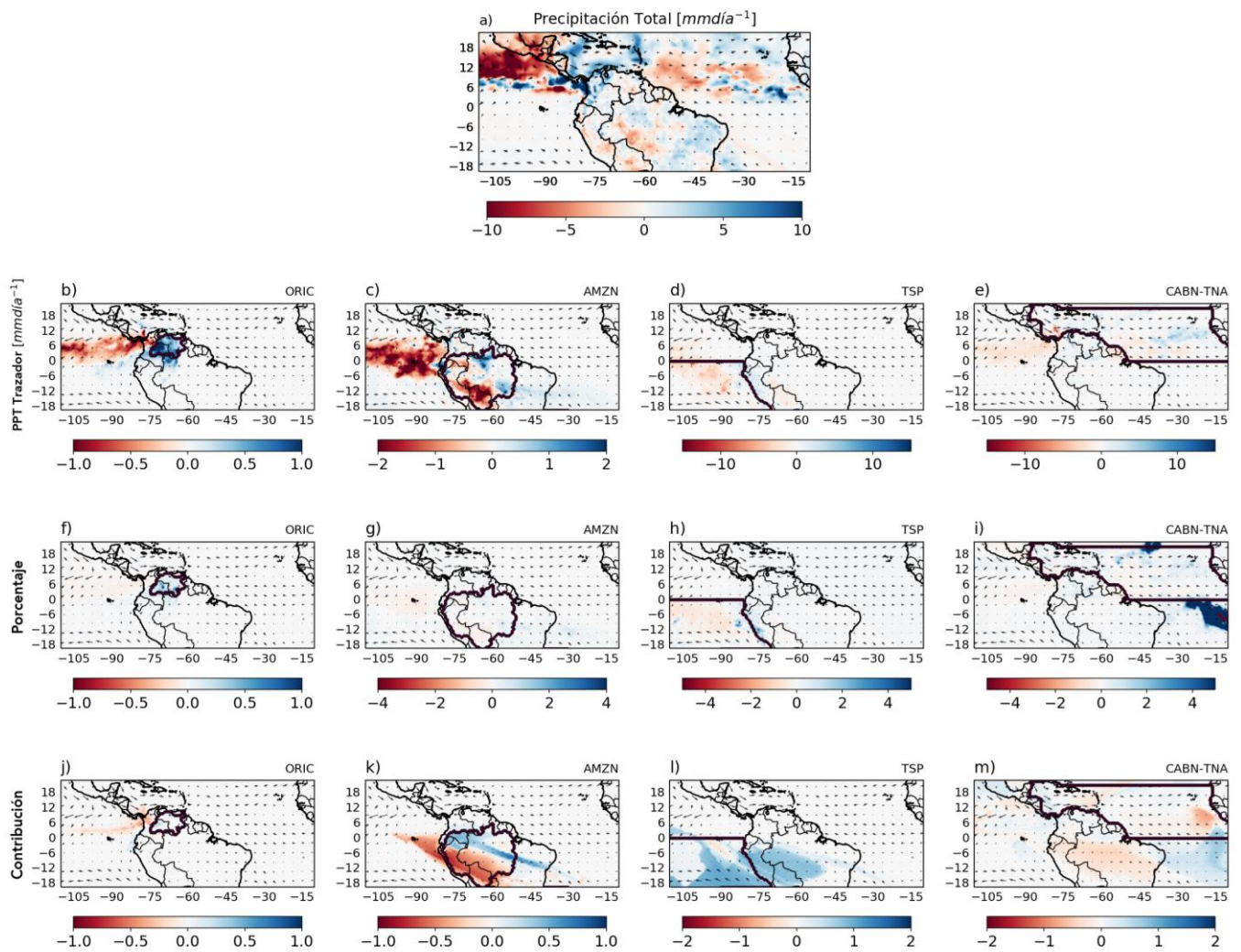


Figura E.8: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del trazador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de **Octubre** entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo DRM.

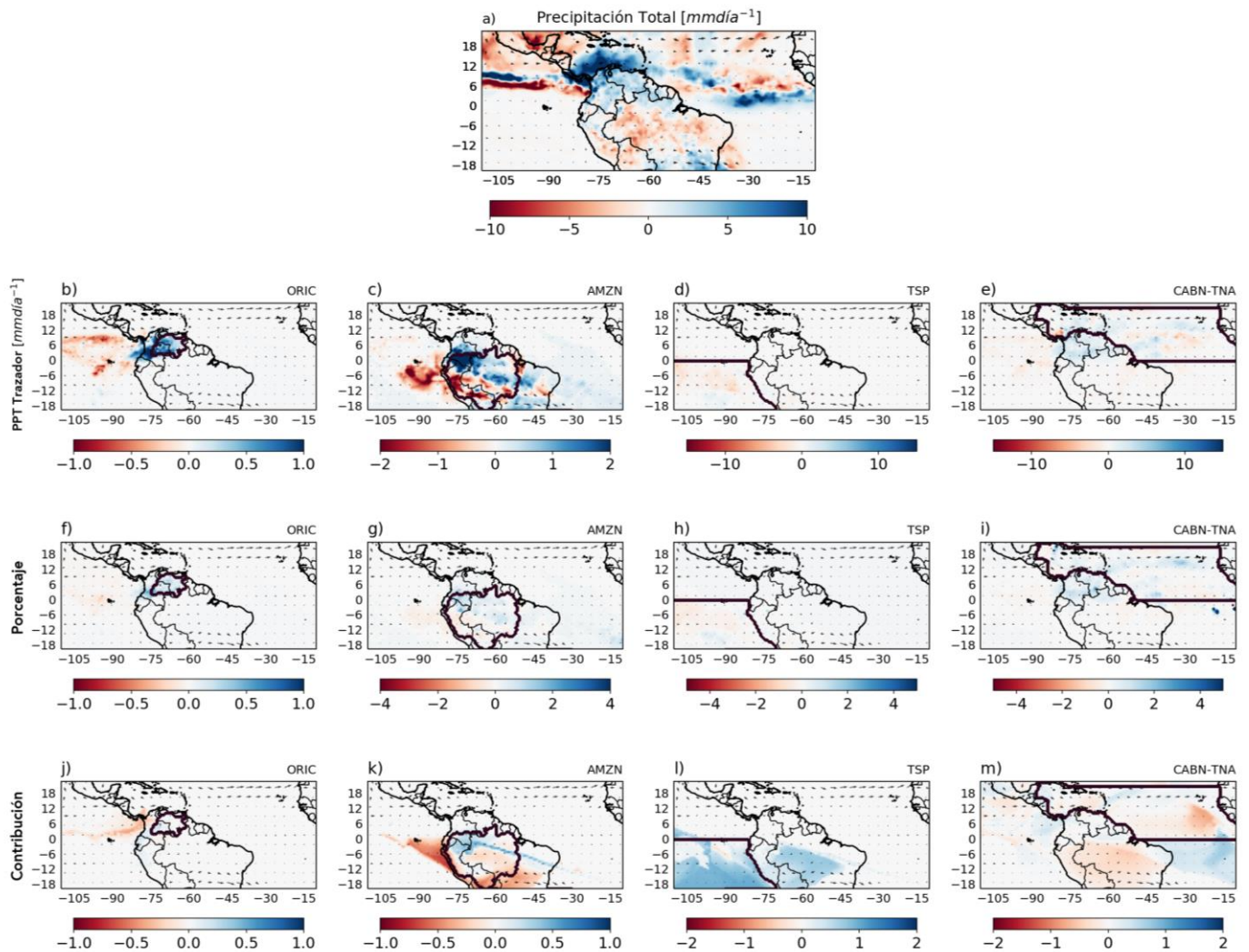


Figura E.9: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del trazador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de **Noviembre** entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo DRM.

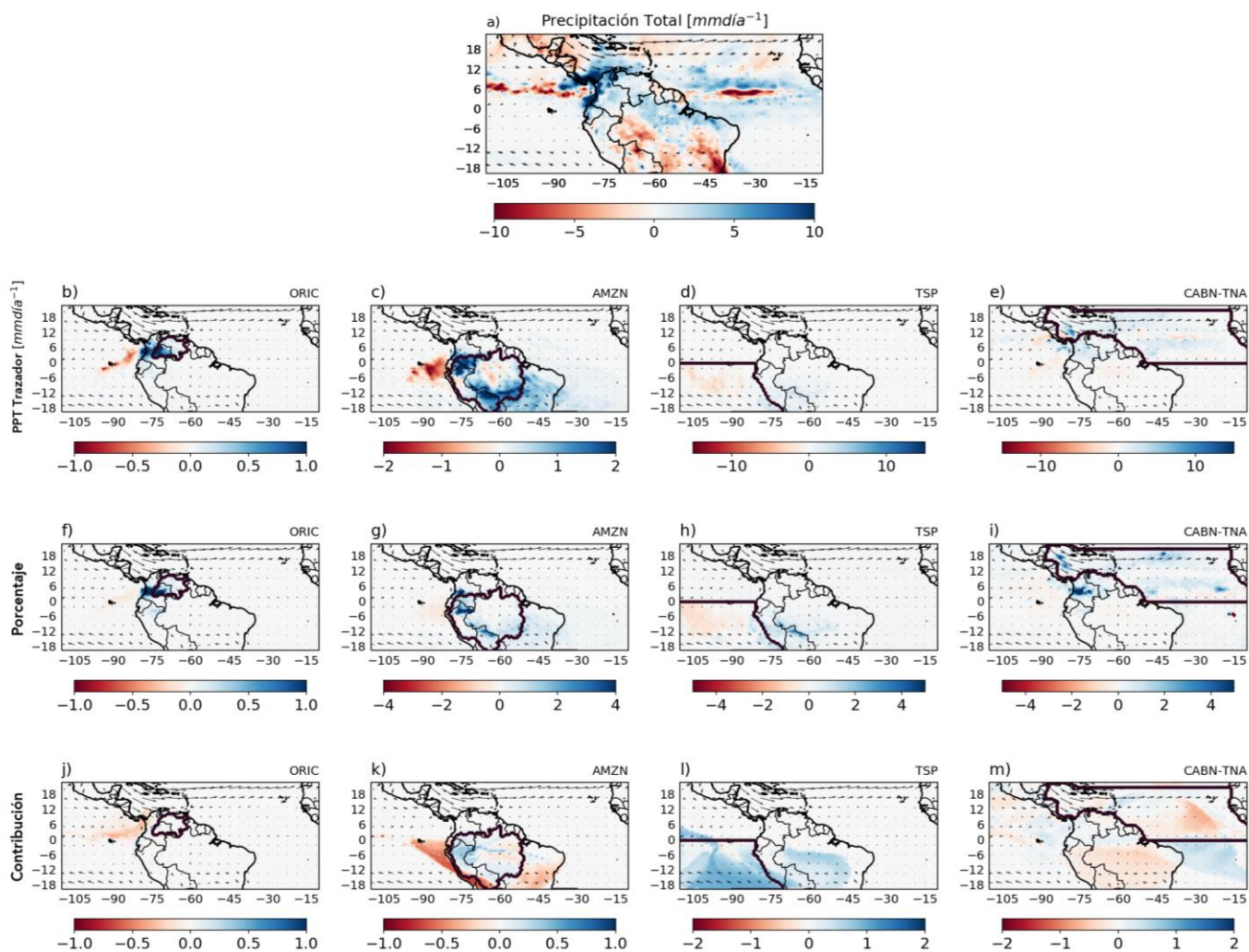


Figura E.10: a). Diferencia de precipitación total. Diferencias en la precipitación del tasador en las fuentes b) ORIC, c) AMZN, d) TSP y e) CABN-TNA. Diferencias de r_p en las fuentes f) ORIC, g) AMZN, h) TSP e i) CABN-TNA. Diferencias en la contribución a la precipitación total de las fuentes j) ORIC, k) AMZN, l) TSP y m) CABN-TNA. Estas diferencias son para el mes de **Diciembre** entre los años 2010 y 2013 obtenidas del modelo DRM